

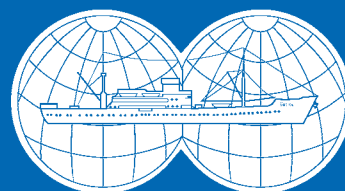
ISSN 0030-1574

Том 63, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2023



ОКЕАНОЛОГИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 63, номер 5, 2023

Физика моря

Мезомасштабные антициклоны в системе Приморского течения Японского моря в летний сезон

А. Г. Островский, А. А. Кубряков, Д. А. Швоев, Д. Д. Каплуненко 703

Экстремальные колебания уровня Японского моря, вызванные прохождением тайфунов Майсак и Хайшен в сентябре 2020 г.

Д. А. Смирнова, И. П. Медведев 718

Химия моря

Структура вод и поток углекислого газа над континентальным склоном моря Лаптевых и в проливе Вилькицкого в осенний сезон

А. А. Полухин, У. А. Казакова, Г. В. Гусак, В. О. Муравья, И. Б. Беликов, Н. В. Панкратова, А. И. Скороход, Г. В. Борисенко, М. В. Флинт, А. С. Щука 733

Растворимость BaSO_4 в нормальной и распресненной морской воде

А. В. Савенко, В. С. Савенко, О. С. Покровский 745

Морская биология

Современные сообщества бентосных фораминифер западной части Восточно-Сибирского моря

Е. А. Овсепян, Я. С. Овсепян, М. А. Зенина, Н. О. Митрофанова 749

Сравнительный анализ морфометрических и репродуктивных параметров краба-стригуна опилио (*Chionoecetes opilio*) Карского и Баренцева морей

С. В. Баканев, В. А. Павлов 762

Агентная модель динамики численности популяций диатомовых водорослей краевых арктических морей в летний период

П. В. Фурсова, Г. Ю. Ризниченко, И. В. Конюхов, С. И. Погосян 773

Морская геология

Соединения восстановленной серы в донных осадках водоемов на разных стадиях отделения от Кандалакшского залива Белого моря (меромиктическое озеро Трехцветное)

Г. Н. Лосюк, Н. М. Кокрятская, Е. А. Вахрамеева, Р. А. Алиев 784

Геомагнитные исследования в Северной Атлантике

Н. А. Пальшин, А. Н. Иваненко, А. М. Городницкий, Ю. В. Брусиловский, И. А. Веклич, Н. А. Шишкина 796

Эоловый рельеф побережья Белого моря: типизация и распространение

Т. Ю. Репкина, А. П. Яковлева 813

Строение земной коры Персидского залива по результатам глубинного сейсмического зондирования

С. А. Ковачев, О. Ю. Ганжа 824

Приборы и методы исследований

Особенности исследования биологических и техногенных объектов с использованием глубоководных буксируемых аппаратов

И. М. Анисимов, А. К. Залота, А. В. Лесин, В. О. Муравья 840

Видеорегистрация вертикального распределения зоопланктона “In Situ”

А. Л. Оленин, А. В. Мишин

853

Информация

Геолого-геофизические, геоморфологические и гидрофизические исследования
в Баренцевом и Карском морях В 51-ом рейсе НИС “Академик Борис Петров” в 2022 г.

*С. Л. Никифоров, Н. О. Сорохтин, Р. А. Ананьев, Н. Н. Дмитриевский,
Е. А. Мороз, А. Г. Росляков, О. В. Кокин*

858

Исследования Балтийского моря в 61-ом рейсе НИС “Академик Иоффе”

*М. О. Ульянова, В. В. Сивков, С. В. Александров, Е. С. Бубнова, А. А. Гусев,
Е. В. Дорохова, Е. Е. Ежова, Т. Р. Еремина, М. В. Капустина*

862

Хроника

К юбилею Л.И. Лобковского

865

CONTENTS

Vol. 63, No. 5, 2023

Marine Physics

Mesoscale Anticyclonic Eddies in the Primorye Current System of the Japan/East Sea in the Summer

A. G. Ostrovskii, A. A. Kubryakov, D. A. Shvoev, D. D. Kaplunenko 703

Extreme Sea Level Variations in the Sea of Japan Caused by the Passage of Typhoons Maysak and Haishen in September 2020

D. A. Smirnova, I. P. Medvedev 718

Marine Chemistry

Water Structure and Carbon Dioxide Flux Over the Laptev Sea Continental Slope and in the Vilkitsky Strait in the Autumn Season

A. A. Polukhin, U. A. Kazakova, G. V. Gusak, V. O. Muravya, I. B. Belikov, N. V. Pankratova, A. I. Skorokhod, G. V. Borisenko, M. V. Flint, A. S. Shchuka 733

Solubility of BaSO₄ in Standard and Desalinated Seawater

A. V. Savenko, V. S. Savenko, O. S. Pokrovsky 745

Marine Biology

Recent Benthic Foraminiferal Assemblages in the Western Part of the East Siberian Sea

E. A. Ovsepyan, Ya. S. Ovsepyan, M. A. Zenina, N. O. Mitrofanova 749

Comparative Analysis of Morphometric and Reproductive Parameters of Snow Crab (*Chionoecetes opilio*) of the Kara and Barents Seas

S. V. Bakanev, V. A. Pavlov 762

Agent-Based Model of Diatom Population Dynamics in Marginal Arctic Seas in Summer

P. V. Fursova, G. Yu. Riznichenko, I. V. Konyukhov, S. I. Pogosyan 773

Marine Geology

Reduced Sulfur Compounds in Bottom Sediments of Lakes at Different Stages of Separation from Kandalakshskiy Bay of the White Sea (Meromictic Lake Trekhtzvetnoe)

G. N. Losyuk, N. M. Kokryatskaya, E. A. Vakhrameyeva, R. A. Aliev 784

Geomagnetic Studies in the Norther Atlantic

N. A. Palshin, A. N. Ivanenko, A. M. Gorodnitskiy, Yu. V. Brusilovskiy, I. A. Veklich, N. A. Shishkina 796

Aeolian Landforms in the White Sea Coast: a Review of Classification and Spatial Distribution

T. Yu. Repkina, A. P. Yakovleva 813

The Earth's Crust Structure of the Persian Gulf According the Results of Deep Seismic Sounding

S. A. Kovachev, O. Yu. Ganzha 824

Research Methods and Facilities

Aspects of Towed Underwater Vehicle "Videomodule" Utilization for Surveying Underwater Objects and Benthic Fauna

I. M. Anisimov, A. K. Zalota, A. V. Lesin, V. O. Muravya 840

Video Registration of the "In Situ" Zooplankton Vertical Distribution

A. L. Olenin, A. V. Mishin 853

Information

Geological and Geophysical, Geomorphological and Hydrophysical Investigations
in Barents and Kara Seas during the Cruise 51 of the R/V *Akademik Boris Petrov* in 2022

*S. L. Nikiforov, N. O. Sorokhtin, R. A. Ananiev, N. N. Dmitrevskiy,
E. A. Moroz, A. G. Roslyakov, O. V. Kokin*

858

Research of the Baltic Sea in the 61 Cruise of the R/V *Akademik Ioffe* (June–July 2022)

*M. O. Ulyanova, V. V. Sivkov, S. V. Aleksandrov, E. S. Bubnova, A. A. Gusev,
E. V. Dorokhova, E. E. Ezhova, T. R. Eremina, M. V. Kapustina*

862

Chronicle

To the anniversary of *Lobkovsky L.I.*

865

УДК 551.468

МЕЗОМАСШТАБНЫЕ АНТИЦИКЛОНЫ В СИСТЕМЕ ПРИМОРСКОГО ТЕЧЕНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН

© 2023 г. А. Г. Островский^{1, *}, А. А. Кубряков², Д. А. Швоев¹, Д. Д. Каплуненко³¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия³Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: osasha@ocean.ru

Поступила в редакцию 15.11.2022 г.

После доработки 17.01.2023 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

Установлен новый механизм подпитки япономорской промежуточной водной массы за счет переноса порций воды мезомасштабными антициклоническими вихрями в летний сезон. Исследованы структура и динамика трех вихрей над континентальным склоном к востоку от зал. Петра Великого в Японском море по данным автономной буйковой станции с зондом-профилографом Аквалог за июнь–июль 2015 г. Показано, что ядра вихрей имели эллипсоидальную форму с вытянутой нижней частью. Антициклоны как изолированные динамические образования переносили обогащенную растворенным кислородом воду в западном-юго-западном направлении вниз по Приморскому течению вдоль континентального склона. Эта вода по своим термохалинным характеристикам соответствовала промежуточной водной массе пониженной солености в очаге ее формирования к югу от зал. Петра Великого.

Ключевые слова: мезомасштабные антициклонические вихри, перенос кислорода, Приморское течение, промежуточная водная масса пониженной солености, Японское море, зонд-профилограф Аквалог

DOI: 10.31857/S0030157423050118, EDN: HCVGOP

1. ВВЕДЕНИЕ

Как отмечалось в работах [8, 12, 16, 24], Приморское течение является одним из наиболее устойчивых элементов циклонического круговорота в северной части Японского моря. Это течение берет начало на шельфе в средней части Татарского пролива и смешивается с водами ветви Цусимского течения на 43° – 46° с.ш. [16], а далее к югу от зал. Петра Великого его стрежень смещается в область континентального склона, как показали данные многолетних судовых разрезов [8]. Благодаря адвекции насыщенных кислородом вод пониженной солености, Приморское течение может влиять на гидрологический режим и баланс растворенного кислорода в северо-западной части Японского моря.

Со времени первых наблюдений за течениями в северной части Японского моря известно об активности антициклонических вихрей в акватории между побережьем и Приморским течением [1]. Дополнительная информация об этих вихрях была получена преимущественно с помощью искусственных спутников Земли. По результатам анализа архива инфракрасных спутниковых сним-

ков [5], в северо-западной части моря к югу от зал. Петра Великого в акватории 41.5° – 42.5° с.ш., 130° – 134° в.д. за июль–октябрь 2000–2004 гг. часто наблюдались антициклонические вихри с горизонтальными размерами 20–110 км. Антициклоны дрейфовали в юго-западном направлении вдоль континентального склона со скоростью от 0.03 до 0.11 м с⁻¹ при типичных значениях 0.03–0.06 м с⁻¹. Индивидуальные вихри размером 20–60 км удавалось проследивать в течение 3–30 дней, а наиболее крупные диаметром 60–110 км – до 2 месяцев. В работах [2, 12] было показано, что антициклоны диаметром 30–50 км образуют вихревые цепочки, вытягивающиеся с востока на запад от 136° до 132° в.д. между температурным фронтом и берегом. В частности, в августе–сентябре 2008 г. в цепочке было до 7 антициклонов диаметром 30–80 км.

Совместный анализ инфракрасных спутниковых снимков и данных гидродинамических моделей [12, 13, 27] показал, что антициклонические мезомасштабные вихри с типичным горизонтальным размером 30–50 км генерируются вблизи кромки шельфа над верхней частью континен-

тального склона вдоль побережья Приморья. Антициклоны интенсивно взаимодействуют друг с другом, дрейфуя на запад-юго-запад подобно топографическим волнам Россби с фазовой скоростью приблизительно $0.06\text{--}0.08\text{ м с}^{-1}$ [27]. Причем, пространственные размеры антициклонических вихрей возрастают вблизи шельфа зал. Петра Великого, где они могут в несколько раз превышать бароклинный радиус деформации Россби. В модели [13] на периферии антициклонических вихрей формировались меньшие по размеру циклонические вихри, которые могли существовать несколько дней.

Вертикальная структура мезомасштабных антициклонических вихрей, дрейфующих из северо-восточной части моря на юго-запад вдоль континентального склона, не была описана в научной литературе, хотя проявления этих вихрей на морской поверхности в зоне Приморского течения многократно наблюдались из космоса. Недостаточно изучена роль антициклонических вихрей в переносе водных масс и в балансе кислорода северной части Японского моря [5]. Для оценки вклада антициклонов в перенос тепла, соли и кислорода нужно исследовать характеристики водных масс в вихрях, а также точнее определить горизонтальные размеры вихрей, их повторяемость и скорость дрейфа. В настоящей работе сделана попытка частично ответить на эти вопросы, проанализировав данные, полученные путем регулярных и частых зондирований с помощью подводного зонда-профилографа Аквалог на стационарной автономной буйковой станции (АБС) с апреля по октябрь 2015 г. [6, 14, 24].

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Роботизированные зонды-профилографы предназначены для использования в составе АБС с целью получения длинных временных рядов вертикальных профилей термohалинных параметров морской среды в заданных географических точках. Зонд-профилограф Аквалог дополнительно оборудован техническими средствами для измерения скорости течения [11]. Аквалог периодически поднимается и опускается по тросу (буйрепу) притопленной АБС между подповерхностным поплавком на верхнем конце троса и донным якорем на нижнем конце. Для перемещения по тросу Аквалог оснащен электроприводом с ведущим колесом, которое действует силой трения на натянутый под водой трос.

В апреле 2015 г. АБС с аппаратом Аквалог была установлена в верхней части континентального склона у побережья Приморья в точке $42^{\circ}33.7' \text{ с.ш.}, 133^{\circ}47.1' \text{ в.д.}$ в 27 км от берега и в 12 км мористее 200-метровой изобаты на глубине 425 м. Перед постановкой Аквалог прошел процедуру балансировки в морской воде в зал. Петра Великого с тем,

чтобы привести его плавучесть к близкой к нейтральной для экономии энергии при перемещении с учетом того, что АБС будет работать длительное время до середины осени 2015 г. и в процессе постановки будет происходить сезонный прогрев воды. Во время работы станции скорость движения Аквалог была почти постоянной около 0.22 м с^{-1} при погружении и около 0.20 м с^{-1} при подъеме.

Измерения были начаты 18 апреля 2015 г. и продолжались в течение 184 суток. Зондирования проводились как при погружении, так и при подъеме Аквалог, причем циклы движения вниз/вверх выполнялись каждые 6 часов. Верхняя плавучесть АБС была заглублена на 45 м, то есть значительно ниже приповерхностного слоя моря, где на нее могло повлиять морское волнение. Диапазон глубины профилирования был установлен следующим образом: первые 5 дней — от 60 до 260 м, 6-й день — от 60 м до 420 м, следующие 5 дней — от 60 до 260 м, 12-й день — от 60 м до 420 м и так далее. Парковочный горизонт был задан на 260 м, но из-за небольшого перевеса Аквалог в периоды между зондированиями иногда самопроизвольно опускался на 10–40 м ниже горизонта 260 м. В общей сложности в ходе постановки было выполнено 736 циклов профилирования.

В процессе движения океанологические датчики температуры, солености, давления, растворенного кислорода и скорости течения, установленные на Аквалог, проводили измерения. Аквалог был снаряжен зондом электропроводности, температуры и давления SBE 52-MP CTD с датчиком растворенного кислорода SBE 43F и акустическим доплеровским измерителем течения Nortek Aquadopp (комплектация и методика измерений описаны в [25]).

Зонд SBE 52-MP проводил измерения каждую 1 с. При обработке данные СТД-зондирований были осреднены по 2-метровым слоям. Специальная обработка СТД-данных была проведена в целях минимизации динамических и случайных ошибок [6]. Полученные вертикальные профили были сопоставлены с данными судовых измерений СТД-зондом SBE 911plus вблизи АБС Аквалог 30 мая 2015 г. [6]. Сравнение показало, что точность СТД-данных Аквалог находилась в пределах $\pm 0.002^{\circ}\text{C}$ для температуры, $\pm 0.003\text{ мС см}^{-1}$ для электропроводности и $\pm 2\text{ дбар}$ для давления. Датчик растворенного кислорода SBE 43F проводил измерения с точностью $\pm 2\%$ от величины насыщения [25] с той же временной дискретностью, что и СТД-зонд SBE 52-MP. Дрейф датчика кислорода по спецификации компании-производителя мог составлять до 0.5% после 1000 часов эксплуатации. В случае проведения измерений в июне–июле 2015 г. со времени постановки прибора до окончания наблюдений за последним из вихрей, обсуждаемых ниже, прошло около

2500 часов, за это время дрейф датчика мог составить 1.25%. Согласно спецификации, благодаря специальной мембране толщиной 0.5 мм, время отклика малоинерционного датчика SBE 43F составляет всего 2–5 с. При понижении температуры воды время отклика увеличивается до 15 с при температуре 2–3°C, что при скорости зондирования 0.2 м с⁻¹ эквивалентно вертикальному смещению профиля растворенного кислорода на 3 м. Соответствующий гистерезис в вертикальных профилях кислорода был минимизирован в соответствии с методикой [25].

Акустический доплеровский измеритель течений Aquadopp на носителе Аквалог [10] работал в режиме измерений с максимальной частотой 23 Гц и выдавал данные, осредненные с периодом 4 с. При этом компас прибора обновлялся со скоростью 4 Гц. Анализ данных инклинометра прибора показал, что углы наклона не превышали 15° (при норме 20°) в 99.9% всех случаев. Средние значения углов дифферента и крена составили, соответственно, –2.5° и –1.6° (стандартные отклонения – соответственно 2.4° и 2.7°). Таким образом, прибор Aquadopp работал в вертикальном положении, что было важнейшим условием точных измерений морского течения с помощью АБС.

Данные измерений накапливались в памяти Аквалога. После подъема АБС по этим данным были построены распределения параметров морской среды в зависимости от времени и глубины (давления) или от плотности воды, чтобы исследовать, например, диапикническое перемешивание и изопикническую адвекцию [24]. Ниже данные Аквалога использованы для изучения вертикальной структуры и динамики проходящих вихревых образований.

На этапе постобработки данных измерений течений была выполнена процедура поворота горизонтальных осей системы координат на 7.5° против часовой стрелки так, чтобы вместо системы координат восток–север получить новую систему координат, в которой оси были бы направлены вдоль континентального склона на восток–северо-восток и поперек континентального склона в сторону берега. Ниже рассматриваются только компоненты скорости течения вдоль склона, u , и поперек склона, v . Диаграмму, объясняющую, как скорость течения в вихре проявляется в данных АБС, можно найти, например, в [22]. Обработка данных измерений АБС Аквалог позволяет изучить компоненту скорости $v(t, z)$ в вихре в зависимости от времени t и глубины z . При допущении, что ядро вихря перемещалось над АБС Аквалог прямолинейно и равномерно со скоростью u_c , из данных измерений поперек-склоновой компоненты вектора скорости течения $v(t, z)$ можно рассчитать $\hat{v}(x, z)$. Полученное распреде-

ление $\hat{v}(x, z)$ вдоль сечения вихря целесообразно сопоставить с оценкой поперек-склоновой компоненты геострофической скорости v_g в вихре. Величина v_g была оценена по формуле

$$v_g = g(\rho f)^{-1} \int_{70}^{300} (d\rho/dx) dz \quad (1)$$

в предположении, что вихрь был геострофически сбалансирован в диапазоне глубин от 70 до 300 м, где g – ускорение силы тяжести, $x = u_c t$, t – время циклов профилирования, ρ – плотность воды, f – параметр Кориолиса, z – глубина. Оценки геострофической скорости были получены для нескольких заданных значений $u_c = 0.08, 0.09, \dots, 0.16$ м с⁻¹. Выбор подходящего значения u_c был основан на наилучшем соответствии $v_g(x, z)$ и $\hat{v}(x, z)$. Полученные оценки размеров вихрей были верифицированы по спутниковым данным о температуре поверхности моря и концентрации хлорофилла-а с горизонтальным разрешением ~1 км, полученным с помощью спектрорадиометра MODIS ИСЗ Aqua (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ данных измерений показал, что преобладающий перенос был западного-юго-западного (255°–270°) направления в 89% всех случаев. При этом в нескольких случаях продолжительностью от 2 до 7 сут был отмечен перенос на восток–северо-восток со скоростью $u < 0.05$ м с⁻¹. В среднем за период наблюдений величина вдоль-склоновой компоненты скорости $\bar{u}$ монотонно уменьшалась с 0.15 м с⁻¹ на горизонте 70 м до 0.04 м с⁻¹ к придонному слою на глубине 400 м. В среднем поперек-склоновая компонента скорости течения $\bar{v} \approx 0$ м с⁻¹, но диапазон колебаний v был значительным – ± 0.35 м с⁻¹ (рис. 6 в [24]). Наблюдалась корреляция между изменениями скорости течения во времени и изменениями глубины залегания изопикн. При этом, например, глубина залегания изопикны $\sigma_\theta = 27.2$ кг м⁻³ могла меняться с амплитудой до 170 м. В данных наблюдений за скоростью v выделялись характерные периоды смены знака переноса с направления в сторону берега к направлению от берега, что характерно для прохождения антициклонических вихрей с востока на запад вдоль континентального склона над точкой постановки АБС. Продолжительность таких событий, когда поперек-склоновый перенос разворачивался с северного направления на южное, составляла от 3 до 8 суток. Рассмотрим термохалинную стратификацию и скорость течения во время наиболее интересных событий в июне–июле 2015 г., которые, по нашему мнению, были связаны с прохождением антициклонических вихрей.

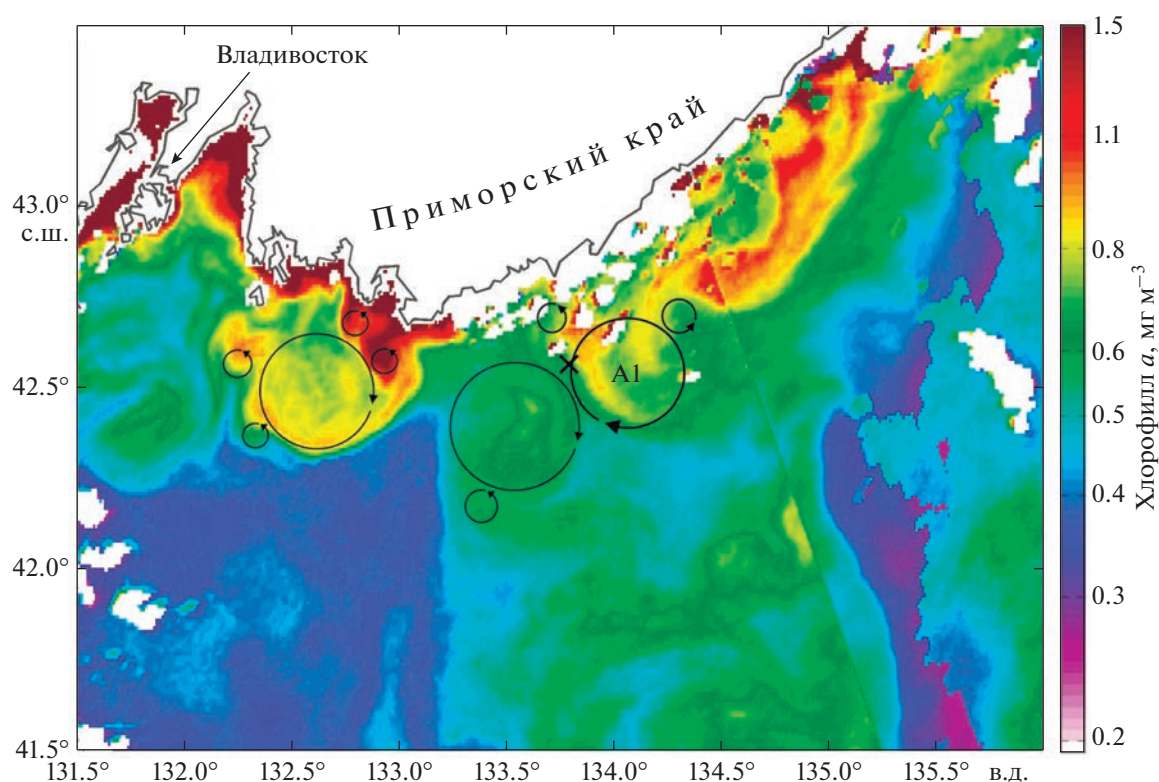


Рис. 1. Концентрация хлорофилла-а на поверхности северо-западной части Японского моря по данным высокоразрешающей съемки спектрорадиометра MODIS примерно в 04:45 04.06.2015 (здесь и далее время Всемирное). Визуально выделены некоторые вихри у южного побережья Приморья вблизи АБС Аквалог (косой крест): большие круги — мезомасштабные антициклонические вихри, включая вихрь А1 восточнее АБС Аквалог, малые круги — субмезомасштабные циклонические вихри.

3.1. Динамика и термохалинная структура антициклона А1

Анализ спутниковых данных

Доминирование антициклонов в области шельфа и верхней части континентального склона у побережья Приморья обусловлено отрицательной потенциальной завихренностью в сдвиговом течении западного направления. Спутниковые съемки в видимом и инфракрасном диапазонах электромагнитного спектра позволили нам выявить антициклонические вихри, дрейфующие на западно-юго-запад вдоль континентального склона (рис. 1). У побережья антициклоны образовали зону шириной до 50 км, обогащенную фитопланктоном. На поверхности моря в вихрях концентрация хлорофилла-а местами достигала $1\text{--}1.5\text{ мг м}^{-3}$. Южнее в открытых районах моря концентрация хлорофилла-а в основном составляла менее 0.5 мг м^{-3} .

В конце мая—начале июня 2015 г. облачность была менее плотной, и по серии спутниковых снимков была установлена дата появления антициклонического вихря А1 вблизи АБС Аквалог (рис. 1 и 2). Передний фронт вихря появился в районе станции ранним утром 4 июня (здесь и да-

лее указано Всемирное время). Закрученные по часовой стрелке струи воды, обогащенной хлорофиллом-а, сделали вихрь А1 заметным на поверхности моря, что позволило нам определить его горизонтальный размер примерно в 30–35 км. Эту величину целесообразно сравнить со значением внутреннего (первого бароклинного) радиуса деформации Россби в двухслойной модели, r_i (например, [9]). Такая оценка была сделана по данным СТД-зондирования от поверхности до горизонта 500 м в районе АБС Аквалог в точке $42^\circ 33'$ с.ш. $133^\circ 48'$ в.д. с НИС “Академик Лаврентьев” 30 мая 2015 г. При толщине верхнего слоя 25 м и при перепаде плотности между верхним и нижним слоями равным 1 г см^{-3} получается $r_i \approx 5\text{ км}$. Поскольку радиус вихря А1 был в 3–4 раза больше внутреннего радиуса деформации Россби, этот вихрь следовало считать мезомасштабным. Ниже и выше по Приморскому течению также наблюдались мезомасштабные антициклоны. На их периферии местами были отмечены субмезомасштабные вихри.

На инфракрасных снимках проявились струи вод, связанные с вихревой адвекцией (рис. 2). По данным на 4 июня температура поверхности моря

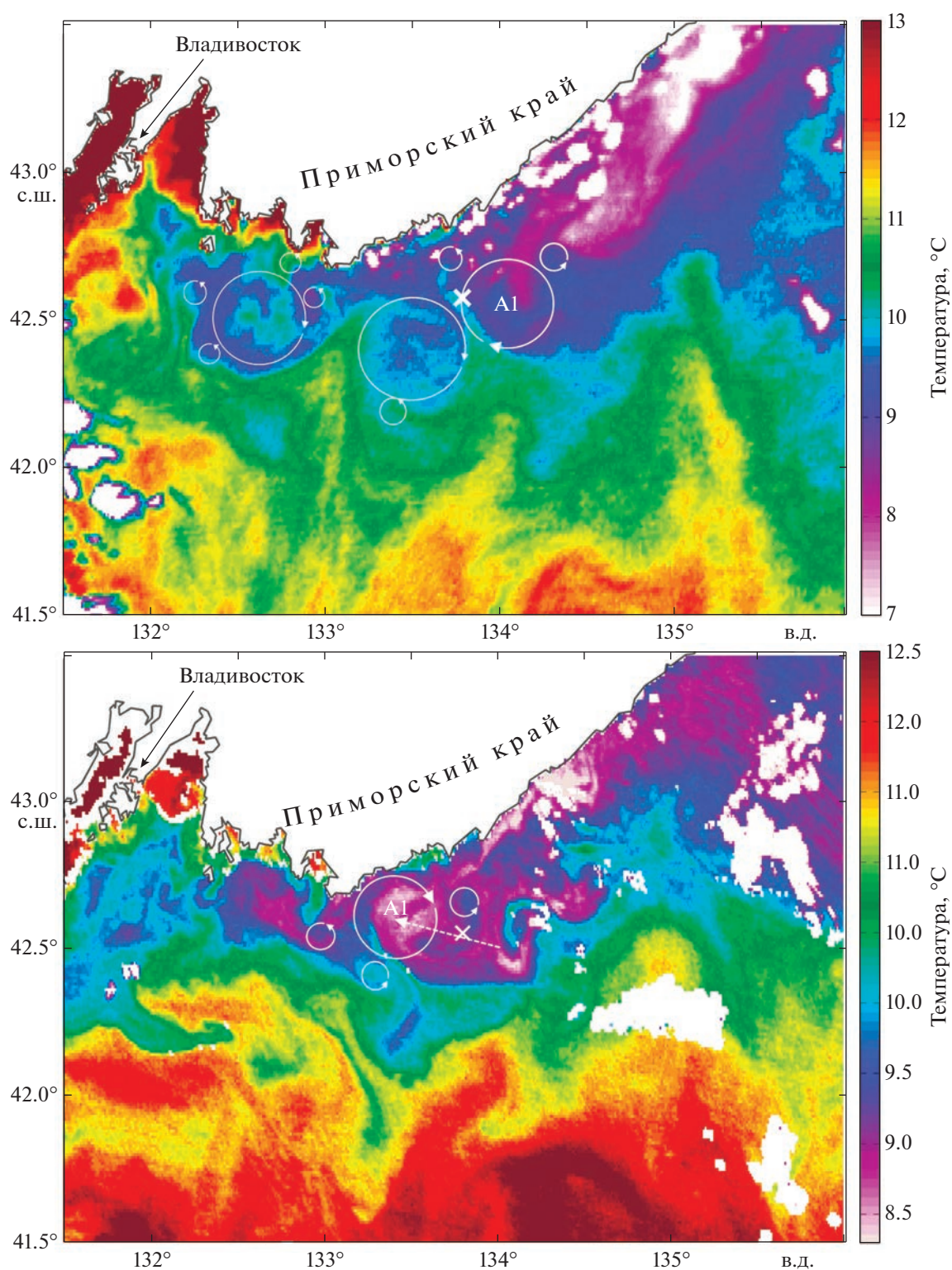


Рис. 2. Температура поверхности северо-западной части Японского моря по данным спектрорадиометра MODIS в 04:45 04.06.2015 (вверху) и в 17:00 09.06.2015 (внизу). Косой крест — место постановки АБС Аквалог. На верхнем рисунке показано положение мезомасштабных антициклонов и субмезомасштабных циклонов, как на рис. 1. На нижнем рисунке: положение мезомасштабного антициклона A1 (большой круг) и соседних с ним субмезомасштабных циклонов (малые круги), результирующий дрейф центра вихря A1 с момента съемки на верхнем рисунке (пунктирная стрелка).

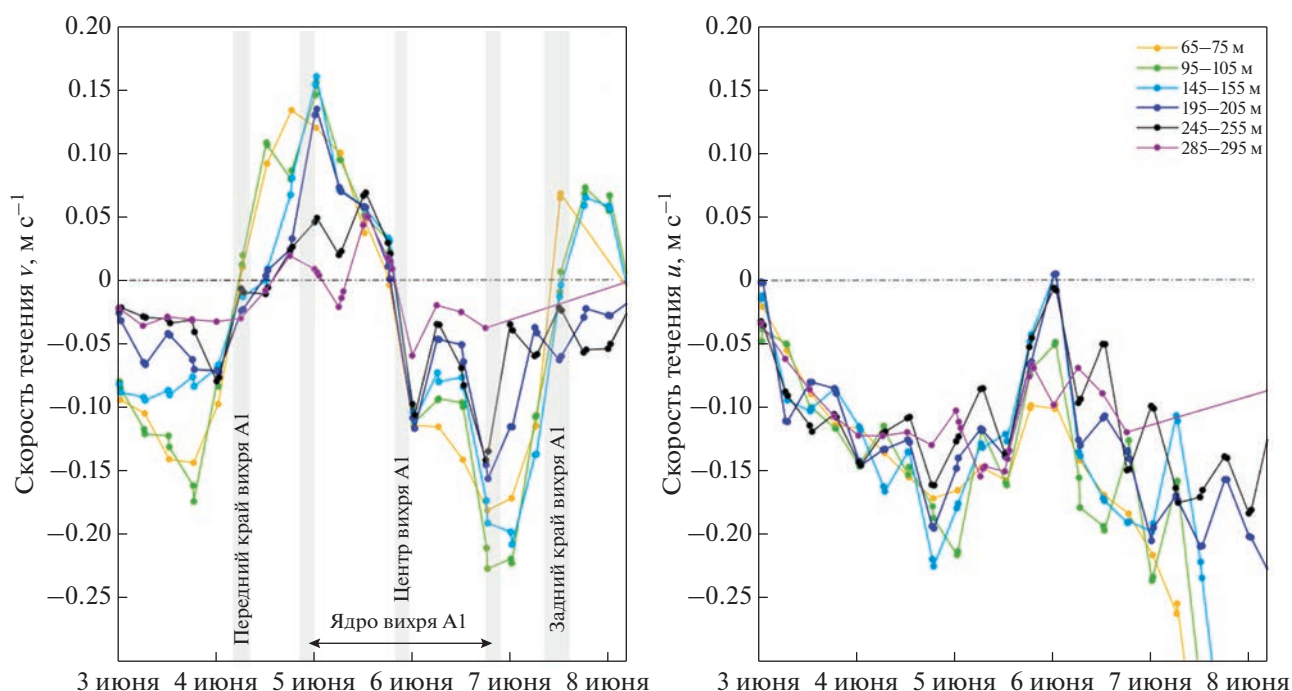


Рис. 3. Поперек-склоновая (слева) и вдоль-склоновая (справа) компоненты скорости течения в 10-метровых слоях в водной толще (глубины слоев указаны на рисунке справа) по данным АБС Аквалог 3–7 июня 2015 г. Данные были сглажены с помощью скользящего среднего с 6-часовым окном.

в ядре вихря А1 составляла примерно 9°C , что на $1\text{--}1.5^{\circ}\text{C}$ ниже, чем в водах севернее (рис. 2а). Вихрь вовлекал воду с юга, образовавшую теплую струю шириной 3–5 км по западной периферии. С 4 июня по 9 июня вихрь А1 отдрейфовал на запад примерно на 45 км (рис. 2б). Он подошел близко к берегу, оказавшись по большей части в области шельфа, а его размеры уменьшились. Возможно, при выходе на шельф скорость дрейфа вихря А1 снизилась.

Анализ данных АБС Аквалог

Вертикальную структуру вихря А1 в водной толще удалось установить по данным измерений АБС Аквалог. Вихрь А1 выделялся по резкому изменению направления компоненты течения, поперечной континентальному склону, v , а также по сильному заглублению изопикн $\sigma_{\theta} > 27.07 \text{ кг м}^{-3}$. Передний край вихря, определяемый по времени появления течения, направленного к берегу, прошел над АБС примерно в 5:00 4 июня (рис. 3). Максимальные значения компоненты скорости течения составили $|v| = 0.21\text{--}0.22 \text{ м с}^{-1}$. Ядро вихря, ограниченное радиусом максимальной орбитальной скорости, R_v , проходило над АБС Аквалог около 2 суток (от начала суток 5 июня до конца суток 6 июня). АБС находилась наиболее близко к центру вихря примерно в 18:00 5 июня, когда

была зарегистрирована смена знака скорости v с положительного на отрицательный.

В области отрицательных значений скорости течения на графике (рис. 3) компонента скорости v убывала немонотонно, по-видимому, из-за локального воздействия инерционного течения с периодом около 17.8 часа. Отметим также инерционное колебание в первую половину 6 июня.

В нижней части вихря глубже 100 м временной интервал между положительным и отрицательным экстремумами v становился меньше с глубиной, то есть диаметр вихря уменьшался. На нижних горизонтах зондирования (150–250 м) вдоль-склоновый перенос значительно отличался от нуля ($u \approx -0.05 \text{ м с}^{-1}$), то есть вихрь проникал еще глубже.

Величина компоненты скорости u складывается из скорости дрейфа вихря вниз по Приморскому течению и скорости орбитального движения, которая меняется по радиусу вихря, $u = u_e + u_c$, где u_e — вдоль-склоновая компонента орбитальной скорости в вихре, а u_c — скорость дрейфа вихря. В 5:00–7:00 4 июня передний (западный) край вихря А1 прошел над АБС Аквалог, поскольку $v \approx 0 \text{ м с}^{-1}$, а $u = -0.13 \pm 0.01 \text{ м с}^{-1}$ на всех горизонтах 100–290 м (рис. 3). При этом $u_c = u = -0.13 \text{ м с}^{-1}$, так как на краю вихря $u_e = 0 \text{ м с}^{-1}$. Отметим, что по нашим данным в среднем компонента вдоль-

берегового течения в слое от 60 до 250 м составила $\bar{u} = -0.15 \text{ м с}^{-1}$ в первую половину июня 2015 г.

В центре вихря, где поперек-склоновая компонента скорости течения v меняла знак, вдоль-склоновая компонента составляла $u = -0.08 \text{ м с}^{-1}$ на горизонте 100 м, что указывает на прохождение центра вихря южнее АБС. Принимая значение $u_e = u - u_c = 0.05 \text{ м с}^{-1}$ в момент прохождения центра вихря над АБС за радиальную скорость на некотором расстоянии к северу от центра вихря, можно определить это расстояние в предположении, что распределение орбитальной скорости в вихре А1 было близким к среднестатистическому для антициклонического океанского вихря [17]. С другой стороны, по данным наших измерений максимум компоненты скорости v наблюдался за 18 часов до момента прохождения центра вихря над АБС Аквалог, или 0.47τ , где τ — общее время между моментами прохождения переднего края и центра вихря. То есть при условии равномерной скорости дрейфа вихря А1 4–5 июня распределение орбитальной скорости в вихре было примерно симметричным. Тогда получается, что центр вихря прошел примерно в $0.15R_v - 0.2R_v$ к югу от АБС Аквалог, где радиус ядра вихря $R_v \approx 8 \text{ км}$. Иными словами, АБС рассекла вихрь с запада на восток по хорде, проходившей на удалении $0.15R_v - 0.2R_v$ к северу от центра вихря. Определив временной интервал $\tau \approx 78$ часов между изменениями знака v на передней и задней стенках вихря (рис. 3), получаем оценку длины хорды $l \approx 36 \text{ км}$, что немного больше, чем оценка размеров вихря по спутниковым снимкам (рис. 1, 2).

Поскольку отношение внутреннего радиуса деформации Россби к радиусу ядра вихря примерно равнялось $r_i/R_v \approx 0.6$, можно полагать, что вихрь А1 был мезомасштабным. Следуя работе [4], примем максимальную наблюдаемую величину поперек-склоновой компоненты скорости за орбитальную скорость $V_{\text{orb}} \approx 0.21 \text{ м с}^{-1}$ (рис. 3) и определим угловую частоту вращения вихря как $\omega = V_{\text{orb}}/R_v$, чтобы найти число Россби $Ro = \omega/f$, где $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ — параметр Кориолиса. Полученное значение $Ro \approx 0.26$ указывает на то, что вихрь А1 был геострофическим. Отношение орбитальной скорости к средней скорости поступательного движения вихря $V_{\text{orb}}/u_c \approx 1.6$. В таких случаях полагают, что исследуемый вихрь представляет собой изолированное динамическое образование [4].

На периферии мезомасштабного вихря А1 проявились противотечения. С западной стороны перенос по направлению от берега мог быть связан с мезомасштабным антициклоном, край которого предположительно прошел над станцией Аквалог 3 июня (рис. 1 и 2а). С восточной стороны перенос в сторону берега со скоростью

$0.5\text{--}0.7 \text{ м с}^{-1}$ мог быть связан с субмезомасштабным вихрем. Следует отметить, что субмезомасштабные вихри с горизонтальным размером 7–9 км наблюдались рядом с мезомасштабными антициклонами на спутниковых снимках (рис. 1 и 2). Мезомасштабные антициклоны вместе с присоединенными субмезомасштабными циклоническими вихрями могли образовывать мультиполи.

Мезомасштабный антициклон А1 был самым глубоким за весь период наблюдений. Причем амплитуда прогиба изопикн в его ядре возрастала с глубиной, а вихрь мог достигать придонного слоя (рис. 4). Изопикна $\sigma_\theta = 27.2 \text{ кг м}^{-3}$ в ядре вихря залегала на 150 м глубже, чем на краю вихря. За пределами ядра в слое 100–250 метров подъем изопикн пришелся на область повышенных значений радиального градиента поперек-склонового течения.

Вихрь А1 принес воду, отличающуюся по своим характеристиками от окружающей воды. В ядре вихря в промежуточном слое 90–250 м потенциальная температура $\theta = 1.75\text{--}2.75^\circ\text{C}$, т.е. была выше на $0.5\text{--}0.75^\circ\text{C}$, чем на периферии вихря (рис. 5).

В ядре вихря соленость $S = 33.92\text{--}34.02$ единиц практической солености (епс) была ниже, чем на периферии вихря. По краям вихря наблюдалась вода с повышенной соленостью $S > 34.02$ епс. Вихрь окружали более соленые воды, причем временами наблюдались пятна относительно более соленые, чем воды непосредственно под пятнами. Это говорит о том, что в вихре были вероятны случаи неустойчивой стратификации по солености, когда могла возникнуть двойная диффузия по типу солевых пальцев.

Оценка геострофической циркуляции в вихре А1

Как уже говорилось выше, оценка величины числа Россби $Ro \approx 0.26$ указывает на то, что вихрь А1 был геострофическим. Рассмотрим результаты грубой оценки компоненты геострофической скорости течения $v_g(x, z)$ (1), направленного по нормали к континентальному склону в антициклоне А1. Значения $v_g(x, z)$ были сравнены с величинами $\hat{v}(x, z)$, полученными в предположении, что вихрь перемещался с постоянной скоростью u_c . Два разреза хорошо соответствовали друг другу при $u_c = 0.14 \text{ м с}^{-1}$ (рис. 6). При этом протяженность сечения вихря составила 37 км, то есть размер вихря примерно соответствовал тому, который был установлен по спутниковым снимкам (рис. 1, 2). Геострофическая скорость была выше по абсолютной величине на восточной стороне вихря, достигая $|v_g| = 0.23 \text{ м с}^{-1}$ в верхнем 100-метровом слое. Расчет также показал, что сильное

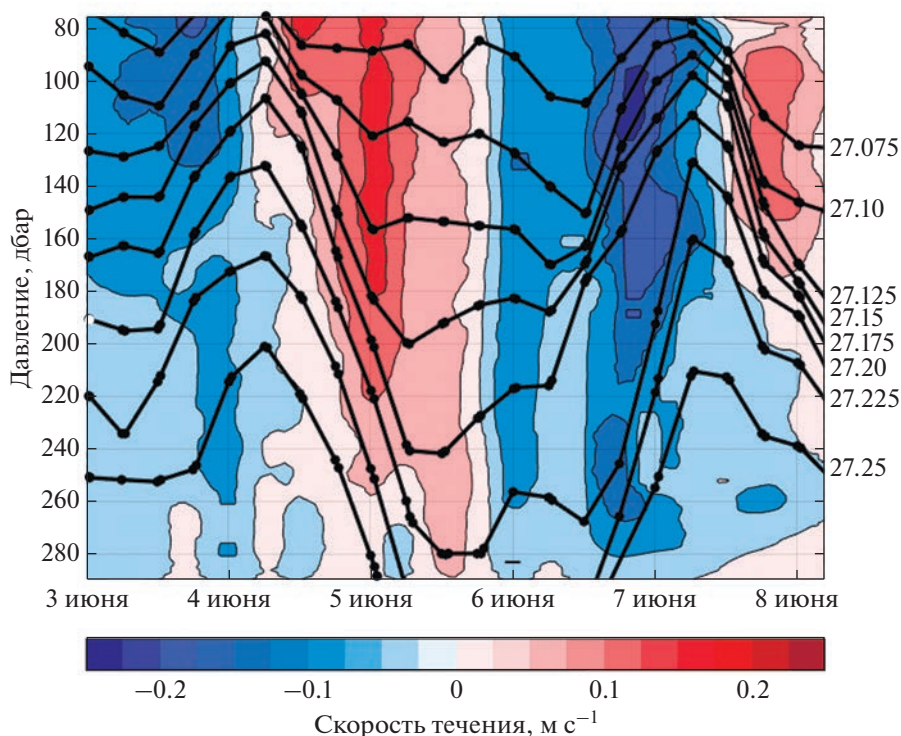


Рис. 4. Вертикальная структура поперек-склонового потока (цветом показана скорость компоненты течения v) и плотностная стратификация (черные линии — изопикны σ_θ , кг м^{-3}) в мультиполе с центром в мезомасштабном антициклоническом вихре A1.

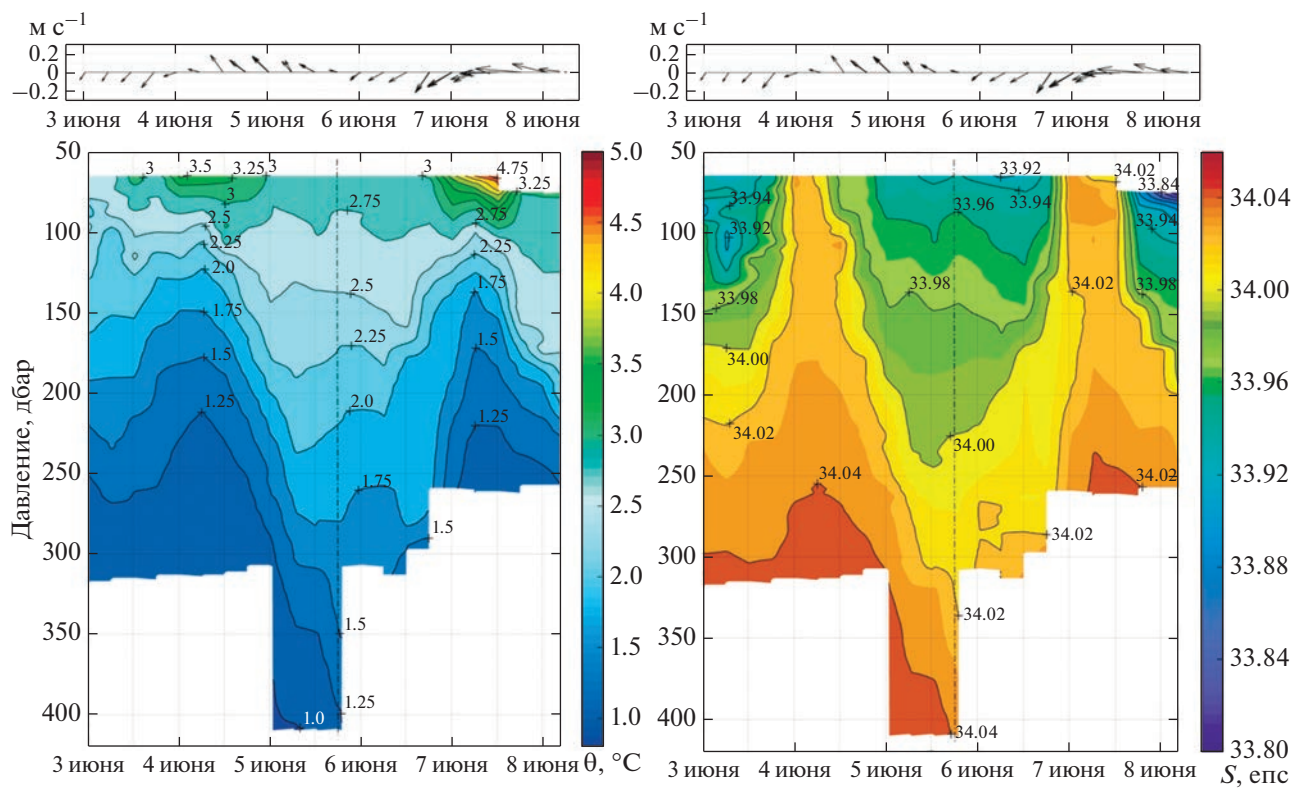


Рис. 5. Потенциальная температура (слева) и соленость (справа) в мультиполе с центром в мезомасштабном антициклоническом вихре A1. Вверху — векторы скорости течения на горизонте 80 м.

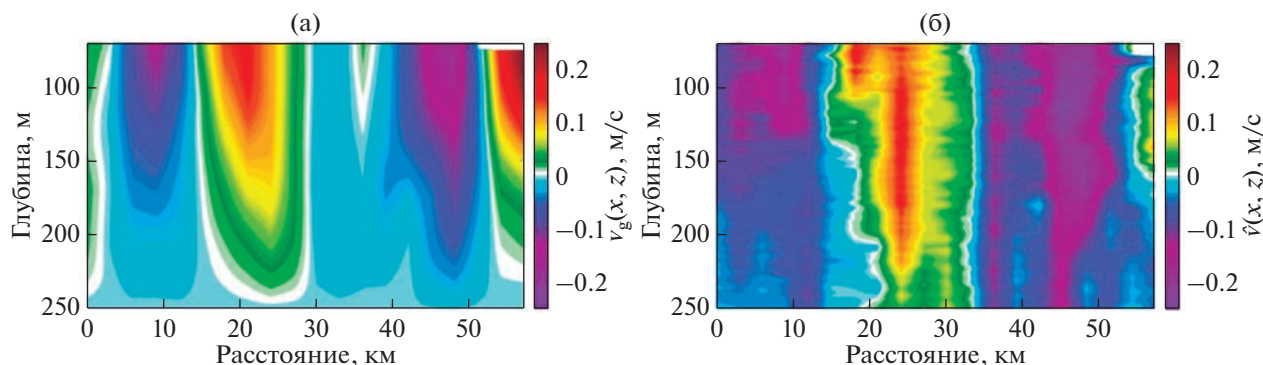


Рис. 6. Реконструкция сечения вихря А1 в направлении вдоль континентального склона: а — компонента скорости геострофического течения $v_g(x, z)$, поперечная континентальному склону, оцененная по СТД-данным АБС Аквалог за время прохождения вихря А1; б — поперек-склоновая компонента скорости течения по данным измерений течений АБС Аквалог, пересчитанным из $v(t, z)$ в $\hat{v}(x, z)$ (см. текст) за время прохождения вихря А1. Ось x направлена на восток-северо-восток (азимут 82.5°).

геострофическое течение проникало вглубь, по крайней мере, до 240 м. В целом, антициклон А1 находился в состоянии, близком к геострофическому балансу. Из сравнения рис. 5 и рис. 6 следует, что теплое кольцо вокруг вихря А1 в верхнем слое моря было довольно широким, $L \approx 5$ км.

3.2. Динамика и термохалинная структура антициклонов А2 и А3

Случай прохождения антициклонического вихря А2 над АБС Аквалог 19–22 июня был очень похож на рассмотренный выше случай вихря А1, хотя время прохождения было больше примерно на 1.5 суток. В вихре А2 компонента скорости течения, направленная по нормали к континентальному склону, достигала 0.23 м с^{-1} , т.е. была примерно такой же, как в вихре А1. Судя по данным, полученным при прохождении края вихря А2 над АБС, скорость поступательного перемещения вихря составила $u_c = 0.09\text{--}0.10 \text{ м с}^{-1}$, то есть была меньше, чем в случае вихря А1. Отношение скорости орбитального вращения вихря А2 к скорости его дрейфа было немного больше 2.

Подобно вихрю А1, изопикна $\sigma = 27.1 \text{ кг м}^{-3}$ была смещена вниз на 150 м до глубины 250 м в ядре вихря А2. На периферии вихря А2 изопикны были приподняты. Наибольшие смещения наблюдались с западной стороны в области, где составляющая скорости v сменила свой знак. Судя по положению изотак v , горизонтальный размер вихря уменьшался с глубиной, а его ось была слегка наклонена в сторону направления движения вихря. Как и в случае вихря А1, с западной стороны перед вихрем А2 также находился субмезомасштабный вихрь, в котором орбитальная скорость была высокой ($v = -0.15 \text{ м с}^{-1}$), а ширина орбитального потока в направлении от берега со-

ставляла приблизительно $1/3$ диаметра вихря А2 (если вихрь дрейфовал равномерно).

Третий антициклонический вихрь А3, выбранный для анализа, прошел в районе АБС Аквалог 23–28 июля. Характерные особенности динамики (максимальные значения поперек-склоновой компоненты $v = 0.2 \text{ м с}^{-1}$ и максимальные значения вдоль-склоновой компоненты $u = -0.25 \text{ м с}^{-1}$ в центральной части ядра в области смены знака компоненты v) свидетельствовали о том, что центр вихря прошел севернее АБС Аквалог. То есть измерения зондом-профилографом Аквалог были выполнены в направлении с западного-запада на восток-северо-восток вдоль хорды, проходившей южнее центра вихря А3. Скорость дрейфа вихря А3 составила $u_c = 0.04 \text{ м с}^{-1}$, т.е. была ниже, чем у вихря А2, и значительно меньше, чем у вихря А1. Скорость орбитального вращения вихря А3 была в 6 раз больше, чем скорость его поступательного перемещения. Вихрь А3 был в активной фазе своего существования. Ядро вихря в сечении имело форму неправильного эллипса с вытянутой нижней частью (рис. 7). В ядре вихря потенциальная температура воды, θ , понижалась с глубиной с 2.75 до 1.0°C . Область минимальных вертикальных градиентов температуры находилась между горизонтами 60 и 200 м. Подобно вихрям А1 и А2, кольцо еще более теплых вод $\theta > 2.75^\circ\text{C}$ окружало антициклон А3 в верхнем 100-метровом слое. Причем теплое кольцо было довольно глубоким, наблюдалось затягивание теплых вод в глубину по краям ядра: с западной стороны — до горизонта 120 м, а с восточной стороны — даже до 170 м. Отметим, что такое вовлечение вод может происходить в радиально-вертикальной циркуляционной ячейке во внутреннем экмановском слое вихря [15]. Между горизонтами 140 и 300 м ядро вихря было теплее, чем его периферия. Соленость воды в ядре была в пределах

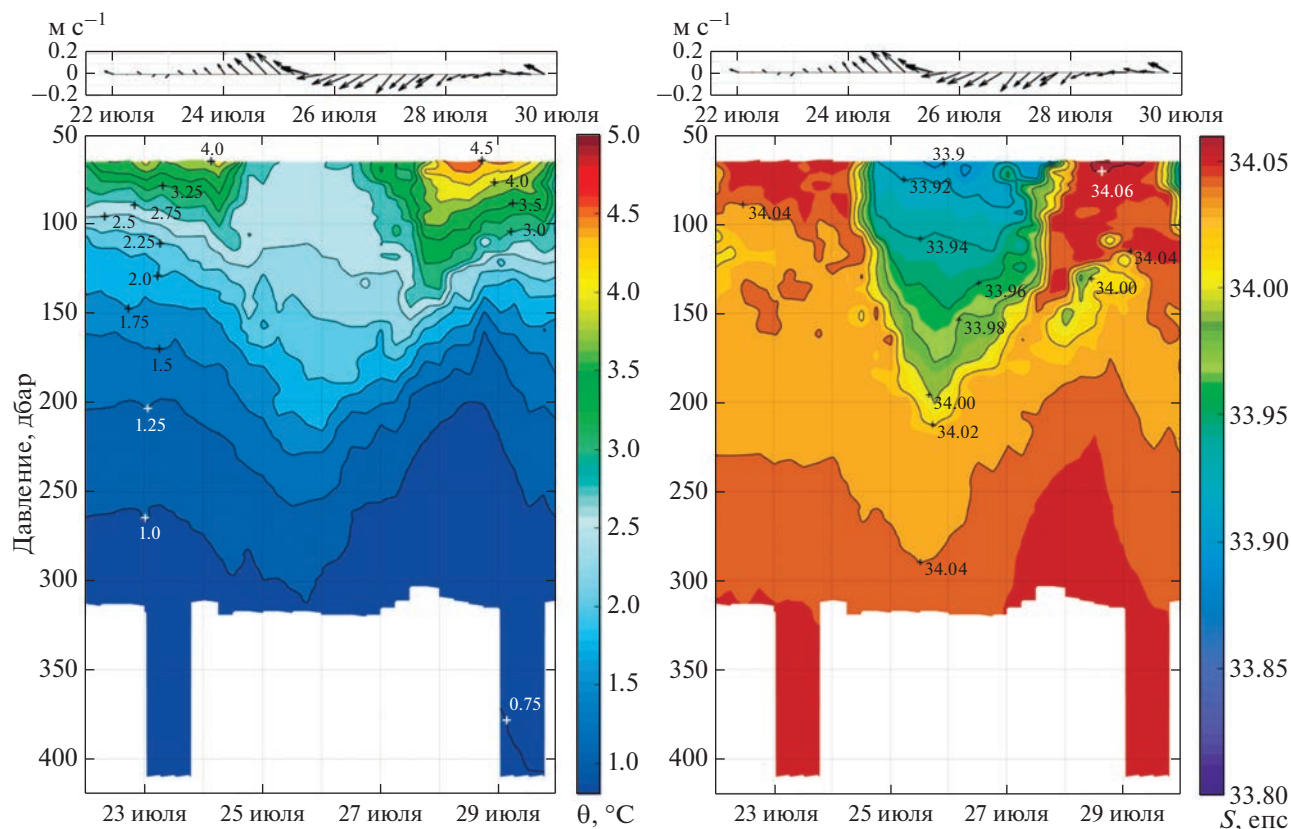


Рис. 7. Потенциальная температура (слева) и солёность (справа) воды в антициклоне А3. Вверху — векторы скорости течения на горизонте 70 м.

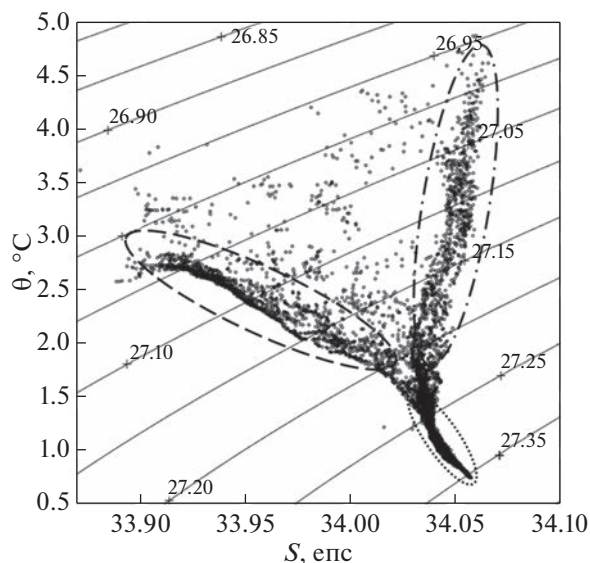


Рис. 8. θ, S -диаграмма вод по данным наблюдений за 23–28 июля 2015 г. Пунктирным эллипсом околонуно ядро менее солёной воды в вихре А3, штрих-пунктирным эллипсом — более теплая и более солёная вода между горизонтами 60 и 150 м на периферии вихря, точечным эллипсом — холодная вода ниже термоклина.

около 33.9–34.0 епс. На периферии вихря в верхнем слое $S > 34.04$ епс, то есть больше, чем в нижележащем слое. Однако в этом нижележащем слое наблюдались инклюзии вод с повышенной солёностью на глубинах 120–160 м (рис. 7). Эти инклюзии могли быть, по-нашему мнению, следствием развития двойной диффузии по типу солевых пальцев, хотя возможность возникновения этого процесса в подобных условиях требует более детального исследования.

На θ, S -диаграмме были выделены три основные водные массы 23–28 июля 2015 г. (рис. 8). Первая с относительно низкими солёностью 33.9–34.0 епс и потенциальной температурой 1.8–2.8°C находилась в ядре мезомасштабного вихря. Вторая с более высокой солёностью 34.03–34.06 епс окружала вихрь по периферии. Третья глубоководная была холодной $\theta = 0.8–1.5^\circ\text{C}$.

3.3. Перенос антициклонами вод, обогащенных кислородом

По данным АБС Аквалог, вертикальное распределение растворенного кислорода сильно менялось вместе с колебаниями изопикнических

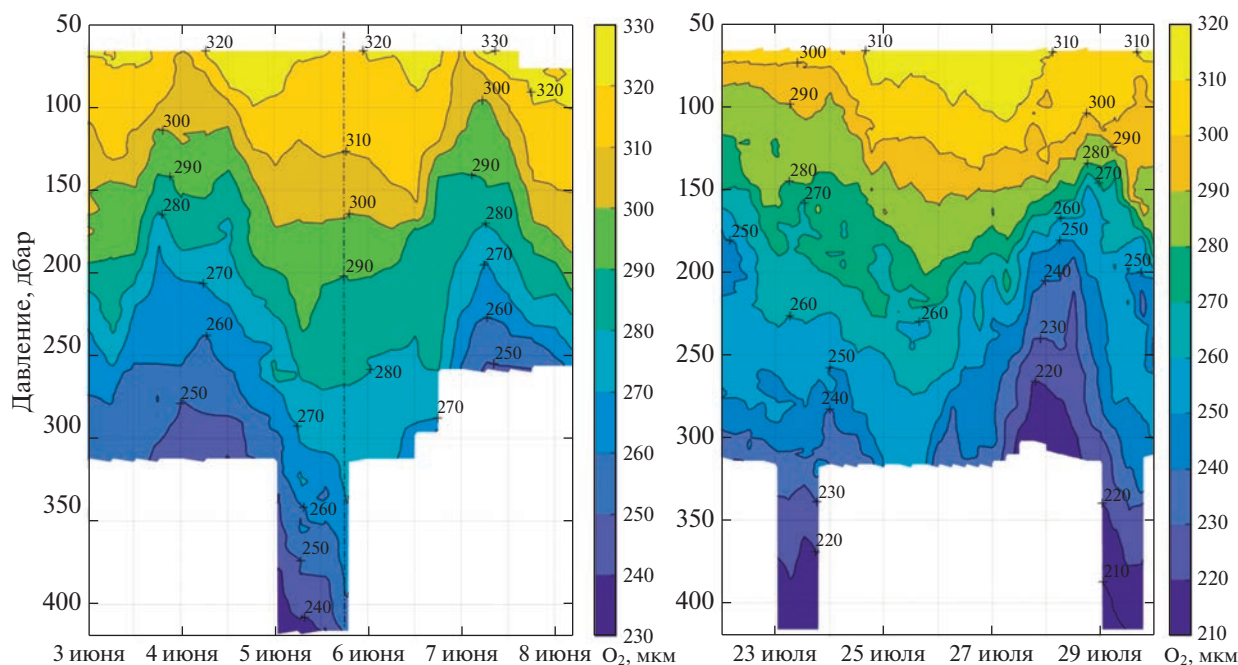


Рис. 9. Растворенный кислород в водах антициклонов А1 (слева) и А3 (справа).

слоев (рис. 6 в [24]). В июне смещения изоксиген по глубине стали еще более коррелированы с колебаниями изопикн. На фоне роста утилизации кислорода в водной толще в июле–октябре [24], большое значение, помимо адвективного переноса кислорода в изопикнических слоях, могла иметь поставка порций воды с повышенным содержанием кислорода в мезомасштабных антициклонических вихрях. Причем значение такого “дискретного” переноса растворенного кислорода возросло к концу теплого сезона. Это видно из сравнения распределения растворенного кислорода в вихрях А1 и А3 (рис. 9). Если в первом случае фоновые значения содержания кислорода в воде были еще довольно высокими за пределами зон подъема изопикн, т.е. до и после прохождения антициклона А1, то в случае вихря А3 в его ядре концентрация кислорода была на 20 мкм кг⁻¹ выше, чем в водах на тех же горизонтах в предшествующие дни. Повышенное содержание растворенного кислорода >310 мкм кг⁻¹ наблюдалось в ядре вихря А3 до примерно 100 м, то есть значительно глубже эвфотической зоны. Изоксигены стали негладкими, а в нижней части вихря наблюдались эффекты перемешивания — распределение кислорода было пятнистым, перемежались пятна и языки вод с разной концентрацией кислорода. На изопикнических поверхностях вокруг нижней части ядра вихря А3 количество растворенного кислорода колебалось в пределах 260–280 мкм кг⁻¹.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Впервые с помощью зонда-профилографа Аквалог нам удалось провести долговременные измерения в области пограничного течения западного направления у побережья Приморья. По данным наших измерений, вдоль-склоновое течение, направленное на запад-юго-запад, наблюдалось почти все 6 месяцев с апреля по октябрь 2015 г. Средняя скорость этого течения (от 0.15 м с⁻¹ на горизонте 70 м до 0.04 м с⁻¹ в придонном слое на глубине 400 м) соответствовала расчетным значениям, полученным ранее в модели общей циркуляции океана [30] для потока между 42.2 и 42.5° с.ш. на 133° в.д. в летний сезон. Наши наблюдения указывают на то, что поток был стабильным в течение всей теплой половины года. Вывод о том, что Приморское течение связано с фронтом в области подъема пикноклина к поверхности моря, можно сделать, проанализировав данные Сангарского СТД-разреза [8]. Фронт отделяет легкие прибрежные воды $\sigma_\theta < 27.2$ кг м⁻³ от вод глубокой части моря.

Ранее моделирование динамики струи, направленной на запад над наклонным дном, было проведено в лабораториях на вращающихся платформах. Баротропная лабораторная модель [18] продемонстрировала, что в слабых потоках при числе Россби $Ro = U/fL \approx 0.11$, где U — максимальная скорость, а L — ширина потока, возникали неустойчивости, подобные вихрям Кельвина-Гельмгольца. По обе стороны струи генерирова-

лись вихри того же знака, что и фоновая завихренность. Вихри двигались в направлении среднего потока, но с фазовой скоростью на 10–15% ниже, чем скорость струи [18]. Лабораторные эксперименты по изучению прибрежного течения в двухслойной вращающейся жидкости, сфокусированные на изучении влияния ширины континентального склона и переменного воздействия ветра на устойчивость и структуру течения, были проведены в [31]. Было показано, что пологий и широкий континентальный склон стабилизирует прибрежное течение, ослабляет образование вихрей и уменьшает водообмен между шельфом и глубокой частью бассейна. Было также установлено, что периодическое воздействие ветра по-разному влияет на режимы прибрежного течения в случаях широких и узких склонов [31].

Выше в разделе 3 были детально рассмотрены три случая прохождения антициклонических вихрей над АБС Аквалог в июне–июле 2015 г. На рис. 4 были показаны сечения вихря А1 в координатах глубина–время. Распределение плотности воды было квазисимметричным относительно центра вихря, где наблюдались максимальное заглубление изопикн и смена знака скорости течения. В этом рис. 4 хорошо соответствовал диаграммам вариаций термохалинной стратификации и течений по глубине и по времени для случаев прохождения антициклонов над буйковыми станциями в Лабрадорском море [20].

Центры вихрей проходили над верхней частью континентального склона в 25–30 км от берега, время прохождения вихрей составило, соответственно, примерно 80, 110 и 130 часов. Горизонтальный размер первого вихря, оцененный с использованием спутниковых снимков и данных контактных измерений, был равен примерно 35 км, что соответствует результатам гидродинамического моделирования [12, 13, 27]. По нашим оценкам, скорость дрейфа вихря А1 достигала 0.14 м с^{-1} , что примерно на 10% ниже величины вдоль-склоновой компоненты течения по данным Аквалага для слоя 60–260 м. При выходе на шельф между антициклоническим вихрем А1 и берегом возникал циклонический сдвиг скорости, что могло стать причиной образования мелких циклонических вихрей, которые питались энергией сдвига скорости. Аналогичные условия наблюдались ранее в акватории Черного моря [4].

По данным АБС Аквалог, к середине лета 2015 г. время прохождения вихрей увеличилось примерно в 1.5 раза, возможно, за счет уменьшения скорости дрейфа. Маловероятно, что увеличение продолжительности прохождения вихрей над АБС Аквалог было связано с увеличением их пространственных размеров, поскольку увеличение размеров вихрей, скорее всего, сопровождалось бы их заглублением, но глубина проникно-

вления вихрей не только не росла, но и, наоборот, уменьшалась. Оценка скорости дрейфа первого вихря оказалась примерно в 2 раза больше тех, которые были получены ранее в моделях [13, 27]. Отметим также, что по результатам анализа спутниковых данных для района ниже по Приморскому течению к югу от зал. Петра Великого, скорость дрейфа крупных антициклонов составила $0.03\text{--}0.06 \text{ м с}^{-1}$ [5].

Результаты нашего анализа указывали на то, что мезомасштабные антициклоны находились в геострофическом равновесии. Если сравнить их с антициклоническими вихрями прибрежного течения северо-западной части Средиземного моря [19, 28] то можно отметить, что антициклонические вихри системы Приморского течения более глубокие (до 250–400 м), хотя и меньшие в горизонтальных размерах и с медленными орбитальными скоростями. В нашем случае ядра антициклонов имели эллипсоидальную форму с вытянутой нижней частью.

По нашим данным, мезомасштабные антициклоны несли воду, которая по своим θ, S -характеристикам была близка к япономорской промежуточной водной массе пониженной солености (далее для краткости ПВНС – промежуточная вода низкой солености), которая характеризовалась потенциальной плотностью σ_θ в диапазоне от 26.9 до 27.3 кг м^{-3} , температурой от 0.6 до 5°C и минимумом солености ≤ 34.06 епс [21]. Ранее по данным буев-профилемеров АРГО было показано, что в северо-западной части Японского моря в районе $40^\circ\text{--}42^\circ \text{ с.ш.}, 130^\circ\text{--}133^\circ \text{ в.д.}$ в осеннее время наблюдалась субдукция поверхностных вод с низкой соленостью, поступавших из юго-западной части моря, и таким образом обновлялись ПВНС [26]. Причем минимум солености в этом районе залегал на горизонтах 50–100 м [26]. По нашим данным, подпитка ПВНС могла продолжаться в летних условиях, когда мезомасштабные антициклонические вихри несли менее соленую воду, чем окружающая. В ядрах трех антициклонов в слое от 60 до 100 м соленость $S < 34.02$ епс, то есть на $0.05\text{--}0.15$ епс ниже, чем вне вихрей. При этом $\theta = 1.5\text{--}3^\circ\text{C}$. Эти значения соответствовали термохалинным характеристикам ПВНС $\theta = 3.0\text{--}4.0^\circ\text{C}, S = 33.90\text{--}33.98$ епс в слое 50–100 м глубины по данным, полученным ранее с помощью буев АРГО в указанном выше районе [26]. Таким образом, наши наблюдения позволили выявить источник поступления ПВНС в летний сезон. В отличие от осеннего процесса обновления промежуточной водной массы, летнее поступление этих вод происходит порциями в ядрах антициклонических вихрей, дрейфующих вниз по Приморскому течению из северо-восточных районов Японского моря.

Важно, что мезомасштабные антициклоны системы Приморского течения отличались от антициклонических вихрей, которые были исследованы ранее в глубоководных акваториях в северо-восточной части Японского моря [7]. Те вихри имели большие горизонтальные размеры > 50 км, достигали глубин 800 м и более, а также содержали в своих ядрах воды повышенной солености $S = 34.07\text{--}34.10$ епс. Их происхождение было связано с Цусимским течением, служащим продолжением ветви южного течения Курисио [7]. Мезомасштабные антициклоны системы Приморского течения отличались от некоторых вихрей, наблюдавшихся к югу от зал. Петра Великого западнее 133° в.д., которые были идентифицированы как приповерхностные, хотя и глубокие (до 1000 м), и содержали более теплые в сравнении с окружающими воды ($11\text{--}12^\circ\text{C}$) в верхнем слое [7]. Также в акватории южнее зал. Петра Великого в верхнем слое вихри выделялись пониженной соленостью, характерной для шельфовых вод ($32.9\text{--}33.0$ епс) [7]. В нашем случае в приповерхностном слое в антициклонах системы Приморского течения теплая вода была вовлечена вихревым орбитальным движением с юга. Теплые струи окружали более холодные воды в центрах вихрей. Это объясняет, почему теплые кольцеобразные структуры проявились на спутниковых инфракрасных снимках морской поверхности [2, 12]. Поскольку теплые кольцеобразные структуры находились на периферии вихрей, внешние радиусы этих структур могли быть использованы для определения горизонтальных размеров вихрей, как было сделано нами в случае антициклонического вихря А1. С учетом описанной выше термохалинной структуры антициклонов можно прокомментировать спутниковый снимок распределения хлорофилла-а (рис. 1). Известно, что внутри антициклонических вихрей в эвфотическом слое фитопланктон употребляет питательные вещества, происходит рост биомассы фитопланктона и формируются зоны относительно высокой концентрации хлорофилла [23]. Такая зона наблюдалась в вихре А1 (рис. 1).

На периферии мезомасштабного вихря А1 проявились противотечения, которые, по аналогии с вихрями в других акваториях (см., например, [17, 31]), следует рассматривать как сигнатуру окружающих его субмезомасштабных вихрей, а не некое вторичное кольцо как элемент динамики собственно антициклонического вихря. Мезомасштабные антициклонические вихри сопровождалась субмезомасштабными циклоническими вихрями, образуя мультиполи. По данным натурных исследований известно, что субмезомасштабные вихри могут генерироваться в условиях сильного горизонтального градиента завихренности на периферии мезомасштабных антициклонов (см., например, [3, 32]). Известно также, что мезомасштабный антициклонический вихрь

имеет тенденцию быть окруженным циклоническими вихрями как результат самоорганизации [17]. Эта комбинация вихрей приводит к увеличению максимальной скорости вращения антициклона примерно на 10% [17]. Субмезомасштабные циклонические вихри, взаимодействующие с мезомасштабными антициклонами в системе Приморского течения, были смоделированы в модели общей циркуляции Японского моря [12].

Наконец, важно отметить, что, по нашим данным, ядра антициклонических вихрей системы Приморского течения переносили воду с повышенным содержанием кислорода. К концу лета роль переноса свежей воды в вихрях возрастала, поскольку в окружающей воде в северо-западной части Японского моря концентрация кислорода уменьшалась по сравнению с весенними условиями.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью АБС Аквалог были получены высококачественные данные о мезомасштабной изменчивости в системе прибрежного Приморского течения западного направления на севере циклонического круговорота в Японском море. Данные регулярных и частых зондирований на АБС Аквалог в теплое полугодие позволили построить разрезы по глубине и времени через вихри, поскольку вихри дрейфовали вдоль континентального склона вниз по Приморскому течению между стречнем этого течения и континентальным шельфом. Наибольший интерес вызвали у нас мезомасштабные антициклоны с присоединенными субмезомасштабными циклоническими вихрями. В летний сезон антициклоны в своих ядрах переносили воду с пониженной соленостью и повышенным содержанием кислорода. Эта вода, вероятно, была захвачена в процессе образования вихрей в акватории вверх по Приморскому течению на северо-востоке Японского моря. То есть, по нашим наблюдениям, в летний сезон мезомасштабные антициклоны несли воду, соответствующую по своим характеристикам ПВНС, в район, который ранее в работе [26] был определен как очаг формирования ПВНС. Отметим, что одна из главных задач экспериментальной гидрофизики Японского моря — это исследование процессов водообмена, способствующих наивысшему насыщению кислородом водной толщи по сравнению с другими районами северной части Тихого океана [29]. Вихри системы Приморского течения служат важнейшим агентом летнего переноса свежих вод, количественные оценки их вклада в кислородный баланс Японского моря еще только предстоит сделать.

Описанные выше мезомасштабные антициклонические вихри системы Приморского течения в теплое время года существенно отличаются по

своим термохалинным характеристикам от глубоких вихрей из восточной и западной частей японской котловины. Также есть слабо изученные теплые ринги ветви Цусимского течения в зоне меандрирующего субполярного фронта в центре бассейна. Такое разнообразие мезомасштабных антициклонических вихрей (включая эволюцию их термохалинных свойств от сезона к сезону) в сравнительно небольшом морском бассейне является уникальной чертой динамики северной части Японского моря.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № FMWE-2021-0016 и при частичной поддержке гранта РНФ 21-77-10052. Авторы очень благодарны В.Б. Лобанову, Дж.-Х. Парку, Ю.-Г. Парку, В.А. Соловьеву за помощь в организации и проведении натурного эксперимента. Авторы очень благодарны рецензенту за многочисленные замечания, которые помогли значительно улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белинский Н.А., Истошин Ю.В. Приморское течение по материалам экспедиции шхуны "Россинанте" 1936 г. // Труды ЦИПа. Выпуск 17. М.: Гидрометеиздат, 1950. С. 132–143.
- Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Островский А.Г. Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные дрейфующих буйев) // Исследования Земли из космоса. 1998. № 1. С. 66–83.
- Елкин Д.Н., Зацепин А.Г. Лабораторное исследование механизма сдвиговой неустойчивости морского вдольберегового течения // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 614–621.
- Зацепин А.Г., Баранов В.И., Кондрашов А.А. и др. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 592–605.
- Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Синоптические вихри в районе залива Петра Великого по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 4. С. 3–15.
- Лазарюк А.Ю., Каплуненко Д.Д., Островский А.Г. и др. Экспериментальные исследования изменчивости термохалинной структуры вод над континентальным склоном северо-западной части Японского моря // Океанологические исслед. 2017. Т. 45. № 1. С. 33–51. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45\(1\).5](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45(1).5)
- Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н. и др. Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // Дальневосточные моря России: в 4 кн. Кн. 1: Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 450–473.
- Никитин А.А., Дьяков Б.С., Капиштер А.В. Приморское течение на стандартных разрезах и спутниковых изображениях Японского моря // Исследования Земли из космоса. 2020. № 1. С. 31–43. <https://doi.org/10.31857/S0205961420010078>
- Новоселова Е.В., Белоненко Т.В., Гневашев В.Г. Бароклинный радиус деформации Россби в Норвежском и Гренландском морях // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 5. С. 228–240. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-5-228-240>
- Островский А.Г. Гидроакустическое оборудование автономных подводных профилирующих аппаратов // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 2. С. 53–68. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46\(2\).6](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).6)
- Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьёв В.А. и др. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 259–268.
- Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А. и др. Синоптическая вихревая динамика над северо-западным материковым склоном и шельфом Японского моря (моделирование и результаты дистанционных наблюдений) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 100–104.
- Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А., Машикина И.В. Особенности динамики вод синоптического и субсиноптического масштабов над континентальным склоном Японской котловины и шельфом Приморья // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 2. С. 155–165.
- Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б. Эволюция термохалинной стратификации северо-западной части Японского моря: синоптическая изменчивость и внутригодовые колебания // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 366–376. <https://doi.org/10.31857/S0030157421030163>
- Шаниро Г.И. К теории квазигеострофических движений конечной амплитуды в вязком стратифицированном океане // Океанология. 1987. Т. 27. № 1. С. 18–24.
- Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток: ДВО РАН, 1991. 176 с.
- Amores A., Monserrat S., Melnichenko O., Maximenko N. On the shape of sea level anomaly signal on periphery of mesoscale ocean eddies // Geophysical Research Letters. 2017. V. 44. P. 6926–6932. <https://doi.org/10.1002/2017GL073978>
- Brannigan L., Marshall D.P., Naveira Garabato A.C. et al. Submesoscale instabilities in mesoscale eddies // Journal of Physical Oceanography. 2017. V. 47. № 12. P. 3061–3085. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0178.1>
- Flexas M.M., van Heijst G.J.F., Trieling R.R. The behavior of jet currents over a continental slope topography with a possible application to the Northern Current // Journal of Physical Oceanography. 2005. V. 35. P. 790–810. <https://doi.org/10.1175/JPO2705.1>
- Furey H.H., Femke de Jong M., Valdes J.R., Bower A.S. Eddy Seeding in the Labrador Sea: A submerged autonomous launch platform application // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2013. V. 30. № 11.

- P. 2611–2629.
<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00069.1>
21. Kim Y.G., Kim K. Intermediate waters in the East/Japan Sea // *Journal of Oceanography*. 1999. V. 55. № 2. P. 123–132.
 22. Lilly J.M., Rhines P.B. Coherent eddies in the Labrador Sea observed from a mooring // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. V. 32. P. 585–598.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<0585:CEITLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<0585:CEITLS>2.0.CO;2)
 23. Mizobata K., Saitoh S.I., Shiimoto A. et al. Bering Sea cyclonic and anticyclonic eddies observed during summer 2000 and 2001 // *Progress in Oceanography*. 2002. V. 55. Issues 1–2. P. 65–75.
[https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00070-8](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00070-8)
 24. Ostrovskii A., Stepanov D., Kaplunenko D. et al. Turbulent mixing and its contribution to the oxygen flux in the northwestern boundary current region of the Japan/East Sea, April–October 2015 // *Journal of Marine Systems*. 2021. V. 224. P. 103619.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103619>
 25. Ostrovskii A., Zatsepin A. Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area // *Deep-Sea Research I*. 2016. V. 116. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.07.011>
 26. Park J., Lim B. A new perspective on origin of the East Sea intermediate water: Observations of Argo floats // *Progress in Oceanography*. 2018. V. 160. P. 213–224.
<https://doi.org/10.1016/j.pocan.2017.10.015>
 27. Prants S.V., Budyansky M.V., Ponomarev V.I., Uleysky M.Yu. Lagrangian study of transport and mixing in a mesoscale eddy street // *Ocean Modelling*. 2011. V. 38. Issues 1–2. P. 114–125.
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.02.008>
 28. Rubio A., Arnau P.A., Espino M. et al. A field study of the behaviour of an anticyclonic eddy on the Catalan continental shelf (NW Mediterranean) // *Progress in Oceanography*. 2005. V. 66. Issues 2–4. P. 142–156.
<https://doi.org/10.1016/j.pocan.2004.07.012>
 29. Talley L.D., Min D.-H., Lobanov V.B. et al. Japan/East Sea water masses and their relation to the sea's circulation // *Oceanography*. 2006. V. 19. № 3. P. 32–49.
<https://doi.org/10.5670/oceanog.2006.42>
 30. Yoon J.-H., Kim Y.-J. Review on the seasonal variation of the surface circulation in the Japan/East Sea // *Journal of Marine Systems*. 2009. V. 78. P. 226–236.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.03.003>
 31. Zatsepin A.G., Denisov E.S., Emel'yanov M.V. et al. Effect of bottom slope and wind on the near-shore current in a rotating stratified fluid: Laboratory modeling for the Black Sea // *Oceanology*. 2005. V. 45. Suppl. P. S13–S26.
 32. Zatsepin A., Kubryakov A., Aleskerova A. et al. Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea // *Ocean Dynamics*. 2019. V. 69. № 2. P. 253–266.
<https://doi.org/10.1007/s10236-018-1239-4>

Mesoscale Anticyclonic Eddies in the Primorye Current System of the Japan/East Sea in the Summer

A. G. Ostrovskii^{a, #}, A. A. Kubryakov^b, D. A. Shvov^a, D. D. Kaplunenko^c

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

^b*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

^c*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

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

This study identified a process of water supply due to discrete transport by anticyclonic eddies towards the formation region of the intermediate water in the northwestern Japan Sea in the summer season. The structures and dynamics of three anticyclonic mesoscale eddies were studied by means of the Aqualog moored profiler observational survey at the continental slope in the Primorsky Current region east of Peter the Great Bay in June–July 2015. It was shown that the eddy cores were of ellipsoidal shape with an elongated lower part. The anticyclones as isolated dynamic structures carried water enriched with dissolved oxygen in the west-south-west direction. In terms of the thermohaline characteristics the water transported was similar to the Japan Sea intermediate water at its formation region south of Peter the Great Bay.

Keywords: mesoscale anticyclones, dissolved oxygen, Primorye Current, East Sea Intermediate Water, Japan Sea, moored profiler Aqualog

УДК 551.465

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ, ВЫЗВАННЫЕ ПРОХОЖДЕНИЕМ ТАЙФУНОВ МАЙСАК И ХАЙШЕН В СЕНТЯБРЕ 2020 г.

© 2023 г. Д. А. Смирнова^{1, 2, *, **}, И. П. Медведев²¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*e-mail: dasha@a-smirnov.com**e-mail: moscowdadas@gmail.com

Поступила в редакцию 18.08.2022 г.

После доработки 07.12.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Данное исследование посвящено экстремальным колебаниям уровня моря, полученным с мареографов на побережье Японского моря во время прохождения тайфунов Майсак и Хайшен в сентябре 2020 года. Основное внимание уделено штормовым нагонам, сейшам и инфрагравитационным волнам (ИГ-волнам), выделенным из временных рядов на основе гармонического и статистического анализов. В большинстве случаев штормовые нагоны, сформированные под совместным влиянием изменений атмосферного давления и сильного ветра, играли ключевую роль в экстремальном подъеме уровня моря. Для российского и японского побережий наиболее значительным по силе оказался первый тайфун, Майсак, а на юго-восточном берегу Корейского полуострова наибольшие колебания уровня моря были вызваны вторым циклоном, Хайшеном. Во всех пунктах прошедшие шторма стали причиной образования собственных колебаний в бухтах и заливах. Максимальный размах высокочастотных колебаний с периодами от двух до семи минут, вызванных ИГ-волнами, был зафиксирован в Преображении и составил 2 м. Наблюдаемые различия в колебаниях уровня моря обусловлены топографическими особенностями соответствующих пунктов побережья. Статистический анализ рядов атмосферного давления и скорости ветра, взятых с метеостанций и из реанализа ERA5, показал, что атмосферное давление воспроизводится реанализом с достаточно большой точностью, а скорость ветра на разных станциях имеет существенные расхождения, вызванные локальными особенностями конкретных районов.

Ключевые слова: Японское море, записи мареографов, Майсак, Хайшен, штормовой нагон, тайфун, сейши

DOI: 10.31857/S0030157423050179, **EDN:** VCYZBI

1. ВВЕДЕНИЕ

В первых числах сентября 2020 г. на побережья России, Кореи и Японии обрушились два тайфуна¹ 4-й категории, Майсак и Хайшен, со скоростями ветра более 215 км/ч (60 м/с) в открытом море [4]. Тайфуны в этом регионе — явление достаточно частое, но “дуплет” столь сильных событий, вызвавших катастрофические последствия, является экстраординарным. Оба тропических циклона оставили после себя значительные разрушения; на суше было нарушено функционирование инфраструктуры прибрежных городов, остановлена работа двух южнокорейских атомных станций, затоплены порты. На море тайфуны

привели к не менее серьезным последствиям: повреждению судов в портах, выносу японского судна в море, северо-корейского — на берег.

Данные портала NOAA Historical Hurricane Tracks [4] показывают, что с 1945 по 2020 гг. над акваторией Японского моря было зафиксировано 395 событий различной категории (от 1 до 5) на разных стадиях развития циклонов (~5 событий в год). Период наиболее активного образования тайфунов приходится на конец лета—начало осени. В это время происходит перестройка атмосферы с “летнего” типа на “зимний”, связанная со сменой атмосферных структур, определяющих метеорологические условия региона (Азиатский и Гавайский максимумы и Алеутская депрессия) [2]. По мере приближения тайфунов к берегу возрастает роль орографии суши и локальных особенностей прибрежной зоны [1].

¹ “Тайфун” — это название, используемое для тропических циклонов, образующихся в северо-западной части Тихого океана [2].

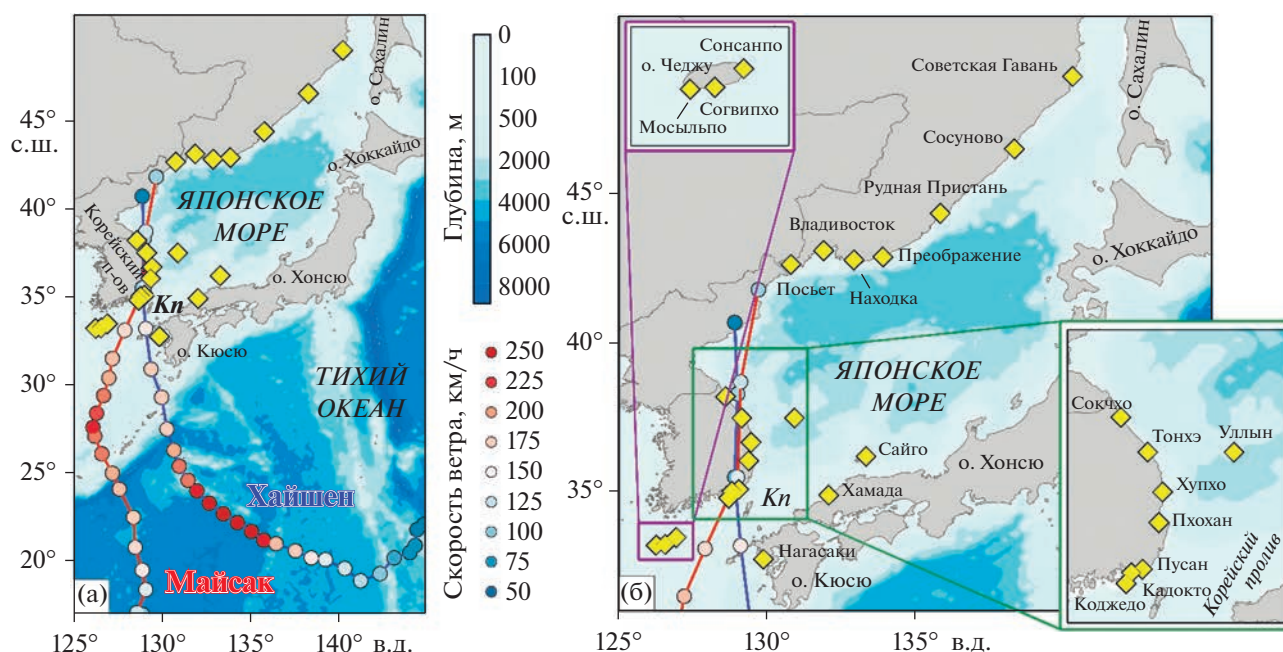


Рис. 1. Район исследования, траектории тайфунов (слева) и расположение станций (справа). Красная линия отражает траекторию тайфуна Майсак, синяя — тайфуна Хайшен. Цвет кружков вдоль траекторий тайфунов отображает максимальную скорость ветра (шаг по времени — 6 часов). Условные обозначения: *Kn* — Корейский пролив.

Прохождение тропических циклонов в сентябре 2020 г. привело к ряду разрушительных природных явлений: сильный ветер, обильные осадки, речные наводнения, экстремальные штормовые волны и интенсивные колебания уровня моря. Основное внимание данной работы было сфокусировано на исследовании экстремальных изменений уровня моря вдоль побережья Японского моря. Записи колебаний уровня моря, полученные с прибрежных самописцев, представляют собой суперпозицию волн различной природы. В их число входят штормовые нагоны, приливы, сейши и инфрагравитационные волны (см., например, [11, 15, 17]).

Прохождение друг за другом двух тропических циклонов (тайфунов 4-й категории) через практически идентичный набор станций дало нам возможность сопоставить характер наблюдавшихся колебаний и тщательно проанализировать широкий спектр волн, вызванных этими циклонами. Исследование некоторых физических особенностей колебаний уровня моря, образовавшихся в результате воздействия первого тайфуна (Майсак), описано в работе [17]. Непосредственно сами тайфуны, с разных точек зрения, были изучены в работах [10, 14, 23]; в этих работах, в частности, были рассчитаны их траектории с учетом термодинамических процессов (в том числе, термического следа) в районе их прохождения и проведена оценка влияния топографии на интенсивность выпадения осадков, приводящих на суше

к не меньшим, чем волны, разрушениям. Настоящая работа является продолжением исследования, начатого в работе [17], с использованием существенно большего количества станций и включающего анализ двух событий. Проводятся оценки влияния топографии и вынуждающей силы на формирование колебаний уровня моря на отдельных станциях и, главное, сравнение реакции уровня моря на этих станциях на прохождение двух последовательных тайфунов с различными динамическими характеристиками.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В работе использовались данные 7 российских, 11 южнокорейских и 3 японских прибрежных мапеографов, установленных в портах разной степени защищенности от влияния волн открытого моря. Они получены с открытых порталов IOC² мониторинга колебаний уровня моря [9] и Рос-сийской службы предупреждения о цунами [6]. Расположение пунктов показано на рис. 1; информация об их координатах, государственной принадлежности и количестве пропусков в данных представлена в табл. 1. Записи взяты за 3.5 месяца, с 01.06 по 16.09.2020 г. Временная дискретность данных составляла 1 мин с вертикальным разрешением 1 см. Во временных рядах самописцев

² IOC = Intergovernmental Oceanographic Commission UNESCO — Межправительственная океанографическая комиссия ЮНЕСКО.

Таблица 1. Информация об анализируемых станциях

Пункт	Страна	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Доля пропусков, %
Советская Гавань	Россия	48.97	140.29	1.67
Сосуново	Россия	46.53	138.33	0.02
Рудная Пристань	Россия	44.37	135.83	0.00
Преображение	Россия	42.90	133.90	0.04
Находка	Россия	42.80	132.92	0.00
Владивосток	Россия	43.11	131.90	0.01
Посьет	Россия	42.65	130.80	0.08
Сокчхо	Южная Корея	38.21	128.59	0.02
Тонхэ	Южная Корея	37.49	129.14	9.00
Уллын	Южная Корея	37.49	130.91	0.31
Хупхо	Южная Корея	36.68	129.45	1.80
Сайго	Япония	36.20	133.33	0.55
Пхохан	Южная Корея	36.05	129.37	8.11
Пусан	Южная Корея	35.09	129.04	0.03
Кадокто	Южная Корея	35.02	128.81	1.37
Хамада	Япония	34.90	132.07	0.55
Коджедо	Южная Корея	34.80	128.70	0.13
Сонсанпо	Южная Корея	33.47	126.93	5.77
Согвипхо	Южная Корея	33.24	126.56	0.09
Мосыльпо	Южная Корея	33.21	126.25	0.00
Нагасаки	Япония	32.74	129.87	0.55

трех корейских станций пропущены периоды максимальных значений уровня моря во время прохождения Майсак (Хупхо, Кадокто) и Хайшена (Сонсанпо). Вероятно, это связано с техническими сложностями в работе приборов при прохождении разрушительных тайфунов (отсутствие электрического питания, непосредственные повреждения и пр.).

Помимо записей колебаний уровня моря, использовались данные скорости ветра на высоте 10 м и атмосферного давления на уровне моря на метеостанциях с портала RP5 [3] и из реанализа ERA5 [12] с временной дискретностью 1 час и пространственным разрешением 0.25°.

Исследование основано на применении гармонического и статистического анализов временных рядов. На основе приливного анализа были получены гармонические постоянные и рассчитаны приливные колебания уровня моря, которые вычитались из исходных записей. Остаточные ряды с помощью скользящего среднего с окном в 3 часа (180 значений) были разделены на низко- (НЧ) и высокочастотные (ВЧ) колебания уровня моря (рис. 2). Средний уровень моря (далее СУМ) рассчитывался как среднее значение неприливых (остаточных) изменений уровня моря за анализируемый период наблюдений (3.5 месяца). Отсутствующие данные, за исклю-

чением длительных пропусков во временных рядах Хупхо, Кадокто и Сонсанпо, были заполнены с помощью линейной интерполяции.

3. СИНОПТИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ (ТАЙФУНЫ МАЙСАК И ХАЙШЕН)

Тайфуны Майсак и Хайшен — два тропических циклона, образовавшиеся в Тихом океане, вышедшие к Японскому морю 2 и 7 сентября соответственно, прошедшие над восточной частью Корейского полуострова и распавшиеся над материком (рис. 3). Первый сформировался 27.08.2020 г. к востоку от Филиппинских островов в районе 15° с.ш. 132° в.д., второй — севернее, в 200 милях к востоку от о. Гуам, 30.08.2020 г. Экстремально низкие значения атмосферного давления и максимальные скорости ветра были зафиксированы над Тихим океаном к юго-востоку от Японии. Иными словами, к исследуемому району они подошли на стадии относительного затухания. Стоит отметить, что тайфун Хайшен превосходил по мощности Майсак (910 гПа с порывами ветра до 250 км/ч (69.4 м/с) и 935 гПа с порывами ветра до 230 км/ч (64.0 м/с) соответственно), но большее влияние на уровень моря в прибрежных районах Японского моря оказал именно первый

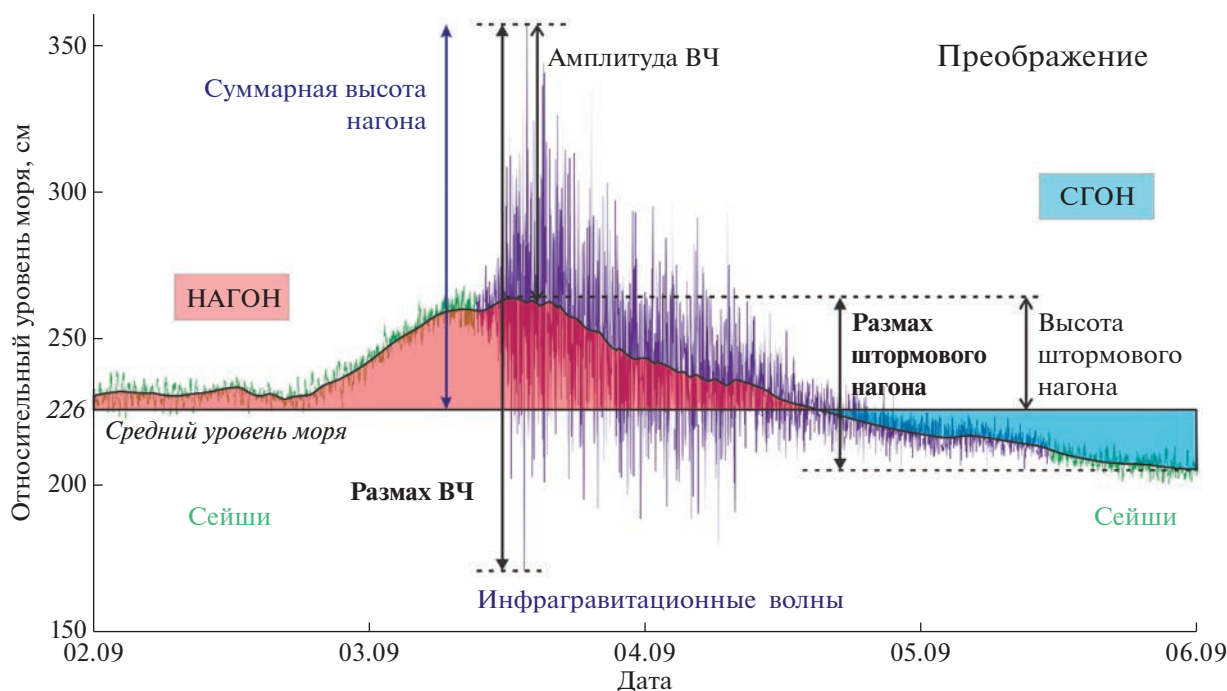


Рис. 2. Элементы неперiodических колебаний уровня моря на примере записи на станции Преображение с 02.09. по 05.09.2020 г включительно. Зеленая линия показывает те колебания уровня моря, которые относятся к сейшам, фиолетовая — к инфрагравитационным волнам; закрашенная красная область — это штормовой нагон, синяя — сгон. Стрелки отражают то, что в тексте называется высотой, амплитудой и размахом колебаний уровня моря в разных частотных диапазонах.

тайфун, потому что на момент выхода к Корейскому проливу он был сильнее.

Изменения скорости ветра и атмосферного давления до, после и во время событий в шести различных пунктах побережья Японского моря по данным реанализа и наблюдениям на метеостанциях приведены на рис. 4. Падение атмосферного давления в пунктах, ближайших к траекториям тайфунов (Нагасаки, Хамада, Пусан, Владивосток), сопровождалось резким увеличением скорости ветра. В северной части Японского моря (Рудная Пристань) атмосферное давление не опускалось ниже 1000 гПа, а максимальная скорость ветра не превышала 54 км/ч (15 м/с) по данным реанализа и 25 км/ч (7 м/с) по данным наблюдений на метеостанции. Таким образом, экстремальное понижение атмосферного давления наблюдалось при прохождении тайфуна в районе Корейского пролива, а при приближении к побережью Приморского края тайфун быстро терял свою силу. При этом скорость ветра на побережье Приморья (Владивосток) была сравнима со скоростью, наблюдавшейся при прохождении тайфунами района Корейского пролива, до 90 км/ч (25 м/с). Следует обратить внимание на высокие фоновые значения скорости ветра в Пусане и Владивостоке, до 47 км/ч (13 м/с) и 61 км/ч (17 м/с) соответственно. В Рудной Пристани и Преображении фоновые значения скорости вет-

ра, оцененные по реанализу, даже превышали наблюдаемые скорости ветра при прохождении тайфунов.

В настоящем исследовании для анализа метеорологической ситуации были использованы как данные наблюдений на метеостанциях, так и данные атмосферного реанализа ERA5 (рис. 4). Это позволило статистически оценить качество реанализа атмосферного давления и скорости ветра в период прохождения экстремальных тропических циклонов в районе Японского моря (табл. 2). Изменения атмосферного давления имеют очень близкие значения по двум массивам данных, среднеквадратическая ошибка (σ) варьировалась от 0.6 до 3 гПа, а коэффициент корреляции R менялся от 0.94 до 0.997.

Скорости ветра по данным метеостанций и реанализа значительно различались в некоторых пунктах. Так, во Владивостоке и Пусане (кроме случая Майсака) скорость ветра во время прохождения тайфунов по данным реанализа занижена по сравнению с данными метеостанций, хотя характер фоновых изменений скорости ветра и его значения в целом близки ($\sigma = 2.3\text{--}3.8$ м/с, $R = 0.64\text{--}0.86$). В Рудной Пристани и Преображении данные реанализа существенно отличаются от данных метеостанций как во время прохождения тайфуна, так и в другие дни: скорость ветра в

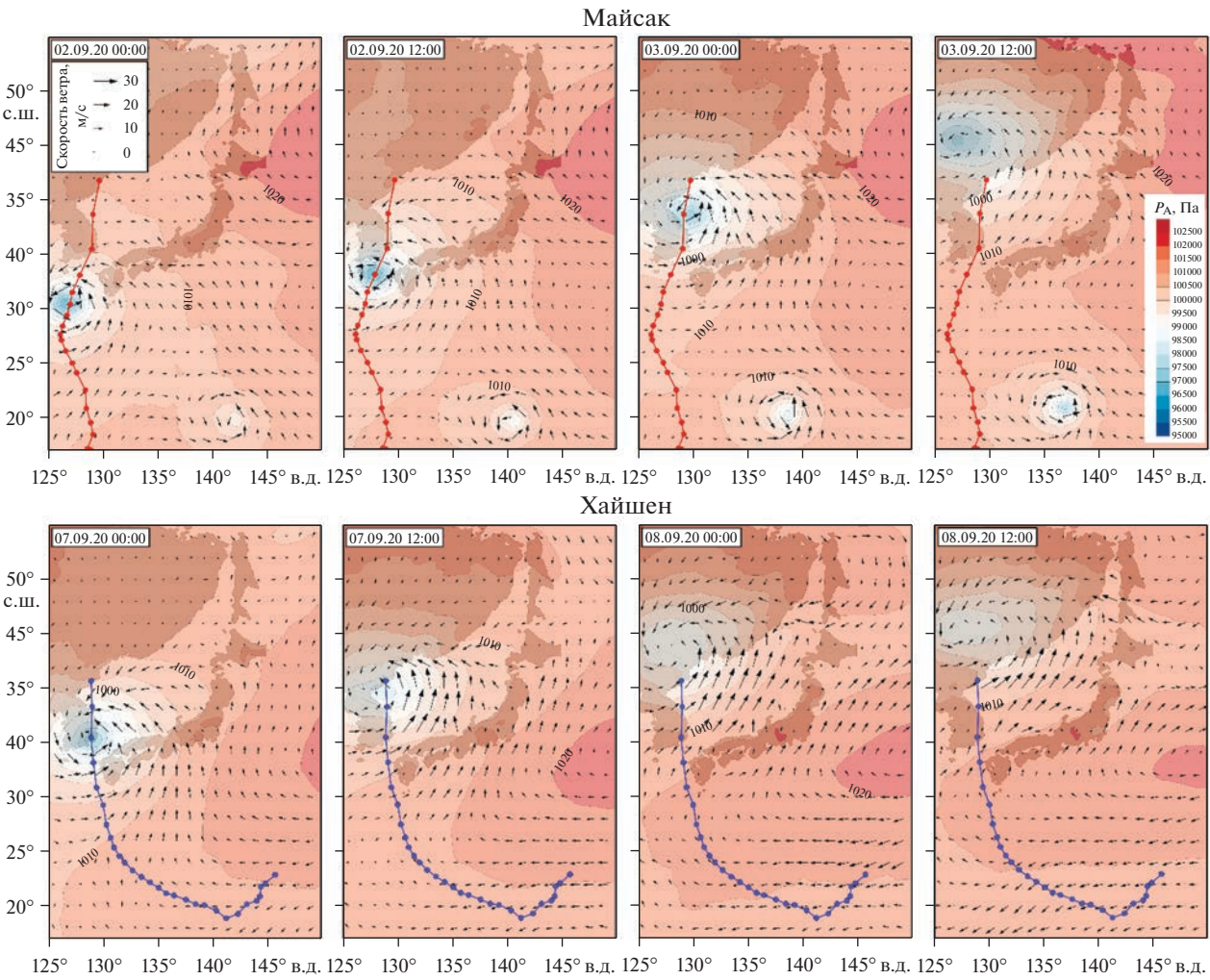


Рис. 3. Траектории тайфунов Майсак с 2 по 3 сентября 2020 г. (верхний ряд) и Хайшен с 7 по 8 сентября (нижний ряд) в полях атмосферного давления (цветной фон, гПа) и скоростей ветра (стрелки, м/с).

данных реанализа в 2–3 раза выше, чем по наблюдениям на метеостанциях, σ достигает 5.8–6.4 м/с, а R снижается до 0.34–0.57 (таблица 2). В Нагасаки кривые изменения атмосферного давления по данным реанализа и метеостанций имеют схожий характер, но в период прохождения тайфу-

нов скорость ветра по реанализу в 2–2.5 раза больше. Видимо, это сильно связано с местной орографией – экранированием соответствующих метеостанций от определенных направлений ветра. Для Хамады наблюдается хорошее соответствие данных реанализа и метеостанции.

Таблица 2. Среднеквадратическая ошибка (σ) и коэффициент корреляции (R), рассчитанные для рядов скорости ветра и атмосферного давления для некоторых пунктов

Пункт	Давление		Скорость ветра	
	σ , гПа	R	σ , м/с	R
Пусан	2.94	0.94	3.75	0.64
Хамада	0.61	0.99	2.47	0.78
Нагасаки	2.15	0.95	5.34	0.75
Преображение	0.81	1.00	5.79	0.57
Рудная Пристань	0.85	1.00	6.42	0.34
Владивосток	0.55	1.00	2.26	0.86

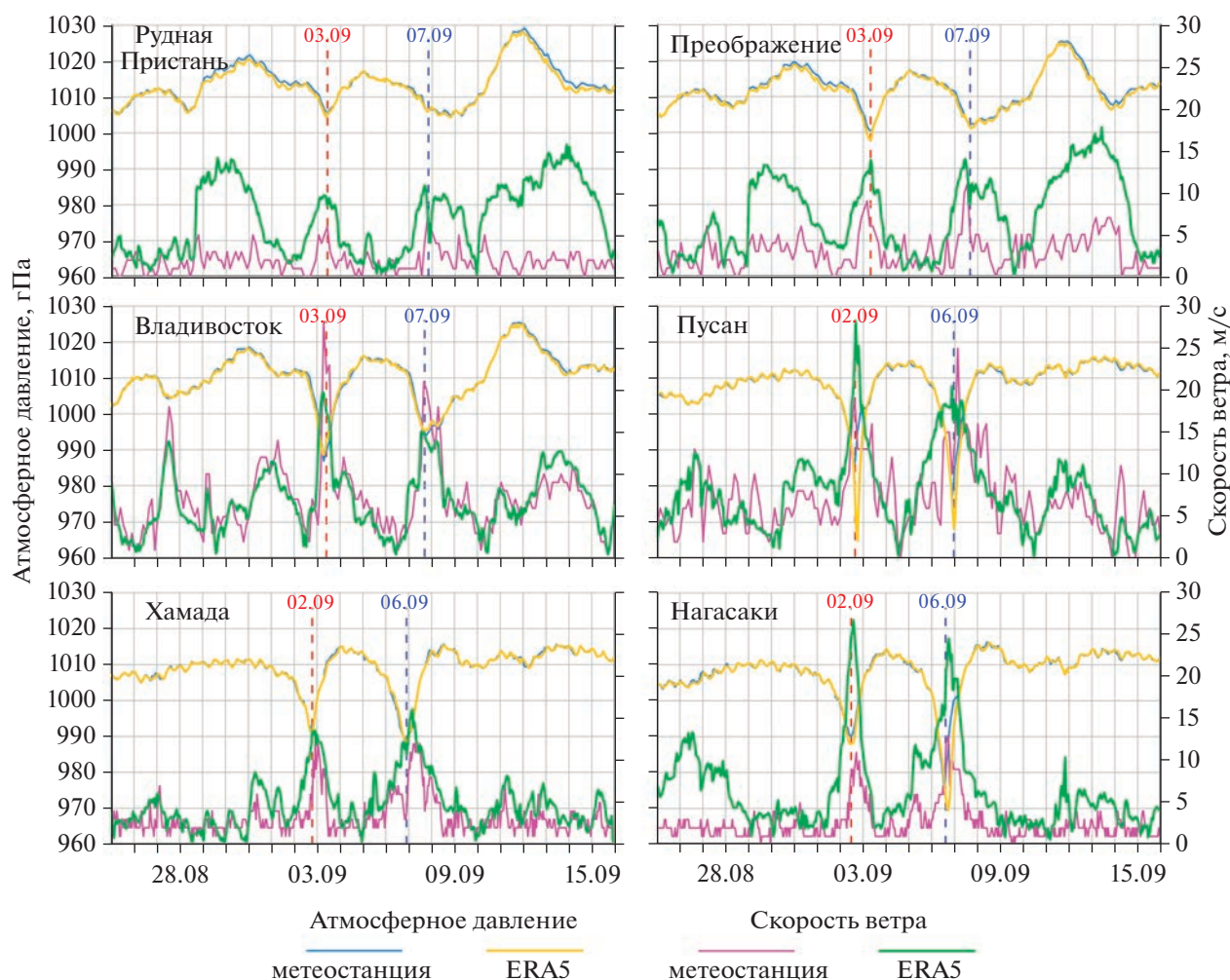


Рис. 4. Атмосферное давление и скорость ветра по данным метеостанций и по результатам реанализа ERA5 (легенда приведена под графиками). Красные и синие вертикальные штриховые линии отмечают время максимального воздействия тайфунов на метеорологические параметры в рассматриваемых пунктах.

4. АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА УРОВНЕМ МОРЯ

Под влиянием тайфунов Майсак и Хайшен в прибрежных районах Японского моря сформировались экстремальные колебания уровня моря. Они представляют собой результат взаимодействия динамических процессов прибрежной зоны, имеющих различные временные и пространственные масштабы. В текущем разделе представлены результаты анализа аномальных особенностей отдельных составляющих колебаний уровня Японского моря, вызванных прохождением этих тайфунов.

На первом этапе анализа из исходных временных рядов была вычтена приливная составляющая. Приливы в Японском море сравнительно невелики и имеют преимущественно неправильный суточный характер. Лишь на севере и на юге, в Татарском и Корейском проливах соответствен-

но, наблюдается значительное усиление приливов и их характер становится близок к правильно-полусуточному. В Татарском проливе величина приливных колебаний превышает 2.5 м, в Корейском проливе она составляет около 3 м, а в центральных районах побережья Японского моря не превышает 0.5 м. На рассматриваемых в рамках текущего исследования станциях максимальный размах приливных колебаний уровня моря был отмечен в Нагасаки (218 см), а минимальный — в Сосуново (8 см).

Непериодические колебания уровня моря, которые остаются в записях после исключения приливной компоненты, имеют преимущественно метеорологическое происхождение. Суммарная высота остаточных колебаний уровня моря (далее *суммарная высота нагона*), сформированных под воздействием тайфунов, менялась от 20 см в северной части моря (Сосуново, Советская Гавань) до 80 см во Владивостоке и Посьете (табл. 3).

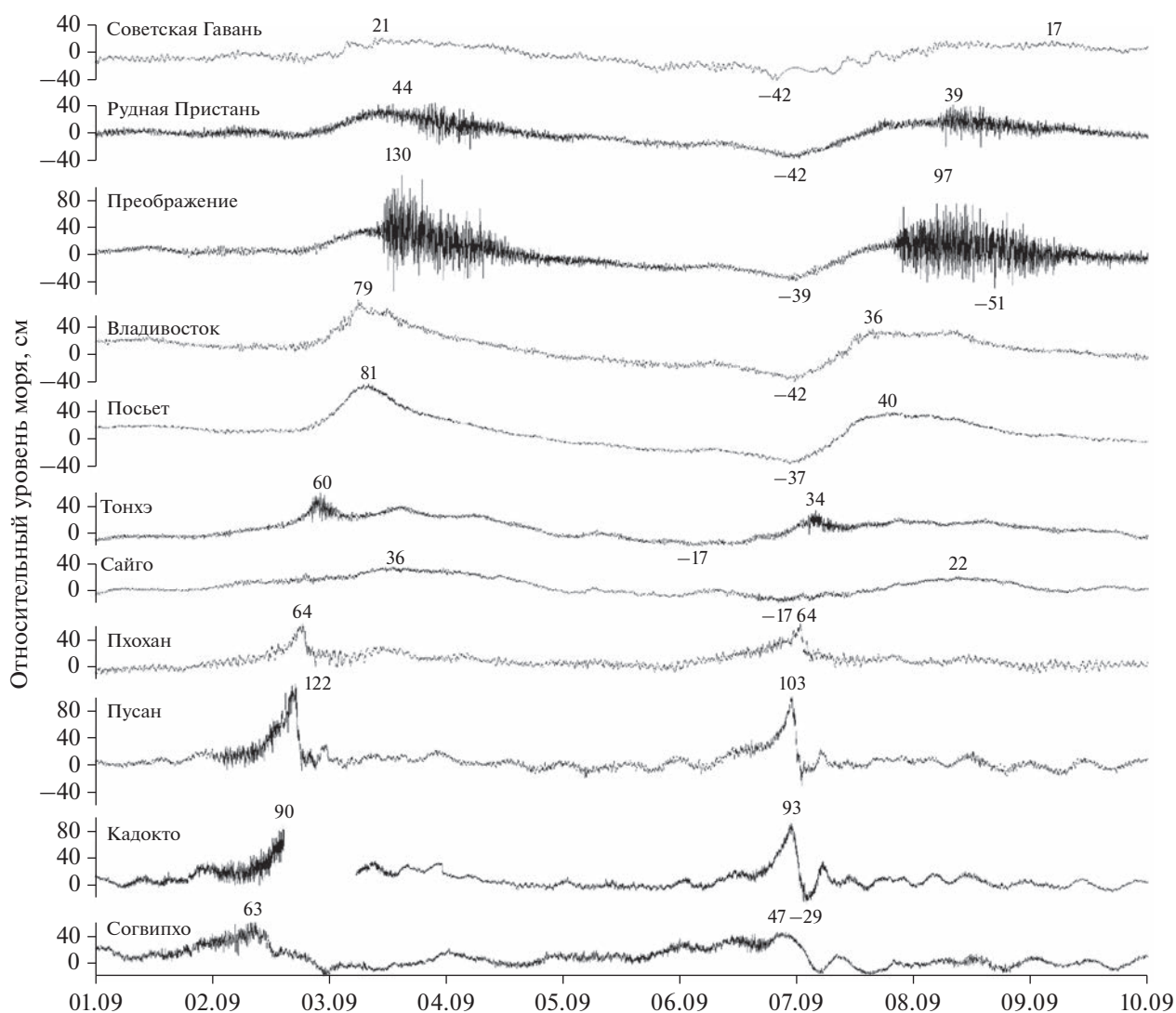


Рис. 5. Непериодические колебания уровня моря, цифрами подписаны максимальные и минимальные значения уровня моря (см) относительно СУМ в сентябре 2020 г.

В отдельных пунктах побережья Японского моря были зафиксированы anomalно высокие отметки уровня моря: до 122 см в Пусане, 124 см в Коджедо и 130 см в Преображении при прохождении Майсака; до 103 см в Пусане, 87 см в Коджедо и 97 см в Преображении при прохождении Хайшена (рис. 5). Именно эти колебания уровня моря приводят к наводнениям, негативные последствия которых увеличиваются в случае совпадения пика нагона с полной водой прилива.

Часто для определения непериодических колебаний уровня моря используют термины “штормовой нагон” (“сгон”) или “сгонно-нагонные явления”. Однако следует обратить внимание, что изменения атмосферного давления и ветрового напряжения создают широкий спектр различных видов непериодических колебаний уровня моря, имеющих собственные особенности. На рис. 5

видно, что в ряде пунктов, где были зафиксированы максимальные суммарные высоты нагона (например, Пусан, Коджедо и Преображение), экстремумы достигались за счет суперпозиции медленных низкочастотных и быстрых высокочастотных колебаний уровня моря. НЧ колебания сформированы в основном штормовыми нагонами с периодами несколько десятков часов. ВЧ колебания включают в себя собственные колебания бухт и заливов (сейши) с периодами от нескольких минут до нескольких часов и инфрагравитационные волны (ИГ-волны) с доминирующими периодами от 30 до 300 секунд [5] (см. рис. 2). Именно взаимодействие этих двух основных составляющих привело к экстремальным колебаниям уровня Японского моря. Следует обратить внимание, что штормовые нагоны — это региональное явление, имеющее пространственные масштабы более

Таблица 3. Высоты нагонов, амплитуды и размах суммарных и непериодических (НЧ и ВЧ) колебаний уровня моря. Прочерки в таблице соответствуют невозможности оценки амплитуды/размаха нагона вследствие отсутствия наблюдений в этот период (см. рис. 6)

Пункт	Непериодические колебания		НЧ (штормовой нагон)		ВЧ (сейши и ИГ-волны)	
	суммарная высота нагона, см	размах, см	высота штормового нагона, см	размах, см	амплитуда, см	размах, см
Тайфун Майсак (01–04.09)						
Советская Гавань	21	39	17	32	8	15
Сосуново	31	44	26	35	9	17
Рудная Пристань	44	78	28	37	29	71
Преображение	130	185	38	47	94	185
Находка	55	65	49	56	6	12
Владивосток	79	86	68	74	12	25
Посьет	81	87	76	80	6	11
Сокчхо	55	68	44	56	12	22
Тонхэ	60	71	40	49	20	41
Уллын	39	50	31	40	9	20
Хупхо	70	86	—	—	—	—
Сайго	36	41	33	36	9	17
Пхохан	64	75	49	55	20	39
Пусан	122	134	87	92	51	92
Кадокто	90	97	—	—	—	—
Хамада	67	73	62	65	11	26
Коджедо	124	135	97	100	33	57
Сонсанпо	83	103	62	73	25	42
Согвипхо	63	81	46	56	23	49
Мосыльпо	71	81	36	40	40	66
Нагасаки	68	82	56	63	18	34
Тайфун Хайшен (05–08.09)						
Советская Гавань	17	59	12	48	7	14
Сосуново	23	63	18	54	9	18
Рудная Пристань	39	81	16	52	25	62
Преображение	97	148	18	52	83	145
Находка	25	63	22	57	6	12
Владивосток	36	78	31	67	9	18
Посьет	40	77	37	70	5	9
Сокчхо	34	56	29	47	13	24
Тонхэ	34	51	25	41	15	38
Уллын	18	34	14	28	8	14
Хупхо	39	49	27	31	15	40
Сайго	22	39	19	31	7	13
Пхохан	64	72	48	49	21	36
Пусан	103	132	74	81	38	76
Кадокто	93	122	73	83	24	51
Хамада	40	77	35	60	13	29
Коджедо	87	105	69	78	20	38
Сонсанпо	27	48	—	—	—	—
Согвипхо	47	64	42	55	17	31
Мосыльпо	38	57	33	48	10	20
Нагасаки	70	99	60	78	25	46

100 км, тогда как сейши и ИГ-волны — это локальные процессы, имеющие масштаб от 1 до 100 км. Соответственно, свойства этих колебаний существенно зависят от географических особенностей рассматриваемых пунктов наблюдений. С помощью расчета скользящего среднего с окном в 3 ч ряды непериодических колебаний уровня были разделены на низкочастотную и высокочастотную компоненты и детально исследованы по отдельности.

4.1 Штормовой нагон (низкочастотные колебания)

Последовательное прохождение тайфунов Майсак и Хайшен создало в акватории Японского моря сложную картину сгонно-нагонных колебаний уровня моря (рис. 6). Положительную фазу низкочастотных колебаний уровня моря будем называть штормовым нагоном, а максимальное значение уровня моря в этом частотном диапазоне — высотой штормового нагона (рис. 2). По характеру низкочастотных колебаний уровня моря все станции можно разделить на три группы: 1) с плавными и медленными штормовыми нагонами с неявным максимумом — Советская Гавань, Сосуново, Преображение, Находка, Сокчхо, Сайго и Мосыльпо; 2) с плавными и медленными нагонами, но хорошо выраженным максимумом — Рудная Пристань, Владивосток, Посьет, Тонхэ, Уллын, Хамада, Согвипхо, Сонсанпо и Нагасаки; 3) с резкими (быстрыми) повышениями/понижениями уровня моря с ярко выраженными максимумами — Пхохан, Пусан, Кадокто и Коджедо.

Максимальные высоты штормового нагона, вызванного тайфуном Майсак, зафиксированы в Коджедо (97 см), Пусане (87 см) и Посьете (76 см). Минимальные значения получены для самых северных пунктов Японского моря: Советская Гавань (17 см), Сосуново (26 см) и Рудная Пристань (28 см). Размах низкочастотных колебаний уровня моря во всех пунктах превышает высоту штормового нагона меньше чем на 10 см, кроме Советской Гавани (15 см). Распределение значений размаха совпадает с распределением значений высоты штормового нагона по пунктам.

Похожая ситуация наблюдается для тайфуна Хайшен. Здесь максимальные значения уровня моря приходятся на те же самые станции на юго-востоке Корейского полуострова: Пусан (74 см), Кадокто (73 см) и Коджедо (69 см). Минимальные значения высоты штормового нагона, 12–18 см, наблюдались также в северной части Японского моря (Советская Гавань, Рудная Пристань, Сосуново и Преображение). На станциях, расположенных вблизи входа в Корейский пролив или непосредственно в нем (Нагасаки, Мосыльпо, Согвипхо, Коджедо, Кадокто, Пусан, Пхохан, Хупхо), между двумя пиками нагона не наблюда-

лось значительных понижений уровня ниже СУМ (0 см на рис. 6). Однако на станциях, расположенных внутри Японского моря (все российские станции, а также Сокчхо, Тонхэ, Уллын, Сайго и Хамада), перед вторым нагоном наблюдался сгон. Причем в пунктах, близких к Корейскому проливу (Сокчхо, Тонхэ, Уллын, Сайго и Хамада), значения сгона меняются от –12 см (Сайго) до –25 см (Хамада), тогда как на российских станциях — с –33 до –36 см. Видимо, это понижение уровня связано с откликом Японского моря на пространственную структуру барических полей атмосферы.

На российском побережье Японского моря абсолютная оценка высоты штормового нагона, вызванного тайфуном Хайшен, из-за предшествующего сгона не дает полной картины наблюдавшегося явления. Если оценивать не высоту штормового нагона относительно СУМ (0 см), а размах низкочастотных колебаний, рассчитанный от низших значений уровня моря при сгоне до максимума штормового нагона (см. рис. 2), то пространственная картина распределения экстремальных низкочастотных колебаний уровня меняется. Так, размах низкочастотных колебаний в период Хайшена в Сосуново, Рудной Пристань, Преображении и Находке возрастает до 52–57 см, а во Владивостоке и Посьете — до 67–70 см (см. табл. 3).

4.2 Сейши и инфрагравитационные волны (высокочастотные колебания)

Высокочастотные колебания, выделенные в рамках настоящего анализа, включают в себя сейши и инфрагравитационные волны, проявляющиеся в прибрежной зоне в виде прибойных биений [19]. Сейши наблюдались во всех пунктах, но их амплитуды (максимальные значения уровня относительно среднего уровня ВЧ колебаний, см. рис. 2) не превышали 20 см. Вклад этих колебаний на некоторых станциях невелик по сравнению с инфрагравитационными волнами, которые возникают в открытом океане и прибрежной зоне в результате нелинейного взаимодействия ветровых волн; особенно интенсивно ИГ-волны образуются во время сильных штормов [5, 20]. Наиболее сильные прибойные биения наблюдаются в Преображении, где размах высокочастотных колебаний уровня моря при прохождении тайфуна Майсак достигал 2 м (рис. 6). Прибойные биения были зафиксированы также в Сосуново, Рудной Пристань и на всех корейских станциях, кроме станции Пхохан.

Максимальная амплитуда ВЧ колебаний при прохождении первого тайфуна была зафиксирована в Преображении, 94 см. В Пусане амплитуда ВЧ колебаний в два раза меньше, до 50 см, в Мосыльпо — до 40 см. Тайфун Хайшен вызвал ВЧ ко-

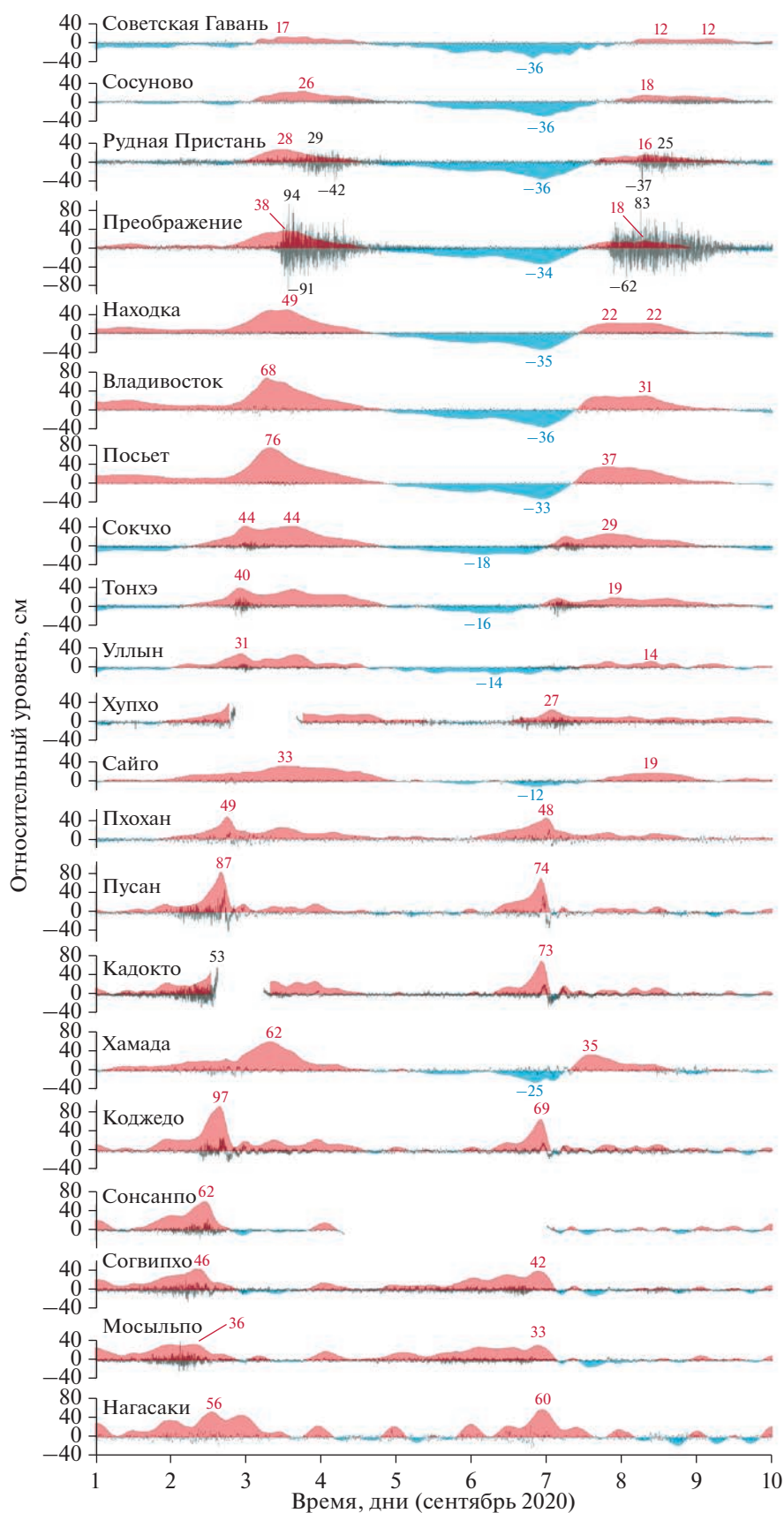


Рис. 6. НЧ (закрашенные области) и ВЧ (серые линии) колебания уровня моря, цифрами подписаны максимальные и минимальные значения низкочастотных колебаний уровня моря (см) относительно СУМ в сентябре 2020 г.

лебания меньшей амплитуды: в Преображении — 83 см, Пусане — 38 см, Рудной Пристани — 25 см, Кадокто — 24 см, Нагасаки — 25 см. Во многих пунктах побережья Японского моря (например, Советская Гавань, Сосуново, Находка, Посыет, Владивосток, Сокчхо, Хамада, Сайго и Уллын) амплитуда ВЧ колебаний для обоих тайфунов не превышала 9–13 см (см. таблицу 3).

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Область между Филиппинскими и Марианскими островами — один из трех активных районов (бассейнов) возникновения сильных тропических циклонов в северной части Тихого океана [2]. Ежегодно несколько десятков тайфунов, образовавшихся в этой области океана, перемещаются над акваторией Филиппинского моря в направлении на север/северо-запад и заходят в Восточно-Китайское море. Некоторые из них распространяются далее в Японское море. Так, в конце августа 2020 г. акваторию Восточно-Китайского моря в направлении с юга на север пересек тайфун 3-й категории Бави. Скорость ветра внутри тайфуна достигала 185 км/ч (51 м/с), а атмосферное давление в его центре понизилось до 950 гПа. 25 августа тайфун приблизился к Корейскому полуострову, где причинил существенный ущерб экономике региона и привел к гибели одного человека на о. Чеджу (Южная Корея). Но в акваторию Японского моря этот тайфун не зашел, а направился на север над акваторией Желтого моря к западу от Корейского полуострова.

Дуплет тайфунов, наблюдавшийся в Японском море в начале сентября 2020 г. — событие крайне редкое. Особенно если учитывать их высокую категорию и практически полное повторение траекторий на участке к северу от Корейского пролива. Представленный анализ временных рядов в разных частях Японского моря позволил выделить как общие для двух событий особенности, характерные для каждого отдельного пункта, связанные с его географическим положением и топографией прибрежной зоны, так и индивидуальный вклад каждого циклона в формирование и развитие аномалий колебаний уровня моря (рис. 6). При прохождении быстро перемещающегося вихря ветер играет ключевую роль в формировании штормового нагона. В связи с этим даже незначительная разница в скорости ветра, его продолжительности и направлении вызывает заметные различия в характере колебаний уровня моря. В первую очередь это проявляется при сравнении длительности нагонов на станциях в центральной части моря (Посыет, Владивосток, Находка, Преображение, Рудная Пристань). Штормовой нагон, сформировавшийся под влиянием тайфуна Майсак, имел меньшую продолжительность по сравнению со следующим, вызванным Хайшене-

ном. Отсутствие четко выраженного максимума второго нагона связано также с преобладающим направлением ветра в тот момент, когда центры циклонов находились к северо-востоку от Корейского полуострова. 3 сентября в 00:00 (UTC) над российским побережьем в районе Посыета, Владивостока, Находки и Преображения преобладал восточный ветер, а 7 сентября в 12:00 (UTC), когда второй тайфун находился примерно в том же месте, что и первый, ветер был юго-восточным, менее благоприятным для формирования нагона (рис. 3).

Более сильный над океаном тайфун Хайшене к моменту его проникновения в акваторию Японского моря был уже слабее, чем Майсак. Об этом говорят значения атмосферного давления и высоты вызванных им штормовых нагонов. На всем побережье моря и в Корейском проливе, кроме Пхохана и пунктов на о. Чеджу, максимальные относительные значения первого штормового нагона были выше, чем для второго. Вероятно, на это мог повлиять образовавшийся после Майсака на западном побережье Японского моря сгон до –36 см (Советская Гавань, Сосуново, Рудная Пристань). В таком случае часть энергии тайфуна могла уйти на подъем уровня моря до среднего уровня (0 см), а после этого остаток вызвал увеличение уровня относительно среднего.

При оценках степени опасности затопления прибрежных территорий важны отметки суммарной высоты нагона — морских наводнений, вызванных прохождением тайфунов (табл. 3, рис. 5). На рис. 7 показано пространственное распределение размаха суммарных непериодических колебаний уровня моря и вклада НЧ и ВЧ составляющих в их формирование. В некоторых пунктах во время обоих событий наибольший вклад вносил штормовой нагон. К ним относятся Советская Гавань, Сосуново, Находка, Владивосток, Посыет и Сокчхо. Однако в Преображении и Рудной Пристани явно преобладают ВЧ колебания уровня моря. На остальных станциях влияние НЧ и ВЧ составляющих приблизительно совпадает. В целом результаты нашего анализа подтверждают выводы работ [11, 17] о существенной роли ВЧ колебаний в формировании наводнений при прохождении сильных атмосферных возмущений. Следует также учитывать, что именно ВЧ колебания вызывают сильные, часто разрушительные, течения во внутренних акваториях (портах и бухтах) [11].

Важную роль в усилении колебаний уровня моря играли частотно-избирательные свойства отдельных акваторий или их частей (бухт, заливов и примыкающего шельфа). Так, ярко выраженные сейши (собственные колебания соответствующей акватории) ранее были обнаружены в бухте Посыета (периоды 30 и 17 мин), заливе Петра Ве-

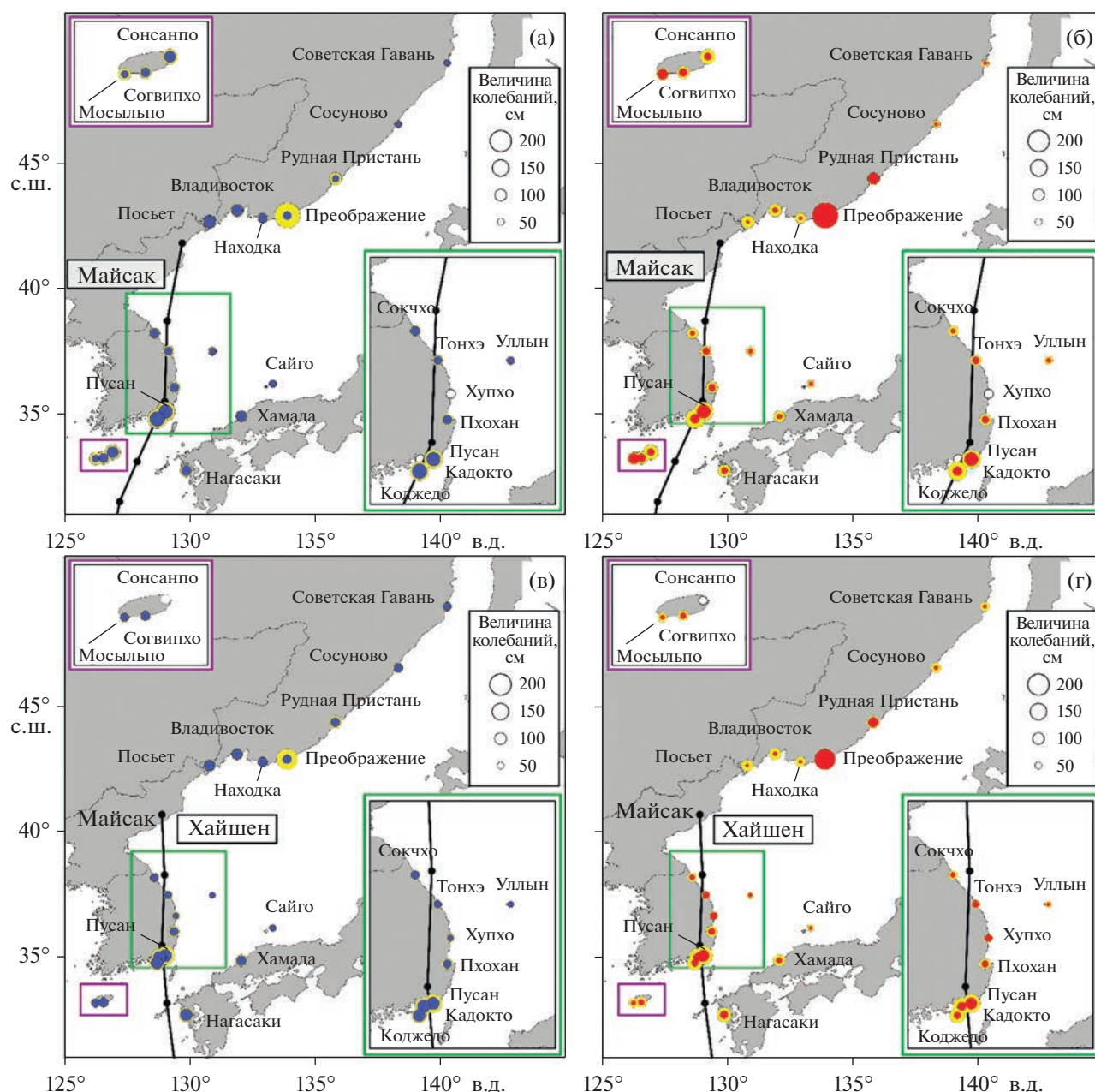


Рис. 7. Размах суммарных неперiodических (желтые кружки), низко- (синие кружки) и высокочастотных (красные кружки) колебаний уровня моря во время прохождения тайфунов Майсак, с 1 по 4 сентября (а, б), и Хайшен, с 5 по 8 сентября (в, г). Диаметр круга пропорционален размаху соответствующих колебаний уровня моря (см. табл. 3). Черными линиями показаны траектории движения тайфунов.

ликого (39 мин), заливе Находка (36 мин), бухте Хамада (17 мин), заливе Нагасаки (37 и 21 мин) и др. [7, 8, 17, 21]. При прохождении тайфунов возникала резонансная раскачка собственных колебаний этих бухт и заливов, что привело к увеличению относительной энергии ВЧ колебаний уровня моря.

На юго-западном побережье Японии периодически наблюдаются катастрофические метеочужны, известные под местным названием “аби-

ки” [13]. В порту Нагасаки высоты этих волн могут превышать 4.5 м [18]. Возникновение этих колебаний обусловлено подходом к побережью Японии длинных волн, вызванных атмосферными процессами в Восточно-Китайском море и усиленных резонансом Праудмена, связанным с совпадением скоростей атмосферного возмущения и образованных им длинных волн в этом море [18]. Значительное возрастание высот подходящих волн происходит на западном шельфе о. Кюсю

(Япония), а их дальнейшее усиление — в некоторых бухтах этого острова при резонансе собственных частот колебаний данных бухты и частот барических возмущений (“бухтовый” резонанс, см., например, [20]). В период прохождения тайфунов Майсак и Хайшен это явление не наблюдалось, т.к. атмосферные возмущения распространялись в противоположном направлении и отсутствовали резонансные условия, в первую очередь для резонанса Праудмена, но в порту Нагасаки были зарегистрированы заметные сейшевые колебания.

Важную роль в формировании экстремальных значений уровня в отдельных прибрежных пунктах играли инфрагравитационные волны. Основным источником формирования этих волн — ветровые волны и их нелинейное взаимодействие друг с другом [5, 19]. Известно, что тайфуны Майсак и Хайшен вызвали штормовые волны, значительная высота H_s которых достигала 8–9 м [22]. Вероятно, эти штормовые волны стали причиной возникновения аномально сильных инфрагравитационных волн на станциях Преображение и Рудная Пристань и существенно увеличили размах суммарных колебаний уровня моря. ИГ-волны также внесли важный вклад в формирование экстремальных значений уровня моря на станциях в Корейском проливе (Кадокто, Пусане и Коджедо).

Известно, что высокочастотные колебания уровня и, в частности, ИГ-волны вызывают специфические локальные явления: тягун, разрывные течения и пр. [5, 17]. *Тягун* — это периодические горизонтальные движения воды, наблюдаемые во многих гаванях по всему миру, которые вызывают сильные движения и столкновения судов, обрывы якорных тросов и швартовых концов. Одним из основных факторов генерации этого явления являются сильные ИГ-волны, проникающие в гавань. *Разрывные течения* — это интенсивные узкие потоки воды, направленные от суши в море, образование которых тоже тесно связано с ИГ-волнами [16]. Во время сильных тайфунов и ураганов скорость разрывных течений может достигать 10 узлов (5 м/с). Инфрагравитационные волны также являются важным рельефообразующим фактором. Они влияют на формирование ритмических форм рельефа (фестоны, серповидные бары и др.) и могут влиять на потоки прибрежных наносов и их аккумуляцию [5].

С учетом вышеизложенных особенностей колебаний уровня моря в разных частотных диапазонах и географического положения мареографов можно выделить несколько групп анализируемых пунктов по характеру изменения уровня моря во время прохождения тайфунов. Тайфуны Майсак и Хайшен имели примерно одинаковые характеристики, однако над Японским морем первый

циклон был сильнее; поэтому нами были рассмотрены колебания уровня моря, вызванные только тайфуном Майсак. В основе разделения лежит характер штормовых нагонов, сейш и ИГ-волн (рис. 6). К первой группе относятся две самые северные станции: Советская Гавань и Со-суново. Они расположены дальше всех от тайфуна, поэтому штормовые нагоны на этой части побережья имели малые высоты, без четкого максимума. Вторая группа включает в себя остальные российские станции в центральной части моря: Рудная Пристань, Преображение, Находка, Владивосток и Посыет. Они отличаются относительно плавным (длительностью около 12 ч) подъемом уровня и таким же плавным его падением. Вариации могут быть связаны с топографией прибрежной зоны пунктов и со степенью их защищенности от волн открытого моря. В Рудной Пристани и в Преображении зафиксированы экстремальные ИГ-волны с амплитудой до 1 м, что выделяет эти станции среди других. В третью группу входят станции южной части моря: Сок-чхо, Тонхэ, Уллын, Хупхо и Сайго. Нагоны в этих пунктах характеризуются несколькими максимумами и небольшими ИГ-волнами с амплитудой менее 20 см. Четвертая группа состоит из станций на юго-востоке Корейского полуострова: Пхохан, Пусан, Кадокто и Коджедо. Характер колебаний в них значительно отличается от всех остальных станций. Нагон на этих станциях формируется очень быстро: уровень моря здесь резко возрастает до 1 м за несколько часов, а потом падает еще быстрее. Вероятно, это связано со значительными скоростями ветра на периферии тайфуна, еще не успевшего ослабеть, и особенностями береговой линии Корейского полуострова. Размах высокочастотных колебаний уровня во всех пунктах этой группы, кроме Пхохана, достигает 40 см и более. К последней, пятой, группе относятся пункты на о. Чеджу: Сонсанпо, Согвиохо и Мосьильпо. С востока на запад максимум штормового нагона становится не таким четким из-за удаления пунктов от траектории тайфуна. Амплитуда ИГ-волн на о. Чеджу составляет около 20 см. Станции Хамада и Нагасаки сложно отнести к одной из вышеперечисленных групп. В Нагасаки четко прослеживаются периодические НЧ колебания уровня моря, вероятно, связанные с остаточным приливом, а нагон в Хамаде имеет индивидуальные особенности, отличные от тех, что наблюдаются на других станциях (рис. 6). Таким образом, разделение станций по характеру нагона, вызванного тайфуном 4-й категории, перемещающимся над акваторией Японского моря на север через Корейский пролив, хорошо соотносится с географическим положением станций и их удаленностью от траектории циклона. При этом внутри группы колебания уровня моря различаются в силу влияния изрезанности береговой

линии и топографических особенностей прибрежной зоны и внутренних акваторий (портов), в которых установлены мареографы.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ 1-минутных записей колебаний уровня моря, полученных с помощью береговых мареографов, позволил исследовать особенности прибрежных наводнений, вызванных прохождением двух тайфунов 4-й категории над юго-западной частью Японского моря. Несмотря на то, что тайфун Хайшен по своим характеристикам превосходил тайфун Майсак, он подошел к Корейскому проливу более слабым, поэтому в большинстве рассматриваемых пунктов его воздействие на уровень моря было меньшим.

Под воздействием тайфунов в некоторых прибрежных пунктах возникли значительные штормовые нагоны с высотой 70–90 см. В отдельных пунктах наблюдений (Преображение, Пусан, Коджедо), кроме штормовых нагонов, тайфуны сгенерировали аномально сильные высокочастотные колебания уровня моря (сейши и инфрагравитационные волны), которые привели к экстремальным наводнениям с высотами более 120–130 см и размахом колебаний до 185 см. Для станций внутри Японского моря после прохождения тайфуна Майсак наблюдался сильный сгон, до –36 см, который уменьшил абсолютные оценки высоты последующего штормового нагона, вызванного тайфуном Хайшен.

В представленном исследовании были выявлены как общие особенности отклика колебаний уровня моря на прохождение циклонов, так и индивидуальные свойства, обусловленные конкретными параметрами распространявшихся вихрей и конкретными особенностями пунктов наблюдений. Так, тайфун Хайшен вызвал в центральной части моря более слабый, но и более продолжительный нагон по сравнению с Майсаком. Для этого региона различия между тайфунами (т.е. вынуждающего фактора) оказались сильнее, чем влияние идентичных топографических особенностей (определяющих характер отклика на внешнее возмущение), поэтому характер колебаний уровня моря, вызванных этими двумя тайфунами, в центральной части моря оказался существенно различным.

На основе анализа данных береговых мареографов были выделены пять групп станций с характерными особенностями колебаний уровня моря, вызванных прохождением тайфунов. Полученные результаты хорошо согласуются с географическим положением станций и их расположением относительно траекторий циклонов. В то же время оказалось, что уровень моря сильно зависит от локальных условий пункта наблюдений:

степени закрытости станции от волн открытого моря, места установки самописца уровня моря, изрезанности береговой линии и рельефа дна прилегающей акватории. Таким образом, характер колебаний уровня моря в разных пунктах исследуемого региона в значительной степени индивидуален.

Сравнение записей метеостанций и данных реанализа ERA5 в период прохождения тайфунов позволило оценить качество последнего. Так, атмосферное давление воспроизводится реанализом с достаточно большой точностью, а скорость ветра на разных станциях имеет существенные расхождения, вызванные влиянием локальной орOGRAPHии суши.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 08. Японское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. Справочник. Проект Моря. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 2003. 397 с.
2. Мамедов Э.С., Павлов Н.И. Тайфуны. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 144 с.
3. Портал РП5: <https://rp5.ru> (Дата обращения: 15.04.2021).
4. Портал NOAA Historical Hurricane Tracks: <https://coast.noaa.gov/hurricanes/#map=4/32/-80> (Дата обращения: 02.12.2020).
5. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. СПб: Гидрометеоздат, 1993. 326 с.
6. Российская служба предупреждения о цунами: <http://www.rtw.s.ru/> (Дата обращения: 17.09.2020)
7. Смирнов С.В. О сейшевых колебаниях в заливе Находка // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 78–85.
8. Chupin V., Dolgikh G., Dolgikh S., Smirnov S. Study of free oscillations of bays in the northwestern part of Posyet Bay // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. V. 10. № 8. P. 1005. <https://doi.org/10.3390/jmse10081005>
9. Flanders Marine Institute (VLIZ); Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) (2022): Sea level station monitoring facility: <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/map.php> (Дата обращения: 17.09.2020). <https://doi.org/10.14284/482>
10. Ha K.M. Predicting typhoon tracks around Korea // Natural Hazards. 2022. V. 106. P. 1639–1672. <https://doi.org/10.1007/s11069-022-05335-6>
11. Heidarzadeh M., Rabinovich A.B. Combined hazard of typhoon-generated meteorological tsunamis and storm surges along the coast of Japan // Natural Hazards. 2021. V. 106. P. 1639–1672. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04448-0>
12. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. P. 1999–2019. <https://doi.org/10.1002/qj.3990>

- rological Society. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
13. *Hibiya T., Kajiura K.* Origin of the Abiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay // *J. Oceanogr. Soc. Japan*. 1982. V. 38. P. 172–182.
 14. *Kim H.J., Kim D.B., Jeong O.J., Moon Y.S.* The moving speed of typhoons of recent years (2018–2020) and changes in total precipitable water vapor around the Korean Peninsula // *Journal of the Korean Earth Science Society*. 2021. V. 42. № 3. P. 264–277. <https://doi.org/10.5467/JKESS.2021.42.3.264>
 15. *Lin L.C., Wu C.H.* Unexpected meteotsunamis prior to Typhoon Wipha and Typhoon Neoguri // *Natural Hazards*. 2021. V. 106. P. 1673–1686. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04313-0>
 16. *MacMahan J.* Low-frequency seiche in a large bay // *J. Phys. Oceanogr.* 2015. V. 45, P. 716–723. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0169.1>
 17. *Medvedev I.P., Rabinovich A.B., Šepić J.* Destructive coastal sea level oscillations generated by Typhoon Maysak in the Sea of Japan in September 2020 // *Scientific Reports*. 2022. V. 12. № 8463. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-12189-2>
 18. *Monserat S., Vilibić I., Rabinovich A.B.* Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2006. V. 6. № 6. P. 1035–1051. <https://doi.org/10.5194/nhess-6-1035-2006>
 19. *Munk W.H.* Surf beats // *EOS, Transactions American Geophysical Union*. 1949. V. 30. № 6. P. 849–854. <https://doi.org/10.1029/TR030i006p00849>
 20. *Rabinovich A.B.* Seiches and harbor oscillations. In: *Handbook of Coastal and Ocean Engineering* / Ed. Kim. Y.C. Chapter 9. World Scientific Publ., Singapore, 2009. P. 193–236.
 21. *Smirnov S.V., Yaroshchuk I.O., Shvyrev A.N. et al.* Resonant oscillations in the western part of the Peter the Great Gulf in the Sea of Japan // *Natural Hazards*. 2021. V. 106. № 2. P. 1729–1745. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04561-8>
 22. *Yuk J.H., Kang J.S., Myung H.* Applicability study of a global numerical weather prediction model MPAS to storm surges and waves in the south coast of Korea // *Atmosphere*. 2022. V. 13. № 4. P. 591. <https://doi.org/10.3390/atmos13040591>
 23. *Zhu D., Zhi X., Wang N. et al.* Impacts of Changbai Mountain topography on the extreme precipitation from super typhoon Maysak // *Front. Environ. Sci.* V. 9. № 818402. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.818402>

Extreme Sea Level Variations in the Sea of Japan Caused by the Passage of Typhoons Maysak and Haishen in September 2020

D. A. Smirnova^{a, b, #, ##}, I. P. Medvedev^b

^a*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

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

[#]*e-mail: dasha@a-smirnov.com*

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

This study investigates extreme sea level variations recorded by tide gauges in the Sea of Japan during the passages of typhoons Maysak and Haishen in September 2020. Specific focus is on storm surges, seiches and infragravity waves identified in the records using tidal and statistical analyses. At most locations, storm surges, formed through the combined effect of atmospheric pressure changes and strong winds, were the major contributors to the extreme sea level events. For the Russian and Japanese coasts, the first typhoon, Maysak, turned out to have the greatest impact, while for the southeastern coast of the Korean Peninsula, the largest sea level variations were caused by the second typhoon, Haishen. At all sites, the passing storms induced eigen oscillations in the respective bays and harbours. Pronounced high-frequency oscillations with periods of two to seven minutes, which appear to be associated with infragravity waves, were recorded, reaching a maximum range of 2 m at Preobrazheniye. The observed differences in component content and associated characteristics of the observed sea level variations arise from differences in the topographic features of the corresponding coastal sites. Statistical analysis of the atmospheric pressure and wind speed series taken from weather stations and from the ERA5 reanalysis shows that atmospheric pressure is reproduced by reanalysis with high accuracy, whereas wind speed at different stations has significant discrepancies related to differences in orographic features.

Keywords: Sea of Japan, Maysak, Haishen, storm surge, typhoon, seiches

УДК 551.465

СТРУКТУРА ВОД И ПОТОК УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА НАД КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ СКЛОНОМ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И В ПРОЛИВЕ ВИЛЬКИЦКОГО В ОСЕННИЙ СЕЗОН

© 2023 г. А. А. Полухин^{1, *}, У. А. Казакова^{1, 2}, Г. В. Гусак³, В. О. Муравья¹, И. Б. Беликов⁴,
Н. В. Панкратова⁴, А. И. Скороход⁴, Г. В. Борисенко¹, М. В. Флинт¹, А. С. Щука¹

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

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

³Гамбургский университет, Гамбург, Германия

⁴Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

*e-mail: polukhin@ocean.ru

Поступила в редакцию 18.10.2022 г.

После доработки 14.03.2023 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

В рамках фундаментальной научной программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики”, выполняемой Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН с 2007 г., проведены исследования структуры вод, пространственной изменчивости параметров карбонатной системы, а также рассчитана интенсивность и направление потока углекислого газа над континентальным склоном моря Лаптевых и в проливе Вилькицкого в сентябре 2018 г. Показано присутствие нескольких основных водных масс, определяющих структуру вод в исследованном районе. Выявлена сильная пространственная изменчивость параметров карбонатной системы морских вод, определяемая комплексом физических и химико-биологических процессов. Поток углекислого газа на границе вода–атмосфера, составил от -12 до $+4$ ммоль м^{-2} сут^{-1} . Выявлено, что исследованная область внешнего шельфа моря и континентального склона моря Лаптевых является эмитентом углекислого газа в атмосферу по состоянию на сентябрь 2018 г. Район пролива Вилькицкого, наоборот, является областью поглощения CO_2 .

Ключевые слова: Арктика, море Лаптевых, континентальный склон, структура вод, карбонатная система, баланс углекислого газа

DOI: 10.31857/S0030157423050143, EDN: PXWVX

ВВЕДЕНИЕ

Современное состояние и текущие изменения Арктического бассейна как естественной, так и антропогенной природы, во многом определяются процессами, происходящими в областях континентального склона арктических морей [28, 42, 50]. Экосистемы области континентального склона, где в наибольшей степени проявилось изменение ледовых условий последних деkad [34, 55], крайне мало исследованы. В море Лаптевых, более ледовитом, чем Карское море [2], современные климатические тренды выражены достаточно явно. Среднегодовая температура воздуха в этом районе за первое десятилетие настоящего века возросла на 2.3°C , а уменьшение площади льдов в летний период превысило 20% от среднемноголетней нормы [16]. Многие факторы, связанные с пониманием структуры и функционирования экосистем Арктического шельфа и континентального склона [3, 12, 17, 24, 51], механизмов поступления

“континентального сигнала” в глубоководный Арктический бассейн [22, 33] в полной мере относятся к морю Лаптевых. Для прогноза глобальной реакции атмосферы и гидросферы на увеличение содержания CO_2 в воздухе большое значение имеет вопрос о направлении и интенсивности обмена углекислым газом между океаном и атмосферой. Текущие климатические изменения в наибольшей степени выражены в Арктике, и в Северном Ледовитом океане (СЛО) можно ожидать наибольшую для океана изменчивость карбонатной системы вод [26, 47] и такие последствия, как увеличение коррозионности морских вод по отношению к организмам-кальцификаторам [19, 52].

Одной из первых обобщающих работ о важности исследований потоков углекислого газа в Арктике стала статья ученых Тихоокеанского океанологического института им. Ильичева ДВО РАН (ТОИ) о динамике карбонатных параметров и по-

токе углекислого газа на границе океан–атмосфера в море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях [47]. Натурные исследования выявили пространственно-временную неоднородность интенсивности и направленности потока углекислого газа на границе океан–атмосфера, а также принципиальные различия между процессами, меняющими карбонатное равновесие шельфовой и глубоководной областей арктических морей. Дальнейшие исследования этих авторов дали более глубокое понимание изменений в карбонатном равновесии шельфа восточной части моря Лаптевых, находящегося под воздействием стока р. Лены и являющимся эмитентом CO_2 в атмосферу в осенний сезон [6, 7], а также непосредственно в русле этой крупнейшей сибирской реки [8]. Был сделан ряд важных выводов об усилении коррозионности морских вод Восточно-Сибирского шельфа [6, 48] по отношению к арагониту – полиморфу карбоната кальция – наиболее характерному индикатору процесса асидификации [52]. В рамках проекта NABOS (Nansen and Amundsen Basins Observational Systems) проводились исследования карбонатной системы морских вод, в том числе, в западной части моря Лаптевых [41]. Кроме того, исследования особенностей и динамики параметров карбонатной системы, проведенные коллегами из ТОИ, согласуются с полученными в экспедиционных исследованиях данными о гидрофизике и динамике водных масс на континентальном склоне моря Лаптевых [21, 22, 28]. Одной из причин быстрого снижения уровня насыщения арагонитом вод шельфа моря Лаптевых является увеличение поступления органического вещества (ОВ) в течение последних десятилетий [48].

В Карском море первые подобные исследования были проведены сотрудниками ТОИ [41], а в 2020 г. [11] сотрудниками ИОРАН получены первые реальные оценки потока углекислого газа на границе океан–атмосфера в условиях протекающих динамических процессов над склоном отрога желоба Св. Анны. Представленные в [11] результаты исследований потока углекислого газа для осеннего сезона в Карском море были подтверждены и дополнены сотрудниками ТОИ в 2021 г. [9].

Цель данной работы – оценка потока углекислого газа на границе вода–атмосфера в районе континентального склона в западной части моря Лаптевых в осенний сезон, а также выявление пространственной изменчивости параметров карбонатной системы и их отклик на гидрофизические особенности района исследований. Полученные оценки и результаты помогут в дальнейшем дать прогноз изменений в карбонатном равновесии для Арктики.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В рамках 72 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, организованного Институтом океанологии РАН по программе “Экосистемы морей российской Арктики” в период с 16 августа по 20 сентября 2018 г. [18], проводились исследования в западном районе континентального склона моря Лаптевых (рис. 1).

Было выполнено 4 разреза: 2 поперек континентального склона в западной (11 станций) и центральной (9 станций) частях моря, один вдоль канала (для понимания, в рамках этой работы назовем его “канал Вилькицкого”), соединяющего пролив Вилькицкого со склоном (6 станций) и один поперек пролива Вилькицкого (5 станций). Для исследования гидрофизической структуры вод использовались данные по температуре, солёности, полученные с использованием прецизионных зондирующих комплексов SBE (США). Отбор проб производился комплексом Rosette в пятилитровые пластиковые батометры (General Oceanic, США).

Определение pH проводилось потенциометрически с помощью pH-метра Hanna HI 2215 после предварительного термостатирования проб до 20°C [27]. Анализ общей щёлочности проводился титрованием 0.02 М соляной кислотой с визуальным определением точки эквивалентности по методу Бруевича [39] с применением раствора Na_2CO_3 , приготовленного по стандартной методике [14].

Расчет параметров карбонатной системы (содержание растворенного CO_2 , гидрокарбонат- и карбонат-ионов, парциальное давление CO_2 ($p\text{CO}_2$), насыщение кальцитом и арагонитом) проводился по данным измеренных в пробах pH и общей щёлочности в программе CO2sys, разработанной [35]. В расчете применялись константы диссоциации угольной кислоты по Рою [46], константа диссоциации иона HSO_4^- – по Диксону [27].

Измерение $p\text{CO}_2$ в приводном слое атмосферы проводилось с помощью газоанализатора G2132-i производства компании Picarro Inc. (США). Комплекс и проведение его периодических калибровок непосредственно до и после морских экспедиций подробно описаны в [5, 13, 38]. Забор воздуха проводился по борту судна на высоте 18.5 м над уровнем моря. Воздух подавался в прибор трубопроводом длиной 10 м при расходе воздуха 1.5 л/мин. В результате наблюдений были сформированы практически непрерывные ряды данных о концентрации CO_2 с временным разрешением в 1 минуту.

Расчет интенсивности потока CO_2 проводился по [56],

$$F = 7.7 \times 10^{-4} U^2 \Delta p \text{CO}_2,$$

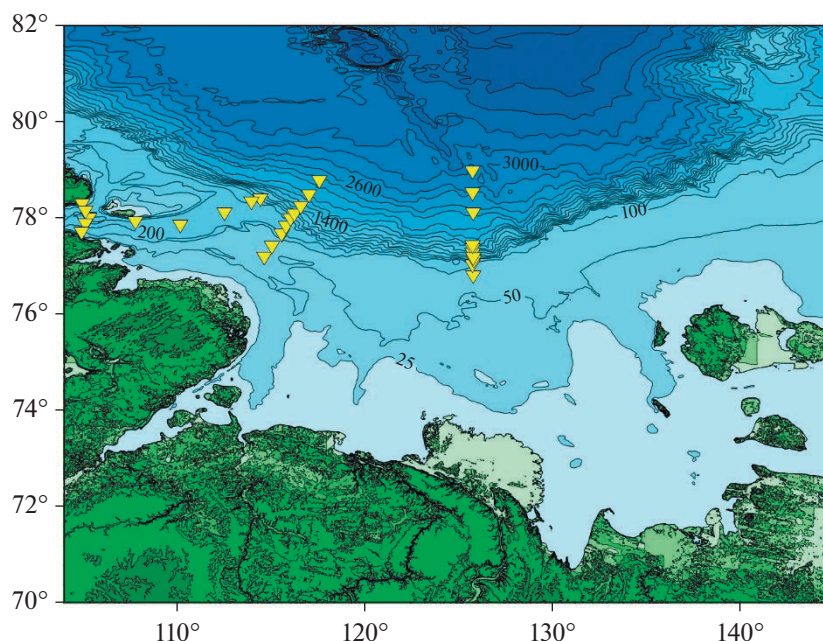


Рис. 1. Схема расположения станций в море Лаптевых в ходе 72 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш».

где F — поток CO_2 в моль $\text{м}^{-2} \text{год}^{-1}$, U — скорость ветра в приводном 10 метровом слое атмосферы (м/с), $\Delta p\text{CO}_2$ — разница $p\text{CO}_2$ между водой и атмосферой (ppm).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрологическая структура вод моря Лаптевых, характеризующаяся пространственным распределением температуры и солёности, отражает взаимодействие нескольких водных масс (летние распресненные, зимние промежуточные, атлантические), а также происходящие процессы в районе континентального склона западной части моря (рис. 2, 3). Например, в поверхностном слое отчетливо видно летнюю воду моря Лаптевых с положительной температурой от 1 до 4°C, занимающую слой до 15 м и опресненную (солёность варьирует от 27.5 до 31) материковым стоком предположительно р. Лена. Отдельно, в поверхностном слое пролива Вилькицкого, выделяется слой мощностью 25–30 м теплой (до 4°C) и распресненной (до 25 солёности) воды. Как было показано в работе [4], это заток опресненных вод из Карского моря, который существует не всегда [25] и проявляется в зависимости от внешних факторов, например, ветрового воздействия [37].

Под сезонным пикноклином, образованным в результате опреснения морских вод материковыми и тальными водами, а также летнего прогрева вод, обнаружен слой зимних промежуточных вод, сформированный в результате конвективного перемешивания во время осенних штормов и про-

цесса ледообразования. Этот слой достигал толщины 60–80 м по нашим данным, температура в этом слое отмечена в пределах $-1.50 \dots -1.75^\circ\text{C}$.

Наиболее низкие температуры приурочены к северным частям разрезов, прилегающих к району Центрального арктического бассейна (ЦАБ). В районе склона температура промежуточного слоя повышается до $-1.0 \dots -0.5^\circ\text{C}$, что связано с взаимодействием с более теплыми водами шельфа. Солёность этого слоя составляет 34.0–34.5. В проливе Вилькицкого структура вод двухслойная, ниже пикноклина водная масса однородна по температуре, солёность монотонно увеличивается с глубиной.

На глубинах ниже 90 и до 1000–1200 м температура увеличивается ввиду присутствия здесь модифицированных атлантических вод. Температура в ядре атлантических вод составляла 2°C, что особенно отчетливо видно на разрезе поперек склона в западной части моря (рис. 26). Солёность вод наиболее высокая в этом районе и составляет 34.6–34.9 (рис. 36).

По щелочно-солёностному отношению [10] район работ выделяется влиянием материкового стока, обнаруженным над бровкой шельфа в исследованной части моря. На разрезе через западную область склона влияние стока меньше в пространстве, на центральном — значительно больше (рис. 4). Регрессионный анализ данных показал, что при солёности 0 щёлочность составляет 680 μM . Можно предположить, что опреснение в исследованном районе происходит водами р. Лены [40], так как воды второй по величине стока в море

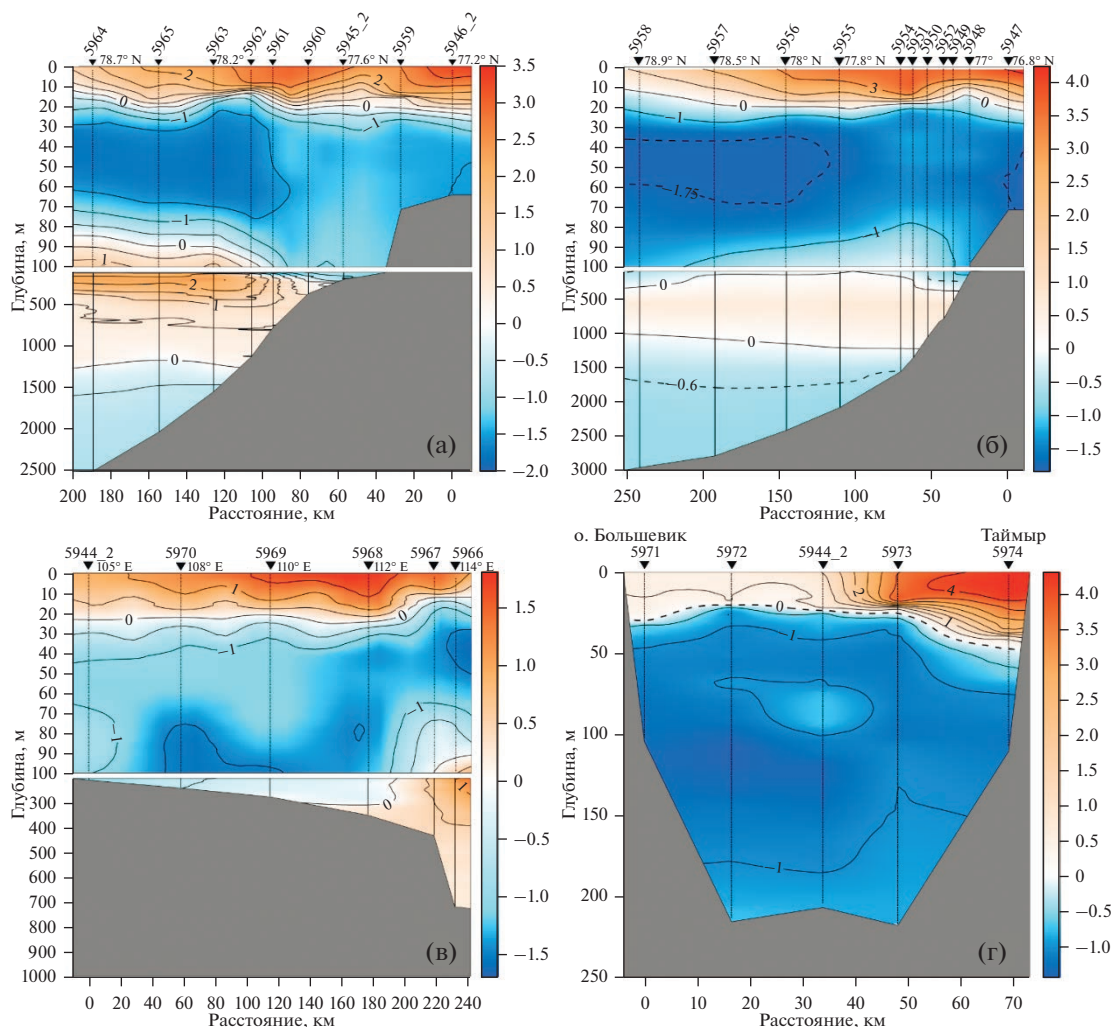


Рис. 2. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на разрезах поперек склона в западной (а) и центральной (б) частях моря Лаптевых; вдоль “канала Вилькицкого” (в), поперек пролива Вилькицкого (г).

Лаптевых р. Хатанги не распространяются так далеко [1]. Также по данным расчета щелочно-соленостного отношения видно, что на расстоянии порядка 400 км от дельты р. Лены, ее влияние на вертикальную структуру вод еще очень велико. Исследования 2015 г. показали, что влияние стока р. Лены обнаружено на расстоянии до 800 км от дельты в слое до 10 м [15]. Более значительное влияние материковых вод на поверхностный слой на западном разрезе (рис. 4а) может быть комбинацией влияния стока р. Лены и выноса опресненных вод из Карского моря через пролив Вилькицкого, которое мы зафиксировали в 2018 г. [4].

Пространственное распределение pCO_2 в воде отражает как гидрологические особенности вод района, так и продукционно-деструкционные процессы в толще вод моря. На разрезах рис. 5 видно, что в районе центральной части склона вся толща вод пересыщена CO_2 , а положение изо-

линий в слое 10–100 м характеризует динамический процесс перемешивания насыщенных CO_2 вод в толще над склоном. Пространственное распределение CO_2 на разрезе в западной части склона (рис. 5а) отражает, предположительно, процесс каскадинга шельфовых вод по склону, известный в Арктике [31, 49]. Высокое значение pCO_2 вблизи бровки шельфа при подтвержденной здесь границе влияния речного стока отражает процесс окисления выносимого со стоком р. Лены ОВ, интенсивно окисляемого у дна, а также деструкции терригенного ОВ, поступающего в море в результате эрозии берегового ледового комплекса с высоким содержанием органики [48, 54]. Далее эти воды, ввиду их высокой плотности, скатываются по склону до глубин 1500 м, где располагается нижняя граница модифицированных атлантических вод. Поверхностные воды наиболее западной части моря Лаптевых, прилегающие к проливу Вилькицкого (рис. 5в), сильно

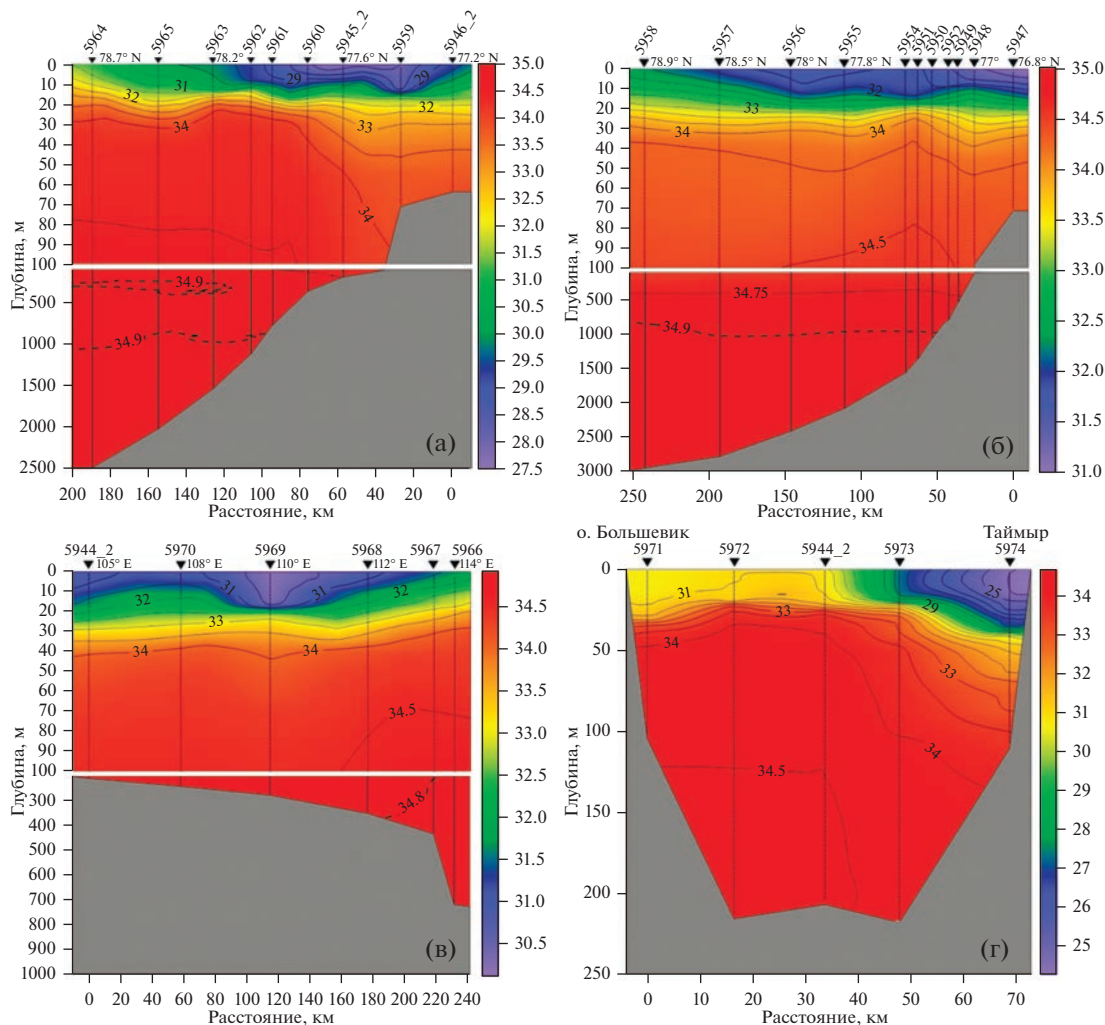


Рис. 3. Распределение солёности на разрезах поперек склона в западной (а) и центральной (б) частях моря Лаптевых, вдоль “канала Вилькицкого” (в), поперек пролива Вилькицкого (г).

недонасыщены CO_2 (до 250 ppm) ввиду взаимодействия с водами ЦАБ, поэтому могут являться областью поступления CO_2 в воду. В проливе Вилькицкого четко видно границу опресненных вод с высоким $p\text{CO}_2$ (рис. 5г, до 420–440 ppm), движущихся из Карского моря вдоль берега п-ова Таймыр [4].

Были построены диаграммы распределения pH и насыщения арагонитом (Ω_{Ar}) в поле температуры и солёности для отражения распределения этих характеристик в структуре вод (рис. 6). Во всех исследованных районах, кроме пролива Вилькицкого, можно отчетливо выделить три водных массы: наиболее теплые и опресненные (с солёностью до 27) воды, характеризующие модифицированную поверхностную воду; холодные и наиболее солёные воды придонного слоя; теплые и солёные модифицированные атлантические воды. На разрезах в области континентального

склона также наблюдаются промежуточные водные массы. В проливе Вилькицкого структура вод — двухслойная в области влияния речного стока, и более однородные морские воды в северной части пролива.

Достаточно высокие значения pH (в пределах 8.00–8.10 NBS) при низкой температуре, характеризующей глубокие слои в толще моря, указывают на взаимодействие вод исследованной акватории с водами ЦАБ. Высокие значения pH (8.11–8.22 NBS) при положительной температуре и пониженной солёности, характерной для поверхностных вод, указывают на процесс продукционной активности и обмен кислородом с атмосферой. В модифицированных атлантических водах pH варьировал в пределах от 8.05 NBS в западной части склона до 8.14 NBS в центральной части склона. Наиболее высокие значения pH (8.20–8.28 NBS) зафиксированы в слое наибольшего градиента

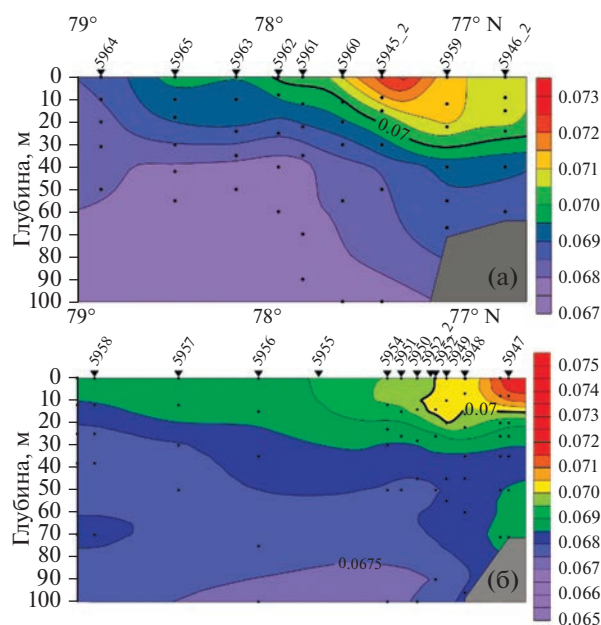


Рис. 4. Распределение отношения щелочность—соленость, отражающего влияние материкового стока, на разрезах поперек континентального склона в западной (а) и центральной (б) частях моря Лаптевых. Изолиния 0.07 показывает границу воздействия речного стока.

солености (20–28 м), что скорее всего определяется активностью сообществ фитопланктона [3].

В проливе Вилькицкого насыщение арагонитом имеет меньшую амплитуду изменчивости (1.0–1.7), также характеризую воздействие пресных вод в этом районе. Насыщение вод арагонитом в исследованной акватории континентального склона варьирует в широких пределах от 0.9 до 3.2. В области влияния материкового стока параметр изменяется от 1.2 до 2.6, в глубоких слоях (включая и атлантические воды) — до 3.2. Воды, не подверженные влиянию материкового стока, перенасыщены арагонитом и не являются корро-

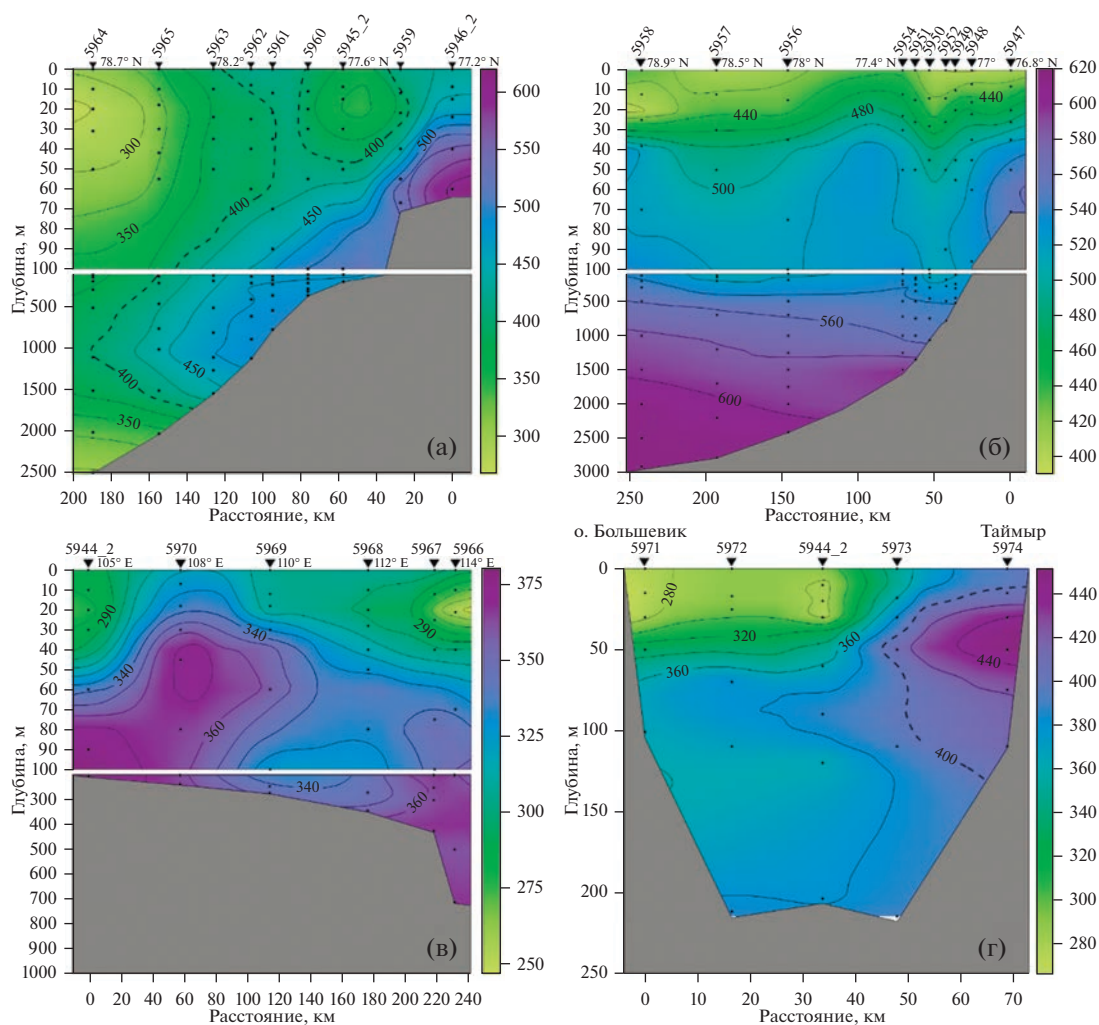


Рис. 5. Распределение $p\text{CO}_2$ (ppm) на разрезах поперек склона в западной (а) и центральной (б) частях моря Лаптевых; вдоль “канала Вилькицкого” (в) и поперек пролива Вилькицкого (г).

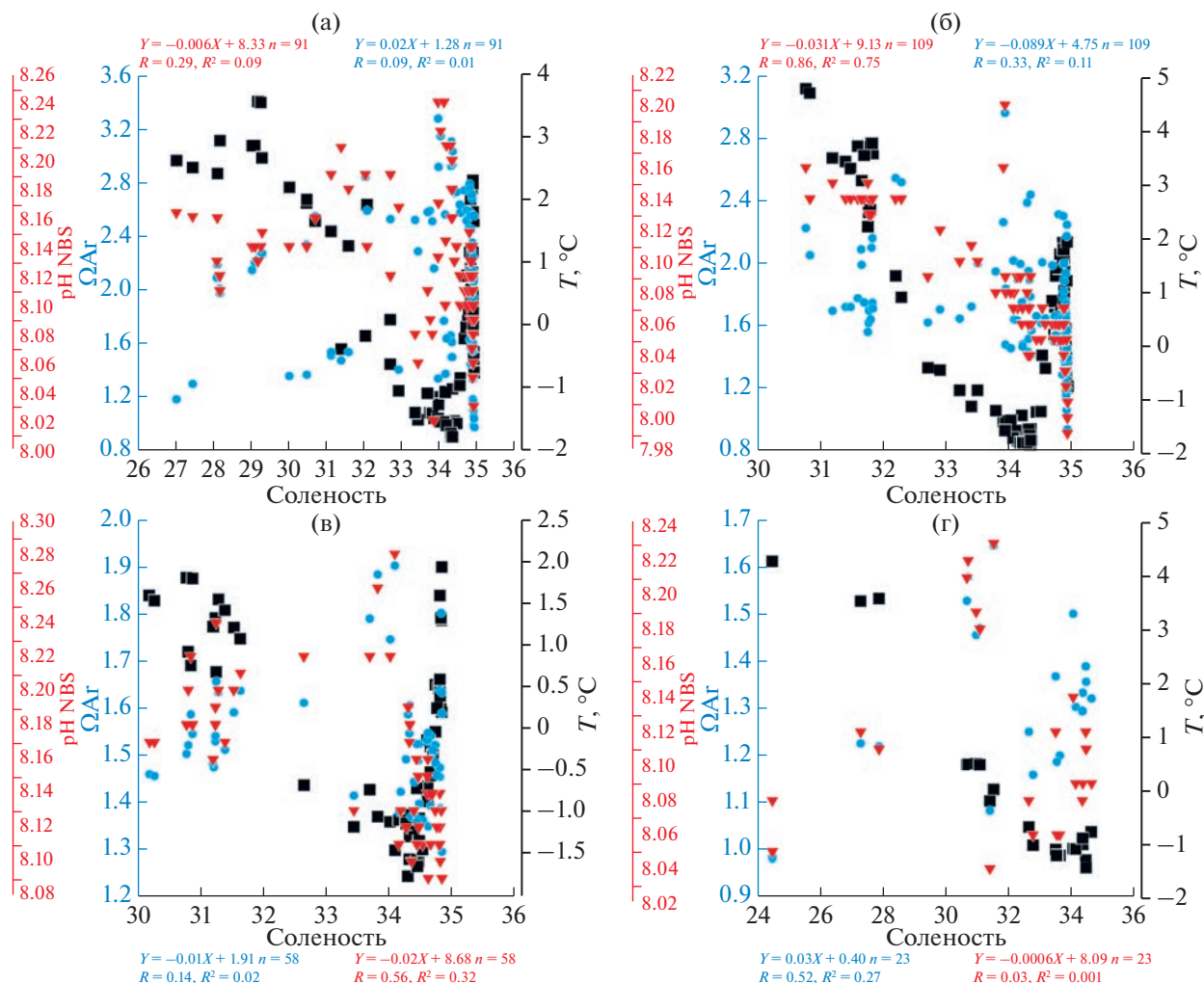


Рис. 6. Величины pH (красным), насыщения арагонитом (Ω_{Ar} , синим) и температуры ($^{\circ}\text{C}$, черным) относительно солености по разрезам в западной (а) и центральной (б) частях моря Лаптевых; вдоль "канала Вилькицкого" (в), в проливе Вилькицкого (г).

зионными по отношению к организмам-кальцификаторам.

Судя по разбросу значений pH и Ω_{Ar} , наибольшей пространственной изменчивостью исследованной акватории моря Лаптевых характеризуется район континентального склона центральной части моря, где проявляется существенное взаимодействие с материковым стоком из р. Лены [6, 15], а также пролив Вилькицкого, находящийся под влиянием речного стока из Карского моря [4, 37].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Амплитуда изменчивости и пространственное распределение pCO_2 в атмосфере представлено на рис. 7. Диапазон изменений параметра pCO_2 в воздухе составлял от 380 до 430 ppm при среднем значении 397 ppm, что согласуется со средними значениями, характерными для других окраин-

ных морей сибирской Арктики [20, 32, 44]. В период измерений повышенные значения концентрации CO_2 как правило отмечаются при адвекции воздушных масс с материка, пониженным же значениям соответствует заток воздуха с северных районов. Кроме крупномасштабных процессов на концентрацию углекислого газа могут влиять и локальные факторы.

В поверхностном слое исследованной акватории pCO_2 изменялось от 250 до 450 ppm. Ниже равновесного значения (397 ppm) отмечена область мористой части западного разреза (станции 5963–5965, рис 5а). Превышение 397 ppm в поверхностном слое связано с фотосинтетической активностью фитопланктона и речным стоком, ниже 100 м – с окислением органического вещества, как аллохтонного, так и автохтонного происхождения.

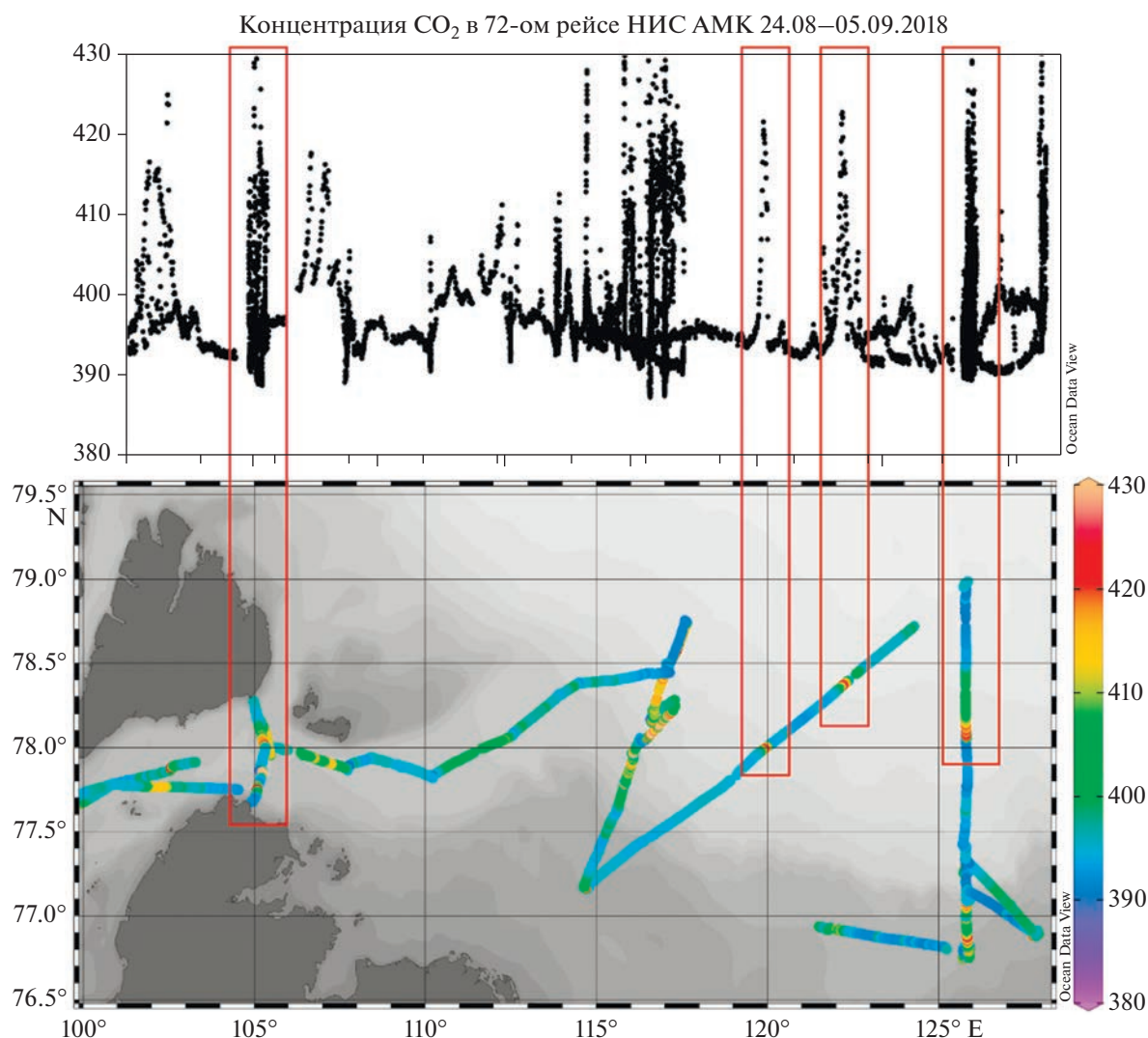


Рис. 7. Парциальное давление CO₂ в атмосфере (pCO₂, ppm), измеренное по ходу движения судна в период 24 августа–5 сентября 2018 г. Вверху – амплитуда изменчивости в выделенных районах, внизу – пространственная изменчивость.

Результаты расчета интенсивности потока углекислого газа между поверхностным слоем моря Лаптевых и атмосферой показали, что над континентальным склоном поток диоксида углерода направлен в атмосферу со скоростью до 4 ммоль м⁻² сут⁻¹. В проливе Вилькицкого и на шельфе к востоку от пролива поток диоксида углерода направлен из атмосферы в воду с интенсивностью до 12 ммоль м⁻² сут⁻¹ (рис. 8).

Выявлено, что по состоянию на сентябрь 2018 г. исследованная область внешнего шельфа моря и континентального склона моря Лаптевых является эмитентом углекислого газа в атмосферу со средней интенсивностью 2 ммоль м⁻² сут⁻¹. В работе [7] даны оценки эмиссии в атмосферу CO₂ с интенсивностью 7.9 ммоль м⁻² сут⁻¹ для восточной части шельфа моря за несколько лет наблюдений в сентябре. Ближе к проливу Вилькицкого и в са-

мом проливе средняя интенсивность поглощения атмосферного CO₂ составила –7.2 ммоль м⁻² сут⁻¹. По данным реанализа ветра NCEP/NCAR, работы проводились в основном в зоне действия циклонов со скоростями ветра от 5 до 12 м/с. По данным судовой метеостанции, скорость ветра часто не превышала 2 м/с во время проведения наблюдений. Этим фактором объясняется невысокая интенсивность обмена.

Полученные оценки потока CO₂ для западной части континентального склона моря Лаптевых являются противоположными полученным нами результатам оценки потока CO₂ над континентальным склоном Карского моря в сентябре 2020 г., где поток CO₂ преимущественно был направлен в море с интенсивностью до 22 ммоль м⁻² сут⁻¹ [11]. Исследования коллег из ТОИ осенью 2021 г. в

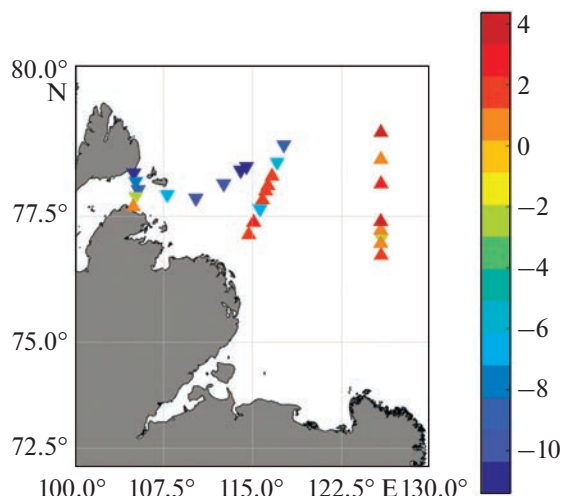


Рис. 8. Рассчитанный поток CO_2 ($\text{ммоль м}^{-2} \text{сут}^{-1}$) на границе вода–атмосфера в сентябре 2018 г. в западной части моря Лаптевых.

Карском море [9] показали, что район центрального отрога желоба Св. Анны является областью стока CO_2 с интенсивностью до $50 \text{ ммоль м}^{-2} \text{сут}^{-1}$. Таким образом, области склона эпиконтинентальных арктических морей характеризуются высокой пространственной изменчивостью параметров карбонатной системы и интенсивности потока CO_2 , поэтому необходимо более детальное изучение этих важнейших районов Мирового океана. Полученные результаты могут быть применены для средне- и долговременной оценки потока CO_2 в Арктике.

Проведенный анализ результатов показал, что на пространственную изменчивость параметров карбонатной системы в районе континентального склона моря Лаптевых и пролива Вилькицкого влияют, в первую очередь, взаимодействие водных масс исследованного района, а также комплекс взаимосвязанных процессов выноса материкового стока и аллохтонных веществ с продукционно-деструкционными процессами в верхнем деятельном слое моря. В области контакта материковых и морских вод (в первую очередь эстуарии и прилегающий шельф) возможны наибольшие колебания пространственно-временной изменчивости параметров карбонатной системы [9]. Так, в Арктике поступление большего количества биогенных веществ в область шельфа способно смягчать критические изменения в карбонатном равновесии, такие как процесс асидификации [29], вызванные увеличением поступления ОВ арктических рек [23, 45] и продуктов эрозии ледового комплекса побережья [48]. Однако в районах Арктики, свободных от опресняющего воздействия стока (мы не принимаем здесь во внимание талые воды морского льда, способные локально суще-

ственно влиять на параметры карбонатной системы [30, 43, 57]), поверхностный слой моря становится областью стока атмосферного CO_2 , способного склонить карбонатное равновесие в сторону уменьшения pH и увеличения коррозионности вод по отношению к кальциту/арагониту. В настоящее время насыщение арагонитом вод западной части моря Лаптевых достаточно высокое. Процесс асидификации в Арктике протекает довольно быстро [44, 57], поэтому происходящие вслед за ним изменения могут быть необратимы и губительны для арктических экосистем [36, 53].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволили оценить современное состояние карбонатной системы вод над континентальным склоном моря Лаптевых, выделить основные факторы, которые влияют на изменчивость карбонатной системы в исследованном районе, а также рассчитать интенсивность и направление потока CO_2 .

Процессы, происходящие в областях внешнего континентального шельфа и континентального склона краевых арктических Российских морей, влияют на Центральный Арктический Бассейн через систему кросс-шельфового и кросс-склонового переноса. Эти процессы играют важнейшую роль в формировании гидрофизических и гидрохимических свойств водных масс, регулировании гидрохимического и биогеохимического режимов, создании биологической продукции и регулировании потоков веществ, включая загрязнение антропогенного происхождения в современной арктической экосистеме. Комплексная оценка этих процессов и факторов, которые ими управляют — основа для понимания Арктики как системы и ее современной эволюции под воздействием изменений климата и антропогенных факторов, а также обратимости происходящих в Арктике изменений.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (Соглашение о предоставлении из федерального бюджета грантов в форме субсидий № 169-15-2023-002) при поддержке Российского научного фонда (проект 20-17-00200), а также гранта Президента РФ МК—3506.2022.1.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беззубова Е.М., Селиверстова А.М., Замятин И.А. и др. Гетеротрофный бактериопланктон шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря в области влияния пресноводного стока // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 1. С. 74–86. <https://doi.org/10.31857/S0030157420010025>
2. Бородачев В.Е., Бородачев И.В. Ледовитость моря Лаптевых в условиях колебаний климата Арктики //

- Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3. С. 60–73.
3. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Артемьев В.А. и др. Вертикальная изменчивость первичной продукции и характеристики подповерхностного хлорофильного максимума в море Лаптевых в августе–сентябре 2015, 2017 и 2018 гг. // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 216–232.
<https://doi.org/10.31857/S0030157420010062>
 4. Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Шука С.А. и др. Перенос материковых вод через пролив Вилькицкого в сентябре 2017 и 2018 гг. // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 355–363.
<https://doi.org/10.31857/S0030157420030053>
 5. Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Белоусов В.А. и др. Наблюдения концентраций метана, озона, черного углерода, оксидов азота, углерода и содержания $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ над морями российской Арктики с борта научно-исследовательского судна летом и осенью 2018 года // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 685–695.
 6. Пипко И.И., Пугач С.П., Семилетов И.П. Характерные особенности динамики карбонатных параметров вод восточной части моря Лаптевых // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 78–78.
<https://doi.org/10.7868/S0030157415010141>
 7. Пипко И.И., Пугач С.П., Семилетов И.П. Оценка потоков CO_2 между океаном и атмосферой в восточной части моря Лаптевых в безледный период // Докл. Акад. наук. 2016. Т. 467. № 5. С. 594–594.
<https://doi.org/10.7868/S0869565216110207>
 8. Пипко И.И., Пугач С.П., Моисеева Ю.А. и др. О динамике растворенного углерода в главном русле реки Лены в июле 2017 г. // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 208–215.
<https://doi.org/10.31857/S2686739721100133>
 9. Пипко И.И., Пугач С.П., Семилетов И.П. Динамика карбонатных характеристик вод Карского моря в позднеосенний сезон 2021 г. // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 1. С. 86–91.
<https://doi.org/10.31857/S2686739722600606>
 10. Полухин А.А., Маккавеев П.Н. Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–37.
 11. Полухин А.А., Флинт М.В., Беликов И.Б. и др. Поток углекислого газа на границе вода–атмосфера в районе континентального склона в Карском море // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 716–723.
<https://doi.org/10.31857/S0030157421050117>
 12. Сергеева В.М., Суханова И.Н., Флинт М.В. и др. Фитопланктон желоба св. Анны: влияние абиотических факторов // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 528–544.
<https://doi.org/10.31857/S0030157420040218>
 13. Скорород А.И., Панкратова Н.В., Беликов И.Б. и др. Атмосферный метан и его изотопный состав над морями российской Арктики по результатам судовых измерений летом и осенью 2015 года // Докл. Акад. наук. 2016. Т. 470. № 5. С. 1–5.
<https://doi.org/10.7868/S0869565216290247>
 14. Современные методы гидрохимических исследований океана / Под ред. Бордовского О.К. и др. М.: ИОАН СССР, 1992. 200 с.
 15. Степанова С.В., Полухин А.А., Костылева А.В. Гидрохимическая структура вод в восточной части моря Лаптевых осенью 2015 г. // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 57–66.
 16. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А. и др. Четвертичные отложения, подземные льды и динамика берегов Западного Таймыра // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. Под ред. Х. Кассенс и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 357–372.
 17. Флинт М.В., Поярков С.Г., Тимонин А.Г. и др. Структура мезопланктонного сообщества в области континентального склона желоба Святой Анны (Карское море) // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 643–643.
<https://doi.org/10.7868/S0030157415040061>
 18. Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А. и др. Экосистемы морей сибирской Арктики–2018 (72-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 506–509.
<https://doi.org/10.31857/S0030-1574593506-509>
 19. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). AMAP Assessment 2018: Arctic Ocean Acidification. Tromsø, Norway, 2018. vi+187pp
 20. Antonov K.L., Poddubny V.A., Markelov Y.I. et al. Dynamics of surface carbon dioxide and methane concentrations on the Arctic Belyy Island in 2015–2017 summertime // Proceedings of 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. SPIE, 2018. V. 10833. P. 1379–1384.
<https://doi.org/10.1117/12.2504770>
 21. Bauch D., Torres-Valdes S., Polyakov I. et al. Halocline water modification and along-slope advection at the Laptev Sea continental margin // Ocean Science. 2014. V. 10. № 1. P. 141–154.
<https://doi.org/10.5194/os-10-141-2014>
 22. Bauch D., Cherniavskaya E., Timokhov L. Shelf basin exchange along the Siberian continental margin: Modification of Atlantic Water and Lower Halocline Water // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2016. V. 115. P. 188–198.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.06.008>
 23. 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 Biogeochemical Cycles. 2021. V. 35(4).
<https://doi.org/10.1029/2020gb006871>
 24. Belevich T.A., Demidov A.B., Shchuka S.A. et al. Pico-phytoplankton distribution along Khatanga Bay-shelf-continental slope environment gradients in the western Laptev Sea // Heliyon. 2021. V. 7. № 2. P. e06224.
<https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2021.e06224>
 25. Carmack E., Winsor P., Williams W. The contiguous panarctic Riverine Coastal Domain: A unifying concept // Progress in Oceanography. 2015. V. 139. P. 13–23.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.07.014>

26. Chierici M., Fransson A. Calcium carbonate saturation in the surface water of the Arctic Ocean: undersaturation in freshwater influenced shelves // *Biogeosciences*. 2009. V. 6. № 11. P. 2421–2431. <https://doi.org/10.5194/bg-6-2421-2009>
27. Dickson A. G. The measurement of sea water pH // *Marine Chem.* 1993. V. 44. № 2–4. P. 131–142.
28. Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Ivanov V.V. et al. Mesoscale Atlantic water eddy off the Laptev Sea continental slope carries the signature of upstream interaction // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2008. V. 113. № C7. <https://doi.org/10.1029/2007JC004491>
29. Fransson A., Chierici M., Nomura D. et al. Effect of glacial drainage water on the CO₂ system and ocean acidification state in an Arctic tidewater-glacier fjord during two contrasting years // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2015. V. 120. № 4. P. 2413–2429. <https://doi.org/10.1002/2014JC010320>
30. Fransson A., Chierici M., Nomura D. et al. Influence of glacial water and carbonate minerals on wintertime sea-ice biogeochemistry and the CO₂ system in an Arctic fjord in Svalbard // *Annals of Glaciology*. 2020. V. 61(83). P. 320–340. <https://doi.org/10.1017/aog.2020.52>
31. Ivanov V.V., Golovin P.N. Observations and modeling of dense water cascading from the northwestern Laptev Sea shelf // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. C09003. <https://doi.org/10.1029/2006JC003882>
32. Jeong S.J., Bloom A.A., Schimel D. et al. Accelerating rates of Arctic carbon cycling revealed by long-term atmospheric CO₂ measurements // *Science advances*. 2018. V. 4. № 7. C. eaao1167. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aao1167>
33. Kremenetskiy V.V., Nedospasov A.A., Shchuka S.A. et al. On the Structure of Water Exchange Between the Deep Northern and Shelf Southwestern Part of the Kara Sea over the Brusilov Sill // *Oceanology*. 2021. V. 61. № 6. P. 786–790. <https://doi.org/10.1134/S0001437021060266>
34. Lalande C., Bélanger S., Fortier L. Impact of a decreasing sea ice cover on the vertical export of particulate organic carbon in the northern Laptev Sea, Siberian Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 21. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.08.009>
35. Lewis E.R., Wallace D.W.R. Program developed for CO₂ system calculations. Environmental System Science Data Infrastructure for a Virtual Ecosystem (ESS-DIVE)(United States), 1998. CDIAC-105.
36. Oostdijk M., Sturludóttir E., Santos M.J. Risk Assessment for Key Socio-Economic and Ecological Species in a Sub-Arctic Marine Ecosystem Under Combined Ocean Acidification and Warming // *Ecosystems*. 2022. V. 25. P. 1117–1134. <https://doi.org/10.1007/s10021-021-00705-w>
37. Osadchiv A.A., Pisareva M.N., Spivak E.A. et al. Freshwater transport between the Kara, Laptev, and East-Siberian seas // *Scientific Reports*. 2020. V. 10. 13041. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70096-w>
38. Pankratova N., Skorokhod A., Belikov I. et al. Evidence of atmospheric response to methane emissions from the East Siberian Arctic shelf // *Geography, Environment, sustainability*. 2018. V. 11. P. 85–92. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-85-92>
39. Pavlova G.Y., Tishchenko P.Y., Volkova T.I. et al. Inter-calibration of Bruevich's Method to Determine the Total Alkalinity in Seawater // *Oceanology*. 2008. V. 48. P. 438–443. <https://doi.org/10.1134/S0001437008030168>
40. Pipko I.I., Pugach S.P., Dudarev O.V. et al. Carbonate parameters of the Lena River: Characteristics and distribution // *Geochem. Intl.* 2010. V. 48. № 11. P. 1131.
41. Pipko I. I., Pugach S. P., Semiletov I. P. et al. The spatial and interannual dynamics of the surface water carbonate system and air–sea CO₂ fluxes in the outer shelf and slope of the Eurasian Arctic Ocean // *Ocean Science*. 2017. V. 13. P. 997–1016. <https://doi.org/10.5194/os-13-997-2017>
42. Pnyushkov A., Polyakov I. V., Padma L. et al. Structure and dynamics of mesoscale eddies over the Laptev Sea continental slope in the Arctic Ocean // *Ocean Science*. 2018. V. 14. № 5. P. 1329–1347. <https://doi.org/10.5194/os-14-1329-2018>
43. Pogojeva M., Polukhin A., Makkaveev P. et al. Arctic In-shore Biogeochemical Regime Influenced by Coastal Runoff and Glacial Melting (Case Study for the Templefjord, Spitsbergen) // *Geosciences*. 2022. V. 12. P. 44. <https://doi.org/10.3390/geosciences12010044>
44. Qi D., Ouyang Z., Chen L. et al. Climate change drives rapid decadal acidification in the Arctic Ocean from 1994 to 2020 // *Science*. 2022. V. 377. № 6614. P. 1544–1550. <https://doi.org/10.1126/science.abo0383>
45. Rawlins M.A., Connolly C.T., McClelland J.W. Modeling Terrestrial Dissolved Organic Carbon Loading to Western Arctic Rivers // *J. Geophys. Res. Biogeosciences*. 2021. V. 126. Iss. 10. <https://doi.org/10.1029/2021jg006420>
46. Roy R.N., Roy L.N., Vogel K.M. et al. The dissociation constants of carbonic acid in seawater at salinities 5 to 45 and temperatures 0 to 45 °C // *Marine Chem.* 1993. V. 44. № 2–4. P. 249–267.
47. Semiletov I.P., Pipko I.I., Repina I.A. et al. Carbonate chemistry dynamics and carbon dioxide fluxes across the atmosphere–ice–water interfaces in the Arctic Ocean: Pacific sector of the Arctic // *J. Marine Sys.* 2007. V. 66. № 1–4. P. 204–226. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.05.012>
48. Semiletov I., Pipko I., Gustafsson Ö. et al. Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // *Nature Geosci.* 2016. V. 9. P. 361–365. <https://doi.org/10.1038/ngeo2695>
49. Shapiro G.I., Huthnance J.M., Ivanov V.V. Dense water cascading off the continental shelf // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2003. V. 108(C12). <https://doi.org/10.1029/2002JC001610>
50. Stein R., Fahl K. Holocene accumulation of organic carbon at the Laptev Sea continental margin (Arctic Ocean): sources, pathways, and sinks // *Geo-Marine Letters*. 2000. V. 20. № 1. P. 27–36.
51. Sukhanova I.N., Flint M.V., Fedorov A.V. et al. Phytoplankton of the Khatanga Bay, shelf and continental slope of the western Laptev Sea // *Oceanology*. 2019.

- V. 59. № 5. P. 648–657.
<https://doi.org/10.1134/S0001437019050205>
52. Terhaar J., Kwiatkowski L., Bopp L. Emergent constraint on Arctic Ocean acidification in the twenty-first century // *Nature*. 2020. V. 582. P. 379–383.
<https://doi.org/10.1038/s41586-020-2360-3>
53. Thor P., Bailey A., Dupont S. et al. Contrasting physiological responses to future ocean acidification among Arctic copepod populations // *Glob. Change Biol.* 2018. V. 24. P. 365–377.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13870>
54. Vonk J., Sánchez-García L., van Dongen B. et al. Activation of old carbon by erosion of coastal and subsea permafrost in Arctic Siberia // *Nature*. 2012. V. 489. P. 137–140.
<https://doi.org/10.1038/nature11392>
55. Wang S., Nath D., Chen W. Nonstationary relationship between sea ice over Kara–Laptev seas during August–September and Ural blocking in the following winter // *Intl. J. Climatol.* 2021. V. 41. P. E1608–E1622.
<https://doi.org/10.1002/joc.6794>
56. Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // *Limnol. Oceanogr. Methods*. 2014. V. 12. № 6. P. 351–362.
57. Zhang Y., Yamamoto-Kawai M., Williams W.J. Two decades of ocean acidification in the surface waters of the Beaufort Gyre, Arctic Ocean: Effects of sea ice melt and retreat from 1997–2016 // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. e60119.
<https://doi.org/10.1029/2019GL086421>

Water Structure and Carbon Dioxide Flux Over the Laptev Sea Continental Slope and in the Vilkitsky Strait in the Autumn Season

A. A. Polukhin^{a, #}, U. A. Kazakova^{a, b}, G. V. Gusak^c, V. O. Muravya^a, I. B. Belikov^d, N. V. Pankratova^d, A. I. Skorokhod^d, G. V. Borisenko^a, M. V. Flint^a, A. S. Shchuka^a

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

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^c*University of Hamburg, Hamburg, Germany*

^d*Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia*

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

In the frameworks of the program “Ecosystems of the Siberian Arctic seas”, carried out by Shirshov Institute of Oceanology RAS since 2007, studies of the structure of waters, spatial variability of the carbonate system parameters have been performed, and the intensity and direction of the carbon dioxide flux over the continental slope of the Laptev Sea and in the Vilkitsky Strait in September 2018 have been calculated. The presence of several main water masses that determine the structure of waters in the study area is shown. A strong spatial variability of the parameters of the carbonate system of sea waters, determined by the complexes of physical and chemical–biological processes, has been revealed. The intensity and direction of the carbon dioxide flux at the water–atmosphere boundary were calculated, ranging from -12 to $+4$ mmol m⁻² day⁻¹. It was revealed that the investigated area of the outer shelf of the sea and the continental slope of the Laptev Sea is an emitter of carbon dioxide into the atmosphere as of September 2018. The area of the Vilkitsky Strait, on the contrary, is an area of absorption of CO₂.

Keywords: Arctic, Laptev Sea, continental slope, water structure, carbonate system, carbon dioxide balance

УДК 551.464.1

РАСТВОРИМОСТЬ BaSO_4 В НОРМАЛЬНОЙ И РАСПРЕСНЕННОЙ МОРСКОЙ ВОДЕ

© 2023 г. А. В. Савенко^{1, *}, В. С. Савенко², О. С. Покровский^{3, 4}

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

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

³Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики РАН,
Архангельск, Россия

⁴Национальный исследовательский Томский государственный университет,
Томск, Россия

*e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru

Поступила в редакцию 17.03.2023 г.

После доработки 29.03.2023 г.

Принята к публикации 29.03.2023 г.

Экспериментально определена растворимость BaSO_4 в морской воде с соленостью 0.35–35‰. При увеличении солености от 0.35 до 10‰ равновесная концентрация растворенного бария снижается с 42 до 28 мкг/л, в интервале солености от 10 до 25‰ остается на уровне ~28 мкг/л и возрастает до 30.7 мкг/л при солености 35‰. При концентрации растворенного бария в речном стоке выше 40–45 мкг/л в зоне смешения речных и морских вод может осаждаться BaSO_4 , скорее всего, при участии живых организмов. При концентрации растворенного бария в речном стоке ниже 40–45 мкг/л его дополнительным источником в зоне смешения речных и морских вод может служить растворение взвешенного BaSO_4 , однако присутствие последнего в составе выносимого терригенного материала маловероятно и не фиксируется прямыми наблюдениями.

Ключевые слова: барит, растворимость, распресненная морская вода, нормальная морская вода

DOI: 10.31857/S0030157423050167, **EDN:** CZMJSF

Характерной чертой геохимии бария в устьевых областях рек является его неконсервативное поведение, обусловленное наличием источника растворенного бария в интервале солености 1–23‰, связанного предположительно с десорбцией этого элемента из поглощенного комплекса речных взвесей при прохождении ими геохимического барьера река–море [2, 6, 10, 11, 13, 14, 17]. При этом остается совершенно не освещенной роль процессов растворения–осаждения наиболее распространенного труднорастворимого соединения бария – барита (BaSO_4). Этот минерал часто обнаруживается в морской взвеси [1, 8] и присутствует в качестве акцессорного минерала в песчаных и глинистых осадочных породах [3]. В настоящей работе проведено экспериментальное изучение растворимости BaSO_4 в нормальной и распресненной морской воде с целью выяснения возможного влияния процессов растворения–осаждения барита на распределение растворенного бария в зоне смешения речных и морских вод.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В опытах использовали реактив BaSO_4 квалификации х.ч., который после промывки горячей дистиллированной водой подвергали в форме суспензии многократным циклам кипячения–охлаждения для перекристаллизации тонкой фракции и формирования более однородной твердой фазы. Основным раствором служила искусственная нормальная морская вода с соленостью 35‰, приготовленная в соответствии с содержанием солей, приведенным в [5]. Образцы распресненной морской воды были получены путем разбавления по весу 35‰ морской воды дистиллированной водой.

Эксперименты проводили в закрытых пластиковых флаконах объемом 100 мл при массовом отношении твердая фаза : раствор, равном 1 : 20 (4 г BaSO_4 на 80 мл раствора), и температуре $22 \pm 1^\circ\text{C}$. Суспензии в течение 9 мес. ежедневно перемешивали на шейкере, а затем еще 4 мес. 1–2 раза в неделю вручную (постоянство concentra-

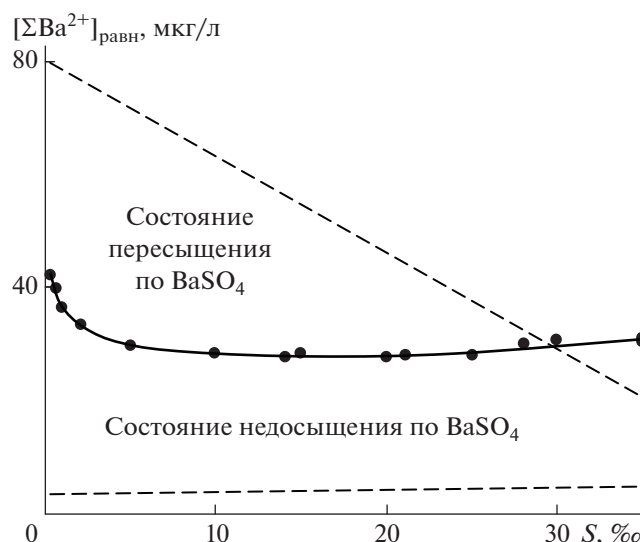


Рис. 1. Зависимость равновесной с $BaSO_4$ концентрации растворенного бария от солёности морской воды. Пунктиром околнута область возможных концентраций растворенного бария в устьевых областях рек при его консервативном поведении.

ции растворенного бария, по данным кинетических опытов, достигалось в течение первых 2–3 недель). После этого растворы быстро отфильтровывали через мембранный фильтр 0.22 мкм и определяли в фильтрате содержание бария методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой ИСП МС на приборе Agilent 7500с с относительной погрешностью $\pm 3\%$. Правильность анализов оценивали с помощью междуна-

родных стандартов речной воды SLRS-4 и SLRS-5 и стандарта воды из эстуария с солёностью 15‰ SLEW-3, для которых расхождение измеренных и сертифицированных концентраций бария не превышало 5%.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Согласно полученным результатам (табл. 1), при увеличении солёности морской воды от 0.35 до 10‰ происходит плавное снижение равновесной концентрации бария с 42 до 28 мкг/л; в интервале солёности от 10 до 25‰ она остается на уровне ~28 мкг/л, а затем немного увеличивается, достигая 30.7 ± 0.3 мкг/л при солёности 35‰ (рис. 1). В крупных реках мира концентрация растворенного бария изменяется от 3 до 80 мкг/л при среднем значении 23 мкг/л [12], тогда как в природной морской воде содержание бария немного ниже: от 4–5 мкг/л в верхнем эвфотическом слое при высоком уровне биологической продуктивности до ~20 мкг/л в более глубоких слоях водной толщи [9, 15, 16]. Исходя из этих данных, на рис. 1 околнута область возможных концентраций растворенного бария в устьевых областях рек при его консервативном поведении. Линия распределения равновесной концентрации бария в зоне смешения речных и морских вод делит эту область примерно пополам. Верхняя часть околнутого поля соответствует состоянию пересыщения, допускающего спонтанное осаждение твердой фазы $BaSO_4$, а нижняя часть — состоянию недосыщения, при котором возможно растворение барита в случае присутствия этого минерала в составе взвешенных веществ.

Таблица 1. Концентрация растворенного бария в нормальной и распресненной морской воде в равновесии с $BaSO_4$

S , ‰	$[\Sigma Ba^{2+}]_{равн}$	
	мкг/л	мкМ
0.35	42.3	0.308
0.70	39.8	0.290
1.05	36.5	0.266
2.1	33.3	0.242
5.0	29.6	0.216
10.0	28.4	0.207
14.1	27.7	0.202
15.0	28.4	0.207
20.0	27.6	0.201
21.1	28.0	0.204
25.0	27.9	0.203
28.0	29.9	0.218
30.0	30.5	0.222
35.0	30.3	0.221
35.0	30.7	0.224
35.0	31.1	0.226

Пересыщение растворов является необходимым, но не достаточным условием осаждения твердых фаз. Образование твердых фаз в пересыщенных растворах может не происходить в течение длительного времени, причем величина предельного пересыщения $\Omega_{\text{пред}}$, при котором сразу начинается осаждение твердой фазы, тем больше, чем меньше произведение растворимости L^0 последней [7]:

$$\lg \Omega_{\text{пред}} = -0.161 \lg L^0. \quad (1)$$

При $L^0_{\text{BaSO}_4} = 1.1 \times 10^{-10}$ [4] $\Omega_{\text{пред}} \approx 40$. В наших экспериментах величина пересыщения Ω соответствует концентрациям растворенного бария, нормированным на его равновесное содержание при той же солености:

$$\Omega = \frac{[\Sigma \text{Ba}^{2+}]}{[\Sigma \text{Ba}^{2+}]_{\text{равн}}}. \quad (2)$$

Максимальные значения $\Omega \approx 2$, характерные для верхней границы отмеченного на рис. 1 поля, свидетельствуют о низкой вероятности спонтанного хемогенного осаждения BaSO₄ в зоне смешения речных и морских вод. Вместе с тем образование биогенного барита здесь вполне возможно, поскольку живые организмы способны использовать для образования твердых фаз даже самые малые пересыщения.

При концентрации растворенного бария в речных водах <40–45 мкг/л его неконсервативное поведение, обусловленное растворением BaSO₄, может возникать, только если барит является компонентом твердых веществ речного стока. Однако времени контакта выносимого терригенного материала с речными водами, как правило, достаточно для полного растворения содержащегося в нем BaSO₄, вследствие чего присутствие барита в составе речных взвесей практически исключено и не обнаруживается по данным прямых определений их минералогического состава.

ВЫВОДЫ

1. Равновесная с BaSO₄ концентрация растворенного бария снижается с 42 до 28 мкг/л при увеличении солености морской воды от 0.35 до 10‰, остается на уровне ~28 мкг/л при солености 10–25‰ и увеличивается до 30.7 мкг/л при солености 35‰.

2. В водах устьевых областей рек могут возникать состояния как пересыщения, так и недосыщения по бариту. В условиях зон смешения речных и морских вод осаждение BaSO₄ из слабо пересыщенных растворов может происходить только при участии живых организмов. Поскольку присутствие BaSO₄ в составе твердых веществ речного

стока маловероятно, в водах зон смешения, находящихся в состоянии недосыщения по BaSO₄, процессы растворения барита, скорее всего, не оказывают влияния на характер распределения растворенного бария.

Источники финансирования. Работа выполнена при частичной поддержке ТГУ по программе “Приоритеты 2030”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
2. *Гордеев В.В.* Геохимия системы река–море. М., 2012. 452 с.
3. *Григорьев Н.А.* Средний минеральный состав осадочного слоя континентальной коры // Литосфера. 2003. № 3. С. 3–14.
4. *Лурье Ю.Ю.* Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989. 448 с.
5. *Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М.* Морская вода. Справочное руководство. М.: Наука, 1979. 327 с.
6. *Савенко А.В.* Роль процессов десорбции в трансформации стока растворенного бария в зоне смешения речных и морских вод (по данным экспериментального моделирования) // Докл. Акад. наук. 2019. Т. 487. № 5. С. 551–553.
7. *Савенко В.С.* Поверхностное натяжение и избыточная свободная энергия тонкодисперсных минералов // Геохимия. 1987. № 11. С. 1628–1636.
8. *Bishop J.K.B.* The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter // Nature. 1988. V. 332. № 6162. P. 341–343.
9. *Bruland K.W.* Trace elements in sea water // Chemical Oceanography. V. 8. L.: Acad. Press, 1983. P. 157–220.
10. *Coffey M., Dehairs F., Collette O., Luther G., Church T., Jickells T.* The behaviour of dissolved barium in estuaries // Estuar. Coast. Shelf Sci. 1997. V. 45. № 1. P. 113–121.
11. *Edmond J.M., Boyle E.D., Drummond D., Grant B., Misklick T.* Desorption of barium in the plume of the Zaire (Congo) river // Netherl. J. Sea Res. 1978. V. 12. № 3–4. P. 324–328.
12. *Gaillardet J., Viers J., Dupre B.* Trace elements in river waters // Treatise on Geochemistry (Second Edition). V. 7. Amsterdam et al.: Elsevier, 2014. P. 195–235.
13. *Hanor J.S., Chan L.H.* Non-conservative behavior of barium during mixing of Mississippi River and Gulf of Mexico waters // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 37. № 2. P. 242–250.
14. *Li Y.H., Chan L.H.* Desorption of Ba and ²²⁶Ra from river-borne sediments in the Hudson estuary // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 43. № 3. P. 343–350.
15. *Nozaki Y.* Trace elements in sea water: Their mean concentrations and North Pacific profiles // Geochemistry (Japan). 1992. V. 26. № 1. P. 25–39.
16. *Quinby-Hunt M.S., Turekian K.K.* Distribution of elements in sea water // EOS, Transact. Amer. Geophys. Union. 1983. V. 64. № 14. P. 130–132.
17. *Stecher H.A., Kogut M.B.* Rapid barium removal in the Delaware estuary // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. № 7–8. P. 1003–1012.

Solubility of BaSO₄ in Standard and Desalinated Seawater

A. V. Savenko^{a, #}, V. S. Savenko^b, O. S. Pokrovsky^{c, d}

^a*M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia*

^b*M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

^c*Federal Research Centre of Complex Studying of the Arctic Region RAS, Arkhangelsk, Russia*

^d*National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia*

[#]*e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru*

The solubility of BaSO₄ in seawater with a salinity of 0.35–35‰ was experimentally determined. With an increase in salinity from 0.35 to 10‰, the equilibrium concentration of dissolved barium decreases from 42 to 28 µg/L, remains at the level of ~28 µg/L in the salinity range from 10 to 25‰, and increases to 30.7 µg/L at the salinity of 35‰. When the concentration of dissolved barium in the river runoff is higher than 40–45 µg/L, BaSO₄ can precipitate in the mixing zone of river and sea waters, most likely with the participation of living organisms. When the concentration of dissolved barium in the river runoff is below 40–45 µg/L, its additional source in the mixing zone of river and sea waters can be the dissolution of suspended BaSO₄, but presence of the latter in the composition of removed terrigenous material is unlikely and is not detected by direct observations.

Keywords: barite, solubility, desalinated seawater, standard seawater

УДК 563.12

СОВРЕМЕННЫЕ СООБЩЕСТВА БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

© 2023 г. Е. А. Овсепян^{1, *}, Я. С. Овсепян^{1, 2, **},
М. А. Зенина^{1, ***}, Н. О. Митрофанова^{1, 2}

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: eovsepyan@ocean.ru

**e-mail: yaovsepyan@yandex.ru

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

Поступила в редакцию 11.11.2022 г.

После доработки 07.12.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Комплексы бентосных фораминифер (БФ) были изучены в двадцати поверхностных пробах донных осадков, отобранных в западной части Восточно-Сибирского моря в ходе экспедиции НИС “Иван Киреев” в 2004 г. Примененная методика окрашивания образцов спиртовым раствором бенгальского розового позволила отделить “живые” экземпляры БФ от мертвых. Анализы видового состава показали, что “живые” (окрашенные) секретионно-известковые раковины доминируют в изучаемом регионе за исключением удаленных областей, расположенных вблизи архипелага Новосибирских островов и к северо-востоку от устья р. Индигирки, где до половины комплекса БФ могут составлять агглютинирующие виды. Незначительное число мертвых экземпляров свидетельствует о быстром растворении карбонатных раковин сразу после гибели организма. Видовой состав изученных сообществ, в целом, соответствует видовому составу комплекса ближнего шельфа, выделенного ранее для Карского моря. В поверхностных осадках Восточно-Сибирского моря доминирующими видами являются *Elphidium clavatum*, *Elphidiella groenlandica*, *Haynesina orbiculare*, *E. incertum* и *Lagenammmina atlantica*. В небольшом количестве встречены *Gordiospira arctica*, *Buccella frigida*, *E. bartletti*, *Reophax curtus*, *R. scorpiurus* и виды семейства *Polymorphinidae*. В результате применения статистических методов в районе исследования выделено четыре области, характеризующиеся разным видовым составом: приустьевая зона р. Индигирки, область влияния Сибирского прибрежного течения, район, расположенный к северу от Сибирского прибрежного течения, и область Новосибирской отмели в сочетании с удаленным районом к северо-востоку от устья р. Индигирки. Разница таксономического состава комплексов может быть связана со степенью удаленности района от устья реки, характером осадка, мутностью вод и, вероятно, с содержанием свежего органического вещества в осадке.

Ключевые слова: “живые” и мертвые фораминиферы, растворение, бенгальский розовый, сохранность, речной сток, органическое вещество, сообщество ближнего шельфа

DOI: 10.31857/S003015742305012X, EDN: CVJQR

ВВЕДЕНИЕ

Бентосные фораминиферы (БФ) служат важным источником информации об океанологических условиях прошлого, поэтому знание современных условий обитания этих микроорганизмов необходимо для надежных реконструкций палеообстановки. Восточно-Сибирское море является одним из наименее изученных морей Российской Арктики в силу своей удаленности и труднодоступности, связанной с ледовым режимом, и данные о таксономическом составе и распределении фауны БФ в данном районе весьма отрывочны.

К настоящему времени современное распространение и видовой состав комплексов БФ изу-

чены в поверхностном слое осадков Баренцева моря, включая фьорды Шпицбергена (например, [5, 27, 34, 44]), Карского моря [33, 39], моря Лаптевых [6–8, 14–16, 35, 46] и Чукотского моря [12, 40, 46]. О составе комплексов БФ в Восточно-Сибирском море известно из работы Р. Тодд и Д. Лоу [46]. На основании результатов многолетних исследований в Карском море описаны современные экологические группы БФ, выделенные по степени их удаленности от речного стока [39]. Данная методика успешно применена при реконструкциях этапов послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых [9, 45], в западной части континентального склона Восточно-Сибир-

ского моря и в каньоне Геральд на западной окраине Чукотского моря [20].

Исследования, посвященные особенностям распределения “живых” (окрашенных) БФ в осадке, проводились в основном в Баренцевом и Карском морях, а также в центральной Арктике [5, 25, 29, 30, 49] и Чукотском море [40].

Целью данного исследования является определение видового состава комплексов БФ и выявление закономерностей распределения видов “живых” и “мертвых” БФ в поверхностном слое осадка западной части Восточно-Сибирского моря.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Восточно-Сибирское море, располагающееся между архипелагом Новосибирских о-ов на западе и о. Врангеля на востоке, обладает самым обширным шельфом (913 тыс. км²) среди арктических морей России, а также является одним из самых мелководных шельфовых морей Арктики со средней глубиной 52 м [4, 31]. Наименьшие глубины сосредоточены в пределах Новосибирской отмели в западной части бассейна, в то время как наибольшие глубины характерны для северо-восточной части моря [4]. Восточно-Сибирское море является самым ледовитым среди арктических морей. Морской лед полностью покрывает акваторию бассейна с октября—ноября по июнь—июль, однако, даже в течение короткого лета он может присутствовать в северной части моря и занимать 65% площади поверхности бассейна [4, 11].

Поступление опресненных вод р. Лены с запада и соленых тихоокеанских вод с востока формирует две гидрологически и гидрохимически контрастные зоны в Восточно-Сибирском море [41]. Западная область характеризуется пониженной соленостью и повышенными температурами поверхностных вод, низким содержанием биогенных элементов и активным поступлением терригенного органического вещества, вследствие разложения которого воды этой части моря оказываются перенасыщенными углекислым газом [10, 18, 42]. Для восточной области характерны повышенная соленость и пониженная температура поверхностных вод, обилие биогенных элементов, доминирование морского органического вещества над терригенным и недо насыщение вод углекислым газом [18].

Сток крупных рек Индигирки и Колымы, наряду с поступающими опресненными водами р. Лены, формирует опресненный поверхностный слой Восточно-Сибирского моря. Индигирка и Колыма ежегодно поставляют 61 и 132 км³ пресной воды, 90% которой поступает в июне—сентябре [26]. Большая часть опресненных вод за счет градиента солености с окружающими водами и под действием силы Кориолиса переносится

на восток, образуя Сибирское прибрежное течение, которое через пролив Лонга проникает дальше в Чукотское море [37, 48].

Вследствие суровых климатических условий донные осадки Восточно-Сибирского моря обеднены органическим углеродом, его среднее содержание оценивается в 1.3% [11]. Органическое вещество поступает на дно, в основном, в качестве экспортной продукции из фотического слоя, однако, волновое разрушение, термоабразия берегов, речной сток, эоловый перенос и подземный сток также вносят вклад в привнос органического вещества в донные осадки бассейна [1, 11]. Среднегодовая биологическая продукция поверхностных вод Восточно-Сибирского моря крайне низка и составляет 91 мгС/м²/день с максимумом в июне, когда ее величины достигают 273 мгС/м²/день [3].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для исследования послужили 20 проб поверхностных осадков, отобранных в западной части Восточно-Сибирского моря в ходе экспедиции НИС “Иван Киреев” в 2004 г. (рис. 1, табл. 1). Образцы были подняты небольшой драгой с сетью с размером ячейки 100 мкм, которая позволяет отобрать верхние 5 см осадка [17]. На борту судна пробы были дополнительно промыты через сито (размер ячейки 100 мкм) и зафиксированы 96%-ым спиртом для сохранения мягких тканей животных. После экспедиции образцы хранились при комнатной температуре в музейной коллекции Национального научного центра морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН в г. Владивосток. За четыре недели перед исследованием 17 проб были заново промыты и зафиксированы спиртовым раствором бенгальского розового с концентрацией красителя 2 г на 1 л 96%-го спирта [43]. Три пробы хранились в сухом виде, но, тем не менее, были включены в данное исследование.

После четырех недель выдержки образцы снова были промыты через сито с ячейкой 100 мкм и изучены под стереомикроскопом во влажном виде. В каждой пробе было подсчитано и определено до вида по 250—300 раковин БФ, а затем рассчитаны процентные содержания отдельных видов в комплексе. Поскольку для получения проб использовалась драга и тонкая фракция осадка была вымыта в процессе пробоотбора, расчет концентраций раковин БФ в 1 г сухого непромытого осадка проведен не был.

Метод прокрашивания бенгальским розовым является быстрым и доступным методом выявления “живых” экземпляров в современных комплексах БФ [47]. Однако краситель также может прокрашивать псевдохитиновые выстилки рако-

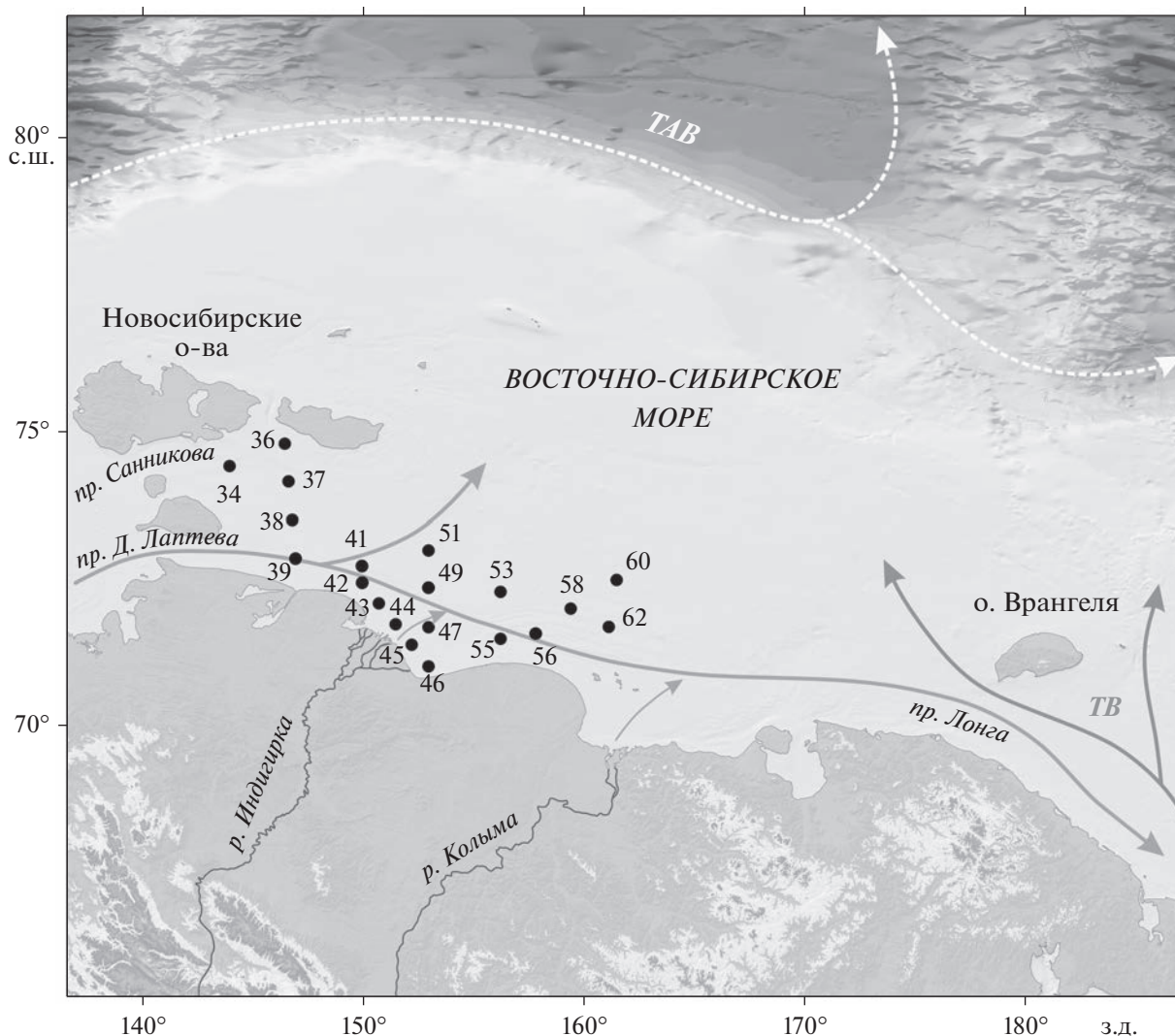


Рис. 1. Карта изученных станций и гидрологическая схема Восточно-Сибирского моря. ТВ – тихоокеанские воды по [41], ТАВ – трансформированные атлантические воды по [23].

вины, бактерии или мягкотелые организмы (например, нематоды) внутри нее, а также мертвую цитоплазму, которая может сохраняться в раковинах, по крайней мере, в течение месяца после гибели организма [5, 19]. Подсчет таких экземпляров приводит к завышению реального числа особей, живших в осадке на момент отбора пробы, поэтому в данной работе для минимизации переоценки подсчет “живых” особей проводился во влажных пробах, что позволяло контролировать заполненность раковины цитоплазмой, а также отличать окрашенную цитоплазму фораминифер от других живых организмов внутри раковины [5]. В данной работе к “живым” были отнесены только те экземпляры, которые были полностью заполнены цитоплазмой за исключением последней камеры [19]. Агглютинированные особи считались “живыми”, если окрашенная цито-

плазма просматривалась в районе устья. Некоторые сомнительные агглютинированные экземпляры были разломаны для проверки наличия окрашенного мягкого тела внутри раковины.

Для определения видов БФ были использованы иллюстрации и описания, опубликованные в работах [2, 21, 24, 32, 35]. Поверхности раковин вида *Elphidiella groenlandica* были визуально оценены на предмет признаков коррозии стенки. Статистическая обработка данных (расчет индексов биоразнообразия, кластерный анализ и канонический анализ соответствий) проводилась в программе PAST 4 [28]. Фотографии раковин были сделаны на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка РАН.

Таблица 1. Таблица станций, гидрологические параметры [41] и характеристики осадка. Содержание $C_{орг}$ по [1]. Звездочкой отмечены сухие пробы

Номер станции	Широта	Долгота	Глубина	Тип осадка	Придонная температура	Придонная соленость	Содержание кислорода в придонном слое воды	Ph	$C_{орг}$
№	°с.ш	°в.д.	м		°С	‰	мл/л		%
34	74.425	144.001	18	Ил	1.265	18.62	8.59	7.754	0.75
36*	74.802	146.497	14	Алевритистый ил	1.46	19.234	8.62	7.793	—
37*	74.164	146.671	15	Песчанистый ил	0.891	17.984	8.79	7.763	—
38	73.516	146.837	12	Песчанистый ил	1.895	17.627	8.54	7.57	0.64
39	72.863	146.998	9	Песчанистый ил	2.946	14.735	8.41	7.713	—
41	72.734	150.000	15	Песчанистый ил	1.8	16.687	8.48	7.667	—
42	72.450	149.999	9	Ил	3.02	13.119	8.38	7.655	—
43	72.100	150.762	7	Ил	3.166	12.838	8.29	7.636	—
44	71.750	151.510	11	Ил	3.068	14.843	8.21	7.608	1.91
45*	71.400	152.245	11	Ил	3.579	12.453	7.99	7.472	—
46	71.034	153.000	9	Ил	4.535	10.105	8.15	7.582	1.28
47	71.700	153.000	15	Ил	0.991	17.881	8.34	7.396	—
49	72.367	152.998	19	Ил	−0.733	26.13	5.66	7.388	0.62
51	73.000	153.001	22	Ил	−1.071	29.405	3.13	7.226	0.73
53	72.300	156.257	20	Ил	−0.51	23.772	8.14	7.616	—
55	71.500	156.263	12.5	Ил	2.89	16.804	8.2	7.684	1.19
56	71.590	157.845	15.4	Ил	1.81	18.111	8.43	7.663	—
58	72.016	159.424	21	Ил	−0.41	22.823	8.42	7.622	—
60	72.501	161.502	23	Ил	−0.62	25	8.42	7.627	0.95
62*	71.701	161.159	20	Ил	−0.506	22.989	8.29	7.598	—

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате проведенного анализа сообществ БФ были определены 44 вида, из которых 25 секретионно-известковые и 19 агглютинирующие. В большинстве проб в комплексе доминируют окрашенные (“живые”) экземпляры, достигающие 82–98% от общего числа раковин за исключением ст. 58 и 34, где доля “живых” составляет 30 и 57% соответственно (рис. 2а). В сообществе “живых” БФ также преобладают секреторионно-известковые раковины, содержание которых меняется в пределах 61 и 99%. Исключение составляет ст. 34, где их доля не превышает 19%. В общем (суммарном) комплексе, включающем в себя как “живые”, так и мертвые формы, на большинстве станций закономерно доминируют секреторионно-известковые раковины (58–99%). На ст. 34, 36, 37 и 58 их содержание варьирует между 11 и 30%.

Количество видов в “живых” сообществах колеблется от 9 на ст. 43 и 44 до 23 на ст. 38; для общего комплекса нижний порог этой величины начинается с 10 видов в пробе на ст. 46 (рис. 2б).

Максимальное число видов в образце обнаружено на ст. 38. Значения индекса доминирования меняются от 0.1 до 0.6 как в комплексах “живых”, так и в суммарных сообществах (рис. 2в). Индекс биоразнообразия Шеннона варьирует между 0.76 и 2.5 в “живых” ассоциациях и между 0.8 и 2.5 в суммарных комплексах. График изменений индекса выравненности Пиелу демонстрирует одинаковый ход с кривой колебаний индекса Шеннона (рис. 2г). Значения индекса выравненности лежат в пределах 0.3–0.8 и в “живых” и в суммарных сообществах. На ст. 58 значения обоих индексов увеличиваются в “живых” сообществах, а в суммарном комплексе уменьшаются.

Основными видами, слагающими “живые” комплексы БФ на изученных станциях, являются *Elphidium clavatum*, *E. groenlandica*, *Haynesina orbiculare*, *E. incertum* и *Lagenammia atlantica* (рис. 3). В “живых” сообществах процентное содержание *E. clavatum* колеблется в пределах 1.5–78% с максимальной долей в прибрежных мелководных пробах, доля *E. groenlandica* составляет 1–52% с пиками содержания на ст. 46 и 56, доля *H. orbic-*

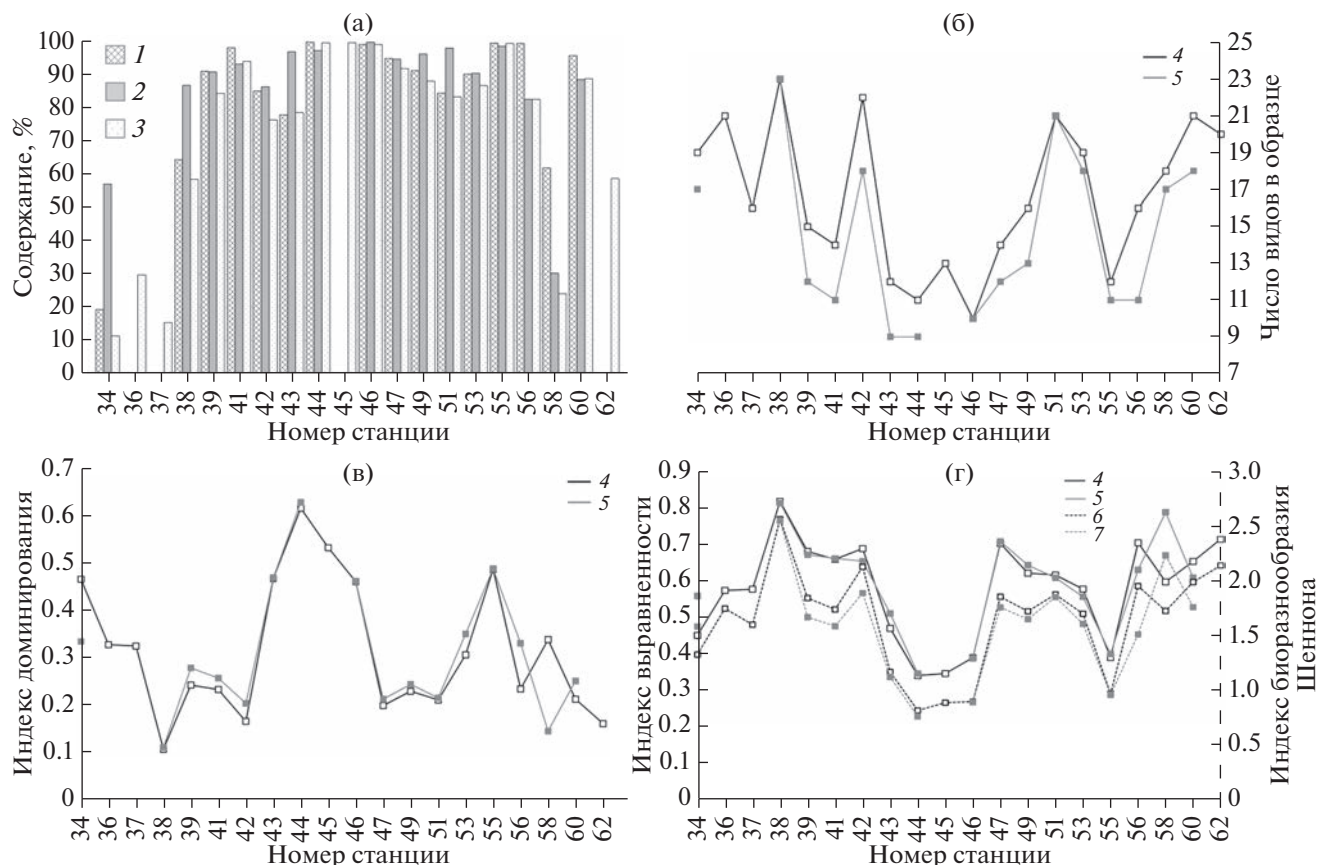


Рис. 2. Структура сообществ бентосных фораминифер в изученных образцах: (а) соотношение “живых” и “мертвых” фораминифер, а также секреторно-известковых и аглютинированных раковин; (б) динамика числа видов в образце; (в) вариации значений индекса доминирования; (г) изменения величин индексов выравненности Пислу и биоразнообразия Шеннона. 1 – процентное содержание секреторно-известковых экземпляров в комплексе “живых” БФ, 2 – доля “живых” особей в общем комплексе БФ (“живые” + “мертвые”), 3 – процентное содержание секреторно-известковых экземпляров в общем комплексе БФ (“живые” + “мертвые”), 4 – общий комплекс (“живые” + “мертвые”), 5 – “живые” особи, 6 – индекс биоразнообразия в общем комплексе БФ (“живые” + “мертвые”), 7 – индекс биоразнообразия в комплексе “живых” БФ.

ulare варьирует между 1.4–32%, *L. atlantica* – между 0 и 54% с максимумами в районе архипелага Новосибирских о-ов. *E. incertum* (0–57%) демонстрирует повышенные содержания в пробах, наиболее удаленных от берега. Вид *Gordiospira arctica* встречается редко, но на ст. 60 его доля резко возрастает до 40%. На этой же станции процентное содержание *E. bartletti* также достигает максимальных значений – 21%. Доля вида *Buccella frigida* находится в пределах 0–13%; содержание сборной группы семейства *Polymorphinidae* невелико (0–9%) во всех пробах.

Сохранность изученных экземпляров *E. groenlandica* считалась хорошей, если у раковины обнаруживались гладкие стенки и блестящая глянцевая поверхность без следов коррозии (рис. 4-1а, б), средней, если стенка была матовой, шероховатой, слегка изъеденной (рис. 4-1в), и плохой, если раковины были частично разрушены, и становились видны псевдохитиновые выстилки внутренней по-

верхности камеры (рис. 4-1г). В целом сохранность *E. groenlandica* для всего комплекса определялась исходя из степени сохранности большинства раковин этого вида. Как видно из табл. 2, в основном, для всех изученных образцов сохранность *E. groenlandica* была оценена как средняя.

Кластерный анализ, проведенный по матрице процентного содержания видов БФ, позволил выделить 4 района, характеризующихся определенными ассоциациями видов (рис. 5). Кластер К1 объединяет станции из мелководной и сильно опресненной приустьевой зоны р. Индигирки, кластер К2 охватывает область влияния Сибирского прибрежного течения и ст. 46, кластер К3 выделяет зону, расположенную севернее Сибирского прибрежного течения, а кластер К4 включает в себя станции, поднятые в районе Новосибирской отмели и ст. 58. Две станции (ст. 53 и 60) не попали ни в один кластер вследствие специфического видового состава БФ.

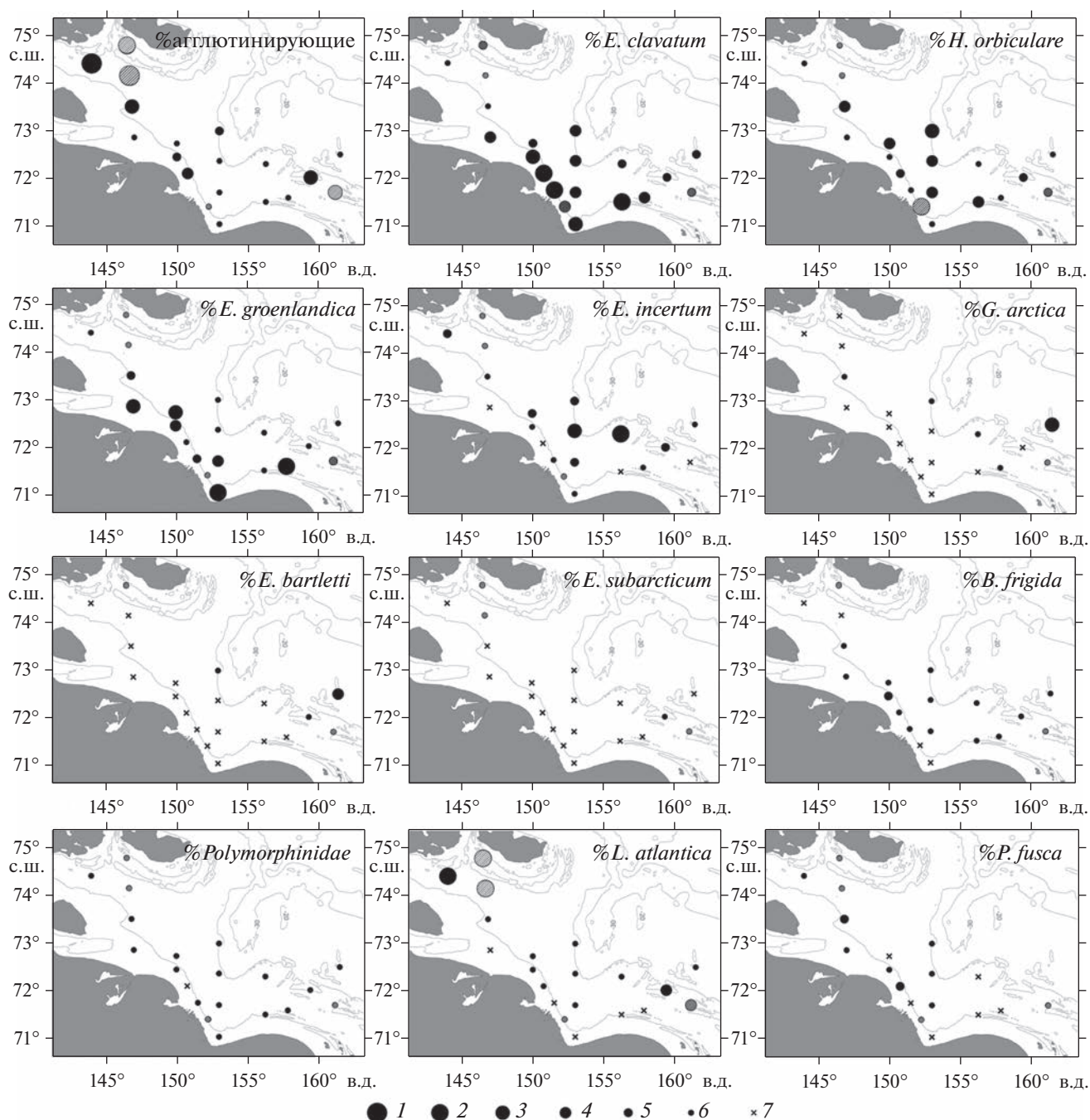


Рис. 3. Распределение бентосных фораминифер в поверхностном слое осадка. Размер кружков отражает процентное содержание вида или группы в пробе: 1 – >80–100%, 2 – >50–80%, 3 – 30–50%, 4 – >20–30%, 5 – >10–20%, 6 – >0–10%, 7 – отсутствие вида в пробе. Полностью окрашенные кружки – окрашенные влажные пробы, заштрихованные – сухие образцы.

В результате проведенного по матрице процентного содержания “живых” БФ (для видов с содержанием >4% хотя бы на одной станции) канонического анализа соответствий было выделено две канонические оси, которые суммарно объясняют 78% изменчивости (рис. 6). Первая ось отражает удаленность от устья и объясняет 53%

изменчивости. Станции распределились вдоль первой оси, согласно выделенным кластерам. Вторая ось объясняет 25% вариаций и интерпретируется как степень заиленности осадка и связанное с ней количество пригодного для питания БФ органического вещества. Для каждого района определены доминирующие виды БФ (рис. 6).

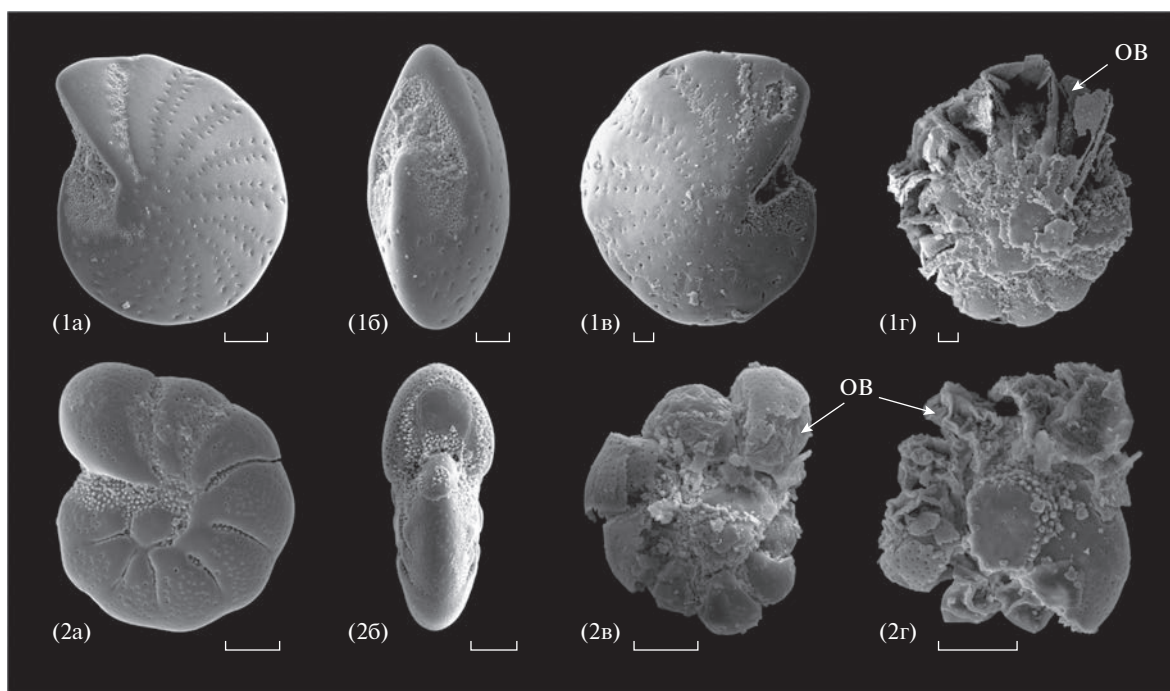


Рис. 4. Степень растворения раковин бентосных фораминифер из поверхностных осадков Восточно-Сибирского моря, длина масштабной линейки – 50 мкм.

1 – *Elphidiella groenlandica* (Cushman): а – вид сбоку, хорошая сохранность, ст. 47, б – вид со стороны устья, хорошая сохранность, ст. 47, в – вид сбоку, слабое растворение, ст. 38, г – вид сбоку, сильное растворение, видны псевдохитиновые органические выстилки (ОВ), ст. 38; 2 – *Elphidium clavatum* Cushman: а – вид сбоку, ст. 47, б – вид со стороны устья, ст. 47, в – вид сбоку, сильное растворение, видны ОВ, ст. 38, г – вид сбоку, ОВ, остатки стенки раковины в пупочной области, ст. 38.

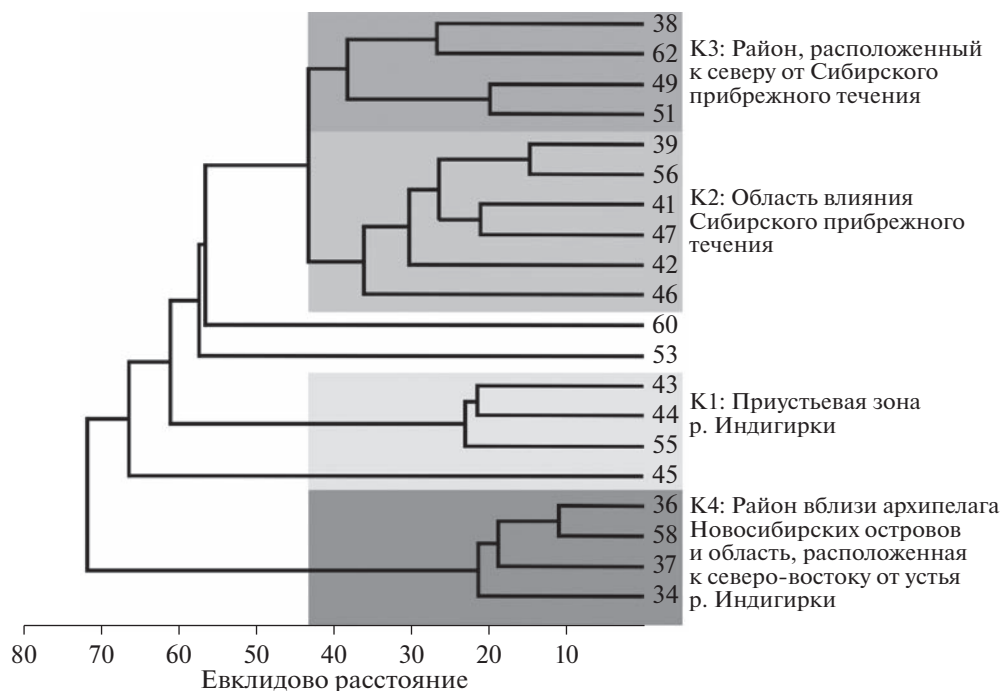


Рис. 5. Дендрограмма результатов кластерного анализа, проведенного по матрице процентного содержания раковин бентосных фораминифер, содержащей 44 вида в 20-ти образцах. К1–К4 – выделенные кластеры. Образцы за пределами кластеров являются выбросами.

Таблица 2. Преобладающая степень сохранности раковин *E. groenlandica* в изученных образцах. Звездочкой отмечены сухие пробы

Музейный номер	Номер станции	Сохранность <i>E. groenlandica</i>	Число исследованных раковин (n)
1774	34	Средняя	28
1775*	36	Средняя	12
1776*	37	Плохая	18
1777	38	Хорошая	67
1779	39	Плохая	118
1780	41	Средняя	89
1782	42	Хорошая	87
1784	43	Хорошая	3
1786	44	Средняя	174
1788*	45	Плохая	5
1790	46	Хорошая	796
1792	47	Средняя	129
1794	49	Хорошая	21
1796	51	Средняя	50
1798	53	Средняя	18
1800	55	Средняя	70
1802	56	Хорошая	97
1804	58	Плохая	14
1806	60	Хорошая	16
1808*	62	Хорошая	130

ОБСУЖДЕНИЕ

Структура комплексов БФ и сохранность карбонатных раковин фораминифер

Подавляющая часть изученных сообществ БФ сложена “живыми” секретионно-известковыми ассоциациями, которые сосредоточены преимущественно в районе устья р. Индигирки, в области влияния опресненного Сибирского прибрежного течения и севернее него (рис. 3). Незначительная доля неокрашенных (мертвых) экземпляров в общем комплексе БФ свидетельствует о неблагоприятных условиях захоронения известковых раковин, которые, по-видимому, начинали активно растворяться сразу после гибели организма и исчезновения внешнего защитного органического слоя. По признакам коррозии на поверхности раковин полностью окрашенных представителей видов *E. groenlandica* и *E. clavatum* (табл. 2, рис. 4) можно предположить, что эти экземпляры представляют собой недавно погибшие особи, а значит, фактическое количество живых БФ в пробе на момент отбора, по-видимому, крайне невелико. С одной стороны, такой вывод согласуется с результатами предыдущих исследований, которые показали, что воды западной части Восточно-Сибирского моря характеризуются крайне агрессивной средой с высокими концентрациями растворенного углекислого газа и низкими значениями pH (табл. 1, [10, 18, 42]). Повышенное содержание

растворенного углекислого газа в районе исследования может объясняться поступлением опресненных, богатых CO₂ вод р. Лены, проникающих в Восточно-Сибирское море с запада, а также вод р. Индигирки [10, 13, 42].

Существенный вклад в закисление морских вод вносит и деградация древнего органического вещества, поступающего в море, главным образом, в результате термоабразии криогенных толщ побережья [10, 11, 13, 42]. Такое органическое вещество является лабильным и поддается биодеструкции [10, 11]. Предыдущие исследования показывают, что именно в западной части Восточно-Сибирского моря вклад термоабразии берегов в поставку лабильного органического вещества наиболее существенен [13], хотя содержание общего органического углерода в осадках крайне невелико и не превышает 2% ([1], табл. 1). Речные воды также выносят небольшое количество биодоступного органического материала, однако, подавляющая его часть перерабатывается в процессе транспортировки, а в акваторию моря выносятся преимущественно более устойчивые компоненты, которые не подвергаются бактериальному разложению [22]. С речным стоком также могут поступать пресноводные диатомовые водоросли, которые могут служить пищей для БФ [39]. Летом свежее органическое вещество поступает в донные осадки из фотического слоя за счет повышения биопродуктивности поверхностных вод [3].

Усилению процессов растворения могут также способствовать плотные, сильно охлажденные, соленые и агрессивные по отношению к известковым раковинам рассолы, которые выделяются при образовании морского льда (например, [25, 44]).

В районе архипелага Новосибирских о-ов и в области, расположенной между Индигиркой и Колымой, доля секретионно-известковых видов в комплексе БФ сокращается, возможно, за счет удаленного положения станций от устьев рек, которые поставляют, хотя и в небольшом количестве, свежее органическое вещество. Действительно, согласно предыдущим исследованиям, агглютинирующие фораминиферы, обитающие в широком диапазоне температур и солености, толерантны к малому количеству пищи и низкому его качеству (например, [25]).

Суровые арктические условия создают неблагоприятные условия для развития донной фауны, поэтому изученные комплексы БФ таксономически бедны, как следует из количества видов, определенных в каждом образце (рис. 26). Такой вывод согласуется с результатами изучения комплексов БФ в море Лаптевых, где авторы отметили низкое видовое разнообразие и очень низкие концентрации (3–9 экз./г) раковин в поверхностных осадках [16]. Ранее было показано, что повышение содержания растворенного углекислого газа в морской воде и понижение pH приводит к

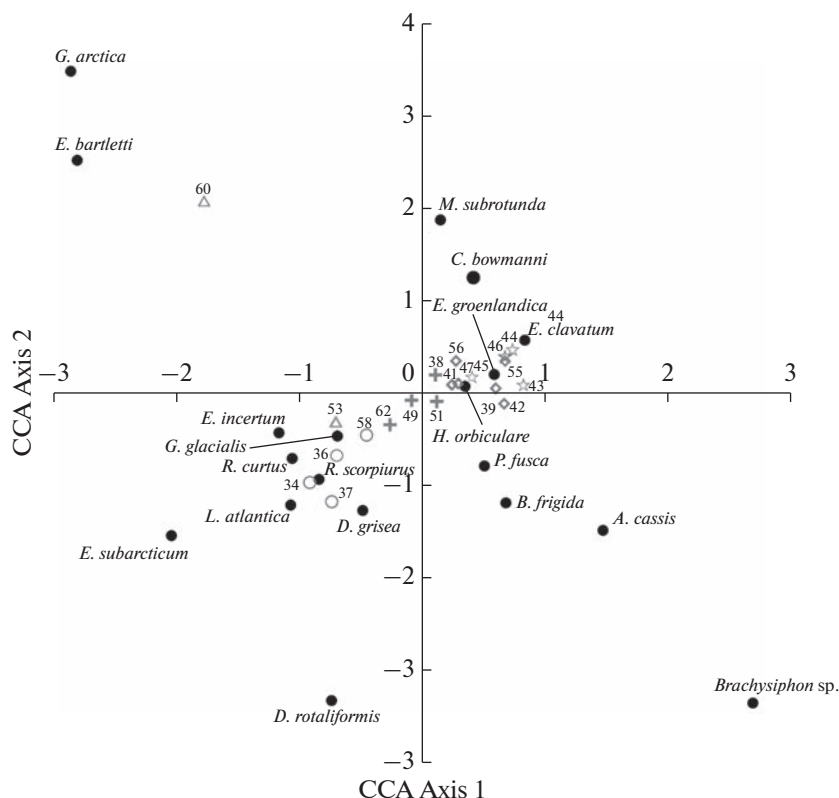


Рис. 6. Результаты канонического анализа соответствий, проведенного по матрице процентного содержания видов бентосных фораминифер, доля которых не превышает 4%. Серым цветом показано положение станций (пустые кружки – район архипелага Новосибирских о-ов и область, расположенная к северо-востоку от устья р. Индигирки, крестики – район, расположенный к северу от Сибирского прибрежного течения, пустые ромбики – область влияния Сибирского прибрежного течения и ст. 46, пустые звездочки – приустьевая зона р. Индигирки) и видов БФ (черные кружки).

замедлению роста раковин, ограничению репродукции особей и уменьшению толщины стенки раковин фораминифер (например, [36]). При этом выживание и размножение в таких неблагоприятных условиях обеспечиваются физиологическими механизмами, благодаря которым БФ способны повышать рН в местах кальцификации внутри клетки по крайней мере на 1 единицу по сравнению с окружающей водой [36].

В приустьевых районах и зонах сильного влияния пресноводного стока фауна подвергается значительным суточным, сезонным и межгодовым колебаниям температуры и солености вследствие малых глубин, неравномерного речного стока [26] и меняющегося направления ветра [38]. Такие условия способны выдерживать лишь небольшое количество наиболее приспособленных видов, как видно из повышенных значений индексов доминирования и пониженных величин индексов биоразнообразия и выравниваемости (рис. 2в, 2г).

Сообщества БФ и пространственное распространение видов

По составу изученные сообщества имеют схожий видовой состав с комплексом ближнего

шельфа, выделенного в районе эстуариев Оби и Енисея в Карском море [39]. Согласно Л. Поляку и соавторам [39], виды сообщества ближнего шельфа выдерживают условия пониженной солености, адаптируются к суточным, сезонным и межгодовым колебаниям гидрологических параметров, питаются свежим органическим веществом и обитают в условиях сезонного поступления пищи на дно. Четыре области, выделенные в западной части Восточно-Сибирского моря, характеризуются определенным распределением видов ближнего шельфа в зависимости от удаленности от устья р. Индигирки и степени заиленности дна (рис. 5, 6).

В пределах мелководной, относительно теплой и опресненной приустьевой зоны р. Индигирки на мягких тонких илах распространены комплексы БФ с низким видовым разнообразием и преобладанием *E. clavatum* в пробах (рис. 3, 6, табл. 1). При этом высокая доля *E. clavatum* наблюдается практически во всех пробах, что свидетельствует о способности вида адаптироваться к суточно- и сезонно-изменчивым условиям прибрежной зоны и обстановкам с преимущественно низкой придонной соленостью вблизи устьев рек.

Также вероятно, что данный вид выдерживает повышенную мутность вод, которая периодически усиливается в приустьевой зоне за счет возникновения апвеллингов, вызванных восточными и юго-восточными ветрами [38]. Высокие концентрации взвеси в придонном слое, по-видимому, не являются ограничением для развития фауны *E. clavatum* и в непосредственной близости от края ледника во фьордах Шпицбергена [27]. Согласно результатам предыдущих исследований, *E. clavatum* широко распространен в шельфовых морях Арктики, предпочитает экстремальные обстановки приливо-отливных зон, обитает во внутренних частях фьордов в непосредственной близости к леднику, а также приспосабливается к условиям с экстремально низкой соленостью [27, 39]. Способность *E. clavatum* питаться диатомовыми водорослями, которые обильны в районе устьев рек, также может влиять на характер площадного распространения данного вида [39].

Присутствие небольшого количества *E. groenlandica* в приустьевой зоне свидетельствует о том, этот вид в целом приспособлен к описанным условиям низкой солености и илистого характера осадка, что согласуется с предыдущими данными [39].

Область влияния Сибирского прибрежного течения ассоциирована с доминированием *E. groenlandica* и *H. orbiculare*, а также присутствием *E. clavatum*. В эту область также включена ст. 46, расположенная близко к устью (рис. 5). В этом районе распространены мягкие тонкие илы, а придонный слой характеризуется положительными летними температурами и пониженной соленостью (табл. 1). Мутность вод, скорее всего, понижена в силу большей удаленности от устья реки. Главными видами этой области являются *E. groenlandica* и *H. orbiculare*, которые, по-видимому, также, как и *E. clavatum*, предпочитают опресненные условия, однако, избегают обилия взвеси в придонном слое. Возможно, именно мутность вод является для *E. groenlandica* важным фактором, сдерживающим массовое развитие фауны этого вида в приустьевой зоне р. Индигирки. В Карском море максимальное процентное содержание обоих видов в осадках было зафиксировано непосредственно вблизи эстуариев Оби и Енисея [39]. При этом количество особей *H. orbiculare* постепенно уменьшается от эстуарной зоны в сторону дальнего шельфа [39].

Область, расположенную севернее Сибирского прибрежного течения, занимают комплексы БФ, характеризующиеся отсутствием специфичных видов, пониженными значениями индекса доминирования и, соответственно, высокими величинами индексов биоразнообразия и выравненности (рисунки 2, 6). В комплексе встречаются *H. orbiculare*, *E. clavatum*, *E. groenlandica*, *B. frigida*, виды семейства *Polymorphinidae*, а также агглюти-

нированные раковины *L. atlantica*, *P. fusca*, *R. scorpiurus*, *R. curtus*. Район характеризуется глубинами 12–22 м, преимущественно илистым осадком, пониженной (часто отрицательной) температурой придонных вод, повышенной соленостью и слегка пониженным содержанием кислорода до 3 мл/л (табл. 1). По-видимому, такие условия благоприятны для большинства видов сообщества ближнего шельфа, поэтому комплекс достаточно разнообразен и таксономически выравнен.

Район Новосибирской отмели и ст. 58 населяют комплексы с высоким содержанием агглютированных форм. Это удаленная от устья область, где распространены как тонкие, так и песчанистые и алевроитистые илы, а придонный слой несколько опреснен. Здесь получили широкое распространение виды *L. atlantica*, *R. scorpiurus*, *R. curtus*, *Deuteroammina grisea*, а также секреторно-известковые виды *Globulina glacialis* и *E. incertum*. Агглютинирующие БФ доминируют в условиях агрессивной придонной среды, однако, судя по повышенным значениям pH (табл. 1), кислотность вод не является фактором, контролирующим их распространение в западной части Восточно-Сибирского моря. Агглютинирующие БФ способны питаться переработанным органическим веществом [25], которое, вероятно, распространено в районе архипелага Новосибирских островов и на ст. 58 из-за удаленности от устья р. Индигирки и южного берега Восточно-Сибирского моря — источников свежей органики и биогенных элементов для фитопланктона. С другой стороны, причиной увеличения содержания агглютинирующих БФ может служить повышенное содержание зерен песчаного и алевроитового размера в осадке, являющихся строительным материалом для раковин, на некоторых станциях в районе Новосибирской отмели. Ранее для моря Лаптевых С.В. Тамановой [15] для осадков с содержанием песка <60% было установлено, что с возрастанием доли песчаной фракции в осадке содержание агглютированных раковин пропорционально увеличивается.

Виды *G. arctica* и *E. bartletti* формируют уникальное сообщество, представленное одной пробой на самой глубоководной (23 м) станции 60 (рис. 3, 6). Придонные условия характеризуются самой высокой придонной соленостью среди всех изученных проб (табл. 1). На дне распространены тонкие илы, залегающие на плотных глинах. Про экологию *G. arctica* практически ничего не известно, а *E. bartletti* характерен для обстановок ближнего шельфа [39], однако, в Восточно-Сибирском море он показывает меньшую толерантность к опреснению. Возможно, доминирующие виды предпочитают илистый осадок и избегают сильных колебаний гидрологических условий, характерных для прибрежных областей. Из-за ограниченного количества материала сложно ска-

зять, насколько распространено данное сообщество в Восточно-Сибирском море. Второе сообщество с доминированием *E. incertum* также не вошло ни в один район.

Единственный вид, принадлежащий сообществу среднего шельфа по классификации Л. Поляка и соавторов [39], — *E. subarcticum* — встречен в небольших количествах на самых удаленных от устья станциях. В Карском море этот вид также избегает высокодинамичных приустьевых областей, вероятно, вследствие неспособности выживать в условиях пониженной солености и конкурировать с видами, выдерживающими экстремальные условия [39]. Также авторы полагают, что *E. subarcticum* может избегать мутных прибрежных обстановок часто из-за прикрепленного образа жизни [39].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализы видового состава БФ показали, что в западной части Восточно-Сибирского моря комплексы представлены преимущественно “живыми” секретионно-известковыми раковинами за исключением района Новосибирской отмели, где до половины комплекса БФ могут составлять агглютинирующие виды. Малое количество мертвых раковин свидетельствует о крайне неблагоприятной среде для захоронения карбонатных остатков, что подтверждается результатами предыдущих исследований. Следы растворения на поверхности окрашенных раковин *E. groenlandica* указывают на то, что значительную часть розовых раковин в пробах, по-видимому, составляют недавно погибшие особи, у которых сохранилась цитоплазма и/или псевдохитиновые органические выстилки. Проведенные статистические анализы позволили выделить в районе исследования четыре области, характеризующиеся степенью удаленности от устья р. Индигирки: приустьевая зона реки, область влияния Сибирского прибрежного течения и ст. 46, район, расположенный к северу от Сибирского прибрежного течения, а также область вблизи архипелага Новосибирских островов совместно со ст. 58. Вероятно, что не только дистанция, но и характер осадка, а также мутность воды и доля свежего органического вещества в осадке оказывают влияние на видовой состав комплексов БФ в западной части Восточно-Сибирского моря.

Благодарности. Авторы благодарят С.А. Корсуна за плодотворные дискуссии и консультации, а также Е.А. Жегалло и Р.А. Ракитова за помощь в фотографировании. Авторы признательны рецензенту В.С. Вишневской за ценные замечания и комментарии, позволившие улучшить данную статью.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В. и др. Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2008. № 2. С. 183–195.
2. Гудина В.И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера. М.: Наука, 1969. 80 с.
3. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Шеберстов С.В. Сезонная изменчивость первичной продукции Восточно-Сибирского моря и оценка ее годовой величины. Сравнение с другими морями Сибирской Арктики // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 696–710.
4. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: изд-во МГУ, 1982. 192 с.
5. Корсун С.А., Погодина И.А., Тарасов Г.А., Матишов Г.Г. Фораминиферы Баренцева моря (гидробиология и четвертичная палеоэкология). Апатиты: Кольский научный центр РАН, 1994. 140 с.
6. Лукина Т.Г. Особенности распределения фораминифер в море Лаптевых // Фауна и экосистемы моря Лаптевых и сопредельных глубоководных участков арктического бассейна. Исследования фауны морей. Т. 54. № 62. СПб.: 2004. С. 86–123.
7. Матиль А.Г., Хусид Т.А., Мухина В.В. и др. Современные и позднеголоценовые природные условия на шельфе юго-восточной части моря Лаптевых по данным микрофоссилий // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 90–101.
8. Овсепян Я.С. Позднечетвертичные фораминиферы моря Лаптевых и реконструкции изменения среды на основе палеоэкологического анализа. Дисс. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. М.: 2016. 240 с.
9. Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Кандиано Е.С. Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 96–112.
10. Пипко И.И., Семилетов И.П., Тищенко П.Я. и др. Изменчивость параметров карбонатной системы в прибрежно-шельфовой зоне Восточно-Сибирского моря в осенний сезон // Океанология. 2008. Т. 48. № 1. С. 59–72.
11. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Углерод в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2021. 352 с.
12. Саидова Х.М. Сообщества фораминифер Чукотского моря // Океанология. 1990. Т. 30. Вып. 3. С. 450–454.
13. Семилетов И.П. Разрушение мерзлых пород побережья как важный фактор в биогеохимии шельфовых вод Арктики // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 5. С. 679–682.
14. Таманова С.В. Видовой состав современных фораминифер как индикатор гидрологического режима Арктических морей // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозой. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 199–203.
15. Таманова С.В. Фораминиферы моря Лаптевых // Геология моря. Л.: НИИГА, 1971. Вып. 1. С. 54–63.
16. Хусид Т.А. Либина Н.В., Доманов М.М. Бентосные фораминиферы моря Лаптевых и их связь с гидро-

- логическими условиями моря // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 3. С. 423–432.
17. Шорников Е.И., Зенина М.А. Фауна донных остракод Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей (по материалам экспедиций ТОИ ДВО РАН) // *Морские исследования ДВО РАН в Арктике: Тр. Аркт. регион. центра*. Т. 4. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 156–211.
 18. Anderson L.G., Björk G., Jutterström S. et al. East Siberian Sea, an Arctic region of very high biogeochemical activity // *Biogeosciences*. 2011. V. 8. P. 1745–1754.
 19. Bernhard J.M., Ostermann D.R., Williams D.S., Blanks J.K. Comparison of two methods to identify live benthic foraminifera: A test between Rose Bengal and CellTracker Green with implications for stable isotope paleoreconstructions // *Paleoceanography*. 2006. V. 21. PA4210.
 20. Cronin T.M., O'Regan, M., Pearce C. et al. Deglacial sea level history of the East Siberian Sea and Chukchi Sea margins // *Clim. Past*. 2017. V. 13. P. 1097–1110.
 21. Cushman J.A. Arctic Foraminifera. Cushman Lab. Foraminiferal Research. 1948. Special Publication no. 23. 105 p.
 22. Dittmar T., Kattner G. The biogeochemistry of the river and shelf ecosystem of the Arctic Ocean: a review // *Marine Chemistry*. 2003. V. 83. P. 103–120.
 23. Dmitrenko I.A., Polyakov I.V., Kirillov S.A. et al. Toward a warmer Arctic Ocean: Spreading of the early 21st century Atlantic Water warm anomaly along the Eurasian Basin margins // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. C05023.
 24. Feyling-Hanssen R.W. Weichselian interstadial foraminifera from the Sandnes-Jæren area // *Late Quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes* / *Bull. Geol. Soc. Den.* 1971. V. 21. P. 72–116.
 25. Fossile E., Nardelli M.P., Jouini A. et al. Benthic foraminifera as tracers of brine production in the Storfjorden “sea ice factory” // *Biogeosciences*. 2020. V. 17. P. 1933–1953.
 26. Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // *American Journal of Science*. 1996. V. 296. P. 664–691.
 27. Hald M., Korsun S. Distribution of modern benthic foraminifera from fjords of Svalbard, European Arctic // *J. of Foraminiferal Research*. 1997. V. 27. № 2. P. 101–122.
 28. Hammer Ø., Harper D.A., Ryan P.D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis // *Palaeontologia Electronica*. 2001. V. 4. № 1. P. 9.
 29. Husum K., Hald M., Stein R., Weisschnur M. Recent benthic foraminifera in the Arctic Ocean and Kara Sea continental margin // *Arktos*. 2015. V. 1. 5.
 30. Ivanova E.V., Ovsepyan E.A., Risebrobakken B., Vetrov A.A. Downcore distribution of living calcareous foraminifera and stable isotopes in the Western Barents Sea // *Journal of Foraminiferal Research*. 2008. V. 38. № 4. P. 337–356.
 31. Jakobsson M. Hypsometry and volume of the Arctic Ocean and its constituent seas // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2002. V. 3. № 5. P. 1–18.
 32. Jones R.W. The Challenger Foraminifera. Oxford University Press, 1994. 149 p.
 33. Korsun S., Hald M. Modern benthic foraminifera off Novaya Zemlya tidewater glaciers, Russian Arctic // *Arctic Alpine Res.* 1998. V. 30. P. 61–77.
 34. Korsun S., Hald M. Seasonal dynamics of benthic foraminifera in a glacially fed fjord of Svalbard, European Arctic // *Journal of Foraminiferal Res.* 2000. V. 30. № 4. P. 251–271.
 35. Lukina T.G. Foraminifera of the Laptev Sea // *Protistology*. 2001. V. 2. № 2. P. 105–122.
 36. Nooijer L.J., Toyofuku T., Kitazato H. Foraminifera promote calcification by elevating their intracellular pH // *PNAS*. 2009. V. 106. № 36. P. 15374–15378.
 37. Osadchiev A.A., Pisareva M.N., Spivak E.A. et al. Freshwater transport between the Kara, Laptev and East Siberian seas // *Scientific Reports*. 2020. V. 10. 13041.
 38. Osadchiev A.A., Silvestrova K., Myslenkov S. Wind-driven coastal upwelling near large river deltas in the Laptev and East-Siberian Seas // *Remote Sensing*. 2020. V. 12. 844.
 39. Polyak L., Korsun S., Febo L. et al. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river influenced Arctic marine environment // *J. of Foraminiferal Res.* 2002. V. 32. № 3. P. 252–273.
 40. Racine C., Bonnin J., Nam S.I. et al. Distribution of living benthic foraminifera in the northern Chukchi Sea // *Arctos*. 2018. V. 4. 28.
 41. Semiletov I.P., Dudarev O., Luchin V. et al. The East Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. L10614.
 42. Semiletov I., Pipko I., Gustafsson Ö. et al. Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // *Nature Geoscience*. 2016. Published online.
 43. Schönfeld J., Alve E., Geslin E. et al. The FOBIMO (Foraminiferal Bio-Monitoring) initiative—Towards a standardized protocol for soft-bottom benthic foraminiferal monitoring studies // *Mar. Micropal.* 2012. V. 94–95. P. 1–13.
 44. Steinsund P.I., Hald M. Recent calcium carbonate dissolution in the Barents Sea: Paleooceanographic applications // *Marine Geology* 1994. V. 117. P. 303–316.
 45. Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J. et al. History of ice-rafting and water mass evolution at the North Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times // *Quat. Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 3919–3935.
 46. Todd R., Low D. Foraminifera from the Arctic Ocean off the eastern Siberian coast // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*. 1966. № 550-C. P. 79–85.
 47. Walton W.R. Techniques for recognition of living foraminifera // *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*. 1952. V. 3. P. 56–60.
 48. Weingartner T.J., Danielson S., Sasaki Y. et al. The Siberian Coastal current: a wind and buoyancy forced coastal current // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 29697–29713.
 49. Wollenburg J., Mackensen A. Living benthic foraminifera from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity // *Marine Micropaleontology*. 1998. V. 34. № 3–4. P. 153–185.

**Таксономический состав комплексов бентосных
фораминифер, изученных в западной части
Восточно-Сибирского моря**

Секреционно-известковые:

1. *Buccella frigida* (Cushman, 1922)
2. *Cornuspira involvens* (Reuss, 1850)
3. *Elphidiella groenlandica* (Cushman, 1933)
4. *Elphidium* sp. 1
5. *Elphidium* sp. 2
6. *Elphidium asklundi* Brotzen, 1943
7. *Elphidium bartletti* Cushman, 1933
8. *Elphidium clavatum* Cushman, 1930
9. *Elphidium subarcticum* Cushman, 1944
10. *Elphidium incertum* (Williamson, 1858)
11. *Epistominella* sp.
12. *Fissurina laevigata* Reuss, 1850
13. *Globulina glacialis* Cushman & Ozawa, 1930
14. *Gordiospira arctica* Cushman, 1933
15. *Guttulina communis* (d'Orbigny, 1826)
16. *Pseudopolymorphina dawsoni* (Cushman & Ozawa, 1930)
17. *Haynesina orbiculare* (Brady, 1881)
18. *Miliolinella subrotunda* (Montagu, 1803)
19. *Pseudopolymorphina novangliae* (Cushman, 1923)
20. *Pyrulina cylindroides* (Roemer, 1838)
21. *Quinqueloculina* sp.
22. *Discorbis vilardeboanus* (d'Orbigny, 1839)

23. *Silicosigmoilina groenlandica* (Cushman) emend Loeblich & Tappan, 1953
 24. *Valvulineria* sp.
 25. *Valvulineria arctica* Green, 1959
- Агглютинирующие:
26. *Ammotium cassis* (Parker, 1870)
 27. *Brachysiphon* sp.
 28. *Deuterammia grisea* (Earland, 1934)
 29. *Eggerella advena* (Cushman, 1922)
 30. *Lagenammia atlantica* (Cushman, 1944)
 31. *Lagenammia difflugiformis* (Brady, 1879)
 32. *Portatrochammia karica* (Shchedrina, 1946)
 33. *Psammosphaera fusca* Schulze, 1875
 34. *Reophax* sp.
 35. *Reophax curtus* Cushman, 1920
 36. *Reophax dentaliniformis* (Brady, 1881)
 37. *Reophax fusiformis* (Williamson, 1858)
 38. *Reophax guttifer* (Brady, 1881)
 39. *Reophax pilulifer* Brady, 1884
 40. *Reophax scorpiurus* de Montfort, 1808
 41. *Saccammia sphaerica* Brady, 1871
 42. *Capsammia bowmanni* (Heron-Allen & Earland, 1912)
 43. *Deuterammia rotaliformis* (Heron-Allen & Earland, 1911)
 44. *Portatrochammia karica* (Shchedrina, 1946)

Recent Benthic Foraminiferal Assemblages in the Western Part of the East Siberian Sea

E. A. Ovsepyan^{a, #}, Ya. S. Ovsepyan^{a, b, ##}, M. A. Zenina^{a, ###}, N. O. Mitrofanova^{a, b}

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

^b*Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

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

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

Benthic foraminiferal assemblages were studied in twenty surface sediment samples collected in the western part of the East Siberian Sea in the framework of the expedition of the R/V "Ivan Kireev" in 2004. Rose Bengal treatment allows us to separate "living" and "dead" individuals. Taxonomic analyses reveal that "living" calcareous foraminifera dominate in the study region with the exception of the New Siberian Islands area and area to the northeast from the Indigirka river mouth where agglutinated tests constitute up to a half of the assemblage. Little amount of dead individuals points to a rapid dissolution of calcareous tests immediately after death of organism. Taxonomic composition of the studied assemblages is similar to river-proximal benthic foraminiferal assemblage previously determined for the Kara Sea. In the East Siberian Sea, the most commonly occurred species are *Elphidium clavatum*, *Elphidiella groenlandica*, *Haynesina orbiculare*, *E. incertum* и *Lagenammia atlantica*. Less abundant species are *Gordiospira arctica*, *Buccella frigida*, *E. bartletti*, *Reophax curtus*, *R. scorpiurus* and polymorphinids. As a result of statistical treatment, four areas with specific BF assemblages have been distinguished: area of the Indigirka River mouth, zone affected by Siberian Coastal Current, area located to the north of the Siberian Coastal Current and zone situated close to the New Siberian Island archipelago together with an area located to the northeast from the Indigirka river mouth. Such a distribution of BF assemblages in the study area seems to be related to the distance of the river discharge area, type of sediments and fresh organic matter content.

Keywords: "living" and dead foraminifera, dissolution, Rose Bengal, preservation, riverine input, organic matter, river-proximal benthic foraminiferal assemblage

УДК -595.384.2-116(268.45+268.52)

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ И РЕПРОДУКТИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ КРАБА-СТРИГУНА ОПИЛИО (*CHIONOECETIS OPILIO*) КАРСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ

© 2023 г. С. В. Баканев¹, В. А. Павлов¹, *¹Полярный филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии ("ПИНРО" им. Н.М. Книповича), Мурманск, Россия

*e-mail: pavval@pinro.ru

Поступила в редакцию 04.10.2022 г.

После доработки 10.01.2023 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

Представлен сравнительный анализ размерных и репродуктивных параметров краба-стригуна опилио Баренцева и Карского морей, оцененных в период 2005–2021 гг. У самок из Карского моря половая зрелость наступает при ширине карапакса (ШК) свыше 30 мм, а размер 50%-ного созревания равен 38 мм. Функциональная половая зрелость у самок краба Баренцева моря наступает при ШК > 35 мм, а размер 50%-ного созревания значительно выше: 51 мм. Плодовитость особей одного размера, выловленных в Карском море, ниже плодовитости особей, отмеченных в Баренцевом море. Прирост количества икры с приростом ШК у самок Карского и Баренцева морей линейен и статистически различен (ANCOVA, $p = 0.0327$): 27 и 22 тыс. икринок при увеличении ШК на 10 мм, соответственно. В Карском море величины изученных параметров близки к величинам, оцененным для опилио арктических восточных морей: Чукотского и Бофорта. Большинство параметров баренцевоморской популяции были сопоставимы с параметрами популяций южной части нативного ареала (Японское море, Северо-Западная Атлантика). Различия в морфологических и репродуктивных показателях крабов Баренцева и Карского морей необходимо учитывать при организации их промысла и разработке стратегии рациональной эксплуатации этого вида в Карском море.

Ключевые слова: краб-стригун опилио, Баренцево море, Карское море, плодовитость, огиа половозрелости, размерный состав

DOI: 10.31857/S0030157423050039, **EDN:** DANQMV

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее информативными биологическими параметрами для оценки состояния популяции могут служить такие морфометрические и репродуктивные показатели, как максимальный размер особей, размеры функциональной половозрелости, индивидуальная и популяционная плодовитость [19, 21, 31, 36, 41]. Изучение клинальной изменчивости этих параметров на всем протяжении ареала может иметь важное практическое значение, например, для понимания адаптивной стратегии вида в новых условиях обитания, а также при биологическом обосновании мер рационального управления запасами промысловых видов рыб и беспозвоночных [27, 61].

Активная инвазия краба-стригуна опилио *Chionoecetes opilio* в воды северо-восточной Атлантики, которая началась в конце прошлого века [3, 16, 23], не ограничилась Баренцевым морем, но затронула и сопредельные акватории. Сформировав самовоспроизводящуюся популяцию в барен-

цевоморских водах, вселенец проник в Карское море, в котором отмечается с 2010 г. [8, 11, 27, 32]. По сравнению с Баренцевым морем, Карское имеет менее благоприятные океанографические условия [6, 7, 20, 33, 34] и гораздо более низкую биомассу бентоса [10, 29, 30].

При этом в условиях Карского моря половозрелые самцы *Ch. opilio* крайне редко достигают размеров с шириной карапакса (ШК), превышающей 100 мм. Большинство самцов с ШК более 60 мм достигают половозрелого возраста [9]. Отметим, что в Баренцевом море доля крупных самцов (>100 мм по ШК), а также размеры 50%-го созревания, по предварительным данным [4], существенно выше аналогичных параметров, оцененных для Карского моря.

Исследования географической изменчивости морфометрических и репродуктивных параметров как самцов, так и самок краба-стригуна опилио в рамках его нативного ареала хорошо представлены в литературе и, как правило, результаты

Таблица 1. Характеристика первичного материала по крабу-стригуну опилию, полученного в Баренцевом и Карском морях в 2005–2021 гг.

Годы исследований	Количество донных тралений	Количество тралений с крабом	Количество пойманных крабов, экз.	Количество проб, взятых на плодовитость
Баренцево море				
2005–2021 гг.	6806	1191	136 122	117
Карское море				
2010–2019 гг.	196	135	10 268	31

таких исследований ассоциированы с “обратным правилом Бергмана” [46, 53]. При этом уменьшение максимальных размеров особей, размеров полового созревания и плодовитости с увеличением географической широты обычно связывают с воздействием отрицательных температур [39, 40, 42, 44, 48, 49, 53, 58, 60, 63].

В настоящей работе впервые выполнен сравнительный анализ размерной структуры, размеров 50%-го созревания и плодовитости краба-стригуна опилию Карского и Баренцева морей. Кроме того, на основе литературных данных, проведена оценка различий вышеуказанных параметров с аналогичными характеристиками, полученными для его нативного ареала.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Для оценки морфологических и репродуктивных параметров краба-стригуна опилию сравнивались данные научно-исследовательских съемок Полярного филиала ФГБНУ “ВНИРО”, выполненных в Баренцевом море в период 2005–2021 гг. и в Карском море в 2010–2019 гг.

В Баренцевом море изучение запаса опилию осуществляется в рамках комплексной российско-норвежской экосистемной съемки, которая ежегодно проводится по стандартной методике в летне-осенний период и охватывают большую часть акватории моря, ее площадь в среднем составляет около 1800 тыс. км². В период съемок сбор первичного материала осуществлялся донным тралом Sampelen-1800 с горизонтальным раскрытием 15 м, вертикальным — 5 м, вставкой в кутовой части из дели с ячейей 22 мм. Продолжительность учетных тралений составляла 15 мин, скорость — 3.1–3.3 узла. Траления велись на участках с глубинами от 17 до 529 м.

В настоящее время регулярных исследований запаса краба-стригуна опилию в Карском море не проводится. Первичные данные получены за период времени с 2010 по 2014 гг. и в 2019 г., при этом сбор материала осуществлялся четырьмя типами тралов. Наиболее полная информация о распределении и биологии краба-стригуна опилию в Карском море была получена в ходе ком-

плексной съемки на НИС “Профессор Леванидов” в сентябре 2019 г. (табл. 1).

В качестве учетного орудия лова использовался донный трал ДТ-27.1/24.4 с горизонтальным раскрытием 17 м, вертикальным — 3 м, вставкой с ячейей 10 мм, оснащенным мягким грунтропом. Продолжительность учетных тралений составляла 15–30 мин, скорость — 3.0–3.5 узла. Траления велись на участках с глубинами от 20 до 450 м.

Кроме того, в качестве дополнительных данных были использованы результаты специализированных траловых исследований, выполненных в октябре 2016 г. на ограниченной акватории в южной части Карского моря (рис. 1). В этот период исследований сбор первичного материала осуществлялся донным тралом Sampelen-1800. Всего было выполнено 73 траления и проанализировано 1321 особь.

Сбор и обработку биологического материала выполняли в соответствии с методиками, принятыми в Полярном филиале ФГБНУ “ВНИРО” [12]. Биологический анализ краба-стригуна включал в себя промеры ШК (в самой широкой части с точностью до 1 мм) и высоты клешни у самцов (с шипами) с точностью до 0.1 мм, взвешивание (с точностью до 1 г), определение пола, межличностной категории, состояния конечностей (учитывалась их сохранность, определялись новые или старые травмы, при наличии регенерированной конечности отмечался процент восстановления конечности и наличие язв).

Разделение на неполовозрелых (“узкопалых”) и половозрелых (“широкопалых”) самцов краба-стригуна опилию проводили с учетом аллометрического роста краба [5, 15, 18].

Для определения плодовитости краба-стригуна опилию использованы материалы, собранные в осенних траловых учетных съемках в Баренцевом (117 экз.) и Карском морях (31 экз.) в 2019 г. (см. рис. 1). Кладку яиц вместе с плеоподами отделяли от тела самки и фиксировали в 4%-ном растворе формальдегида. В камеральных условиях икру отделяли от плеопод и после подсушивания фильтровальной бумагой взвешивали на электронных весах с точностью до 0.01 г. Яйца просчитывали в трех навесках по 200 мг и в соответствии с массой

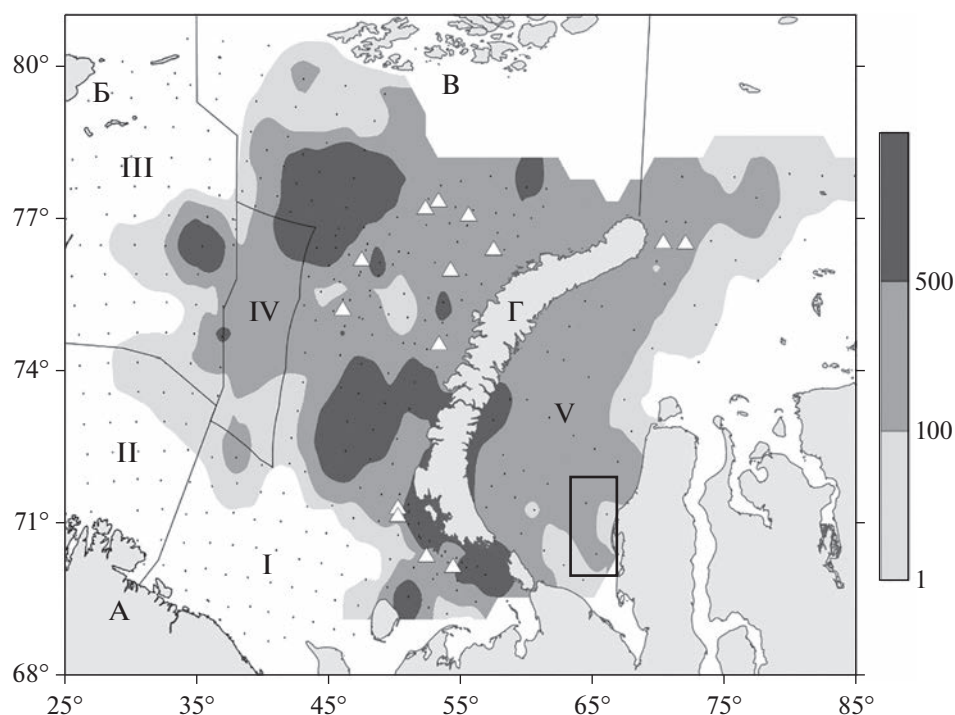


Рис. 1. Распределение краба-стригуна опилио (экз./км²) и расположение траловых станций (точки) в ходе проведения экосистемных съемок в 2021 г. в Баренцевом море и комплексной съемки на НИС “Профессор Леванидов” в Карском море в 2019 г., а также станции отбора проб на плодовитость в 2019 г. (белые треугольники) и район специализированных траловых исследований в 2016 г. (черный прямоугольник): I – ИЭЗ РФ, II – ИЭЗ Норвегии, III – район архипелага Шпицбергена, IV – Открытая часть Баренцева моря, V – Карское море, А – Кольский полуостров, Б – архипелаг Шпицберген, В – архипелаг Земля Франца-Иосифа, Г – архипелаг Новая Земля.

кладки оценивали индивидуальную плодовитость. Индивидуальная абсолютная плодовитость (ИАП) определялась как число икринок, выметываемых одной самкой за один нерестовый сезон, по соотношению массы кладки и средней массы одной икринки.

Для оценки зависимости ИАП от ШК использовалась линейная регрессия, с помощью которой определялся средний прирост ИАП с увеличением ШК на 10 мм. Ковариационный анализ (ANCOVA) построенных зависимостей, был выполнен с целью оценки различий в приросте ИАП по отношению к ШК (наклона регрессионных линий), полученных для самок опилио Карского и Баренцева морей.

Стадии полового созревания определялись путем построения логистической кривой по данным о доле икросных самок в размерных группах с шагом 10 мм по длине карапакса. Кроме того, в расчет включали половозрелых самок, уже отметавших икру, которые встречались только в Карском море и отсутствовали в уловах осенних съемок в Баренцевом море. Кривые (огивы половозрелости) были построены методом взвешенной нелинейной регрессии [54]. Сравнительный анализ скорости полового созревания в Баренцевом и Карском морях проводили путем оценки и

сравнения размеров, при которых 50% самок краба-стригуна опилио имеют наружную икру. Значимость наблюдаемых различий оценивали по критерию Стьюдента. Аналогичную процедуру оценки скорости полового созревания проводили для “узкопалых” и половозрелых “широкопалых” самцов краба-стригуна опилио.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В настоящее время инвазийный вид краб-стригун опилио стал обычным и одним из самых массовых представителей донной фауны восточной и центральной частей Баренцева моря и западных районов Карского моря (рис. 1; [28]). Сравнительный анализ показал весьма существенные различия в частотно-размерных характеристиках уловов самцов и самок краба опилио в Баренцевом и Карском морях (рис. 2).

В размерном ряде самцов опилио Карского моря в 2019 г. отмечается отсутствие молоди, а преобладающие размеры неполовозрелых самцов составляют 50–70 мм по ШК (рис. 2, 1а). В Баренцевом море в период 2005–2021 гг. отмечались значительные уловы молоди самцов, большую часть которых составляли особи с ШК менее 40 мм (см. рис. 2 (1б)). Двухмодальное распределение

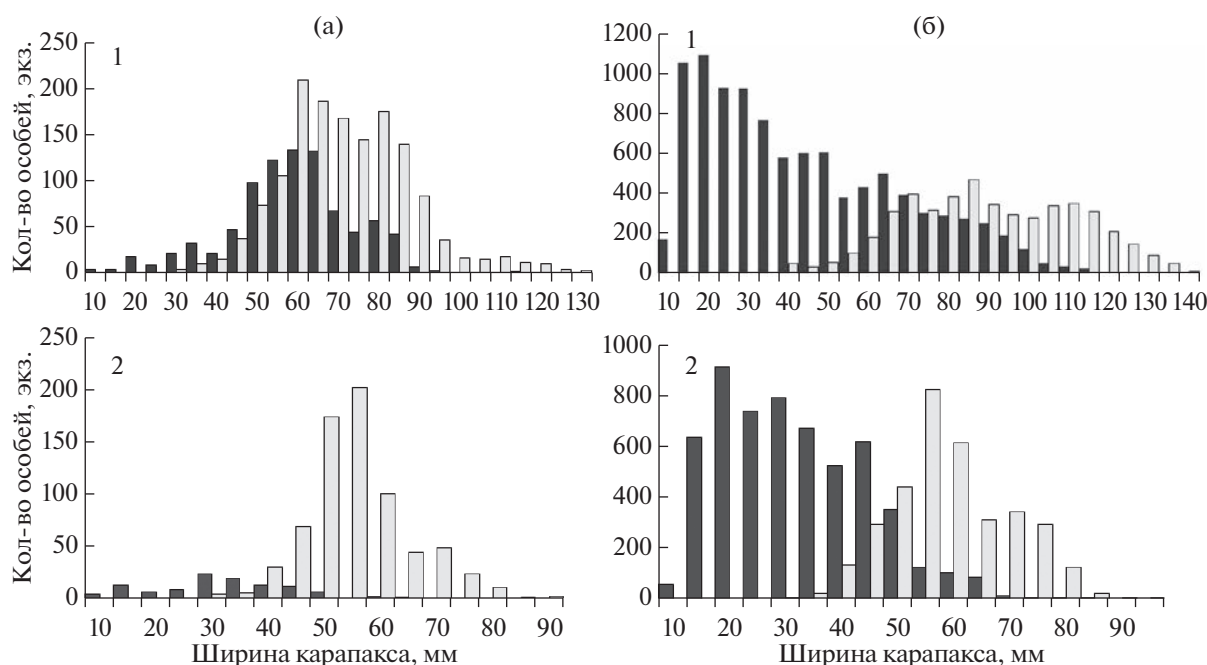


Рис. 2. Размерный состав уловов неполовозрелых (темные столбики) и половозрелых (светлые) самцов (1) и самок (2) краба-стригуна опилио в Карском море (а) в 2019 г. и в Баренцевом море (б) по данным 2005–2021 гг.

размерного ряда половозрелых самцов было характерно для Карского моря с модами 55–65 и 70–85 мм по ШК (рис. 2, 1а). В Баренцевом море были отмечены половозрелые самцы с тремя модальными группами: 65–75, 85–95, 105–120 мм по ШК (рис. 2, 1б). При этом доля крупных самцов как среди половозрелых (свыше 100 мм по ШК) в Баренцевом море (38%) была значительно выше по сравнению с Карским морем (5%). Стоит отметить, что среди неполовозрелых самцов доля крупных в Баренцевом море составляет 3%, тогда как в Карском море неполовозрелые самцы с ШК свыше 100 мм не обнаружены. Размеры самцов в Баренцевом море достигали 150 мм (данные исследовательских съемок) и 159 мм по ШК (данные наблюдателей на промысле). Самец с максимальными размерами (166 мм по ШК) в баренцевоморском регионе был выловлен в 2005 г. на северном склоне Мурманского мелководья [24]. В Карском море краб опилио с максимальными размерами 134 мм по ШК был выловлен в северо-западной его части, которая находится под существенным влиянием водообмена с Баренцевым морем. В центральной части Карского моря максимальные размеры самцов по нашим данным составили 115 мм, а по данным исследований института океанологии им. П.П. Ширшова РАН – 122 мм [9].

В размерном ряде самок опилио Карского моря в 2019 г. так же, как у самцов, отмечается отсутствие молоди (рис. 2, 2а). Размерные составы уловов самок в Карском и Баренцевом морях имели

бимодальное распределение (рис. 2, 2а, б). Первая мода в уловах в Карском море имела размеры по ШК 25–35 мм, в Баренцевом море – 15–30 мм по ШК. Вторая мода в уловах в Баренцевом и Карском морях имела схожие размеры: 50–65 мм. Доля крупных самок среди половозрелых (свыше 60 мм по ШК) в Баренцевом море (50%) была выше по сравнению с Карским морем (32%). Предельные минимальные и максимальные размеры половозрелых самок в Карском (32–90 мм по ШК) и Баренцевом (31–99 мм по ШК) морях оказались весьма близкими.

Данные о размерах полового созревания также показывают, что, основываясь на соотношении ШК и высоты клешни (рис. 3, 1а, б), можно установить, что половая зрелость у самцов в Карском море массово начинает наступать при размерах около 30 мм по ШК, а в Баренцевом – около 40 мм по ШК. В тоже время визуальный анализ соотношения ШК и высоты клешни крабов-стригунов опилио в диапазоне 20–40 мм по ШК не может дать точных минимальных размеров наступления половозрелости. Например, в уловах в Баренцевом море встречались самцы с ШК менее 30 мм, которых на основании соотношения ШК и высоты клешни уже можно отнести к половозрелым.

Если судить по минимальным размерам половозрелых самцов и максимальным размерам неполовозрелых, то созревание самцов опилио в Баренцевом море происходит в более широком размерном диапазоне по сравнению с самцами

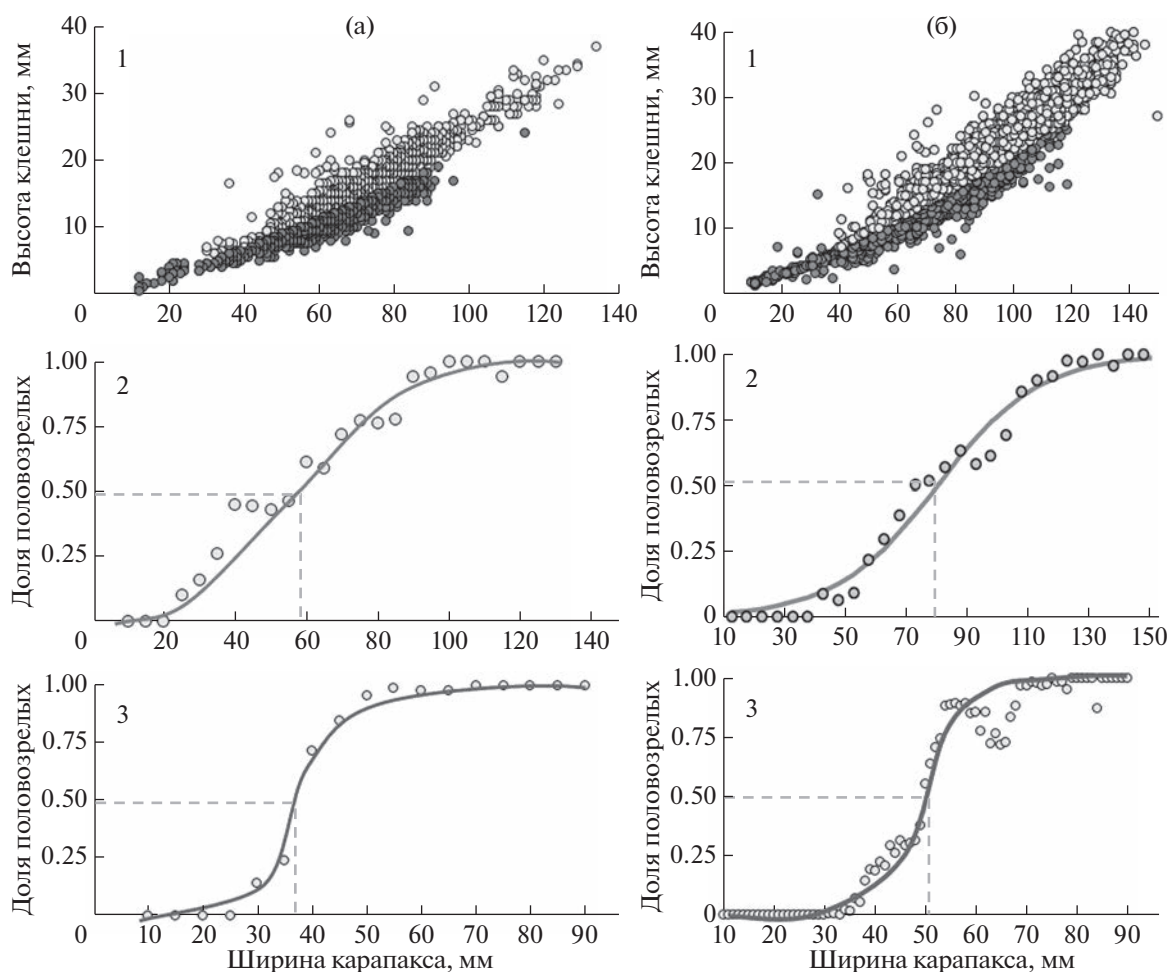


Рис. 3. Соотношение ширины карапакса и высоты клешни широкопалых (светлые точки) и узкопалых (темные точки) самцов краба-стригуна опилио (1), а также огивы половозрелости: зависимость доли широкопалых самцов от размеров их карапакса (2) и зависимость доли самок с икрой от размеров их карапакса (3) в Карском море (а) в 2019 г. и в Баренцевом море по данным 2005–2021 гг. (б).

опилио Карского моря. При этом размер 50%-го созревания самцов в Карском море составляет 54 мм, а в Баренцевом море — 80 мм по ШК (рис. 3, 2а, б).

В отличие от самцов, минимальный размер наступления половой зрелости самок краба может быть точно установлен по наличию развивающейся икры на плеоподах. Как указывалась ранее, предельные минимальные размеры половозрелых самок в Карском и Баренцевом морях практически одинаковые: 32 и 31 мм по ШК, соответственно. У самок Карского моря половая зрелость наступает при ШК > 30 мм, а размер 50%-ного созревания равен 38 мм (рис. 3, 3а). Функциональная половая зрелость у самок краба Баренцева моря наступает при ШК > 35 мм, а размер 50%-ного созревания значительно выше по сравнению с Карским морем и равен 51 мм (рис. 3, 3б).

Существенные различия в связи между ШК самок краба-стригуна опилио и их индивидуальной абсолютной плодовитостью (АИП) в Карском и в Баренцевом морях в настоящий момент не выявлены. Некоторые несущественные отличия могут быть объяснены разницей в величине выборки, которая в Баренцевом море значительно превышает таковую в Карском. Так, прирост количества икры с приростом ШК у самок Карского и Баренцева морей линейен и статистически различен (ANCOVA, $p = 0.0327$): 27 и 22 тыс. икринок при увеличении ШК на 10 мм, соответственно. АИП варьировала в интервале от 17 до 120 и от 5 до 123 тыс. икринок у самок, выловленных в Карском и Баренцевом морях, соответственно. Различие в минимальной АИП объясняется тем, что половозрелые самки с минимальными размерами (менее 45 мм по ШК) в Карском море не были отобраны для анализа АИП. Самки

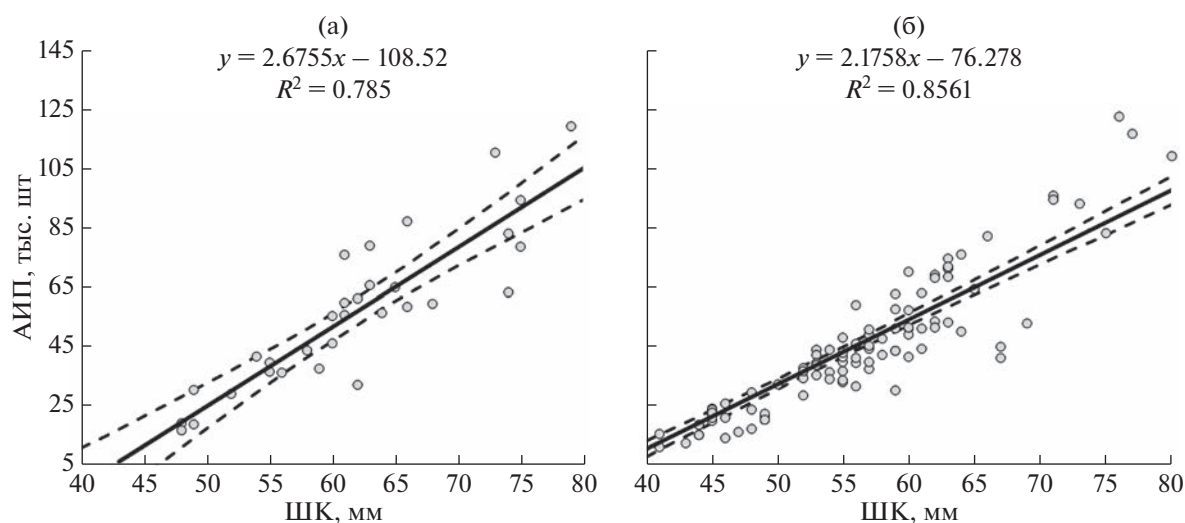


Рис. 4. Связь между шириной карапакса самок краба-стригуна опилио и их абсолютной индивидуальной плодовитостью в Карском море (а) в 2019 г. и в Баренцевом море (б) по данным 2005–2021 гг. Сплошная линия — линия регрессии; пунктирные линии — границы 95%-го интервала линии регрессии.

с ШК 50–65 мм, которые в Карском и Баренцевом морях вносят основной вклад в воспроизводство, имели АИП в сходном диапазоне 20–70 тыс. икринок (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнительный анализ показал существенные различия в размерном составе, максимальных размерах, доле крупных особей и размерах 50%-го созревания и прироста АИП по отношению к ШК краба-стригуна опилио Карского и Баренцева морей. Морфометрические и репродуктивные различия могут быть объяснены следующими факторами: 1) различие абиотических и биотических условий среды обитания краба в этих морях; 2) поздней акклиматизацией краба в Карском море по сравнению с баренцевоморским регионом; 3) различной конструкцией и, соответственно, селективностью тралов, использующихся в съемках в этих морях; 4) сравнительно коротким рядом наблюдений в Карском море по сравнению с Баренцевым морем.

Например, малое количество проб на плодовитость, собранных в Карском море, повлияло на минимальные величины диапазона варьирования АИП. Незначительная доля молодежи в уловах в Карском море по сравнению с ее долей в уловах в Баренцевом море может быть объяснена как различной селективностью тралов, так и неурожайными поколениями, которые обусловили в форму кривой размерно-частотного распределения уловов крабов в Карском море. В пользу первого предположения (низкая уловистость молодежи тралом ДТ-27.1/24.4, используемом в 2019 г. в Карском море, по сравнению с тралом Campelin-1800, ис-

пользуемом в Баренцевом море в ходе экосистемной съемки) говорят результаты специализированных исследований с использованием трала Campelin-1800 в октябре 2016 г. в южной части Карского моря. В размерном ряду самок и самцов опилио, выловленных в ходе этих исследований, отмечается преобладание мелких неполовозрелых особей с размерами 15–20 мм по ШК (рис. 5).

Стоит отметить, что остальные морфометрические и репродуктивные характеристики (максимальные размеры, доля крупных особей, размеры 50%-ного созревания), оцененные на ограниченной акватории в южной части Карского моря, оказались близки к таковым, полученным в последующем исследовании в НИС “Профессор Леванидов” в 2019 г. и выполненном на всей акватории Карского моря.

Большие максимальные размеры и увеличенная доля крупных половозрелых особей в Баренцевом море (159 мм по ШК) по сравнению с Карским (134 мм по ШК) может также быть объяснена двумя причинами. Первая и наиболее вероятная причина — это менее благоприятные температурные условия в Карском море и более скудная кормовая база, что может препятствовать оптимальному онтогенезу опилио в Карском море по сравнению с Баренцевым. Второй причиной может быть поздняя акклиматизация краба в Карском море по сравнению с баренцевоморским регионом. При этом редкие поимки крупных особей в Карском море могут быть объяснены короткой историей существования опилио в этом регионе, в течении которой ракообразные не достигли максимальных размеров. В пользу первого предположения свидетельствует факт существования популяций опилио в Чукотском море и море Бо-

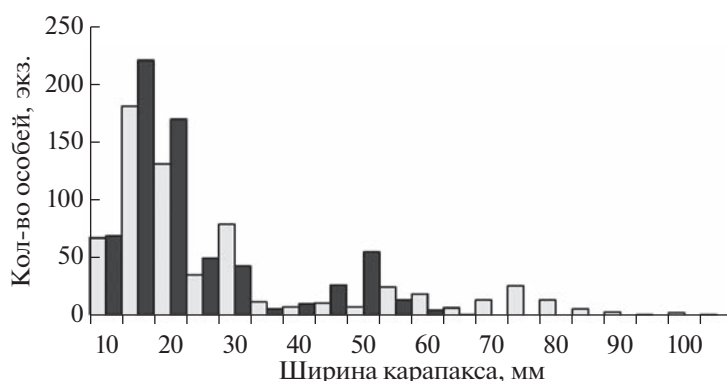


Рис. 5. Размерный состав уловов самцов светлые (столбики) и самок (темные) краба-стригуна опилио в Карском море в 2016 г.

форта, особи которых в силу неблагоприятных климатических условий уступают по своим размерным характеристикам особям, обитающим южнее, в более теплых водах тихоокеанского региона [45, 56]. В пользу второй гипотезы может служить результаты исследований баренцевоморского краба в период его активной акклиматизации в 2004–2015 гг. Крупные самцы (с ШК > 130 мм) начали массово встречаться в уловах с 2010 г., а самки (с ШК > 80 мм) — с 2012 г. Возможно, что оба предположения обуславливают вышеуказанные морфометрические различия, однако в пользу большого относительного вклада климатического фактора свидетельствуют различия в размерах 50%-ного созревания, которые невозможно объяснить ни различной селективностью орудий лова, ни темпами акклиматизации или разницей в величине выборки.

Стоит отметить, что сравнительный анализ максимальных размеров краба-стригуна опилио достаточно часто встречается в отечественной и иностранной литературе. Наименьшие максимальные размеры краба-стригуна были отмечены в Восточно-Сибирском море (77 мм; по данным рейса “ВНИРО” на НИС “Профессор Леванидов” в сентябре 2019 г.), которое является наиболее суровым по ледовому режиму окраинным морем Арктики [1]. Несколько больше оказались максимальные размеры самцов, выловленных в ИЭЗ США (87 мм, [45, 56] и 106 мм, [22]) Чукотского моря. Самцы сравнительно большего размера (максимальный — 119 мм) были отмечены в водах моря Бофорта [56]. В других районах максимальные наблюдаемые размеры самцов составляли 162 мм в заливе Св. Лаврентия у атлантических берегов Канады [35, 57] и 160 мм у берегов западной Гренландии [38]. В Тихом океане максимальный зарегистрированный размер самцов в Охотском море составлял 166 мм [14] и 178 мм в прибрежных водах о. Сахалин [26].

Положительная корреляция максимальных размеров самцов опилио с температурой, описанная

выше, характерна также и для самок этого вида. Наименьшие максимальные размеры были отмечены для районов восточных арктических морей: Восточно-Сибирского (65 мм по ШК, по данным рейса “ВНИРО” на НИС “Профессор Леванидов” в сентябре 2019 г.), Чукотского (69 мм, [22]) и моря Бофорта (70 мм, [45]). В Карском море две самки краба опилио с максимальными размерами 90 мм по ШК были выловлены в северо-западной его части, которая находится под существенным влиянием водообмена с Баренцевым морем. В центральной части Карского моря (Новоземельский трог, район мыса Галла) максимальные размеры самок по нашим данным составили 78 мм по ШК, что несколько выше максимальных размеров самок, отмеченных в морях Восточной Арктики. В Баренцевом море максимальные размеры самок (104 мм по ШК; поймана 5 июля 2019 г. в районе Возвышенность Персея (74°53′ N и 42°49′ E) на глубине 250 м на судне “Александр Машаков”) были сопоставимы с аналогичными показателями тихоокеанского региона [14, 17, 26]. При этом наименьшие максимальные размеры (84 мм по ШК) отмечались для самок, выловленных в северных районах тихоокеанского региона (Берингово море, [13]), а наибольшие 117 мм — для самок, выловленных значительно южнее (Японское море, Татарский пролив; [26]).

Исследователи предполагают, что одной из возможных причин ограниченного роста краба в Чукотском море являются низкие придонные температуры, которые наблюдаются на северо-восточном шельфе большую часть года ($\leq -1^{\circ}\text{C}$; [42, 49, 63]). Кроме того, указывается, что температура $\leq 1^{\circ}\text{C}$ может приводить к отрицательному энергетическому балансу у краба-стригуна, выращенного в лаборатории [48, 60], и может привести к пропуску линьки перед терминальной [39, 53] или к меньшему размеру после терминальной линьки в естественных условиях (прибрежные воды западной Гренландии: [39], залив Св. Лав-

рентия: [44, 58], прибрежные воды о. Ньюфаундленд: [44]).

Схожие тенденции отмечаются в клинальной изменчивости размеров полового созревания краба-стригуна опилио. Увеличение размеров 50%-го созревания краба при повышении придонной температуры отмечаются в различных районах его обитания: от юго-восточных районов Берингова моря до Чукотского моря [47, 51, 53, 55, 59, 64], в прибрежных водах западной Гренландии [39] и в заливе Св. Лаврентия атлантических вод Канады [58]. Самцы достигли 50% зрелости при ШК равным или менее 70 мм в районах с суровыми климатическими условиями: в ИЭЗ России (70 мм, [31]) и ИЭЗ США (62 мм, [45]) Чукотского моря, на севере Охотского моря (56–57 мм, [17]) и в Карском море (54 мм, наши данные). В районах с более благоприятными климатическими условиями размеры 50%-го созревания самцов опилио превышали 70 мм по ШК: Баренцево море (80 мм; наши данные); северная часть Японского моря (83–92 мм, [25, 26]). Аналогичная положительная корреляция, хотя и менее очевидная, отмечается в размерах 50%-го созревания самок опилио. Минимальные размеры 50%-го созревания самок регистрировались в Карском море (38 мм, наши данные). В северо-восточной части Чукотского моря (ИЭЗ США) самки достигали 50%-ой зрелости при 46 мм по ШК в ходе двух аналогичных исследований, выполненных в 90-х годах прошлого века и в 10-х годах текущего века [45, 55]. В ИЭЗ России Чукотского моря размер 50%-го созревания самок был близок к оценкам американских коллег (46.5 мм по ШК, [31]). Вышеуказанные оценки были лишь немного меньше, чем размер при 50% половозрелости, зарегистрированный для самок из северной части Берингова моря, залива Св. Лаврентия и Японского моря (49–53 мм по ШК для всех регионов, [31, 50, 51, 53, 62]). Сходство в размерах 50% зрелости предполагает, что изменчивость этого параметра, по всей видимости, существенно ниже, по крайней мере, в некоторых географических регионах с различными климатическими условиями, по сравнению с фенотипической реакцией на температуру, наблюдаемую у самцов [53].

Наши данные сравнительно анализа размеров самок и самцов 50%-го созревания в Карском и Баренцевом морях хорошо согласуются с вышеупомянутыми литературными данными, которые подтверждают положительную связь размеров полового созревания опилио с придонной температурой. Отличие состоит в географических особенностях, при которых для естественных популяций краба-стригуна опилио тихоокеанского региона, в морях восточной Арктики и северной Атлантики действует “обратное правило Бергмана”, т.е. уменьшение размера особей с увеличением географической широты. Вместе с тем, в районах Кар-

ского и Баренцевом морях происходит уменьшение размера особей, в том числе размеров 50%-го созревания, с увеличением географической долготы.

Анализ плодовитости показал, что несмотря на статистически значимое различие в приросте плодовитости по отношению к приросту ширины карапакса в Карском и Баренцевом морях, средняя индивидуальная плодовитость самок с медианным размером 55 мм по ШК (наиболее многочисленной размерной группы, см. рис. 2) существенно не отличается и равна 36 и 40 тыс. икринок, соответственно. Анализ литературы показал, что параметр ИАП может существенно варьировать для крабов, обитающих на акватории одного региона. Например, средняя АИП для самок со средними размерами 55 мм по ШК, обитающих в разных частях Баренцева моря, может изменяться в диапазоне 30–40 тыс. икринок (наши данные, а также [2, 42]). В разных частях Охотского моря диапазон ИАП для самок со средним размером 55 мм по ШК варьировал в диапазоне 25–36 тыс. икринок [14].

Несмотря на существенные вариации АИП в рамках одного региона, положительная корреляционная связь между размерами особей и температурой прослеживается и для этого параметра, если сравнивать его между регионами. Наши данные показывают, что средняя АИП для самок Баренцева моря (40 тыс. икринок для самок со средним размером равным 55 мм по ШК) выше по сравнению с аналогичным параметром, оцененном для Карского моря (36 тыс. икринок). Литературные данные также подтверждают гипотезу о том, что самки одинакового размера имеют большую АИП в районах с более высокой придонной температурой. Наименьшие показатели АИП (24–28 тыс. икринок) были отмечены для самок, обитающих в северных районах ареала с суровыми климатическими условиями, таких как Чукотское море [51], северная часть Берингова моря [52] и северные районы побережья западной Гренландии [37]. Самки идентичных размеров, выловленных в относительно тепловодных районах Северо-Западной Атлантики и Японского моря имели АИП в диапазоне 38–47 тыс. икринок [25, 37, 43].

Ранее было показано, что придонная температура является в значительной степени лимитирующим фактором, влияющим на расселение краба стригуна-опилио в районах Северо-восточной Атлантики [3]. В настоящей работе выявлено, что влияние придонной температуры не ограничивается особенностями пространственной изменчивости ареала краба-стригуна опилио, но, и вероятно, во многом определяет особенности морфометрических и репродуктивных параметров в ходе его акклиматизации в Карском и Баренцевом морях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Максимальные размеры и размеры 50%-го созревания особей краба-стригуна опилио в Карском море существенно меньше чем в Баренцевом. Плодовитость особей одного размера, выловленных в Карском море, ниже плодовитости особей, отмеченных в Баренцевом, при этом скорость прироста плодовитости по отношению к росту ширины карапакса статистически значимо отличается в этих районах исследования.

По сравнению с крабами-стригунами из других географических регионов, в Карском море величины изученных параметров опилио были близки к величинам, оцененным для особей арктических восточных морей: Чукотского моря и моря Бофорта. Большинство параметров баренцевоморской популяции были сопоставимы с параметрами популяций южной части нативного ареала (Японское море, Северо-Западная Атлантика).

Выявленные различия в росте и размножении крабов Баренцева и Карского морей, которые, вероятно, зависят от температурных условий, необходимо учитывать при организации их промысла и разработке стратегии рациональной эксплуатации этого вида в Карском море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас Арктики* / А.Ф. Трешников (ред.). М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1985. 204 с.
2. Баканев С.В., Павлов В.А. Структура баренцевоморской популяции краба-стригуна опилио // Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях. Мурманск: ПИНРО, 2016. С. 84–99.
3. Баканев С.В. Перспективы промысла краба-стригуна (*Chionoecetes opilio*) в Баренцевом море // Вопросы рыболовства. 2017. Т. 18. № 3. С. 286–303.
4. Баканев С.В. Биологические основы эксплуатации запасов промысловых беспозвоночных в Баренцевом море. Дисс. ... д-р. биол. наук. М.: ВНИРО, 2022. 386 с.
5. Буяновский А.И., Горянина С.В. Возрастной состав самцов краба-стригуна опилио из ловушечных уловов в Баренцевом море // Вопросы рыболовства. 2018. Т. 19. № 3. С. 327–342.
6. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
7. Жичкин А.П. Динамика межгодовых и сезонных аномалий ледовитости Баренцева и Карского морей // Вестник Колского научного центра РАН. 2015. №1 (20). С. 55–64.
8. Залота А.К., Спиридонов В.А., Веденин А.А. Краб-стригун (*Chionoecetes opilio*) – вид-вселенец в Карском море // Труды V международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование”. М.: МГУ. 2016. С. 326–328.
9. Залота А.К. Размерная структура половозрелых крабов-стригунов *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius, 1788) (Decapoda, Oregonidae) Карском море // Океанология. 2022. Т. 62. № 6. С. 933–942.
10. Захаров Д.В., Стрелкова Н.А., Любин П.А., Манушин И.Е. Сообщества макрозообентоса в области распределения краба-стригуна опилио в Баренцевом и Карском морях. // Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях. Мурманск: ПИНРО, 2016. С. 59–74.
11. Зимица О.Л. Находка краба-стригуна *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius, 1788) (Decapoda: Majidae) в Карском море // Биология моря. 2014. Т. 40. № 6. С. 497–499.
12. Изучение экосистем рыбохозяйственных водоемов, сбор и обработка данных о водных биологических ресурсах, техника и технология их добычи и переработки. Выпуск 1 // Инструкции и методические рекомендации по сбору и обработке биологической информации в морях Европейского севера и Северной Атлантики. 2-е изд., испр. и доп. М.: Изд-во ВНИРО, 2004. 300 с.
13. Исупов В.В., Андронов П.Ю., Мясников В.Г. Биологическая характеристика самок краба-стригуна в Анадырско-Наваринском районе Берингова моря // Вопросы рыболовства. 2001. Т. 2. № 4 (8). С. 653–662.
14. Карасев А.Н. Краб-стригун *Chionoecetes opilio* северной части Охотского моря: особенности биологии, запасы, промысел: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2009. 24 с.
15. Карасев А.Н. Краб-стригун опилио северной части Охотского моря (особенности биологии, запасы, промысел). Магадан: Новая полиграфия, 2014. 194 с.
16. Кузьмин С.А., Ахтарин С.М., Менис Д.Т. Первые находки краба-стригуна *Chionoecetes opilio* (Decapoda, Majidae) в Баренцевом море // Зоол. Журнал. 1998. Т. 77. № 4. С. 489–491.
17. Метелев Е.А., Карасев А.Н. Особенности полового созревания самок краба-стригуна *Chionoecetes opilio* в северной части Охотского моря // Вопросы рыболовства. 2008. Т. 9. № 2 (34). С. 395–405.
18. Михайлов В.И., Бандурин К.В., Горничных А.В., Карасев А.Н. Промысловые беспозвоночные шельфа и материкового склона северной части Охотского моря. Магадан: МагаданНИРО, 2003. 281 с.
19. Наумов Н.П. Экология животных. М.: Высшая школа, 1963. 618 с.
20. Никитин О.П., Касьянов С.Ю. Пространственно-временные изменения поверхностной температуры Баренцева и Карского морей по данным дрейферных измерений 1992–2021 гг. // Морские исследования и образование: Сборник трудов X Международной научно-практической конференции, Тверь, 25–29 октября 2021 года. Тверь: ПолиПРЕСС, 2021. С. 167–171.
21. Одум Ю. Экология. Т. 2. М.: Мир, 1986. 376 с.
22. 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 // Тр. ВНИРО. 2019. Т. 178. С. 206–220.

23. Павлов В.А., Соколов А.М. К биологии краба-стригуна *Chionoecetes opilio* (Fabricius, 1788) в Баренцевом море // Тр. ВНИРО. 2003. Т. 142. С. 144–150.
24. Павлов В.А. Новые данные о крабе-стригуне *Chionoecetes opilio* (Fabricius, 1788) Баренцева моря // VII Всеросс. конф. по промысл. беспозвоночным (Мурманск 9-13 октября 2006 г.): тез. докл. М.: ВНИРО, 2006. С. 109–111.
25. Первеева Е.Р. Размер половозрелости и терминальная линька у самок крабов-стригунов (Brachyura, Majidae) Сахалина и северных Курильских островов // Биология, состояние запасов и условия обитания гидробионтов в Сах.-Курил. регионе и сопред. акваториях: Тр. СахНИРО. Ю-Сах.: СахНИРО, 2002. Т. 4. С. 202–211.
26. Первеева Е.Р. Распределение и биология стригуна опилио *Chionoecetes opilio* (Fabricius, 1788) в водах, прилегающих к острову Сахалин: автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2005. 25 с.
27. Соколов А.М. Интродукция краба-стригуна опилио в Карское море. Пример дальнейшей адаптивной стратегии этого вида в российском секторе Арктики (по результатам исследований ПИНРО в 2013 г.) // Рыб. хоз-во. 2014. № 6. С. 63–68.
28. Соколов К.М., Павлов В.А., Стрелкова Н.А. и др. (ред.) Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях. Мурманск: ПИНРО, 2016. 242 с.
29. Стрелкова В.А. Об акклиматизации краба-стригуна опилио в водах Баренцева и Карского морей // Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях / ПИНРО. Мурманск: ПИНРО, 2016. С. 17–34.
30. Сиренко Б.И., Алимов А.Ф. Арктические морские экосистемы // Известия ТИНРО. 2004. Т. 137. 77–84.
31. Слизкин А.Г., Федотов П.А., Хен Г.В. Пространственная структура поселений и некоторые особенности биологии краба-стригуна опилио *Chionoecetes opilio* в российском секторе Чукотского моря // Морские промысловые беспозвоночные и водоросли: биология и промысел. К 70-летию со дня рождения Б. Г. Иванова. М.: ВНИРО. 2007. Т. 147. С. 144–157.
32. Спиридонов В.А., Залота А.К., Веденин А.А. Быстрое развитие инвазии краба-стригуна (*Chionoecetes opilio*) в Карском море // Материалы научной конференции “Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований”. М.: Ин-т океанологии РАН, 2015. С. 179–183
33. Суздальский О.В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей. Л.: Недра. 1974. С. 27–33.
34. Суркова Г.В., Романенко В.А. Изменение климата и теплообмен между атмосферой и океаном в Арктике на примере Баренцева и Карского морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 3. С. 280–292.
35. Alunno-Bruscia M., Sainte-Marie B. Abdomen allometry, ovary development, and growth of female snow crab, *Chionoecetes opilio* (Brachyura, Majidae), in the northwestern Gulf of St. Lawrence // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1998. V. 55. № 2. P. 459–477.
36. Bernardo J. Determinants of maturation in animals // Trends in Ecology and Evolution. 1993. V. 8. P. 166–173.
37. Burmeister A. Preliminary notes on the reproductive condition of mature female snow crabs (*Chionoecetes opilio*) from Disko Bay and Sisimiut, West Greenland. In: Paul A.J. (eds). Crabs in cold water regions: biology, management and economics. Alaska Sea Grant College Program Report, AK-SG-02-01, 2002. P. 255–267.
38. Burmeister A.D., Siegstad H. Assessment of snow crab in West Greenland 2008 // Greenland institute of natural resources, Nuuk. 2008. 47 p.
39. Burmeister A.D., Sainte-Marie B. Pattern and causes of a temperature-dependent gradient of size at terminal moult in snow crab (*Chionoecetes opilio*) along West Greenland // Polar Biol. 2010. V. 33. P. 775–788.
40. Clarke A. Temperature, latitude and reproductive effort // Mar. Ecol. Progr. Ser. 1987. V. 38. P. 89–99.
41. Corey S., Reid D.M. Comparative fecundity of decapod crustaceans I. The fecundity of thirty-three species of nine families of caridean shrimp // Crustaceana. 1991. V. 60. P. 270–294.
42. Danielson S.L., Eisner L., Ladd C. et al. A comparison between late summer 2012 and 2013 water masses, macronutrients, and phytoplankton standing crops in the northern Bering and Chukchi Seas // Deep-Sea Res. II, 2017. V. 135. P. 7–26
43. Davidson K., Roff J.C., Elnor R.W. Morphological, electrophoretic, and fecundity characteristics of Atlantic snow crab, *Chionoecetes opilio*, and implications for fisheries management. // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1985. V. 42. № 3. P. 474–482.
44. Dawe E.G., Mullowney D.R., Moriyasu M., Wade E. Effects of temperature on size-at-terminal molt and molting frequency in snow crab *Chionoecetes opilio* from two Canadian Atlantic ecosystems // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2012. V. 469. P. 279–296.
45. Divine L.M., Mueter F.J., Kruse G.Y. et al. New estimates of weight-at-size, maturity-at-size, fecundity, and biomass of snow crab, *Chionoecetes opilio*, in the Arctic Ocean off Alaska // Fisher. Res., 2019. V. 218. P. 246–258.
46. Elnor R.W., Beninger P.G. The reproductive biology of snow crab, *Chionoecetes opilio*: a synthesis of recent contributions // American Zoologist. 1992. V. 32. P. 524–533.
47. Ernst B., Orensanz J.M., Armstrong D.A. Spatial dynamics of female snow crab (*Chionoecetes opilio*) in the eastern Bering Sea // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 2005. V. 62. P. 250–268.
48. Foyle T.P., O'Dor R.K., Elnor R.W. Energetically defining the thermal limits of the snow crab // J. Exp. Biol. 1989. № 145. P. 371–393.
49. Grebmeier J.M., Bluhm L.W., Cooper L.W., Danielson S. Ecosystem characteristics and processes facilitating persistent macrobenthic biomass hotspots and associated benthivory in the Pacific Arctic // Progr. Oceanogr. 2015. V. 136. P. 92–114.
50. Ito K. Ecological studies on the edible crab, *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius), in the Japan Sea. I. When do female crabs first spawn and how do they advance into the following reproductive stage? // Bull. Jpn. Sea

- Reg. Fish. Res. Lab. 1967. V. 17. P. 67–84. [English translation: Fish. Res. Board Can. Transl. Ser. 1103.]
51. Jewett S.C. Variations in some reproductive aspects of female snow crabs, *Chionoecetes opilio* // J. Shellfish Res. 1981. V. 1. № 1. P. 95–100.
 52. Kolts J.M., Lovvorn J.R., North C.A., Janout M.A. Oceanographic and demographic mechanisms affecting population structure of snow crabs in the northern Bering Sea // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2015 V. 518. P. 193–208.
 53. Orensanz J.M., Ernst B., Armstrong D.A. Variation of female size and stage at maturity in snow crab (*Chionoecetes opilio*) (Brachyura: Majidae) from the eastern Bering Sea // J. Crust. Biol. 2007. V. 27. № 4. P. 576–591.
 54. Otto R.S. Management and assessment of eastern Bering sea king crab stocks // Jamieson G.S., Bourne N. (eds.). North Pacific Workshop on Stock Assessment and Management of Invertebrates. Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 1986. V. 92. P. 83–106.
 55. Paul J.M., Paul A.J., Barber W.E. Reproductive biology and distribution of the snow crab from the northeastern Chukchi Sea // Am. Fish. Soc. Symp. 1997. V. 19. P. 287–294.
 56. Rand K.M., Logerwell E.A. The first demersal trawl survey of benthic fish and invertebrates in the Beaufort Sea since the late 1970s // Polar Biol. 2011. V. 34. P. 475–488.
 57. Sainte-Marie B., Raymond S., Brethes J.-C. Growth and maturation of the benthic stages of male snow crab, *Chionoecetes opilio* (Brachyura: Majidae) // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1995. V. 52. P. 903–924.
 58. Sainte-Marie B., Gilbert D. Possible effects of changes in CIL temperature and thickness on population dynamics of snow crab, *Chionoecetes opilio*, in the Gulf of Saint Lawrence // CSAS Research Document 98/38. 1998. 19 p.
 59. Stevens B.G., MacIntosh R.A. Analysis of crab data from the 1985 NMFS survey of the northeast Bering Sea and Norton Sound // Northwest and Alaska fisheries center (NMFS) Processed Report 1986. 1986. V. 16. 43 p.
 60. Thompson R.J., Hawryluk M. Physiological energetics of the snow crab, *Chionoecetes opilio* // Proceedings of the International Symposium on King and Tanner Crabs. University of Alaska Sea Grant, AK-SG-90-04, Fairbanks. 1990. P. 283–291.
 61. Wang Q., Yang J., Zhou C.Q., Zhu Y.A. Length–weight and chelae length–width relationships of the crayfish *Procambarus clarkia* under culture conditions // J. Freshw. Ecol. 2011. V. 26. № 2. P. 287–294.
 62. Watson J. Maturity, mating and egg laying in the spider crab, *Chionoecetes opilio* // J. Fish. Res. Board Can. 1970. V. 27. P. 1607–1616.
 63. Weingartner T., Aagaard K., Woodgate R. et al. Cavalieri circulation on the north central Chukchi Sea shelf // Deep-Sea Res II. 2005. V. 52. P. 3150–3174.
 64. Zheng J., Kruse G.H., Ackley D.R. Spatial distribution and recruitment patterns of snow crabs in the eastern Bering Sea Spatial // Kruse G.H. et al (eds.). Processes and Management of Marine Populations. Alaska Sea Grant College Program AK-SG-01-02. 2001. P. 233–255.

Comparative Analysis of Morphometric and Reproductive Parameters of Snow Crab (*Chionoecetes opilio*) of the Kara and Barents Seas

S. V. Bakanev^a, V. A. Pavlov^{a, #}

^aPolar Branch of “VNIRO” (“PINRO” named after N.M. Knipovich), Murmansk, Russia

[#]e-mail: pavval@pinro.ru

The paper presents a comparative analysis of size and reproductive parameters of snow crab in the Barents and Kara Seas, estimated in the period 2005–2019. In the Kara Sea, females reach maturity when their carapace width (CW) is over 30 mm, and the carapace width at 50% maturation is 38 mm. In the Barents Sea, female crabs reach functional maturity when their CW > 35 mm, and the carapace width at 50% maturation is significantly higher compared to the Kara Sea and is equal to 51 mm. The fecundity of individuals of the same size, caught in the Kara Sea, is slightly lower than the fecundity of individuals recorded in the Barents Sea. At the same time, the increase in the number of eggs with an increase in CW in females of the Kara and Barents Seas is linear and statistically different (ANCOVA, $p = 0.0327$): 27 and 22 thousand eggs with an increase in CW by 10 mm, respectively. Compared to snow crabs in other geographic regions, in the Kara Sea, the values of the studied snow crabs parameters were close to the values estimated for individuals of the Arctic eastern seas: the Chukchi Sea and the Beaufort Sea. Most of the parameters of the Barents Sea population were comparable with the parameters of the populations of the southern part of the native range (the Sea of Japan, North-West Atlantic). It was revealed that the near-bottom temperature is to a large extent a limiting factor affecting not only the distribution of snow crab in the regions of the Northeast Atlantic, but largely determines the features of its morphometric and reproductive parameters during the acclimatization of the species in the Kara and Barents Seas.

Keywords: snow crab, the Barents Sea, the Kara Sea, fecundity, maturity ogive, size composition

АГЕНТНАЯ МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ ЧИСЛЕННОСТИ ПОПУЛЯЦИЙ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ КРАЕВЫХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

© 2023 г. П. В. Фурсова¹, *, Г. Ю. Ризниченко¹, И. В. Конюхов¹, С. И. Погосян¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Биологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: fursova@biophys.msu.ru

Поступила в редакцию 28.12.2022 г.

После доработки 16.03.2023 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

Предложена гипотеза функционирования популяции диатомовых водорослей в условиях четко выраженной стратификации толщи воды. Предполагается, что в верхнем освещенном слое воды клетки накапливают биомассу за счет фотосинтеза. В нижнем слое, богатом минеральными веществами, клетки восполняют свои внутриклеточные запасы. Перемещение из одного слоя в другой позволяет компенсировать недостаток ресурсов. Погружение происходит в результате седиментации, а подъем — за счет выделения углекислого газа в процессе дыхания в виде микропузырьков. На основе этой гипотезы построена агентная модель популяции. Расчеты показали, что вертикальные перемещения обеспечивают существование популяции. Различные режимы поверхностной освещенности позволяют получить разнообразные распределения численностей клеток в верхнем и нижнем слое воды, что согласуется с данными экспедиционных наблюдений.

Ключевые слова: арктические моря, диатомовые водоросли, численность клеток, распределение по глубине

DOI: 10.31857/S0030157423050040, EDN: DDACCT

ВВЕДЕНИЕ

Экосистемы арктических регионов в последние десятилетия подвержены значительным перестройкам в связи с изменениями климата и различными антропогенными воздействиями. Детальные исследования экосистемы арктических морей России, проведенные в последние два десятилетия в экспедициях Института океанологии РАН под руководством академика РАН М.В. Флинта, значительно расширили наши представления об экологическом состоянии этого региона. Карское море и море Лаптевых являются в основном мелководными шельфовыми арктическими бассейнами с четко выраженной плотностной стратификацией водной толщи, обусловленной значительным поступлением пресной воды из Оби, Енисея, Лены и других сибирских рек. Двуслойные практически не перемешиваемые гидрофизические структуры вод моря Лаптевых имеют глубину опресненного слоя 6–7 м, а в Карском море достигают 15–20 м.

Одним из важнейших компонентов экосистемы моря является сообщество фитопланктона, определяющее его первичную продукцию и функционирование всех последующих звеньев трофиче-

ской цепи. Известно, что бассейны Карского моря и моря Лаптевых обладают чрезвычайно низкой общей биологической продукцией [2, 8, 12]. Многие авторы видят причину этого явления в существовании двух практически не перемешивающихся слоев воды — верхнего опресненного, дефицитного по биогенным элементам, и нижнего, более соленого и обогащенного биогенами [13, 25]. При этом верхний слой воды достаточно хорошо освещен, а в нижнем слое интенсивность света недостаточна для фотосинтеза. Диатомовые водоросли (*Thalassiosira nordenskiöldii*, *T. hyaline*, *Chaetoceros furcellatus* и др.) составляют значительную часть биомассы фитопланктона арктических морей в летний период. В отличие от многих других групп фитопланктона диатомеи не имеют жгутиков и не способны к активному перемещению между несмешивающимися слоями водной толщи. Возникает естественный вопрос: как поддерживаются в стационарном состоянии популяции диатомовых водорослей в такой системе?

Косвенная информация о продукционном процессе и функциональном состоянии фотосинтетического аппарата фитопланктонного сообщества, получаемая путем измерения параметров

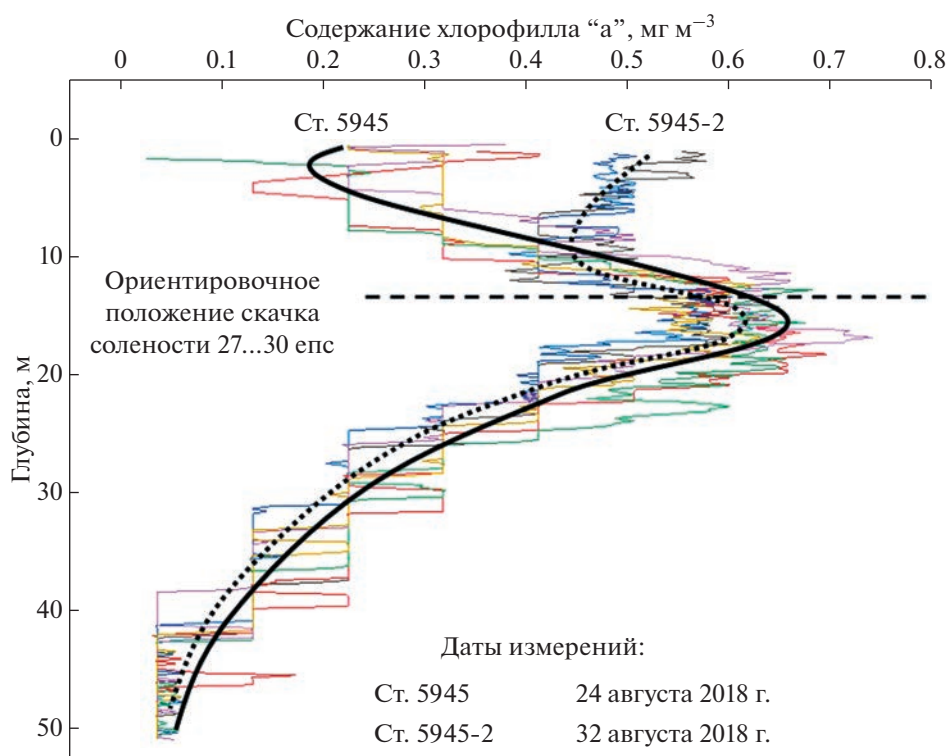


Рис. 1. Вертикальные профили содержания хлорофилла "а", полученные в разное время суток на станции 5945 в море Лаптевых (август 2018 г., 72-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш").

флуоресценции хлорофилла водорослей, может способствовать пониманию механизмов функционирования фитопланктона в данном регионе. Такой подход позволяет определить потенциальную эффективность (КПД) фотосинтеза, выяснить зависимость КПД фотосинтеза от света различной интенсивности (световую кривую фотосинтеза), обнаружить дефицит элементов минерального питания, а также установить степень адаптации водорослей к интенсивности света в зоне обитания фитопланктона.

Измерения состояния фотосинтетического аппарата отдельных клеток крупных диатомей (*Thalassiosira nordenskioeldii*) в водах Карского моря и моря Лаптевых были проведены летом 2018 года в 72 рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш", проходившем в рамках многолетней программы "Экология морей Сибирской Арктики" [16]. В этой экспедиции были выявлены значительные различия по степени адаптации водорослей, находящихся в верхних слоях водной толщи в условиях относительно низкой солености при дефиците элементов минерального питания, и на глубинах более 20 м, где вода имеет высокую соленость и благоприятный для водорослей минеральный состав. Клетки водорослей верхнего слоя вод адаптированы к относительно высокой интенсивности света. Они имеют эффективную защиту от избытка света. Эти клетки могут переходить

в более глубокие слои с низкой освещенностью, но не сразу адаптируются к новым условиям. При этом потенциальная эффективность фотосинтеза водорослей, измеренная после предварительной адаптации в темноте в течение 2 часов, оказывается достаточно высокой у клеток, пребывавших и в верхнем, и в нижнем горизонтах. Такое свойство водорослей характерно для их роста в благоприятных, бездефицитных условиях. Хорошо известно, что многие виды водорослей способны в благоприятных условиях запасать минеральные вещества в количестве, достаточном для поддержания нормального метаболизма и последующего деления, не испытывая каких-либо дефицитов [3, 6]. Измерения *in situ* содержания хлорофилла флуориметрическим методом демонстрируют чрезвычайно разнообразные распределения по глубине [10]. Максимум содержания хлорофилла может находиться вблизи поверхности и на глубинах ниже скачка плотности воды или в верхнем и нижнем слоях одновременно. При повторных измерениях смещение судна за счет дрейфа сильно изменяет профиль распределения (рис. 1).

Можно предположить, что долговременное существование фитопланктона в таких условиях возможно при перемещении клеток не только из верхнего слоя вниз, но и возвращение клеток с глубины в верхний слой воды. Так, в работах [4, 7] описано вертикальное перемещение макроколо-

ний диатомей за счет плавучести, регулируемой посредством газовых пузырьков. В большинстве случаев наблюдать такие природные структуры не удастся, так как они могут разрушаться в процессе отбора и дальнейшей подготовки проб фитопланктона к исследованиям. В работах академика В.И. Беляева [1, 11] исследовалось влияние турбулентности на фотосинтез фитопланктона на основе кинетической теории макроскопических частиц. Однако в них не принималось в расчет четкое разделение среды на слои с разными характеристиками. Проверка гипотезы о перемещении отдельных клеток и предположения о способе функционирования фитопланктона в двуслойном море предпринята нами при помощи предлагаемой математической модели.

В работе представлена агентная модель динамики численности популяции фитопланктона, отражающая особенности функционирования диатомового фитопланктона некоторых северных морей, в частности, Карского моря. В этом регионе распределение солёности и плотности воды обусловлены большим материковым стоком речных вод и таянием льдов. Распределение солёности определяет и распределение плотности воды. Летом плотность верхнего слоя (5–10 м) весьма понижена, ее увеличение по глубине происходит очень резким скачком. Толща воды как бы разделена на два слоя: в верхнем слое для микроорганизмов доступен солнечный свет, а в нижнем — необходимые элементы минерального питания. Таким образом, для выживания клеткам фитопланктона необходимо перемещаться из одного слоя в другой.

Выдвигается следующая гипотеза о поведении клетки диатомовой водоросли. В освещенном слое воды она накапливает биомассу за счет фотосинтеза. При этом клетка увеличивает свою плотность за счет сохранения объема, обусловленного наличием твердых кремниевых створок. С увеличением плотности клетка постепенно опускается до тех пор, пока ее плотность не сравняется с плотностью более соленой и плотной воды. В этом слое, богатом минеральными веществами, клетка восполняет свои внутриклеточные запасы. Оказавшись в условиях отсутствия света, клетка начинает тратить накопленные углеводы на различные метаболические процессы, в том числе дыхание. Выделяющийся углекислый газ удерживается вокруг клетки в образующемся слизевом мешке. При этом удельная масса этого “образования” (клетка + “мешок”) постепенно падает. По достижении критического значения плотности клетка всплывает на поверхность, а пузырек газа схлопывается.

Данная модель пытается объяснить механизм функционирования фитопланктонного сообщества и обратить внимание фитопланктологов

на факты, подтверждающие или опровергающие предлагаемую гипотезу.

МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Модель создана в специализированной интегрированной среде разработки NetLogo [21].

Общая характеристика модели

Компьютерная популяция состоит из совокупности клеток-агентов. Среда обитания представляет собой плоскость, состоящую из ячеек (рис. 2). Каждая ячейка характеризуется двумя величинами: интенсивностью света и содержанием питательных веществ. Среда разделена на 2 слоя: в верхнем слое содержание питательных веществ принимается равным нулю, интенсивность света падает с глубиной (по вертикали) в соответствии с экспоненциальным законом. В нижнем слое освещенность отсутствует, питательные вещества распределены равномерно. Принято, что все “ресурсы” находятся в достатке, их содержание в ячейке не изменяется при потреблении клетками-агентами.

Популяция клеток водоросли разбита на 2 группы — клетки, находящиеся в верхнем слое среды (*ups*) и нижнем (*downs*). Состояние каждого агента описывается двумя характеристиками, ограниченными сверху: плотностью (удельная биомасса) и внутриклеточным содержанием минеральных веществ. Кроме того, клетке-агенту задано состояние адаптации (*A*) либо к свету, либо к темноте. Для каждой клетки возможны следующие действия: увеличение/уменьшение плотности; запасание/расходование минеральных веществ; деление; смерть; переход из одной группы в другую; перемещение; смена адаптации через некоторое заданное время после смены группы.

Клетки верхней группы поглощают свет, увеличивая плотность за счет фотосинтеза, при этом расходуют внутриклеточное содержание минеральных веществ. Клетки нижней группы извлекают из среды минеральные вещества, запасая их во внутриклеточных депо, и уменьшают свою плотность, расходуя органические вещества на различные метаболические процессы, в том числе дыхание.

Клетки верхней группы переходят вниз, когда плотность достигает верхнего порогового значения ($m_{\max}$). При этом их положение в нижнем слое по вертикали определяется случайным образом. Клетки нижней группы переходят вверх, когда плотность снижается до нижнего порогового значения ($m_{\min}$). В результате перехода клетка оказывается в приповерхностном слое воды. В пределах своего слоя клетки перемещаются в случайном направлении.

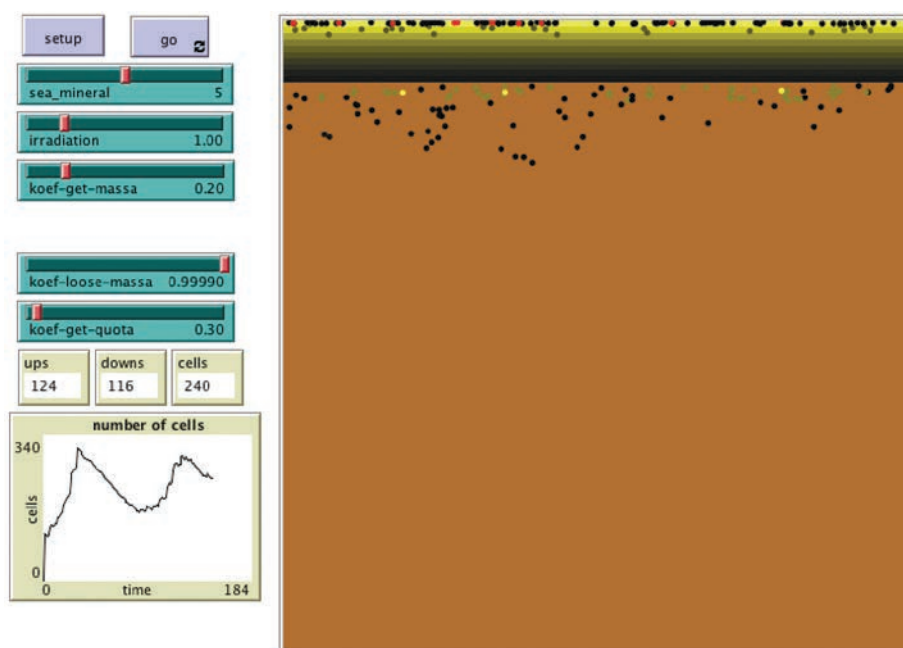


Рис. 2. Интерфейс агентной модели. Справа — модельная “сцена” (срез толщи воды по вертикали), разделенная на 2 слоя, со случайно расположенными клетками-агентами. Слева — счетчики агентов, установленные значения параметров модели, график изменения общей численности клеток-агентов. Настройки программного обеспечения позволяют при необходимости вывести на экран графики изменения во времени всех счетчиков модели.

Функциональные зависимости и значения параметров, использованные в модели, приведены в табл. 1.

Параметры среды

Интенсивность света I в каждой точке верхнего слоя модельной среды определяется законом Бугера—Ламберта—Бера и зависит от величины I_0 , которая соответствует освещенности поверхности воды, и от координаты по вертикали u .

Освещенность измеряется в условных единицах. За 1 принята такая освещенность, которая условно является благоприятной для клетки фитопланктона (клетки-агента). Глубина верхнего слоя соответствует 10 м.

Содержание питательных веществ в нижнем слое модельной среды можно задавать в соответствии с экспериментальными значениями. На данном этапе моделирования мы считаем, что они всегда находятся в избытке. Такое предположение основывается на возможности постоянного пополнения минеральных веществ за счет их поступления из глубинных морских слоев. Модельное время измеряется в часах.

Параметры клеток-агентов

Удельная масса клетки изменяется в пределах от 1.022 г/см^3 ($m_{\min}$) до 1.028 г/см^3 ($m_{\max}$), что соответствует плотности воды в верхнем опресненном и нижнем соленом слое морской воды.

Максимальное внутриклеточное содержание минеральных веществ $q_{\max}$ принято равным 70 пкг. Анализ литературных данных показал, что этот показатель может варьироваться в тысячи раз в зависимости от вида микроводоросли и внешних условий [5, 9, 14, 15, 17–20, 22–24]. В дальнейшем величину этого параметра можно будет задать более точно, опираясь на экспериментальные данные.

В начальный момент времени в модели генерируется некоторое количество клеток-агентов (одинаковое в каждом слое) с заданными характеристиками. Численный эксперимент проводили с начальной численностью 100 и 1000 клеток. Начальная удельная масса в верхнем и нижнем слое была равна минимальному и максимальному возможному значению соответственно. Внутриклеточные запасы клеток верхнего слоя задавали равными 70 пкг, в нижнем — 50 пкг.

Клетки *ups*. Увеличение плотности (удельной биомассы, m_i^u) клетки-агента группы *ups* в зависимости от освещенности I описывается дискретным логистическим законом. Нижний индекс i указывает на текущий момент времени (час). Параметр k_m^{get} , характеризующий скорость набора плотности, подобран таким образом, чтобы увеличение происходило монотонно и максимальное значение при поверхностной освещенности $I_0 = 1$ у.е. достигалось примерно за 50 часов (рис. 3).

Таблица 1. Функциональные зависимости и значения параметров, описывающих состояние среды и клеток в агентной модели

Среда			
Освещенность в верхнем слое модельной среды	$I = I_0 \exp(-ky)$	k — показатель ослабления, I_0 — освещенность приповерхностного слоя воды, y — глубина	$k = 0.3 \text{ м}^{-1}$
Клетки группы <i>ups</i>			
Плотность клетки группы <i>ups</i> в i -й час	$m_{i+1}^u = m_i^u \times \exp(Ik_m^{\text{get}}(1 - m_i^u/m_{\text{max}}))$	Ik_m^{get} — коэффициент прироста плотности, зависящий от освещенности; m_{max} — максимально возможная плотность клетки	$k_m^{\text{get}} = 0.2$; $m_{\text{max}} = 1.028 \text{ г/см}^3$
Внутриклеточный запас питательных веществ клетки группы <i>ups</i> в i -й час	$q_{i+1}^u = q_i^u \frac{k_q^{\text{loose}}}{1 + e^{2(I-4)}}$	$k_q^{\text{loose}}/(1 + e^{2(I-4)})$ — коэффициент сокращения внутриклеточных запасов, зависящий от освещенности	$k_q^{\text{loose}} = 0.999$
Вероятность смерти клетки группы <i>ups</i>	$p_{\text{death}}^u = \frac{1}{1 + 100 \exp(-(1/q_i^u)I0.1N_{\text{cells}}^u)}$	N_{cells}^u — количество клеток в группе <i>ups</i> в i -й час	—
Клетки группы <i>downs</i>			
Плотность клетки группы <i>downs</i> в i -й час	$m_{i+1}^d = m_i^d k_m^{\text{loose}}$	k_m^{loose} — коэффициент снижения плотности клетки группы <i>downs</i>	$k_m^{\text{loose}} = 0.9999$
Внутриклеточный запас питательных веществ клетки группы <i>downs</i> в i -й час	$q_{i+1}^d = q_i^d \times \exp(k_q^{\text{get}}(1 - q_i^d/q_{\text{max}}))$	k_q^{get} — коэффициент прироста внутриклеточных запасов клетки группы <i>downs</i> ; q_{max} — максимально возможный запас	$k_q^{\text{get}} = 0.3$, $q_{\text{max}} = 70 \text{ пкг}$ —

При накоплении максимально возможной плотности m_{max} клетка *ups* переходит в группу *downs*.

Потеря внутриклеточного запаса минеральных веществ q_i^u происходит пропорционально текущему значению, а коэффициент пропорциональности зависит от освещенности, чем она выше, тем быстрее происходит расход. Эмпирическая зависимость и значения параметров подобраны таким образом, что за время пребывания в верхнем слое при освещенности $I_0 = 1$ у.е. клетка теряет около 15% квоты, а при освещенности $I_0 = 2$ у.е. — около 35%.

Смертность клеток *ups* в модели имеет вероятностный характер. При наступлении неблагоприятных условий (освещенность ниже 0.1 у.е. и истощение внутриклеточных запасов минерального питания, или предельно низкая численность группы) считается, что клетка может жить сколько угодно долго. Такое поведение можно соотнести

с особым метаболическим состоянием клетки (анабиоз). В противном случае вероятность гибели клетки выше при высокой освещенности I , низкой величине квоты q_i^u и высокой плотности группы N_{cells}^u (рис. 4).

Параметр A , характеризующий адаптацию к условиям среды, для клеток *ups* принят равным 1. После перехода клетки в группу *downs* он меняется на 0 через 4 часа.

Клетки *downs*. Снижение плотности (удельной биомассы, m_i^d) клетки-агента группы *downs* принято пропорциональным ее величине в данный момент времени с таким значением коэффициента пропорциональности k_m^{loose} , что клетка теряет свою плотность до минимального значения за 60 часов. При снижении плотности до минимального возможного значения m_{min} клетка *downs* переходит в группу *ups*.

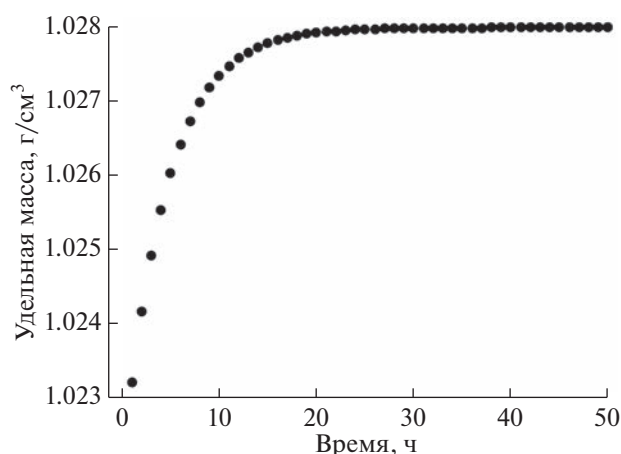


Рис. 3. Увеличение плотности клетки m_i^u в верхнем слое среды в условиях поверхностной освещенности $I_0 = 1$ у.е. Время измеряется в часах. Расчетная формула приведена в табл. 1.

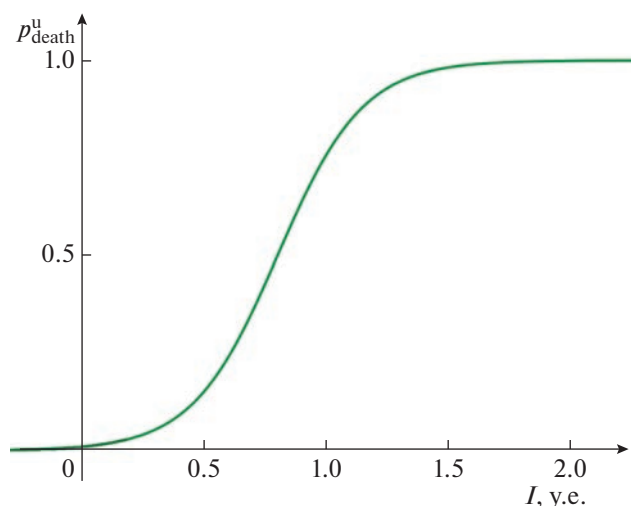


Рис. 4. Зависимость вероятности гибели клетки p_{death}^u от уровня освещенности при $N_{\text{cells}}^u = 2000$, $q_i^u = 35$. Расчетная формула приведена в табл. 1.

Накопление внутриклеточных запасов минерального питания q_i^d описывается дискретным уравнением логистического роста. Заданное значение параметра скорости k_q^{get} обеспечивает восстановление запасов, израсходованных клеткой при поверхностной освещенности $I_0 = 2$ у.е., до максимального уровня за 20 часов (рис. 5).

Возможность делиться в модели заложена только для клеток нижнего слоя. Реализуется она в том случае, если клетка обладает достаточным запасом минерального питания и биомассой. В процессе деления из одной материнской клетки образуются две дочерних, плотность которых равна плотности материнской клетки, а внутриклеточная квота равна половине квоты материнской клетки. В качестве пороговых значений приняты плотность, равная 1.0249 г/см^3 ($0.997m_{\text{max}}$), и уровень внутриклеточного содержания минеральных веществ, равный 56 пкг ($0.8q_{\text{max}}$). Они подобраны так, чтобы образовавшиеся дочерние клетки были жизнеспособны в рамках заданных в модели правил.

Смертность клеток в нижнем слое напрямую связана с их делением: гибнет каждая 4 клетка, способная к делению.

Параметр A для клеток *downs* принят равным 0. После перехода клетки в группу *ups* он меняется на 1 через 4 часа.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Ключевое предположение, лежащее в основе предлагаемой модели, заключается в перемещении клеток между слоями воды, каждый из которых содержит лишь один из двух необходимых

для жизни ресурсов: солнечный свет или питательные минеральные вещества. В модельном эксперименте запрет на переходы клеток-агентов между группами *ups* и *downs* приводит к тому, что в популяции остается минимально количество клеток в “анабиотическом” состоянии, заложенное правилами модели. Таким образом, именно вертикальное перемещение клеток обеспечивает существование популяции.

Данные экспедиционных исследований свидетельствуют о высокой пространственной и временной неоднородности содержания хлорофилла. Модельные эксперименты также демонстрируют

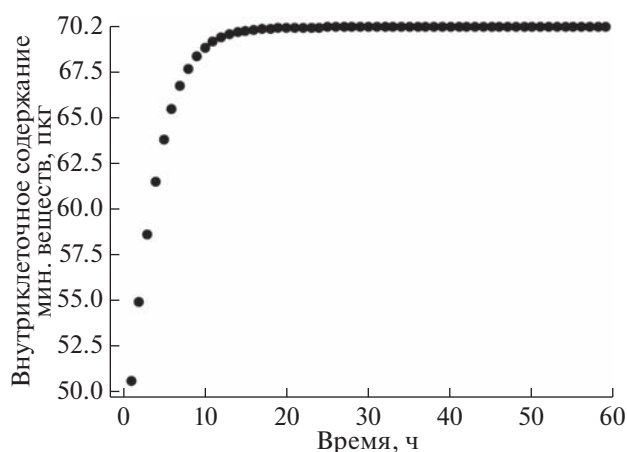


Рис. 5. Накопление внутриклеточного содержания минеральных веществ q_i^d клетками-агентами в нижнем слое среды. Время измеряется в часах. Расчетная формула приведена в табл. 1.

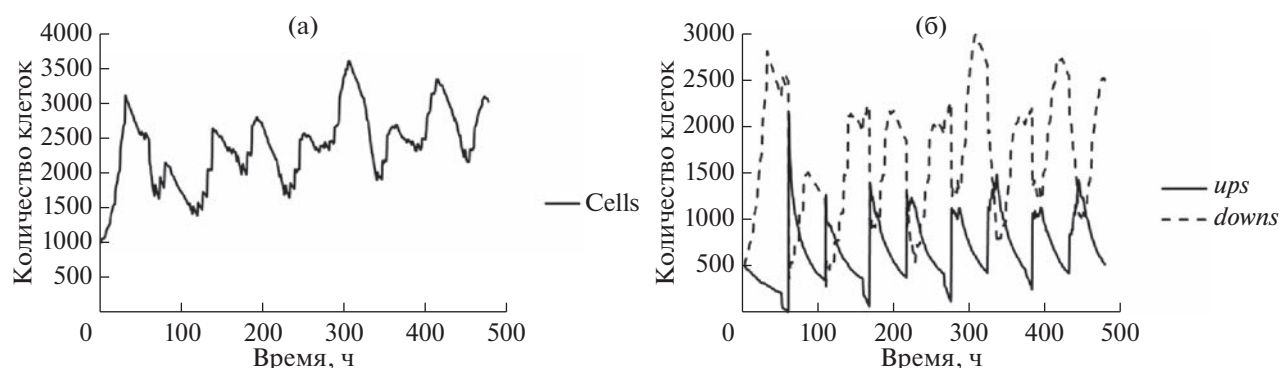


Рис. 6. Модельный расчет общего количества клеток (а) и количества клеток в группах (б) при освещенности $I_0 = 1$ у.е. в течение 480 часов (20 суток).

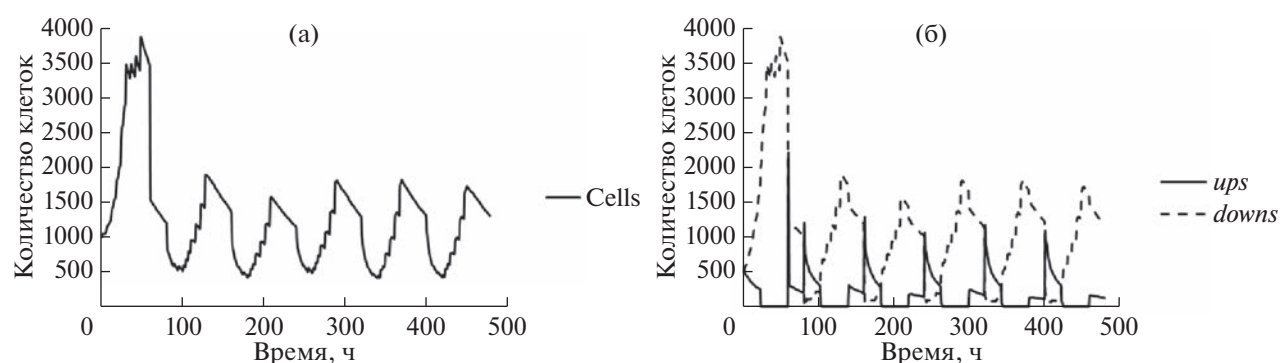


Рис. 7. Модельный расчет общего количества клеток (а) и количества клеток в группах (б) при освещенности $I_0 = 2$ у.е. в течение 480 часов (20 суток).

разнообразные варианты поведения популяции клеток-агентов.

При уровне приповерхностной освещенности $I_0 = 1$ у.е. в модельном эксперименте наблюдается периодическое изменение общей численности клеток с периодом около 55 часов (рис. 6а). При этом в определенные моменты времени численности групп клеток одинаковы (рис. 6б).

При увеличении освещенности в 2 раза ($I_0 = 2$ у.е.) период изменения общей численности клеток увеличивается до 80 часов (рис. 7а). Условия избыточного освещения вызывают более частую гибель клеток. Кроме того, ускоренный расход внутриклеточных запасов минеральных веществ на солнце приводит к более длительному периоду их восполнения в нижнем слое. В результате количество клеток верхней группы варьируется сильнее, периодически снижаясь до 0 (рис. 7б). Подобные природные наблюдения иногда фиксируют в экспедиционных измерениях (рис. 1).

При уменьшении приповерхностной освещенности до 0.6 у.е. период изменения общей численности клеток увеличивается до 150 часов (рис. 8а). Максимумы численностей верхней и нижней групп клеток сменяют друг друга (рис. 8б).

Существенное влияние на поведение модели оказывает параметр, задающий расстояние, на которое каждая клетка смещается в случайном направлении в каждый момент времени. Его сильное увеличение можно сопоставить с вынужденными перемещениями клеток фитопланктона в условиях волнения на море. Кроме того, влияние на нахождение фитопланктона в той или иной точке среды может оказывать и фактор турбулентности разных видов. В результате “доступность” солнечного света снижается. Модельный эксперимент демонстрирует уменьшение общей численности клеток (рис. 9а) в сравнении с аналогичным экспериментом в отсутствии значительных перемещений клеток (рис. 6а). В условиях более высокой приповерхностной освещенности ($I_0 = 2$ у.е.) общая численность клеток, перемещающихся на большие расстояния, становится выше (рис. 9в и 6в), поскольку они оказываются в меньшей степени подверженными фотодеструкции. Динамика численностей каждой из групп также изменяется: при приповерхностной освещенности в 1 у.е. максимумы численностей верхних и нижних клеток сменяют друг друга, что было характерно для пониженной освещенности (рис. 9б); при освещенности в $I_0 = 2$ у.е. числен-

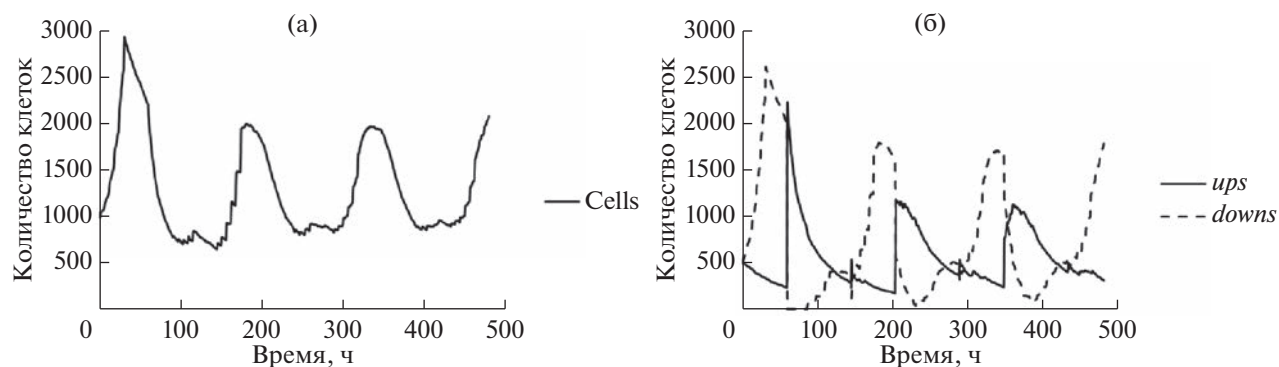


Рис. 8. Модельный расчет общего количества клеток (а) и количества клеток в группах (б) при освещенности $I_0 = 0.6$ у.е. в течение 480 часов (20 суток).

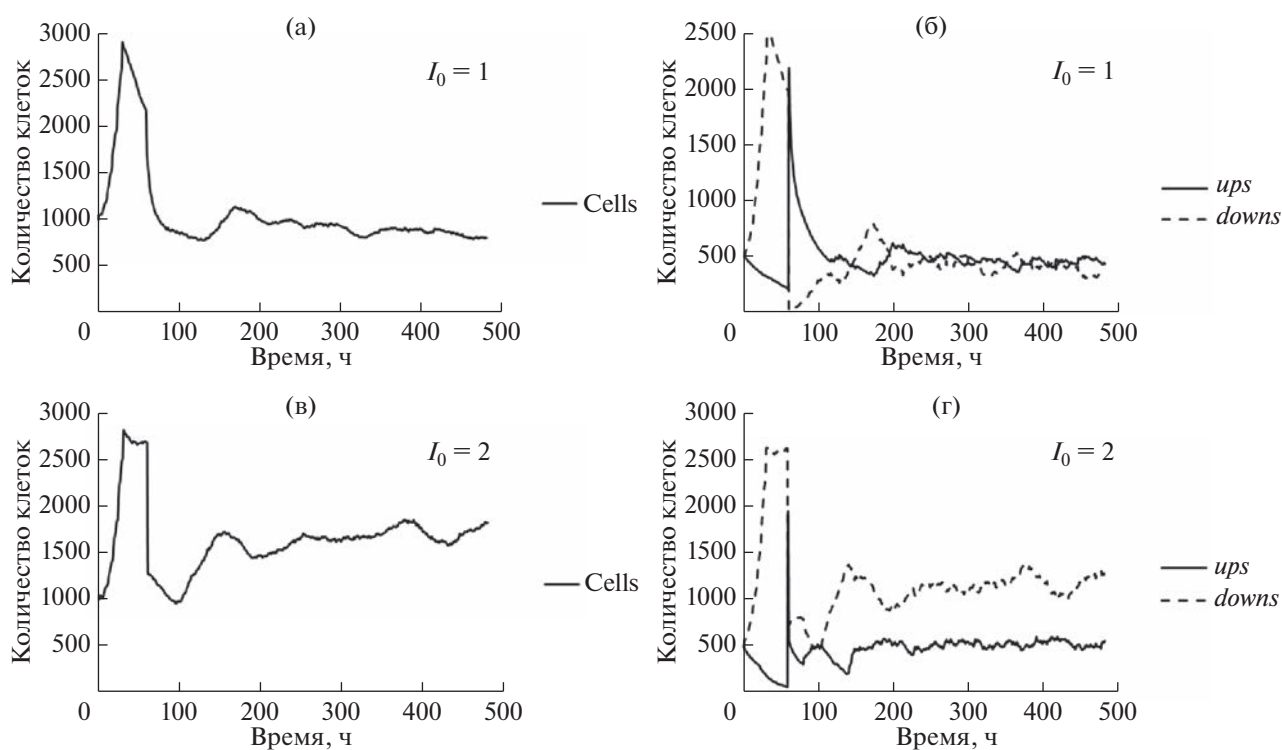


Рис. 9. Модельный расчет общего количества клеток и количества клеток в группах при уровне приповерхностной освещенности 1 у.е. (а, б) и 2 у.е. (в, г) в течение 480 часов (20 суток) в условиях существенных перемещений клеток в пределах одного слоя.

ность нижних клеток превосходит численность верхних (рис. 9г).

В природных условиях освещенность поверхности воды сильно варьируется. В численном эксперименте было задано ее периодическое изменение: значения 0.6, 1 и 2 у.е. сменяли друг друга каждые 120 часов на протяжении 100 модельных суток (рис. 10). В таких условиях общая численность клеток колеблется с периодом около 150 часов (рис. 11а), а распределение в группах демонстрирует смену доминирования верхних и нижних клеток (рис. 11б).

Все модельные эксперименты показали, что среди клеток *ups*, для которых параметр A должен быть равен 1, имеются клетки с $A = 0$. Это означает, что в группе присутствуют клетки-агенты, совершившие переход из другой группы не более 4-х часов назад, адаптированные к условиям нижнего слоя среды. Аналогично, в группе клеток *downs* часть клеток характеризуется параметром $A = 1$, переместившиеся из группы *ups* не более 4-х часов назад. На рис. 12 представлена доля клеток с $A = 0$ в группе *ups* в модельном эксперименте с периодическим изменением приповерхностной освещенности.

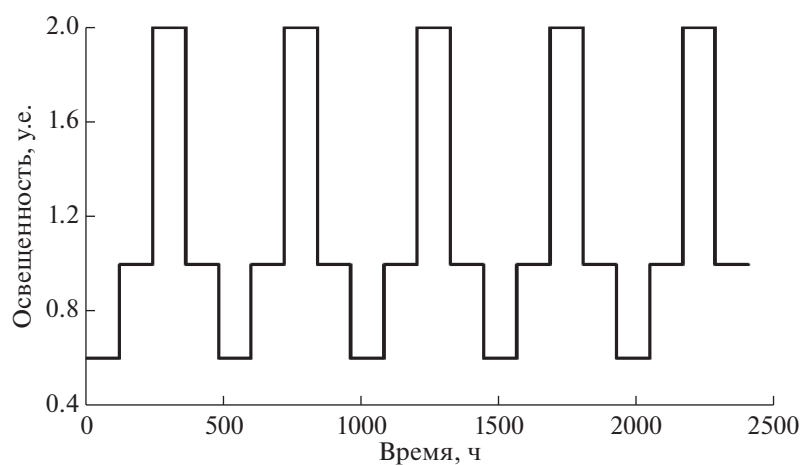


Рис. 10. Периодическое изменение приповерхностной освещенности I_0 в модельном эксперименте.

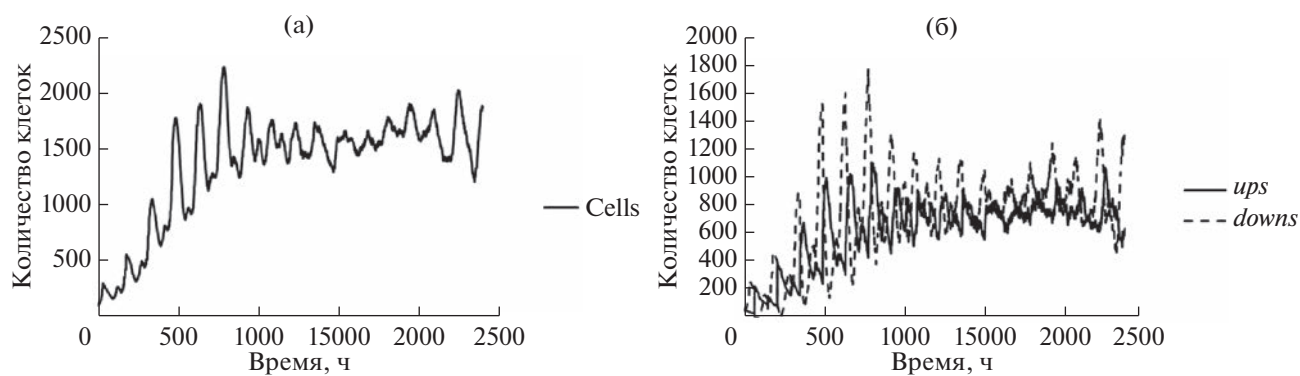


Рис. 11. Модельный расчет общего количества клеток (а) и количества клеток в группах (б) при периодическом изменении освещенности в течение 2400 часов (100 суток).

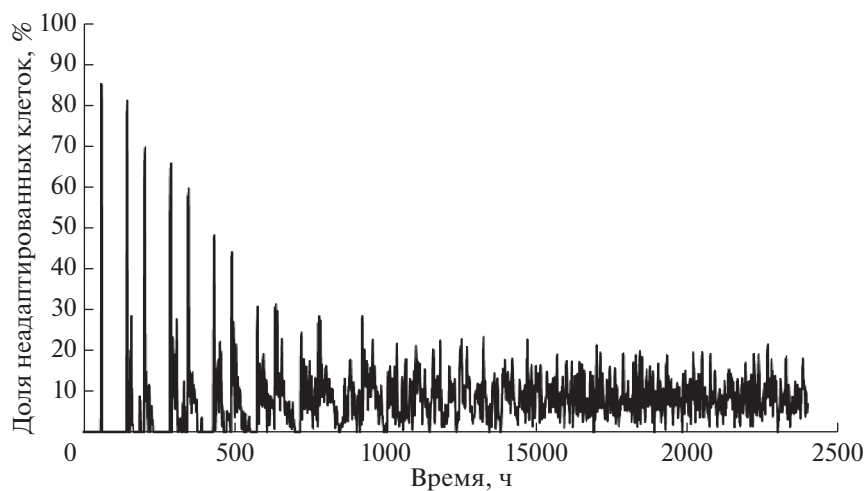


Рис. 12. Доля клеток с характеристикой $A = 0$ среди клеток *ups*, которые еще не адаптировались к условиям верхнего слоя воды.

Таким образом, результаты, полученные на агентной модели численности популяции диатомовых водорослей, свидетельствуют в пользу гипотезы о существовании двух групп клеток и способности популяции выжить за счет перехода клеток между этими группами. Изменяя в модели условия освещенности поверхности воды, можно получить различные распределения клеток в группах, характерные для экспедиционных наблюдений.

Источники финансирования. Исследование выполнено в рамках научного проекта государственного задания МГУ № 121032500060-0 и Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев В.И. Кинетическая теория систем, состоящих из макроскопических частиц и ее приложение к задачам экологии. Севастополь: МГИ НАН Украины, 1998. 236 с.
2. Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И. Оценка годовой величины первичной продукции Карского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 391–403.
3. Ильаш Л.В. Жизненные стратегии у морских планктонных микроводорослей / автореферат дисс. ... д. биол. н. Москва, 1998 г.
4. Крупаткина Д.К., Селивановский Д.А., Стунжас П.А. О регулируемой посредством газовых пузырьков плавучести одной из колониальных форм диатомеи *Thalassiosira* // Изв. РАН. Серия биол. 1994. № 3. С. 453–461.
5. Лелеков А.С., Тренкенцу Р.П. Моделирование динамики азотистых соединений в клетках микроводорослей. 2. Хемостат // Матем. биология и биоинформ. 2019. Т. 14. № 2. С. 450–463.
6. Стельмах Л.В., Мансурова И.М. Физиологический механизм выживания динофитовых водорослей в условиях биогенного лимитирования // Биология внутренних вод. 2021. № 2. С. 198–207.
7. Стунжас П.А., Сапожников Ф.В. Эти удивительные диатомеи // Природа, 2000, № 5. С. 12–18.
8. Флинт М.В., Арашкевич Е.Г., Артемьев В.А. и др. Экосистемы морей Сибирской Арктики. Материалы экспедиционных исследований 2015 и 2017 гг. Москва: Институт океанологии им П.П. Ширшова РАН, 2018. 232 с.
9. Шоман Н.Ю. Совместное действие света, температуры и обеспеченности азотом на скорость роста и содержание хлорофилла а у морских диатомовых водорослей / дисс. ... канд. биол. наук, Севастополь, 2020, 149 с.
10. Экосистемы Карского моря и моря Лаптевых. Экспедиционные исследования 2016 и 2018 гг. М.: Издатель Ерхова И.М., 2021. 368 с.
11. Belyaev V.I. Modelling the influence of turbulence on phytoplankton photosynthesis // Ecological Modelling. 1992. V. 60. № 1. P. 11–29.
12. Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N. Patterns of the Kara Sea primary production in autumn: Biotic and abiotic forcing of subsurface layer // Journal of Marine Systems. 2014. V. 132. P. 130–149.
13. Demidov A.B., Gagarin V.I., Vorobieva O.V. et al. Spatial and vertical variability of primary production in the Kara Sea in July and August 2016: the influence of the river plume and subsurface chlorophyll maxima // Polar Biology. 2018. V. 41. № 3. P. 563–578.
14. Edwards K.F., Thomas M.K., Klausmeier C.A., Litchman E. Allometric scaling and taxonomic variation in nutrient utilization traits and maximum growth rate of phytoplankton // Limnol. oceanogr. 2012. V. 57. № 2. P. 554–566.
15. Goldman J.C., McCarthy J.J. Steady state growth and ammonium uptake of a fast-growing marine diatom // Limnol. oceanogr. 1978. V. 23. № 4. P. 695–703.
16. Kuznetsov A.G., Konyukhov I.V., Pogosyan S.I. et al. Microfluorimeter for studying the state of photosynthetic apparatus of individual cells of microalgae // Oceanology. 2021. V. 61. P. 1055–1063.
17. Litchman E., Klausmeier C.A., Miller J.R. et al. Multi-nutrient, multi-group model of present and future oceanic phytoplankton communities // Biogeosciences. 2006. № 3. P. 585–606.
18. Lomas M.W., Baer S.E., Acton S., Krause J.W. Pumped up by the cold: elemental quotas and stoichiometry of cold-water // Diatoms. Front. Mar. Sci. 2019. V. 6. 286.
19. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnol. oceanogr. 2000. V. 45. № 3. P. 569–579.
20. Muggli D. L., Lecourt M., Harrison P. J. Effects of iron and nitrogen source on the sinking rate, physiology and metal composition of an oceanic diatom from the subarctic Pacific // Marine Ecology Progr. Ser. 1996. V. 132. № 1/3. P. 215–227.
21. NetLogo. URL: <http://ccl.northwestern.edu/netlogo/> (дата обращения: субарктика Па).
22. Parslow J.S., Harrison P.J., Thompson P.A. Saturated uptake kinetics: transient response of the marine diatom *Thalassiosira pseudonana* ammonium, nitrate, silicate or phosphate starvation // Marine Biology. 1984. V. 83. № 1. P. 51–59.
23. Rhee G.-Y., Gotham I.J. The effect of environmental factors on phytoplankton growth: Temperature and the interactions of temperature with nutrient limitation // Limnol. oceanogr. 1981. 26. № 4. P. 635–648.
24. Strzepek R.F., Price N.M. Influence of irradiance and temperature on the iron content of the marine diatom *Thalassiosira weissflogii* (Bacillariophyceae) // Marine Ecology Progr. Ser. 2000. V. 206. P. 107–117.
25. Vedernikov V.I., Demidov A.B., Sud'bin A.I. Primary production and chlorophyll in the Kara Sea in September 1993 // Oceanology. 1995. 34. P. 630–640.

Agent-Based Model of Diatom Population Dynamics in Marginal Arctic Seas in Summer

P. V. Fursova^{a, #}, G. Yu. Ryznichenko^a, I. V. Konyukhov^a, S. I. Pogosyan^a

^aLomonosov Moscow State University, Faculty of Biology, Moscow, Russia

[#]e-mail: fursova@biophys.msu.ru

A hypothesis is proposed for the functioning of the diatom population under conditions of water column stratification. It is assumed that cells in the upper illuminated water layer accumulate biomass due to photosynthesis. In the lower layer, rich in minerals, the cells replenish their intracellular reserves. Moving from one layer to another allows cells to compensate for the lack of resources. Sinking occurs as a result of sedimentation, and lifting occurs due to the release of carbon dioxide microbubbles in the process of respiration. On the basis of this hypothesis, an agent model of the population is constructed. The calculations have shown that vertical movements ensure the existence of the population. Various surface illumination make it possible to obtain various distributions of cell numbers in the upper and lower water layers, which is consistent with the data of expeditionary observations.

Keywords: Arctic seas, diatoms, depth distribution of cells

УДК 550.47

СОЕДИНЕНИЯ ВОССТАНОВЛЕННОЙ СЕРЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ВОДОЕМОВ НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ОТДЕЛЕНИЯ ОТ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ (МЕРОМИКТИЧЕСКОЕ ОЗЕРО ТРЕХЦВЕТНОЕ)

© 2023 г. Г. Н. Лосюк^{1, *}, Н. М. Кокрятская¹, Е. А. Вахрамеева¹, Р. А. Алиев²

¹Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
им. академика Н.П. Лаверова УрО РАН, г. Архангельск, Россия

²Национальный исследовательский центр “Курчатовский институт”, г. Москва, Россия

*e-mail: glosyuk@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.09.2022 г.

После доработки 22.12.2022 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

В работе представлены результаты изучения донных осадков озера Трехцветного, находящегося на меромиктической стадии отделения от Белого моря (Кандалакшский залив). Рассмотрены геохимические параметры процесса бактериальной сульфатредукции — образование и накопление различных форм восстановленной серы во взаимосвязи с содержанием в осадках органического вещества и реакционноспособного железа. Значительный уровень содержания соединений восстановленной серы (до 1.47%) и их распределение в осадках оз. Трехцветного, обусловлены активным процессом сульфатредукции. Активность восстановительных процессов обеспечивается поступлением в осадки лабильного органического вещества, образующегося за счет интенсивно развивающихся микробных сообществ в зоне хемоклина и в толще озерной воды.

Ключевые слова: меромиктическое озеро, донные отложения, сульфатредукция, соединения восстановленной серы, органическое вещество, реакционноспособное железо

DOI: 10.31857/S0030157423050076, EDN: TVALYY

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время актуальной задачей является изучение водных экосистем на приарктических территориях Европейского Севера России, не испытывающих антропогенных нагрузок: эти территории наиболее подвержены влиянию неустойчивого климата, а донные осадки (ДО) этих акваторий являются накопителями информации о происходящих изменениях. Особый интерес для изучения представляют меромиктические озера — водоемы с уникальной стратифицированной структурой [6, 7, 17, 18, 20, 21, 26, 28, 29, 35, 36, 38]. На территории России насчитывается около 53 таких озер различного происхождения [11], некоторые из них расположены на берегу Белого моря. Известно, что Карельский берег Белого моря ежегодно поднимается после отступления последнего ледника, и в результате такого поднятия небольшие акватории и заливы начинают отделяться от моря и превращаться в прибрежные морские водоемы со стратифицированной структурой [8, 10, 11, 19, 24, 25, 30, 32–34, 37]. Образующиеся озера, находящиеся на разных стадиях изоляции

от моря, являются удобной моделью для изучения особенностей биогеохимических процессов в эволюции водоемов. Вблизи Беломорской Биологической станции им. Н.А. Перцова Биологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова были обнаружены и исследуются несколько таких озер на разных стадиях отделения от моря [9, 10, 13, 20, 35, 36], одно из которых — озеро Трехцветное.

Озеро Трехцветное — это полностью отделившийся от Белого моря водоем с устойчивой стратификацией и всеми признаками меромиксии [10, 13, 33]. В озере сложилась устойчивая структура с пресным верхним слоем (миксолимнионом), узким галоклином и практически совпадающим с ним хемоклином с резкими физико-химическими градиентами. Ниже расположен анаэробный монолимнион со стабильными значениями температуры и солености, а также постоянным присутствием сероводорода. Особенностью водоема является наличие слоя ярко-зеленой воды мощностью 15–20 см, расположенного непосредственно над хемоклином, большая плотность и яркий цвет которого обусловлены массовым развитием анаэробных фототрофных зеленоокрашенных се-

робактерий [35, 36]. Накоплению сероводорода в зоне мониолимниона способствуют сложившиеся благоприятные условия — наличие сульфатов в морских водах, постоянная стратификация с анаэробными условиями, образование значительных количеств органического вещества (ОВ) за счет интенсивно развивающихся микробных сообществ. По результатам выполненных работ по изучению микробиологического сообщества оз. Трехцветного было установлено, что процесс сульфатредукции начинается в области перехода от кислородных вод к анаэробным сразу под слоем максимальной микробной плотности на хемоклине; здесь же отмечена и максимальная для водоема скорость сульфатредукции — $35 \mu\text{mol S л}^{-1} \text{сут}^{-1}$ [36]. В нижерасположенных водах интенсивность процесса снижается примерно в 2–3 раза. Однако этот относительно невысокий уровень устойчиво сохраняется в большем объеме водной толщи по сравнению с тонким слоем максимальной интенсивности процесса, поэтому основная масса сероводорода образуется в мониолимнионе. Отсутствие перемешивания приводит к накоплению в этих водах сероводорода, особенно в придонных горизонтах озера, где его концентрации достигают огромных значений ($\sim 600 \text{ мг/л}$) [13].

В ДО появление сероводорода в результате процесса сульфатредукции сопровождается образованием разнообразных органических и неорганических соединений восстановленной серы, общее содержание которых обычно характеризуют параметром “сумма производных бактериального сероводорода ($\sum S_{H_2S}$)” [4, 16]. В состав этого показателя входят: сера кислоторастворимых моносульфидов железа (S^{-2}), пиритная ($S_{\text{пир}}$) и элементная сера (S^0), сера в составе органических соединений ($S_{\text{орг}}$). Кроме того, в осадках присутствует неизрасходованная в восстановительном процессе сульфатная сера ($S_{\text{сф}}$). Все эти формы, как окисленной, так и восстановленной серы были определены в исследованном керне ДО. Также было оценено содержание ОВ и реакционно-способного железа ($Fe_{\text{реакц}}$), являющегося важным индикатором окислительно-восстановительных условий и способного связать образующийся сероводород в сульфиды, из которых наиболее устойчивая форма — пирит.

Для сравнения ДО озера Трехцветного (бывшего морского залива) с неизменными морскими осадками была отобрана колонка в Ермолинской губе, расположенной в Ругозерской губе Кандалакшского залива Белого моря. Нами была выбрана Ермолинская губа в качестве объекта сравнения — как наиболее близкорасположенный участок морской акватории с иловыми осадками, так как для данного района исследования характерно каменистое дно, что затрудняет отбор проб ДО.

Целью данного исследования является продолжение изучения особенностей сульфатредукции, но уже в донных осадках меромиктического озера Трехцветного и сравнение параметров этого процесса с морскими осадками, отобранными в Ермолинской губе, а именно геохимических параметров процесса — образования и накопления различных форм восстановленной серы во взаимосвязи с содержанием в осадках органического вещества и реакционноспособного железа.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Озеро Трехцветное расположено в Ругозерской губе Кандалакшского залива Белого моря, в 12 км от Беломорской биологической станции МГУ им. М.В. Ломоносова (рис. 1). Площадь озера составляет 0.035 км^2 , средняя глубина — 2.5 м, максимальная глубина — 7.5 м [10]. Озеро образовалось на месте древнего морского залива, отгороженного от моря островом, который в процессе поднятия берега присоединился к матерiku. В настоящее время озеро полностью изолировано от моря — в летнее время уровень воды в нем на 1.20–1.26 м выше уровня моря [9]. Однако при сильных нагонных ветрах на максимуме сизигийного прилива уровень воды может подниматься настолько, что вода из моря затекает в водоем, вызывая перемешивание верхних слоев озерной воды. Хотя это случается крайне редко, с перерывом в несколько десятилетий. Один такой эпизод был зарегистрирован осенью 2011 г. и послужил отправной точкой нашим исследованиям [10].

Пробы ДО были отобраны в точке с координатами ($66^\circ 35.54' \text{ N}$; $32^\circ 58.73' \text{ E}$) в марте 2019 года в наиболее глубокой части котловины водоема согласно ранее проведенному батиметрическому исследованию. Для сравнения геохимических параметров процесса сульфатредукции была отобрана проба неизменных морских осадков в Ругозерской губе на акватории Ермолинской губы в марте 2022 года в точке с координатами ($66^\circ 33.18' \text{ N}$; $33^\circ 02.28' \text{ E}$), расположенной в максимально возможной близости от изучаемого озера и на расстоянии около 30 м от берега. Длина Ермолинской губы чуть более 2 км, ширина около 1.5 км, наибольшая глубина — 7 м (в полную воду), по всей толще вода в заливе соленая, наблюдаются постоянные приливно-отливные течения. В вершину губы впадает небольшой ручей, у входа в губу располагается мидиевая банка. Характерной особенностью губы является ее грунт — вязкий жидкий ил с запахом сероводорода [1]. Карта-схема района исследования и расположения станций отбора проб приведена на рис. 1.

Отбор производили ударной прямоточной грунтовой трубкой Aquatic Research Instruments (США) с внутренним диаметром 50 мм, длиной 60 см, дискретность отбора проб 5 см. Озерные



Рис. 1. Карта-схема района исследования и расположения станций отбора проб.

осадки представляли собой обводненные темно-коричневые илы, а морские ДО — серые глинистые илы. Длина отобранных кернов/колонок определялась глубиной залегания плотных песчаных отложений, в которые уткнулся пробоотборник. Пробы ДО сразу после отбора помещались в полиэтиленовые пакеты, из которых отжимался воздух для предотвращения окисления. Длина отобранных колонок составила 35 и 21 см в оз. Трехцветном и в Ермолинской губе соответственно.

Определение массовой доли общего и органического углерода и азота проводили с использованием анализатора элементного состава Euro Vector EA3000 (Италия). Диапазон измерения массовой доли каждого элемента составляет от 0.01 до 100%. Среднее квадратичное отклонение случайной составляющей погрешности измерений, массовая доля: С — 0.3; N — 0.1%.

Гранулометрический состав ДО озера определяли в соответствии с [14]. Расчет содержания

фракций проводили на абсолютно-сухую навеску образца. Относительная погрешность измерения для всех гранулометрических фракций составляет от 19 до 29%.

В отдельных гранулометрических фракциях были определены потери при прокаливании (ППП) по [31]. Метод измерения содержания прокаленного остатка основан на взвешивании остатка, получаемого при прокаливании пробы при температуре $550 \pm 20^\circ\text{C}$ в течение 2 часов и доведенного до постоянной массы. Предварительно пробу донных осадков высушивали при температуре $105 \pm 2^\circ\text{C}$. Расчет PPP проводили на абсолютно-сухую навеску образца.

Для определения скорости осадконакопления в аликвотах полученных проб гамма-спектрометрическим методом была измерена активность ^{210}Pb и ^{137}Cs [27].

Анализ проб ДО на содержание окисленных и восстановленных форм серы проводили по методике систематического фазового анализа, разработанной в лаборатории геохимии Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН [5]. Определение реакционноспособных форм двух- и трехвалентного железа проводили после извлечения их из осадка 3.5 N серной кислотой по методике [23] с титриметрическим окончанием: Fe(III) — йодометрическим, Fe(II) — бихроматным. При применении этого метода в раствор переходит железо карбонатов, гидроксидов, гидротроилита и частично силикатов. Содержание сульфидного железа рассчитывали по данным для моносульфидной серы, исходя из формулы FeS; пиритное железо — по содержанию пиритной серы. Содержание реакционноспособного железа ($\text{Fe}_{\text{реакц}}$) получали в результате сложения выше перечисленных форм [23]:

$$\text{Fe}_{\text{реакц}} = \text{Fe(II)} + \text{Fe(III)} + \text{Fe}_{\text{сульфид}} + \text{Fe}_{\text{пирит}}.$$

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По данным гамма-спектрометрических измерений скорость осадконакопления в озере Трехцветном соответствует 1 мм/год, что позволяет приблизительно оценить время накопления отобранного слоя (35 см) отложений в 350 лет. Данный результат хорошо укладывается во временной интервал (300–400 лет назад) полной изоляции озера от моря в результате поднятия порога, преграждающего путь приливам, рассчитанный с учетом скорости регрессии моря в 3.25–4.00 мм в год [19].

Результаты химических анализов проб ДО оз. Трехцветного и Ермолинской губы представлены в сводной табл. 1. Отобранные ДО озера Трехцветного представляют собой обводненные темно-коричневые илы, влажность которых со-

ставляла в среднем 85.2%; по мере перехода от верхних слоев к нижним содержание влаги снижалось с 95.6 до 74.4%. Количество влаги в морских серых глинистых илах, отобранных в Ермолинской губе, несколько ниже, чем в озере, — в среднем 69.8%; наиболее обводнен также верхний слой ДО (80.9%), при погружении в их толщу влажность снижается до 65.8%.

Гранулометрический состав ДО кернов обоих исследованных водоемов приведен на трехкомпонентной диаграмме (рис. 2). Озерные отложения самого верхнего слоя (0–5 см) представлены наиболее тонкодисперсной фракцией (содержание пелита 91%), далее до горизонта 30 см идут алевро-пелитовые илы с некоторым утяжелением состава с глубиной. Нижний горизонт (30–35 см) уже заметно отличается от вышележащих слоев и представлен песчано-пелитовым алевролитом (содержание песка 15%), при этом его цвет изменяется с коричневого на серый. Скорее всего, этот слой осадка формировался в переходный период изоляции озера от моря. Как следует из данных [3], полученных при изучении отобранной в 2013 году более длинной колонки озерных отложений, ниже этого слоя расположен серый осадок с содержанием песка 70%, охарактеризованный как алевро-песок (содержание алевролита 24%) и имеющий, скорее всего, уже морское происхождение. Как видно из данных рис. 2, морские осадки Ермолинской губы в пределах всего отобранного керна представлены также преимущественно алевро-пелитовым илом (среднее содержание алевролита — 45%, пелита — 49%). Однако, в отличие от озерных ДО, верхние слои морских отложений лишь немного более обогащены тонкодисперсной фракцией (содержание пелита 54%) по сравнению с нижележащими слоями. Отложения, ниже горизонта 9 см, характеризуются уже как песчано-пелито-алевровитовый ил (содержание песка — до 16%), что также отличает керн морских осадков от озерного, где аналогичные осадки появляются на глубине ниже 30 см.

Опираясь на данные по PPP в отдельных гранулометрических фракциях ДО, можно сделать вывод, что ОВ в осадках оз. Трехцветного сосредоточено преимущественно в наиболее тонкой пелитовой фракции, особенно в самом верхнем (0–5 см) слое отложений — 85% от PPP. В нижележащих алевро-пелитовых илах приуроченность ОВ к более тонким фракциям сохраняется — 53–67 и 31–45% от PPP каждого слоя ДО для пелитов и алевролитов, соответственно.

Содержание ОВ, оцененное по количеству $\text{C}_{\text{орг}}$, в исследованном керне ДО оз. Трехцветного в подавляющем большинстве случаев не выходило за границы интервала 5.47–8.64%, составляя в среднем 7.04% (здесь и далее все концентрации даны в расчете на сухой осадок). Можно отме-

Таблица 1. Результаты химического анализа проб ДО оз. Трехцветного и Ермолинской губы

Показатель	Оз. Трехцветное	Ермолинская губа
Влажность, %	$\frac{85.2}{95.6-74.4}$	$\frac{69.8}{80.9-65.8}$
C _{орг} , %	$\frac{7.04}{5.47-8.64}$	$\frac{4.02}{2.78-5.06}$
C/N	$\frac{6.5}{5.6-7.8}$	$\frac{7.4}{6.8-7.9}$
Fe _{реакц} , %	$\frac{1.83}{0.97-3.35}$	$\frac{0.91}{0.68-1.45}$
Fe(III), %	$\frac{0.72}{0.08-2.51}$	$\frac{0.22}{0.09-0.88}$
Fe(II), %	$\frac{0.51}{0.39-0.80}$	$\frac{0.39}{0.33-0.42}$
Fe _{слф} , %	$\frac{0.04}{0.03-0.07}$	$\frac{0.04}{0.01-0.06}$
Fe _{пирит} , %	$\frac{0.60}{0.04-1.01}$	$\frac{0.32}{0.23-0.36}$
S _{сфа} , %	$\frac{1.083}{0.468-2.091}$	$\frac{0.282}{0.212-0.476}$
S ²⁻ , %	$\frac{0.026}{0.016-0.038}$	$\frac{0.015}{0.002-0.024}$
S ^o , %	$\frac{0.146}{0.024-0.399}$	$\frac{0.028}{0.003-0.046}$
S _{пир} , %	$\frac{0.692}{0.045-1.165}$	$\frac{0.373}{0.266-0.412}$
S _{орг} , %	$\frac{0.130}{0.043-0.180}$	$\frac{0.143}{0.053-0.228}$
$\sum S_{H_2S}$, %	$\frac{0.994}{0.225-1.467}$	$\frac{0.559}{0.499-0.649}$

Примечание. Приведены среднее значение и интервал значений.

тить, что эти значения близки к ранее полученным данным для рассматриваемого водоема, — 7.35% [15]. Органическая составляющая доминировала в общем содержании углерода в пределах всей исследованной колонки отложений, составляя в среднем 81.2% (от 73.1 до 91.5%). Величина отношения C/N, используемого в качестве одного из индикаторов происхождения ОВ в осадках, равная в среднем 6.5 (от 5.6 до 7.8), позволяет предполагать значительное содержание автохтонного ОВ в озерных отложениях. Скорее всего, это является следствием 1) высокой продуктивности органического материала в водоеме, с последующим оседанием и аккумуляцией на дне мортмассы фитопланктона и других микроорганизмов [33, 36]; 2) наличием восстановительных условий,

препятствующих быстрому и полному разложению органического материала, как в воде (начиная с глубины 1.8–2.0 м), так и в донных осадках. Кроме продуцируемого в водоеме, в донные осадки поступает еще и терригенное ОВ, представленное, прежде всего, соединениями гумусовой природы, поступающими с заболоченного водосбора и придающими желтоватый цвет водам миксолимниона. Влияние нескольких источников поступления ОВ (в частности, низкомолекулярных биогенных соединений, образующихся в водоеме, и аллохтонных компонентов, поступающих с суши) на состав ДО оз. Трехцветного было показано в работе [15] при изучении компонентного состава углеводов (алифатических и полициклических ароматических).

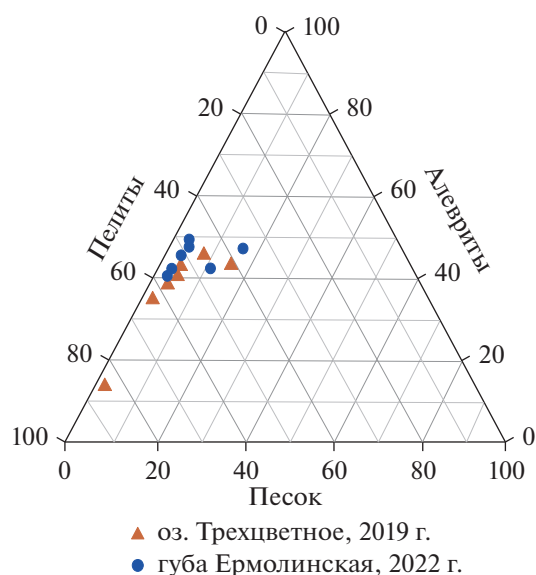


Рис. 2. Трехкомпонентная диаграмма гранулометрического состава донных отложений, отобранных в оз. Трехцветном и Ермолинской губе.

Морские осадки, отобранные в мелководной части Ермолинской губы, как и озерные осадки, обогащены органическим веществом: среднее содержание $C_{орг}$ составляет 4.02% при интервале значений от 2.78 до 5.06%. Можно отметить, что эти значения закономерно выше содержания $C_{орг}$ (до 2.5%) в ДО глубоководной части Кандалакшского залива Белого моря [12, 22], где по данным разных авторов этой монографии основной вклад в состав ОВ вносит аллохтонная составляющая гумусовой природы. Для исследованного керна отложений Ермолинской губы величина отношения C/N составляет в среднем 7.4 (от 6.8 до 7.9), что несколько выше, чем в ДО оз. Трехцветного. Это свидетельствует о более значительном вкладе в состав ОВ терригенной составляющей.

Как известно [4], на содержание восстановленной серы в донных отложениях регулирующую роль оказывает содержание реакционноспособного железа — наиболее подвижная часть общего железа ДО. Состав $Fe_{реакц}$ представляет собой сумму несulfидных форм двух- (Fe^{+2}) и трехвалентного (Fe^{+3}) железа, которые могут быть представлены гидроокисями, силикатами, фосфатами и карбонатами, и sulfидных форм, включающими железо пирита ($Fe_{пирит}$) и кислоторастворимых sulfидов ($Fe_{сulfид}$), где железо двухвалентно. При высокой интенсивности бактериальной sulfатредукции накопление восстановленной серы в твердой фазе осадка прекращается или сильно замедляется с исчерпанием запаса $Fe_{реакц}$, способного связать образующийся сероводород.

Содержание реакционноспособного железа в ДО озера Трехцветное составляло в среднем 1.83% (от 0.97 до 3.35%). Максимальное количество $Fe_{реакц}$ (3.35%) приурочено к самому верхнему горизонту ДО (0–5 см), где оно на 75% представлено Fe^{+3} (рис. 3). Однако следует отметить, что и количество Fe^{+2} в этом слое почти в 2 раза выше по сравнению с нижележащими отложениями, где оно распределяется достаточно равномерно. Высокое содержание подвижных форм железа на поверхности ДО этого водоема, скорее всего, связано с процессами их трансформации в ходе седиментации. Так, при соприкосновении пресных вод миксолимниона, куда растворенное железо поступает с заболоченного водосбора, с солеными водами монимолимниона в зоне хемоклина начинается коагуляция коллоидной части растворенного ОВ и гидроксидов железа, и в составе образующейся взвеси малорастворимые соединения Fe^{+3} устремляются ко дну, где и аккумулируются в верхнем слое ДО. Установлена взаимосвязь между содержанием в осадках Fe^{+3} и пелитовой фракции, как с ее количеством в целом ($r = 0.95$, $n = 7$), так и с содержанием ее наиболее тонкой (<0.001 мм) составляющей ($r = 0.90$, $n = 7$).

По мере углубления в ДО количество Fe^{+3} уменьшается от 2.51% на поверхности до 0.08% в нижних слоях керна, при этом его доля в общем содержании $Fe_{реакц}$ снижается до 8.4%. Можно отметить, что уже в первых пяти сантиметрах осадка восстанавливается более 70% трехвалентного железа. Хотя содержание не связанного с серой Fe^{+2} ниже слоя 5–10 см изменялось незначительно (0.32–0.45%), его доля в составе $Fe_{реакц}$ по мере погружения в осадок увеличивалась до 42.5%. Аналогичная тенденция отмечена и в распределении по колонке sulfидных форм (главным образом железа пирита), вклад которых возрастал от 2.5% на поверхности до 50–65% от $Fe_{реакц}$ в глубине ДО (рис. 3б).

Общее содержание реакционноспособного железа в морских осадках, отобранных в Ермолинской губе, вдвое ниже, чем в оз. Трехцветном (рис. 3а) — в среднем 0.91% (от 0.68 до 1.45%), однако, соотношение отдельных форм в составе их суммы для этих водоемов похоже (рис. 3б и 3в). Также как и в озерных осадках, максимальное содержание реакционноспособного железа приурочено к поверхностному слою ДО и обусловлено, главным образом, присутствием соединений трехвалентного железа — 61% от $Fe_{реакц}$. Скорее всего, это обусловлено, как аккумуляцией Fe^{+3} , поступающего в составе лесных и болотных вод с водосбора, так и окислением мигрирующего к поверхности из толщи восстановленных осадков Fe^{+2} . По мере погружения в толщу отложений содержание Fe^{+3} снижается при одновременном увели-

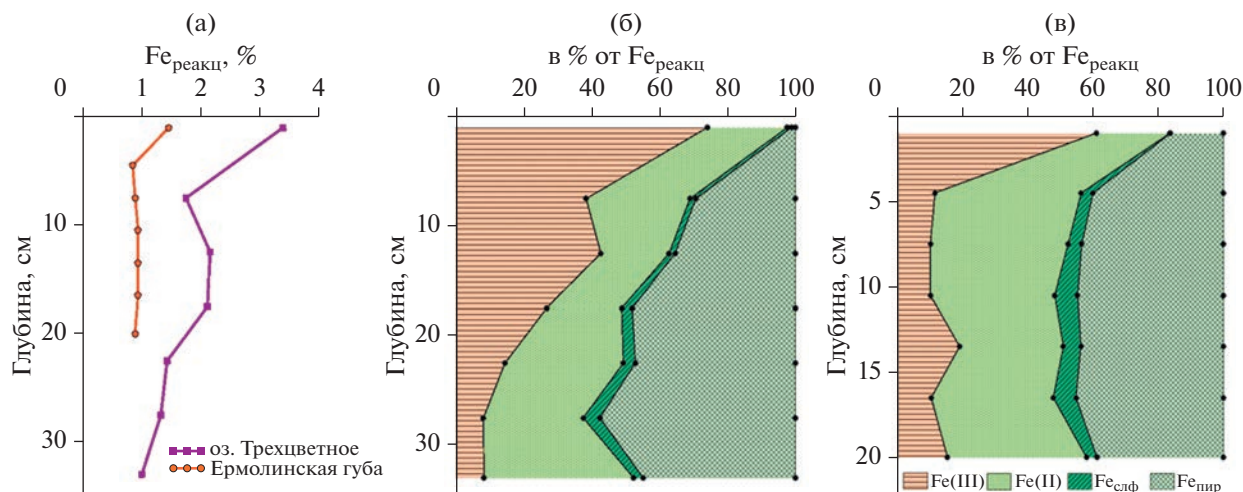


Рис. 3. Содержание реакционноспособного железа (а) и соотношение его форм в ДО озера Трехцветного (б) и Ермолинской губы (в).

чении количества Fe^{+2} . В двухвалентных формах реакционноспособного железа количество сульфидного железа было сопоставимо с содержанием двухвалентного железа, не связанного с серой, как в абсолютных концентрациях, так и по вкладу в $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ (рис. 3в).

Геохимическим проявлением процесса сульфатредукции в ДО является образование и накопление различных форм восстановленной серы – продуктов трансформации бактериального сероводорода. Кроме того, в ДО присутствует сульфатная сера, неизрасходованная в процессе сульфатредукции и составляющая вместе с $\sum \text{H}_2\text{S}$ общую серу осадков ($\text{S}_{\text{общ}}$).

В ДО оз. Трехцветного содержание сульфатной серы, которая по методике представляет собой сумму сульфатов иловой воды и твердой фазы осадков в расчете на сухой осадок, изменялось от 2.090% (90% от $\text{S}_{\text{общ}}$) в поверхностном слое отложений до 0.468% (39% от $\text{S}_{\text{общ}}$) на нижней границе керна. Содержание сульфатной серы в морских отложениях Ермолинской губы значительно ниже – от 0.476% (49% от $\text{S}_{\text{общ}}$) в поверхностном слое отложений до 0.221% (28% от $\text{S}_{\text{общ}}$) на нижней границе керна. В расчете на влажность проб значения этого показателя для обоих водоемов различаются уже не столь значительно – от 0.095 до 0.145% в расчете на серу (в среднем 0.148%) для озера и от 0.094 до 0.120 (в среднем 0.116%) для моря. В целом количество сульфатной серы хорошо согласуется с содержанием влаги в осадках; для каждого из водоемов коэффициент корреляции между ними равен 0.97 (при $n = 7$), и для их обобщенной выборки ($r = 0.91$ при $n = 14$). Следует отметить, что значения $\text{S}_{\text{сф}}$ в расчете на влажность проб в обоих случаях выше, чем может быть

содержание сульфатов в неизменной морской воде (0.07% S в воде со средней соленостью вод Белого моря 27 епс) и, особенно, в придонных водах мнимомлимниона оз. Трехцветного (~0.01% S [2; наши данные]). Скорее всего, это связано с тем, что часть сульфатов находится не только в растворе иловых вод, но и в твердой фазе ДО.

В общем содержании серы в подавляющем большинстве случаев доминировала восстановленная, представляющая собой сумму различных по устойчивости соединений, в которые трансформируется сероводород, генерируемый сульфатредуцирующими бактериями. Промежуточными являются сульфидная (сера кислоторастворимых сульфидов железа) и элементная формы, которые в качестве конечных продуктов превращения образуют пиритную и органически связанную формы [4, 16]. Можно отметить присутствие восстановленной серы в поверхностном слое осадков не только в оз. Трехцветном, но и верхних окисленных горизонтах морских ДО. Это можно объяснить существованием внутри и на поверхности частиц свежего органического детрита, попадающего на дно, микроочагов анаэробных условий, благоприятных для существования сульфатредуцирующих бактерий.

Содержание кислоторастворимой сульфидной серы (образующейся при взаимодействии бактериального сероводорода с реакционноспособным железом и представленной в ДО преимущественно коллоидным моносulfидом железа – гидротроилитом) в осадках оз. Трехцветного изменялось в интервале от 0.016 до 0.038%, составляя в среднем 0.026%. В морских осадках Ермолинской губы количество моносulfидной серы несколько меньше по сравнению с озерными – 0.015% (0.002–0.024%). Распределение ее по колонке ДО

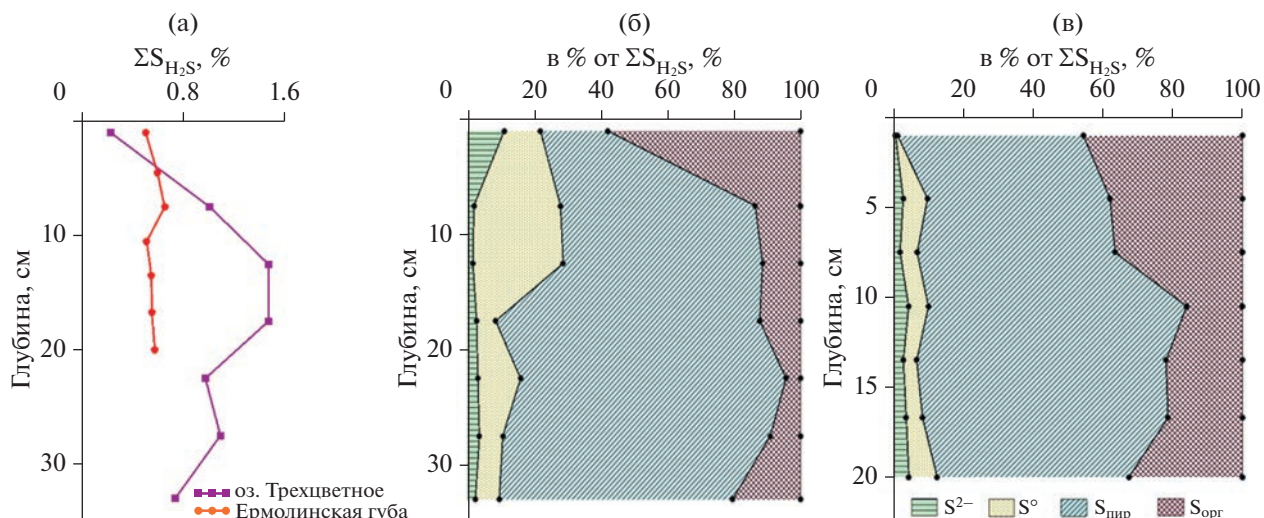


Рис. 4. Содержание суммы восстановленных форм серы ΣS_{H_2S} (а) и соотношение форм в ее составе в донных отложениях б) озера Трехцветного и в) Ермолинской губы.

в обоих случаях достаточно равномерное. Основное различие между водоемами заключается в содержании S^{-2} в поверхностном слое ДО: в озерных отложениях ее на порядок больше, чем в морских. Сопоставимо не только содержание кислоторастворимых сульфидов в абсолютных концентрациях, но и их вклад в суммарное содержание восстановленных форм серы в осадках обоих водоемов (рис. 4б и 4в) — он невелик и составляет в среднем 3.61 и 3.16% от ΣS_{H_2S} в озерных и морских осадках, соответственно.

Более заметный вклад в общее содержание форм восстановленной серы принадлежит элементной сере, которая может образовываться в ДО только в результате окисления сероводорода или сульфидов микробиологическим или химическим путем. В большинстве случаев элементная сера присутствует в ДО в рассеянном мелкодисперсном состоянии. Несмотря на обычно невысокие значения ее абсолютных концентраций, значение элементной серы в диагенетических процессах очень велико, поскольку она принимает участие в образовании пирита и органически связанной серы. Элементная сера обнаруживается во всей исследованной толще осадков, начиная с поверхности. Однако, ее образование, скорее всего, различно. В отложениях Ермолинской губы она образуется в результате окисления сероводорода или сульфидов кислородом, проникающим в ДО из наддонной воды: $2H_2S + O_2 \rightarrow 2S^0 + 2H_2O$. В меромиктическом оз. Трехцветном, с мощным слоем вод зараженных сероводородом, ее образование происходит, скорее всего, при взаимодействии сероводорода с трехвалентным реакционноспособным железом: $2FeOOH + H_2S \rightarrow 2Fe^{2+} + S^0 + 4OH^-$.

Среднее содержание S^0 в керне оз. Трехцветного составило 0.146% (от 0.025 до 0.399%), при этом ее минимальная концентрация зафиксирована в самом верхнем слое отложений (0–5 см). Ниже, в слое 5–15 см, количество элементной серы увеличивается в 10–16 раз, а вклад в ΣS_{H_2S} достигает 26.5%, при том, что в целом по колонке этот показатель не выходит за границы интервала 5.8–12.8% от ΣS_{H_2S} . В ДО Ермолинской губы количество S^0 крайне невелико — в среднем 0.028% (от 0.003 до 0.047%). Ее минимальное количество отмечено в самом верхнем слое ДО; ниже, начиная с подповерхностного слоя, распределение элементной серы достаточно ровное, также как и ее доля в общем содержании восстановленной серы — от 3.8 до 10.1% от ΣS_{H_2S} (рис. 4в).

Лидирующее положение в накоплении восстановленной серы в ДО обоих водоемов принадлежит пиритной сере: это подтверждается высоким коэффициентом корреляции между этими показателями для каждого водоема в отдельности и для их общей выборки ($r = 0.96$ при $n = 14$). Пирит — химически стойкое соединение [5]; его образование в ДО начинается с поверхностных горизонтов, где он появляется при взаимодействии образующегося сероводорода с соединениями двухвалентного реакционноспособного железа, как в восстановительных условиях, так и в условиях аэробно-анаэробного диагенеза (микроаэрофильные условия на поверхности и в нишах лабильной органики). В отобранном на анализ керне ДО оз. Трехцветного среднее содержание $S_{\text{пир}}$ составило 0.692% (0.045–1.165%). Можно отметить, что также как и для сульфидной и элементной серы минимальное содержание $S_{\text{пир}}$ получено в са-

мом верхнем слое озерных отложений. По мере погружения в осадок содержание $S_{\text{пир}}$ сначала достаточно резко (на порядок) увеличивается, а затем относительно “стабилизируется”, причем как в абсолютных концентрациях (0.588–0.875%), так по вкладу в суммарное содержание форм — 60–80% от $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$ (рис. 4б). Высокое содержание пирита в озерных осадках позволяет предполагать высокую интенсивность проходящих в их толще процессов микробиологического восстановления сульфатов.

В морских осадках Ермолинской губы пиритная форма серы также является доминирующей в составе $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$. Однако, в отличие от осадков полностью отделившегося от моря водоема уровни ее содержания формируются уже в первых сантиметрах ДО (0.266%; 53% от $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$), а затем практически не выходят за границы интервала 0.352–0.412%. При этом ее вклад в общее содержание восстановленной серы изменяется в интервале от 59.4 до 75.4% в пределах исследованной длины керна.

Органическая сера наряду с пиритом является конечным продуктом трансформации бактериального сероводорода. Хотя природа органической серы до сих пор окончательно не выяснена, ее изотопный состав однозначно указывает на связь диагенетической органической серы с бактериальным сероводородом: также как бактериальный сероводород и его производные (пиритная, элементная и сульфидная формы серы) она значительно обогащена легким изотопом ^{32}S [4]. Некоторая часть $S_{\text{орг}}$, особенно в поверхностных ДО, несомненно, имеет биогенное происхождение; однако, основная ее масса входит в состав гуминового комплекса ОВ. Количество $S_{\text{орг}}$ в исследованных осадках оз. Трехцветного изменяется в интервале от 0.043 до 0.180% при среднем значении 0.130% (18.5% $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$). Для осадков Ермолинской губы получены соизмеримые значения содержания $S_{\text{орг}}$ — от 0.053 до 0.228% при среднем значении 0.143% (26.6% $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$). В обоих случаях на состав $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$ органическая сера оказывает существенное влияние только в поверхностных горизонтах ДО, где ее доля составляет 58.0% и 45.7% для оз. Трехцветного и Ермолинской губы, соответственно. Хотя по мере погружения в толщу отложений ее количество изменяется незначительно, доля $S_{\text{орг}}$ в составе $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$ пассивно падает по мере увеличения количества пиритной серы.

Содержание общей восстановленной серы (рис. 4а) в ДО оз. Трехцветного составляло в среднем 0.994% (0.225–1.467%), что почти в два раза выше, чем в морских отложениях Ермолинской

губы — в среднем 0.559% (0.499–0.649%). Полученные значения в обоих случаях значительно выше по сравнению с результатами содержания $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$ для глубоководных осадков Белого моря, где этот показатель оставался стабильно невысоким и составлял в среднем 0.178% (0.012–0.706%) [12].

Поскольку известно, что параметр $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$ дает представление о масштабах сульфатредуцирующего процесса и его интенсивности в осадках, можно заключить, что в ДО обоих исследованных водоемов данный процесс протекает более интенсивно, чем в осадках открытого моря. Скорее всего, это является следствием различной доступности ОВ для микробного сообщества в исследованных нами водоемах и в открытой части Белого моря. Так как Белое море отличается непропорционально большим речным стоком, а дренируемая реками территория сильно заболочена, то основу терригенной органики (до 80% и более) составляют трудноминерализуемые соединения гумусовой природы, которые и аккумулируются в глубоководных беломорских отложениях. Напротив, в исследованных мелководных отложениях Ермолинской губы и, особенно, в ДО изолированного меромиктического оз. Трехцветного в составе органического вещества присутствует значительная часть лабильного автохтонного ОВ, доступного для микроорганизмов. Это способствует интенсификации процесса редукции сульфатов и приводит к накоплению соединений восстановленной серы, главным образом, в виде пирита. Мощным источником лабильного ОВ в оз. Трехцветном является зона хемоклина, где идет образование высокоплотного микробного сообщества, состоящего в основном из зеленоокрашенных серобактерий (плотность клеток не менее 10^8 кл. мл $^{-1}$ [35, 36]), что достаточно для поддержания интенсивности протекания процесса сульфатредукции в воде и донных осадках этого водоема. Не выявлено взаимосвязи между содержанием в ДО восстановленной серы и $S_{\text{орг}}$, наличие которой можно было бы ожидать при существующем в осадках уровне содержания органики. Скорее всего, это также является следствием смешанного состава ОВ, а именно, — незакономерным распределением по вертикали отложений, и его лабильной части, и терригенной составляющей.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования по изучению особенностей процесса сульфатредукции в ДО полностью отделившегося от Кандалакшского залива Белого моря меромиктического озера Трехцветного, а именно, геохимических параметров этого процесса — образования и накопления различных форм восстановленной серы во взаимосвязи с содержанием в осадках ОВ и реакционно-

способного железа, показали высокий уровень накопления соединений восстановленной серы (до 1.47% в расчете на сух. осадок), что свидетельствует о достаточно высокой интенсивности бактериальной редукции сульфатов не только в воде этого водоема, но и в ДО. При соизмеримом содержании органического вещества полученные значения более чем в два раза превышают содержание $\sum S_{H_2S}$ в морских отложениях, отобранных в Ермолинской губе Кандалакшского залива Белого моря на возможно близком расстоянии от оз. Трехцветного. Наиболее высокий уровень накопления соединений восстановленной серы в ДО оз. Трехцветного обеспечивается, скорее всего, поступлением более доступного ОВ по сравнению с морским ОВ (имеющим преимущественно автохтонное происхождение), предположительно, за счет интенсивно развивающихся микробиологических сообществ в зоне хемоклина и в толще озерной воды.

Основной формой восстановленной серы в озерных осадках является пиритная (60–80% от $\sum S_{H_2S}$), что сближает ДО этого озера с морскими. Органическая сера – вторая устойчивая форма накопления восстановленной серы, оказывает заметное влияние на уровень содержания $\sum S_{H_2S}$ только в поверхностных горизонтах озерных ДО при вкладе 58.0%. По мере погружения в толщу отложений ее количество изменяется незначительно, однако доля $S_{орг}$ в составе $\sum S_{H_2S}$ пассивно падает при увеличении содержания других форм. Доля промежуточных форм (серы кислоторастворимых моносльфидов железа и элементной) в их суммарном содержании невелика. Особенно это справедливо для кислоторастворимой сульфидной серы, чей вклад в $\sum S_{H_2S}$ для всего исследованного керна оз. Трехцветного не превышает 3.6%. Более заметна роль элементной серы (до 10% от $\sum S_{H_2S}$), образование которой в анаэробной среде, скорее всего, связано с взаимодействием сероводорода с трехвалентным железом, проникающим в осадки из придонных аэробных вод, а не с кислородом.

Осадки оз. Трехцветного имеют достаточный ресурс реакционноспособного железа для связывания в сульфиды бактериального сероводорода, что препятствует его выходу в иловую воду. Соотношение форм реакционноспособного железа в составе их суммы в толще ДО сдвинуто в сторону двухвалентного железа при доминировании окисленной формы только в самом верхнем слое исследованных отложений. Это сближает их с морскими осадками в Ермолинской губе, несмотря на более высокое содержание $Fe_{реакц}$ в ДО оз. Трехцветного.

Содержание сульфатной серы фактически определялось влажностью осадков: выявлена взаимосвязь между этими показателями с высоким коэффициентом корреляции, как для каждого водоема в отдельности, так и для их обобщенной выборки ($r = 0.91$ при $n = 14$). Содержание сульфатной серы в расчете на влажность проб в обоих случаях выше, чем может быть содержание сульфатов в неизменной морской воде и, особенно, в придонных водах мнимомлимниона оз. Трехцветного. Скорее всего, это связано с тем, что часть сульфатов находится не только в растворе иловых вод, но и в твердой фазе отложений.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников Беломорской биологической станции МГУ им. Н.П. Перцова за помощь в экспедиционных работах; Краснову Е.Д. и Воронова Д.А. за устные консультации и неоценимую помощь в работе; Харитонову Д.А., Демиденко Н.А., Птушенко В.В. и Птушенко Тимофея за помощь в отборе проб ДО.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ FUUW-2022-0026 “Изучение закономерностей биогеохимических процессов циклов серы и хлора в экосистемах Европейского Севера России” № гос. регистрации 122011300473-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Броцкая В.А., Жданова Н.Н., Семенова Н.Л. Донная фауна Великой Салмы и прилегающих районов Кандалакшского залива Белого моря // Тр. Кандалакш. гос. запов. 1963. № 4. С. 159–182.
2. Васильчук Ю.К., Фролова Н.Л., Краснова Е.Д. и др. Изотопно-геохимический состав воды в меромиктическом озере Трехцветном на беломорском побережье // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 5. С. 555–566.
3. Вахрамеева Е.А. Гранулометрический состав донных отложений меромиктических озер // Тезисы докладов Международной научно-практической конференции LXXXII Герценовские чтения “География: развитие науки и образования”. С-Петербург, 2019. С. 278–281.
4. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.
5. Волков И.И., Жабина Н.Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках // Химический анализ морских осадков. Под ред. Э.А. Остроумова. М.: Наука, 1980. С. 5–27.
6. Дегерменджи А.Г., Rogozin Д.Ю. Общее описание меромиктических озер юга Сибири // Роль микроорганизмов в функционировании живых систем: фундаментальные проблемы и биоинженерные приложения / Под ред. Власова В.В. и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. С. 102–104.
7. Иванов М.В., Русанов И.И., Пименов Н.В. и др. Микробные процессы цикла углерода и серы в озере Могильном // Микробиология. 2001. Т. 70. № 5. С. 675–686.

8. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С. и др. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, северная Карелия) // Докл. Акад. наук. 2012. Т. 442. № 2. С. 263–267.
9. Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Демиденко Н.А. и др. К инвентаризации реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря // Комплексные исследования Бабьего моря, полу-изолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота – изменения на фоне трансгрессии берегов / Труды Беломорской биостанции МГУ. Т. 12. М.: Т-во научных изданий КМК, 2016. С. 211–241.
10. Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Белевич Т.А. и др. Комплексные исследования отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря в марте 2012 г. // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 714–717.
11. Краснова Е.Д. Экология меромиктических озер России. 1. Прибрежные морские водоемы // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 3. С. 322–333.
12. Кокрятская Н.М., Волков И.И. Восстановленная сера в донных осадках Белого моря // Система Белого моря. Том IV. Осадкообразование, геология и история. Под ред. Лисицына А.П. и др. М.: Научный мир, 2017. С. 699–710.
13. Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М., Краснова Е.Д. Сероводородное заражение прибрежных озер на разных стадиях изоляции от Белого моря // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 401–412.
14. МИ № 88-16365-010-2017 “Донные отложения водоемов. Определение гранулометрического состава ситовым и пипеточным методами” Введена 26.12.2017. Архангельск, 2017. 12 с.
15. Немировская И.А. Содержание и состав органических соединений в отделяющихся озерах в Антарктике и Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. №4 (114). С. 76–85.
16. Остроумов Э.А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1953. Т. 7. С. 70–90.
17. Пименов Н.В., Русанов И.И., Карначук О.В. и др. Микробные процессы циклов углерода и серы в озере Ши́ра (Хакасия) // Микробиология. 2003. Т. 72. № 2. С. 259–267.
18. Реликтовое озеро Могильное (исследования 1997–2000 гг.). Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2002. 163 с.
19. Романенко Ф.А., Ши́лова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // Докл. Акад. наук. 2012. Т. 442. С. 544–548.
20. Саввичев А.С., Лунина О.Н., Русанов И.И. и др. Микробиологические и изотопно-геохимические исследования озера Кисло-Сладкое – меромиктического водоема на побережье Канда拉克шского залива Белого моря // Микробиология. 2014. Т. 83. № 2. С. 191–203.
21. Саввичев А.С., Русанов И.И., Рогозин Д.Ю. и др. Микробиологические и изотопно-геохимические исследования меромиктических озер Хакасии в зимний сезон // Микробиология. 2005. Т. 74. № 4. С. 552–561.
22. Лейн А.Ю., Лисицын А.П. Процессы раннего диагенеза в арктических морях (на примере Белого моря) // Система Белого моря. Том IV. Осадкообразование, геология и история / под ред. акад. Лисицына А.П. и др. М.: Научный мир, 2017. С. 504571
23. Соколов В.С. Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках // Химический анализ морских осадков. Под ред. Э.А. Остроумова. М.: Наука, 1980. С. 28–42.
24. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. и др. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Докл. Акад. наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.
25. Шапоренко С.И., Корнеева Г.А., Пантюлин А.Н. и др. Особенности экосистем отшнуровывающихся водоемов Канда拉克шского залива Белого моря // Водные ресурсы. 2005. Т. 32. № 5. С. 517–532.
26. Шевченко В.П., Кокрятская Н.М., Стародымова Д.П. и др. Загрязнение донных осадков озер водосборного бассейна Белого моря тяжелыми металлами, поступающими из атмосферы // Глобальные проблемы Арктики и Антарктики [электронный ресурс]: сборник научных материалов Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 90-летию со дня рождения академика Николая Павловича Лавёрова / Под ред. А.О. Глико и др. Архангельск, 2020. С. 605–609.
27. Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. № 2. P. 315–321.
28. Anderson R.Y., Dean R.Y., Bradbury P. et al. Meromictic lakes and varved lake sediments in North America // Geological Survey Bulletin 1607. 1985. 19 p.
29. Bura-Nakic E., Viollier E., Jezequel D. Reduced sulfur and iron species in anoxic water column of meromictic crater Lake Pavin (Massif Central, France) // Chem. Geol. 2009. V. 266. P. 311–317.
30. Edwards R.J. Sedimentary indicators of relative sea-level changes - low energy // The Encyclopedia of Quaternary Science. V. 4 / In: Elias S.A. (Ed.). Amsterdam: Elsevier, 2013. P. 396–408.
31. Heiri O., Lotter A., Lemeke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // J. Paleolimnol. 2001. V. 25. P. 101–110.
32. Koukina S.E., Vetrov A.A. Metal forms in sediments from Arctic coastal environments in Kandalaksha Bay, White Sea, under separation processes // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2013. V. 130. P. 21–29.
33. Krasnova E., Matorin D., Belevich T. et al. The characteristic pattern of multiple colored layers in coastal stratified lakes in the process of separation from the White Sea // Chinese J. Oceanol. Limnol. 2018. V. 6. P. 1–16.
34. Long A.J., Woodroffe S.A., Roberts D.H. et al. Isolation basins, sea-level changes and the Holocene history of the Greenland Ice Sheet // Quatern. Sci. Revs. 2011. V. 30. P. 3748–3768.

35. Lunina O.N., Savvichev A.S., Veslopolova E.F. et al. Seasonal variations in the structure of an anoxygenic phototrophic bacterial community from the meromictic lake Trekhtsvetnoe (Kandalaksha bay, White sea) // Microbiology (Mikrobiologiya). 2019. T. 88. № 1. C. 100–114.
36. Savvichev A.S., Babenko V.V., Lunina O.N. et al. Sharp water column stratification with an extremely dense microbial population in a small meromictic lake, Trekhtsvetnoe. // Environmental Microbiology. 2018. V. 20. № 10. P. 3784–3797.
37. Woodroffe S.A., Long A.J., Lecavalier B.S. et al. Using relative sea-level data to constrain the deglacial and Holocene history of southern Greenland // Quatern. Sci. Revs. 2014. V. 92. P. 345–356.
38. Yao W., Millero F.J. The chemistry of the anoxic waters in the Framvaren Fjord, Norway // Aquatic Geochemistry. 1995. V. 1. № 1. P. 53–88.

Reduced Sulfur Compounds in Bottom Sediments of Lakes at Different Stages of Separation from Kandalakshskiy Bay of the White Sea (Meromictic Lake Trekhtsvetnoe)

G. N. Losyuk^{a, #}, N. M. Kokryatskaya^a, E. A. Vakhrameyeva^a, R. A. Aliev^b

^aN. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia

^bNational Research Center “Kurchatov Institute”, Moscow, Russia

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

The paper presents the results of studying the bottom sediments of the lake Trekhtsvetnoe, which is situated at the meromictic stage of separation from the White Sea (Kandalaksha Bay). The geochemical parameters of the process of bacterial sulfate reduction are considered – the formation and accumulation of various forms of reduced sulfur in relation to the content of organic matter and reactive iron in sediments. A significant level of content of reduced sulfur compounds (up to 1.467%) and their distribution in the sediments of the lake. Tricolor, due to a fairly active process of sulfate reduction. The activity of the recovery processes is ensured by the entry of labile organic matter into the sediments, which is formed due to intensively developing microbial communities in the chemocline zone and in the lake water column.

Keywords: meromictic lake, bottom sediments, sulfate reduction, reduced sulfur compounds, organic matter, reactive iron

ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

© 2023 г. Н. А. Пальшин¹ *, А. Н. Иваненко¹, А. М. Городницкий¹,
Ю. В. Брусиловский¹, И. А. Веклич¹, Н. А. Шишкина¹

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

*e-mail: palshin@ocean.ru

Поступила в редакцию 16.02.2023 г.

После доработки 27.02.2023 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

Работа посвящена описанию новых геомагнитных данных, полученных в Северной Атлантике в рейсах на судах Российской академии наук в 2020–2022 гг. Рассмотрены современные технологии геомагнитных измерений в океане и методы их обработки. Полученные геомагнитные данные указывают на гетерогенную природу источников магнитных аномалий в разломной зоне Чарли Гиббс и на прилегающих участках Срединно-Атлантического хребта, и позволяют решать широкий круг геологических и тектонических задач. Сформулированы приоритетные направления дальнейших исследований, направленных на уточнение параметров спрединга и построение моделей геомагнитного слоя, характерных для трансформных разломов и амагматических сегментов Срединно-Атлантического хребта.

Ключевые слова: аномальное магнитное поле, обработка геомагнитных данных, Северная Атлантика, Срединно-Атлантический хребет, разломная зона Чарли Гиббс, природа океанских магнитных аномалий

DOI: 10.31857/S0030157423050131, EDN: PWDMT0

ВВЕДЕНИЕ

Морские геомагнитные исследования сыграли важную роль в изучении строения и эволюции океанской литосферы [35]. Установление билатеральной симметрии линейных магнитных аномалий по отношению к рифтовым зонам явилось убедительным доказательством спрединга океанской литосферы [36]. Совместный анализ линейных магнитных аномалий с данными об инверсиях магнитного поля позволил построить магнитную геохронологическую шкалу [25]. Уточненная магнитная геохронологическая таблица [см. напр. 19] нашла широкое распространение при интерпретации аномального магнитного поля. В основе интерпретации морских магнитных аномалий лежали простейшие модели магнитоактивного слоя, а главной задачей являлись идентификация литосферных блоков различной полярности по данным измерений аномального магнитного поля в океанах для оценки скоростей спрединга различных сегментов океанской литосферы [см. напр. 7, 8].

В последующие десятилетия в результате геомагнитных исследований океанических областей установлено, что аномальное магнитное поле содержит существенно больший объем информации о строении океанской коры и верхних слоев

мантии, что следует, например, из обобщенной концептуальной петромагнитной модели океанской коры [см. напр. 5, 22].

Помимо линейных аномалий магнитного поля в морях широко распространены аномалии, вызываемые подводными горами [2, 4] и трансформными разломами [3]. Важно отметить, что аномалии магнитного поля в морях и океанах часто связаны с магнетитсодержащими серпентинитами, образование которых может происходить в рифтовых зонах, трансформных разломах и зонах субдукции благодаря процессам гидратации пород океанской коры и верхней мантии [6, 9, 23, 28, 33].

После длительного перерыва в систематических геомагнитных исследованиях Атлантического океана [16] сотрудниками лаборатории геофизических полей Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2020–2022 гг. в трех рейсах (50-й и 53-й рейсы НИС “Академик Николай Страхов”, 53-й рейс НИС “Академик Сергей Вавилов”), организованных Геологическим институтом РАН, с помощью современных измерительных средств был получен большой объем геомагнитных данных в Северной Атлантике. При этом существенно дополнена база геомагнитных данных в районе мегатрансформного разлома Чарли Гиббс, трансформных разломов Байтс и

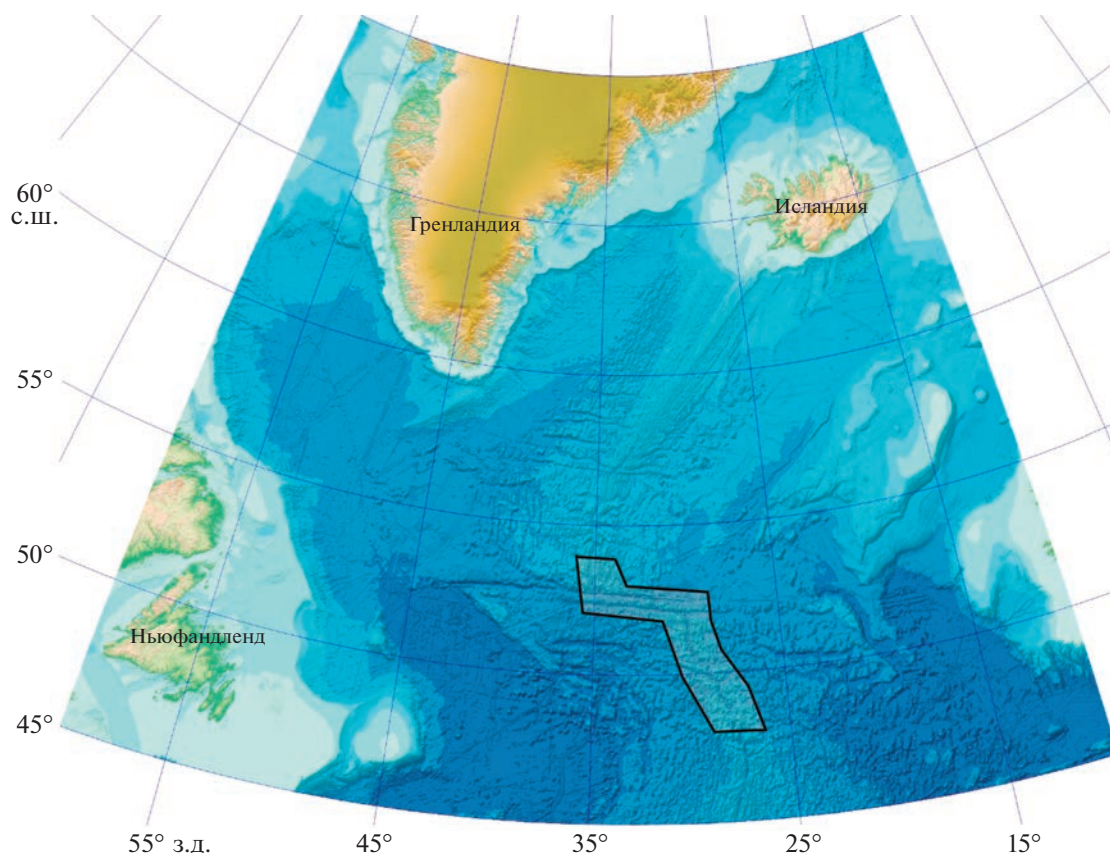


Рис. 1. Район исследований (затемненный полигон). Батиметрия Северной Атлантики (карта GEBCO).

Максвелл, нетрансформного смещения Фарадей, также выполнены геомагнитные измерения над несколькими подводными горами [11, 13, 14].

Северная Атлантика и, в особенности, Срединно-Атлантический хребет (САХ), традиционно являлись объектом изучения. Однако, большая часть геомагнитных съемок была выполнена более 20–30 лет назад, к тому же была сосредоточена на САХ севернее разломной зоны Чарли Гиббс, тогда как собственно разломная зона была исследована недостаточно [31]. Выполненные в 2020–2022 гг. геомагнитные исследования существенно дополнили имеющиеся данные.

Целью настоящей работы является краткое описание методики выполненных геомагнитных измерений, описание новых полученных геомагнитных данных, методов их обработки, систематизации и архивизации, а также предварительный анализ возможной природы аномальных магнитных полей в районе исследований (рис. 1).

ТЕХНОЛОГИИ ИЗМЕРЕНИЯ И ОБРАБОТКИ ГЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ В ОКЕАНЕ

За последние годы, благодаря развитию измерительных средств и спутниковых навигационных систем, качество и объем морских геомаг-

нитных данных существенно выросли. Развитие вычислительных средств, новые математические методы обработки, анализа и интерпретации данных позволяют решать быстро и эффективно задачи, которые раньше не могли быть решены во все или требовали длительного времени.

Измерения геомагнитного поля в рассматриваемых рейсах выполнялось с помощью современных буксируемых магнитометров Geometrics G882 (“GEOMETRICS”, США) и SeaPOS2 (Россия). Общий вид магнитометров приведен на рис. 2.

Морской буксируемый магнитометр Geometrics G882 (“GEOMETRICS”, США) работает по принципу оптической накачки паров цезия. Магнитометр вырабатывает выходной сигнал с частотой прецессии ядра атомов цезия, которая находится в прямой зависимости от внешнего магнитного поля. Магнитометр обладает рядом уникальных свойств — так, частота измерений может достигать 20 Гц без значимой потери их точности. Магнитометр снабжен датчиком глубины и альтиметром для измерения расстояния до дна на малых глубинах.

Магнитометры серии POS — Proton Overhauser Sensor разработаны и серийно производятся научно-исследовательской лабораторией Квантовой магнитометрии Уральского федерального

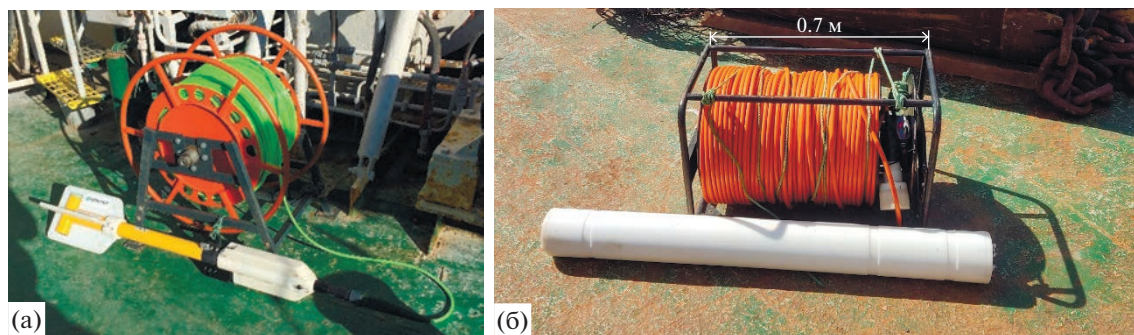


Рис. 2. Общий вид буксируемых магнитометров Geometrics G882 (а) и SeaPOS2 (б) на палубе.

университета. Рабочим телом, в котором возбуждается прецессия, является водородосодержащая жидкость с добавлением свободных радикалов с неспаренными электронами. Магнитометры POS внесены в госреестр средств измерений РФ № 79451-20 (<https://fgis.gost.ru/fundmetrology/registry/4/items/1383594>).

Выходной сигнал обоих магнитометров представляет собой непрерывную синусоидальную волну с частотой прецессии, которая измеряется, оцифровывается в гондole магнитометра и передается в цифровом виде (протокол RS-232) по кабелю на борт судна. Абсолютная погрешность для Geometrics G882 составляет менее 3 нТл, а для SeaPOS2 — менее 1 нТл. Частота измерений составляла 0.5 Гц (одно измерение раз в 2 с), что при скорости судна восемь узлов (типичная скорость буксировки) соответствовало расстоянию между пикетами примерно 8 м. Длина буксировочного кабеля составляла 250–300 м.

Наборный сбор данных осуществлялся программами MagLog (“Geometrics”) и POS-Manager (SeaPOS2), поставляемыми изготовителями приборов, которые позволяют в реальном времени управлять магнитометрами, осуществлять их тестирование и вести совместную регистрацию данных магнитометрии с данными о глубине датчиков и спутникового позиционирования судна с возможностью в реальном времени позиционировать положение всех датчиков на момент измерений.

Для дальнейшей обработки данных использовалось собственное математическое обеспечение ReadGeometrics и ReadSeaPOS2 (ввод, проверка и форматирование данных) и многофункциональный программный комплекс “MATROS-IV”.

Программный комплекс “MATROS-IV” [24] позволяет оперативно и качественно преобразовать входной поток исходных магнитных и навигационных данных в пригодный для количественной интерпретации материал.

Первичная обработка магнитной съемки выполняется в интерактивном режиме в следующей

последовательности с возможностью повторения или пропуска определенных шагов обработки:

- проверка, фильтрация, сглаживание, прореживание (сгущение) измерений;
- проверка данных навигации;
- расчет координат точек измерения магнитного поля для каждого датчика (учет офсетов);
- введение поправок за девиацию датчика;
- переход к аномальному магнитному полю с использованием модели нормального IGRF [17];
- разбиение съемки на профили;
- увязка профилей магнитной съемки и учет возможных неучтенных девиационных и вариационных ошибок;
- построение карт-графиков и карт-изодинам аномального магнитного поля.

Перед началом измерений во всех трех рейсах выполнялись необходимые регламентные работы, в частности, выбирался необходимый диапазон измерений, измерялась курсовая девиация — влияние намагниченности судна на измерения магнитного поля при различных курсах в районе исследований.

Измерение курсовой девиации необходимо выполнять каждый раз перед началом регулярных измерений, поскольку она зависит от текущей намагниченности корпуса судна, внешнего геомагнитного поля в районе исследований и длины буксировочного кабеля. Выполнять такие измерения следует в области спокойного поля. Рассмотрим два примера учета влияния судна на измерения магнитного поля для судов “Академик Сергей Вавилов” (рейс 53) и “Академик Иоффе” (рейс 63), выполненных разными способами. Длина этих судов составляет 117 м, а длина забортной части до датчика магнитометра была ограничена длиной буксировочного кабеля 250 м, поэтому нельзя было исключить возможность вклада девиации в измерения (рис. 3).

В первом случае была выполнена микросъемка для основных направлений галсов съемки — широтных и меридиональных. Судно двигалось по

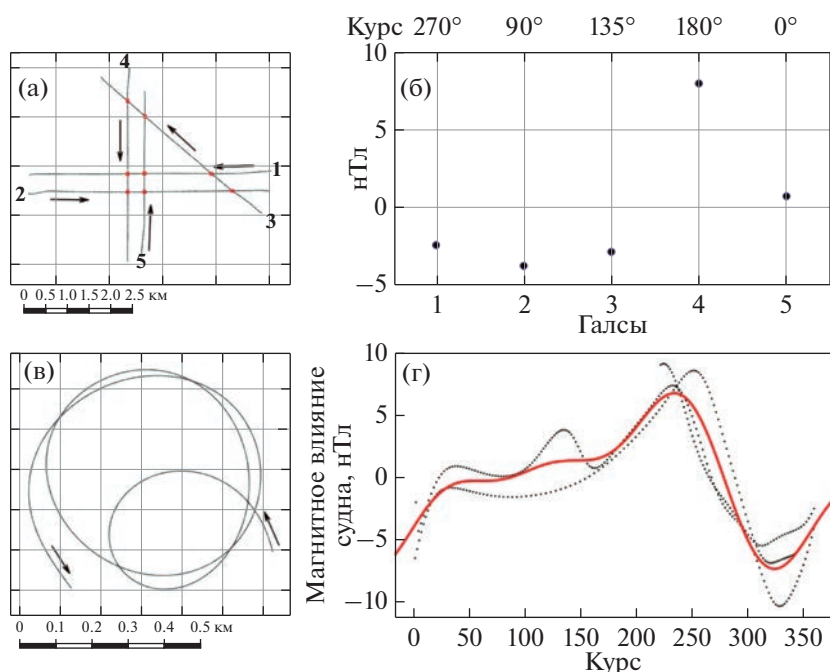


Рис. 3. Измерение девиации судна. Схемы движения судов (а, в) и вычисленные поправки за девиацию (б, г).

встречным широтным и меридиональным галсам, пересекающимся примерно в одной точке (рис. 3а). По невязкам в точках пересечения галсов рассчитывались девиационные поправки. Среднеквадратичная ошибка такой микросъемки по 8 точкам пересечения галсов составила 4.9 нТл, после уравнивания сети она уменьшилась до 0.85 нТл. Максимальная девиация наблюдалась на курсе 180°, она составила 8 нТл, на широтных галсах она была меньше: –2.3 и –3.7 нТл соответственно для курсов 270° и 90°, и близка к 0 (–0.8 нТл) для курса 0° (рис. 3б).

Во втором случае запись магнитного поля велась параллельно с метеорологической гелиосъемкой во время циркуляции судна “Академик Иоффе” (рис. 3в). После вычитания из данных линейного тренда установлено, что зависимость показаний магнитометра (пунктирные линии на рис. 3г) от курса судна хорошо аппроксимируется гармоническим полиномом третьей степени (красная линия на рис. 3г).

Рассчитанные таким образом поправки за девиацию были включены в настройки MATROS-IV и автоматически учитывались при расчетах аномального магнитного поля.

Измерения геомагнитного поля могут выполняться при волнении моря, достигающем 5–6 баллов и скорости судна до 8–9 узлов. Колебания судна (качка) и собственно поверхностные волны являются дополнительным источником помех в диапазоне периодов от 2–3 до примерно 10 секунд в зависимости от характера волнения с амплитудой 3–4 нТл. Помехи такого типа, а также

единичные “выбросы”, вызванные импульсными электромагнитными помехами от электрических систем судна, надежно подавляются с помощью процедуры низкочастотной фильтрации, в основе которой лежит сплайн-аппроксимация. На рис. 4 приведен пример геомагнитных данных, полученных при существенном волнении моря, и результат их подавления. На рис. 4а приведено исходное измеренное поле, содержащее волновое волнение и отдельные выбросы; на рис. 4б – результат низкочастотной фильтрации. На нижней панели (рис. 4в) показан в детальном масштабе участок записи 1–1' (см. рис. 4а), на котором хорошо виден квазисинусоидальный сигнал, вызванный волновым воздействием.

Вариации магнитного поля, особенно в высоких широтах могут существенно искажать данные морских магнитных съемок. Влияние на данные геомагнитных измерений в океане оказывают геомагнитные бури (Dst), полярные суббури (DP) и солнечно-суточные вариации (Sq). Солнечно-суточные вариации, максимальные в средних широтах, в спокойные геомагнитные дни не оказывают особого влияния на измерения, которые выполняются на относительно коротких по времени профилях (не более 6 часов), поскольку их влияние заключается в небольшом тренде в записи, который потом может быть легко удален на этапе количественной интерпретации. Заметные искажения могут вносить геомагнитные бури и, особенно, полярные суббури, поэтому необходимо следить за геомагнитной активностью в дни измерений. Мерами такой геомагнитной актив-

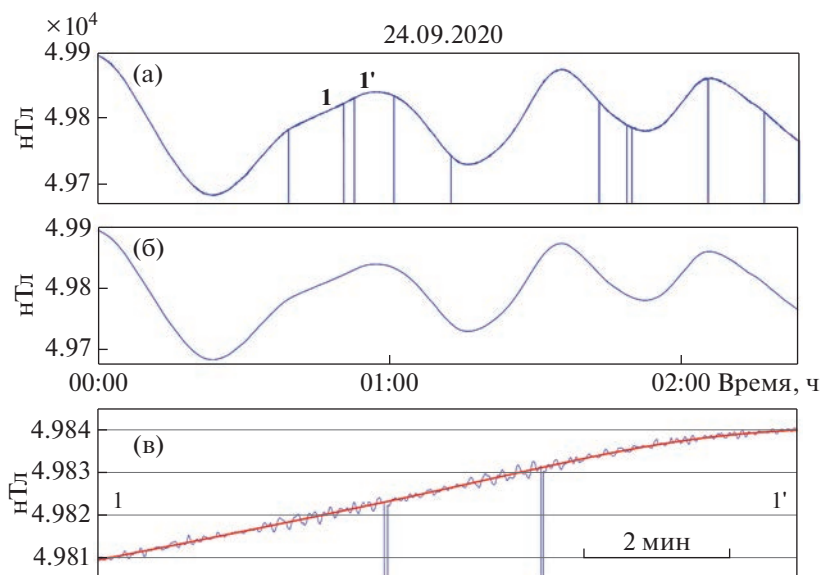


Рис. 4. Удаление волновой помехи на пример фильтрации выбросов и высокочастотной помехи и сглаживания записи для одного из профилей в Северной Атлантике (50-й рейс НИС “Академик Николай Страхов”). (а) исходные данные, (б) обработанные, (в) пример волновых помех и случайных “выбросов” на фрагменте верхней записи 1–1', красным показано отфильтрованное поле (магнитометр – Geometrics G882).

ности являются индексы магнитной активности: К-индекс, характеризующий глобальную геомагнитную активность и классифицирующий геомагнитные бури, и полярные индексы (AE, AU, AL, AO), характеризующие полярные суббури, обусловленные усилением токов в ионосфере, протекающих вдоль границы аврорального овала.

Выполненный нами анализ, показал, что во время геомагнитных измерений, рассматриваемых в данной работе, ни глобальных магнитных бурь, ни аномально сильных полярных суббурь не было.

Следующим этапом обработки данных магнитной съемки является ее разбиение на отдельные профили – прямолинейные участки с равномерным движением судна, расположенные, по возможности, поперек линейно вытянутых геологических структур. Такой подход позволяет использовать, с одной стороны, квазистационарное приближение при описании помех, а с другой – двумерный подход. Гипотеза о стационарности помех, в частности, широко используется при увязке съемок, особенно выполненных в разное время.

В комплексе программ MATROS-IV параллельно с вычислением положения датчиков магнитометра на момент получения навигационной системой координат выполняется автоматическое разбиение съемки на прямолинейные отрезки – профили, для которых соблюдается условия прямолинейного и равномерного движения датчиков магнитометра. Основными параметрами, пороговые изменения которых приводят к появлению разрывов в непрерывной съемке, являются осредненные за некоторый интервал времени

(обычно 2–5 мин, в зависимости от масштаба съемки) курс и скорость движения датчика, и радиус кривизны траектории движения. Имеется возможность интерактивной коррекции выбранного разбиения. Пример такого автоматического разбиения съемки на прямолинейные профили приведен на рис. 5.

Обработанные таким образом геомагнитные данные формируют архив (простейшую базу данных) и составляют основу для дальнейшей геолого-геофизической интерпретации. Единицей хранения данных является файл, содержащий всю необходимую информацию об отдельном фрагменте съемки, с момента включения до выключения магнитометра. Он содержит пять значений измерений для каждой точки: пространственные координаты (широта, долгота, заглубление датчика), универсальное время и значение измеренного магнитного поля. Также сохраняются дополнительные параметры, облегчающие процедуры отображения и обработки данных: пройденное расстояние от начала профиля, курс, скорость и номер профиля. Все исходные данные (в формате магнитометра и в формате MATROS-IV), а также обработанные девятиколоночные файлы в ASCII формате хранятся в отдельных папках, имена которых содержат время начала данного фрагмента съемки. В свою очередь эти папки объединены в папки, содержащих номер рейса и название судна, далее – географическое название региона. Подобный характер хранения информации о магнитном поле океанских областей в настоящее время вполне соответствует решаемым лабораторией задачам и

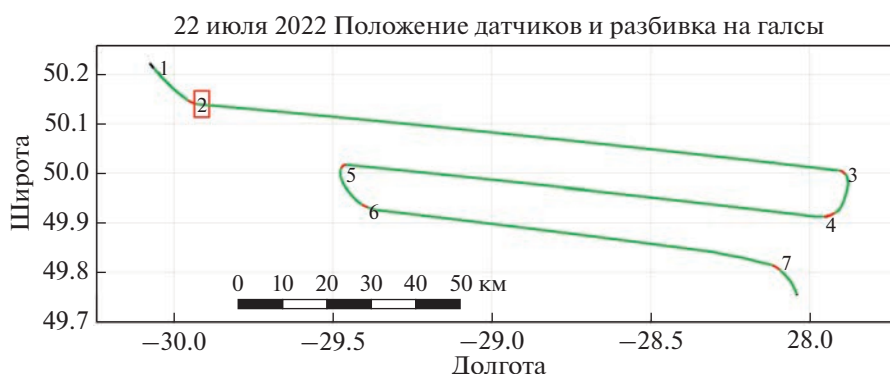


Рис. 5. Разбивание съемки на профили. Черные точки — траектория движения датчика, нет измерений магнитного поля (магнитометр выключен); красные точки — есть измерения (магнитометр включен), точка вне профиля; зеленые точки — есть измерения (магнитометр включен), точка на профиле. Цифры в начале профилей обозначают номера профилей.

может быть легко переведен в любой необходимый формат сторонних баз данных.

При геомагнитных исследования в морях и океанах часто встает задача увязки геомагнитных съемок, выполненных в разное время. Например, в районе исследований большой объем геомагнитных исследований был выполнен в восьмидесятые и девяностые годы советскими гидрографическими судами; также имеются доступные результаты отдельных геомагнитных исследований в открытых базах данных [31].

Важной функцией комплекса программ MATROS-IV является увязывание геомагнитных съемок. MATROS-IV позволяет интерактивно собирать в один файл данные различных съемок для заданной области, рассчитывать невязки в точках пересечения профилей, анализировать характер этих ошибок, подбирать модель для ошибок (уровень, тренд, сдвиг координат, периодическая погрешка (вариация)), составлять и робастно и устойчиво решать систему уравнений для минимизации невязок, рассчитывать грид по исходным и увязанным данным, выполнять обратную интерполяцию с грида на профили с целью проверки адекватности построенных карт. Перечислим основные оригинальные опции, отличающие нашу схему увязывания разнородных по качеству данных. В процессе обработки данных, рассматриваемых в настоящей работе, обладающих современной плановой привязкой по GPS и высокой аппаратной точностью, установлено, что основной помехой при полигонных съемках крупного и среднего масштабов являются солнечно-суточные вариации, которые достаточно хорошо убираются из данных уравниванием съемки с выбранной моделью ошибок в виде постоянного уровня или линейного тренда. В то же время для съемок, выполненных до начала 1990 гг. в “до-GPS эпоху” более характерны ошибки позиционирования, устранение которых требует более сложной обработки. Поэтому при увязке таких

разнородных данных мы используем следующую стратегию: вначале увязываются более качественные современные измерения, по которым строится предварительный грид для изучаемой площади и оцениваются горизонтальные градиенты аномального магнитного поля. Так создается некий “каркас” аномального магнитного поля на полигоне, на который последовательно “натягиваются” с помощью подбора уровня и/или сдвига профилей (в пределах оценки точности их позиционирования) более старые данные, причем в порядке возрастания их выборочной дисперсии. Такая процедура позволяет последовательно улучшать детальность карт без существенной потери их качества. Контроль качества синтезированного грида осуществляется обратной интерполяцией с карты на профили съемки.

ЗОНА РАЗЛОМОВ ЧАРЛИ ГИББС

Основным объектом описываемых в данной статье исследований был зона разломов Чарли-Гиббс, состоящая из двух параллельных разломов, северного и южного, и внутриразломного спредингового сегмента. Разломные зоны, в свою очередь, состоят из активных (трансформных) и пассивных участков. Первые являются границами литосферных плит, тогда как вторые целиком лежат в одной из плит. Помимо собственно разломной зоны, были также выполнены исследования на двух участках САХ, непосредственно примыкающих к разломной зоне Чарли Гиббс с севера и юга. Магнитные измерения выполнялись в 50-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” и 53-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов”. Обзорная карта района исследований приведена на рис. 6.

Геомагнитными измерениями покрыта центральная часть разломной зоны и примыкающие к ней северный и южный участки САХ. Длина большинства профилей составляет 100 и более км, что позволяет получить количественную инфор-

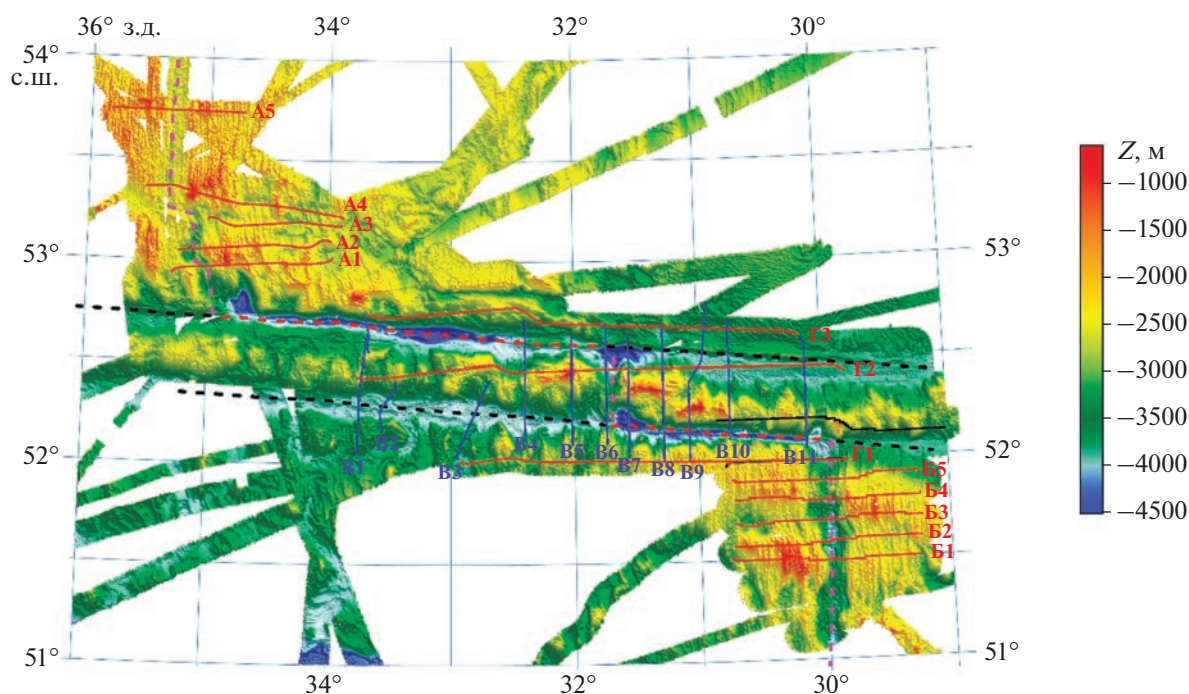


Рис. 6. Обзорная карта района исследований в разломной зоне Чарли Гиббс. Приведено расположение избранных профилей, батиметрия по данным многолучевого профилирования [13, 15]. Шкала глубин Z показана справа. Лиловые пунктирные линии — оси спрединга, красные пунктирные линии — трансформные разломы, черные пунктирные линии — пассивные части разломной зоны. Красным изображены широтные профили, синим — меридиональные. Обозначения профилей см. текст.

мацию о строении магнитоактивного слоя, в частности — оценить глубину до источников аномального магнитного поля.

Рассмотрим геомагнитные данные, полученные на трех основных объектах исследований: (1) северном участке САХ (профили А1–А5), (2) южном участке САХ (профили В1–В2) и (3) собственно разломной зоне Чарли Гиббс (профили В1–В11 и Г1–Г3), включая межразломный участок САХ.

Северный и южный участки САХ, примыкающие к разломной зоне Чарли Гиббс, показывают в целом сходные морфологические характеристики, включая наличие нескольких нетрансформных смещений. Однако, имеются и отличия: южный участок имеет рельеф с протяженными линейными грядами, ориентированными перпендикулярно направлению спрединга, тогда как морфология северного участка САХ обнаруживает постепенный переход от интенсивного магматизма на севере к сильно сегментированному спредингу, практически лишенному базальтов в области, примыкающей к разломной зоне (рис. 6) [34].

Аномальное магнитное поле на северном участке САХ (рис. 7а) также меняет свой характер от ярко выраженных интенсивных линейных аномалий с размахом до 2000 нТл на профилях А4 и А5 и около 1500 нТл на профиле А2 к профилю А1, где аномальное магнитное поле на всем протяже-

нии профиля лежит в области отрицательных значений и линейные аномалии не выделяются.

Для южного участка САХ (рис. 7б) характерны регулярные линейные аномалии с амплитудой около 1000 нТл. Наличие протяженных линейных гряд и существенная асимметрия морфологического строения восточного и западного флангов обуславливает также особенности аномального магнитного поля. Так на профиле В1 выделяется интенсивная отрицательная аномалия – 1000 нТл над поднятием дна до глубины менее 1000 м (рис. 6).

Рассмотрим теперь данные, полученные непосредственно для разломной зоны Чарли Гиббс, которая состоит из северной и южной разломных ветвей, а также межразломного спредингового сегмента (рис. 6). Межразломный сегмент имеет ширину (в меридиональном направлении) около 40 км, рифовая долина характеризуется большими глубинами (более 4000 м) и наличием как на западном, так и на восточном флангах серии пологих поднятий со средней шириной 25 км, глубина которых увеличивается по мере удаления от рифтовой долины.

Северная и южная ветви трансформной разломной зоны характеризуются слабо отличающейся морфологией: у обеих самые глубокие (до 4500 м) и узкие (до 8 км) участки соответствуют активным (трансформным) частям разломных зон (красные пунктирные линии на рис. 6). Мак-

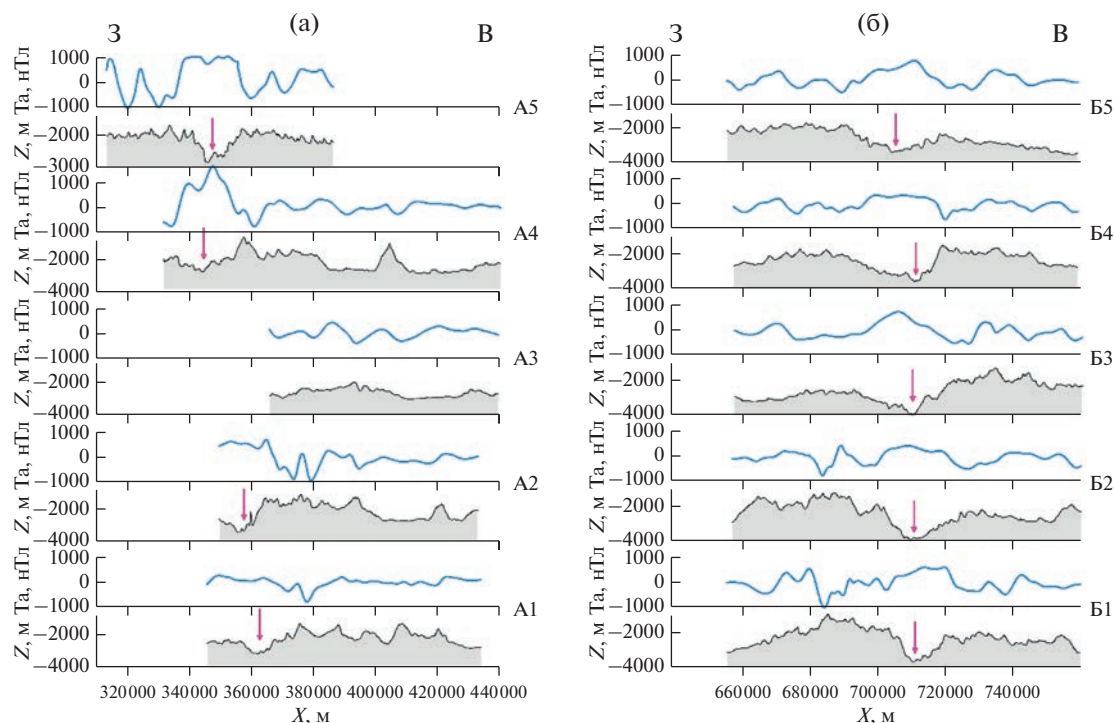


Рис. 7. Аномальное магнитное поле T_a в нТл и глубина Z в м вдоль широтных профилей, пересекающих САХ в пределах северного (а) и южного сегментов (б). Положение профилей см. на рис. 6. Лиловыми стрелками показано предполагаемое положение оси спрединга. По горизонтальной оси отложена долгота X в метрах в меркаторской проекции (UTM, WGS-1984, зона 25N).

симильные глубины (4850 м) наблюдаются внутри нодальных впадин (сочленения осей спрединга и разломных зон), а также в центре северной долины. Впадины, соответствующие пассивным участкам разломных зон (черные пунктирные линии на рис. 6), как правило, шире (до 25 км) и мельче (до 4000 м) и характеризуются пологими дном и мощным слоем осадков.

Объем экспериментальных имеющихся геомагнитных данных по трансформным разломам невелик и особенности строения магнитоактивного слоя в этих своеобразных структурах изучены недостаточно, поэтому полученные нами новые данные имеют особую ценность. В большинстве случаев трансформные разломы характеризуются смещением линейных аномалий вдоль разломов в направлении спрединга, однако в ряде случаев наблюдаются аномалии, вызванные процессами серпентинизации пород верхней мантии [1, 3, 6]. Результаты новых измерений геомагнитного поля в разломной зоне Чарли Гиббс приведены на рисунках 8–10.

Профили В2 и В3 пересекают только пассивную часть южной разломной зоны, тогда как профиль В1 пересекает также и активную часть северной разломной зоны. На профилях В1–В3 южные части соответствуют более древнему участку коры с большими глубинами, по сравнению с более молодым участком коры между дву-

мя ветвями разлома, для которого характерны меньшие глубины. Для всех трех западных профилей (В1–В3) характерно отсутствие интенсивных аномалий магнитного поля, только на южном конце профиля В1 значение аномального магнитного поля достигает 200 нТл, но этот район лежит вне разломной зоны (рис. 6 и 8).

Серия из восьми профилей В4–В11 (рис. 9), пересекающих как северную, так и южную разломные зоны, дает представление об аномалиях магнитного поля в центральной части разломной зоны Чарли Гиббс (рис. 6). Профили проходят на различном удалении от оси спрединга внутриразломного сегмента: профили В6 и В7 расположены вблизи оси соответственно западнее и восточнее (рис. 6). Профиль В7 пересекает западный край поднятия, представляющего, вероятно, структуру внутреннего океанического комплекса, сложенного глубинными породами [13], на котором наблюдается интенсивная аномалия магнитного поля, достигающая 900 нТл.

На остальных профилях аномальное магнитное поле не превышает ± 200 нТл. На большинстве профилей аномальное поле пропорционально глубине дна и каких-либо аномалий, приуроченных непосредственно к разломам, не выявлено.

Рассмотрим теперь результаты измерений магнитного поля вдоль трех длинных широтных профилей Г1–Г3. Профиль Г1 идет южнее южной

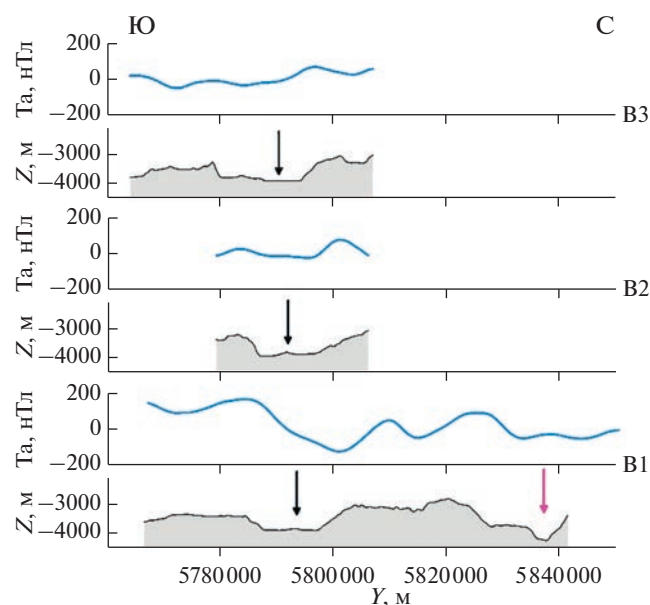


Рис. 8. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль меридиональных профилей, пересекающих трансформную зону Чарли Гиббс (профили B1–B3). Положение профилей см. на рис. 6. Лиловыми стрелками показано предполагаемое положение трансформных разломов, черными — положение пассивных участков разломных зон. По горизонтальной оси отложена широта (Y) в метрах в меркаторской проекции (UTM, WGS-1984, зона 25N).

разломной зоны, профиль Г2 — вдоль внутриразломного сегмента, а профиль Г3 — севернее северной разломной зоны (рис. 6 и 10).

Бросается в глаза существенные отличия в аномальном магнитном поле северной и южной ветвей разломной зоны. В пределах внутриразломного сегмента (профиль Г2) и южнее разломной зоны (профиль Г1) наблюдаются и источники спрединговой природы, формирующие характерный рисунок линейных магнитных аномалий. Северный борт разломной зоны отличается от южного: здесь наблюдается широкая шовная зона, практически лишенная источников магнитных аномалий (профиль Г3).

ПОЛИГОН ФАРАДЕЙ

В 53-м рейсе НИС “Академик Николай Стрехов” была исследована центральная зона САХ между разломами Чарли Гиббс и Максвелл. Этой район получил название полигон Фарадей, по названию горы, находящейся в его центре. Магнитная съемка на полигоне осуществлялась по системе субширотных галсов совместно с многолучевым эхолотированием. Межгалсовое расстояние составляло около 9 км, оно выбиралось из соображений полного покрытия площади съемки многолучевым эхолотом. Было выполнено 35 галсов длиной от 90 до 110 км, за исключением трех

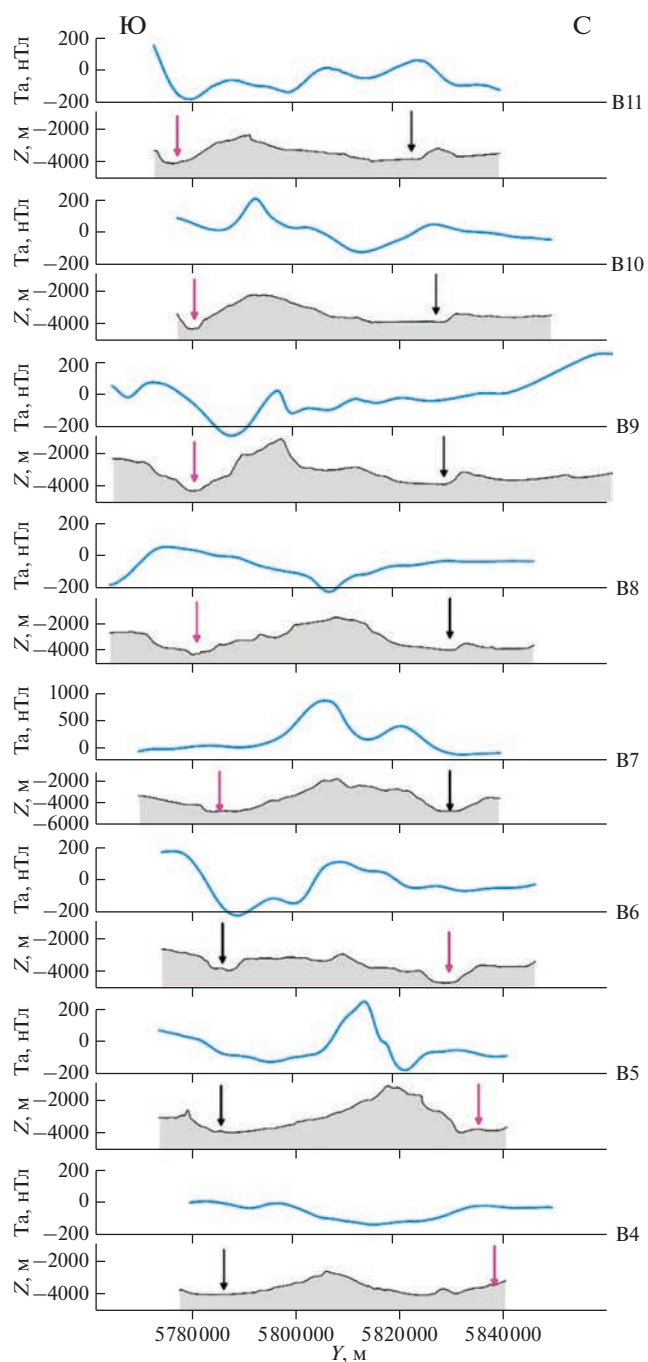


Рис. 9. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль меридиональных профилей, пересекающих трансформную зону Чарли Гиббс (профили B4–B11). Условные обозначения см. на рис. 8.

профилей в центральной части полигона, длина которых составила 150 и дважды по 170 км (рис. 5).

В пределах полигона практически везде, за исключением небольшого участка на юге (профили 30–32), в рельефе выделяется центральная рифтовая долина с глубинами 3500–4000 м и шириной около 10 км. Направления оси рифтовой зо-

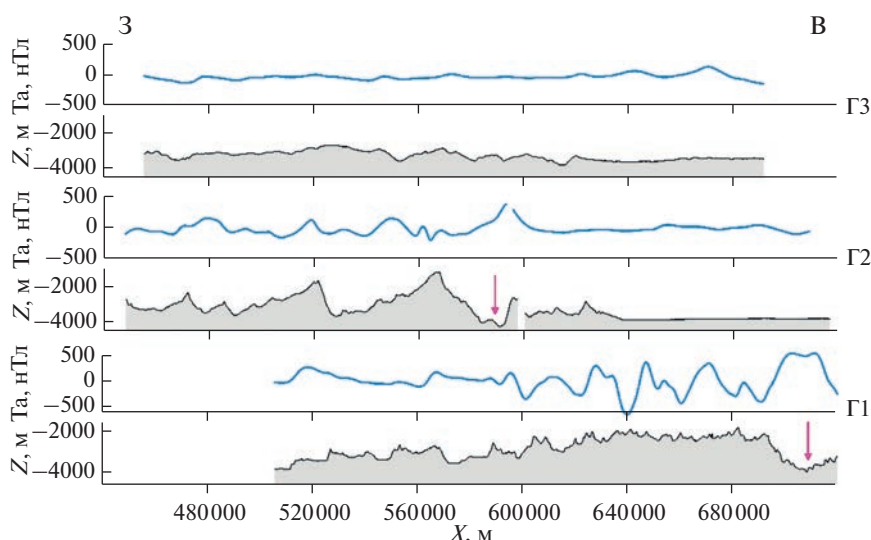


Рис. 10. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль профилей, параллельных разломной зоне Чарли Гиббс (рис. 6). Условные обозначения см. на рис. 8.

ны в пределах полигона варьирует от субмеридионального до ССЗ на отдельных сегментах (рис. 11).

По результатам новых геомагнитных измерений и доступным магнитометрическим данным из базы NGDC <http://www.ngdc.noaa.gov/index.html> была синтезирована карта аномального магнитного поля (грид с шагом 1×1 км) (рис. 12).

Район исследования включает разнообразные по морфологии структуры, и в его пределах было выделено несколько тектономагматических сегментов [12], часть из которых показана на рис. 12. Границей первого и второго сегментов является резкое изменение простирания рифтовой долины без разрыва сплошности и крупный субширотный хребет шириной 15–20 км, который разделяется рифтовой долиной на Западный и Восточный. Границей второго и третьего сегмента является нетрансформное смещение Фарадей, где не происходит нарушения сплошности рифтовой долины, а сама структура расположена, как и предыдущие смещения, неортогонально к простиранию оси рифтовой долины [12]. На западном фланге третьего сегмента выделяется серия массивов, соединенных в единый хребет длиной более 50 км, который известен как гора Фарадей. Граница третьего и четвертого сегмента проходит по субширотной линейной депрессии. Четвертый сегмент, в отличие от первых трех, характеризуется большим количеством вулканических построек.

Для всего полигона Фарадей характерна асимметрия флангов, а особенности морфологии и тектонических структур свидетельствуют о косом спрединге.

Особенности тектономагматического строения находят свое отражение в аномальном магнитном поле. В пределах полигона на большинстве

профилей прослеживается система субмеридиональных знакопеременных линейных аномалий, симметричных относительно центральной положительной, как правило большей амплитуды, приуроченной к рифтовой долине. На ряде профилей “классическая” симметричная картина линейных аномалий нарушается, например, на границе первого и второго, а также на границе третьего и четвертого сегментов.

Примеры типичных профилей для таких сегментов I и III с выраженными “классическими” линейными аномалиями приведены на рис. 13.

На рассмотренных профилях (рис. 13) наблюдается близкая к классической картина линейных аномалий с размахом 600–1000 нТл, которые, как правило, демонстрируют симметрию относительно центральной аномалии и прослеживаются от профиля к профилю, создавая характерную, хорошо известную и изученную систему линейных магнитных аномалий спрединговой природы, часто встречаемую для этого района Атлантики [31].

Два других участка— это зоны с ослабленными, менее регулярными магнитными аномалиями, где выделяются также поперечные структуры, а центральная аномалия расширяется и/или раздваивается (зоны II и IV на рис. 6). Для этих зон характерно появление ряда слабовыраженных структур северо-восточного простирания, отражающих более сложное строение. Примеры профилей для этих зон приведены на рис. 14 и 15.

На рис. 15 приведены три длинных профиля, расположенных во втором сегменте. На профиле 14 наблюдается картина, близкая к той, что характерна для северного сегмента со стабильным спредингом (рис. 13а), тогда как на соседнем профиле 13 выделяется глубокая рифтовая долина,

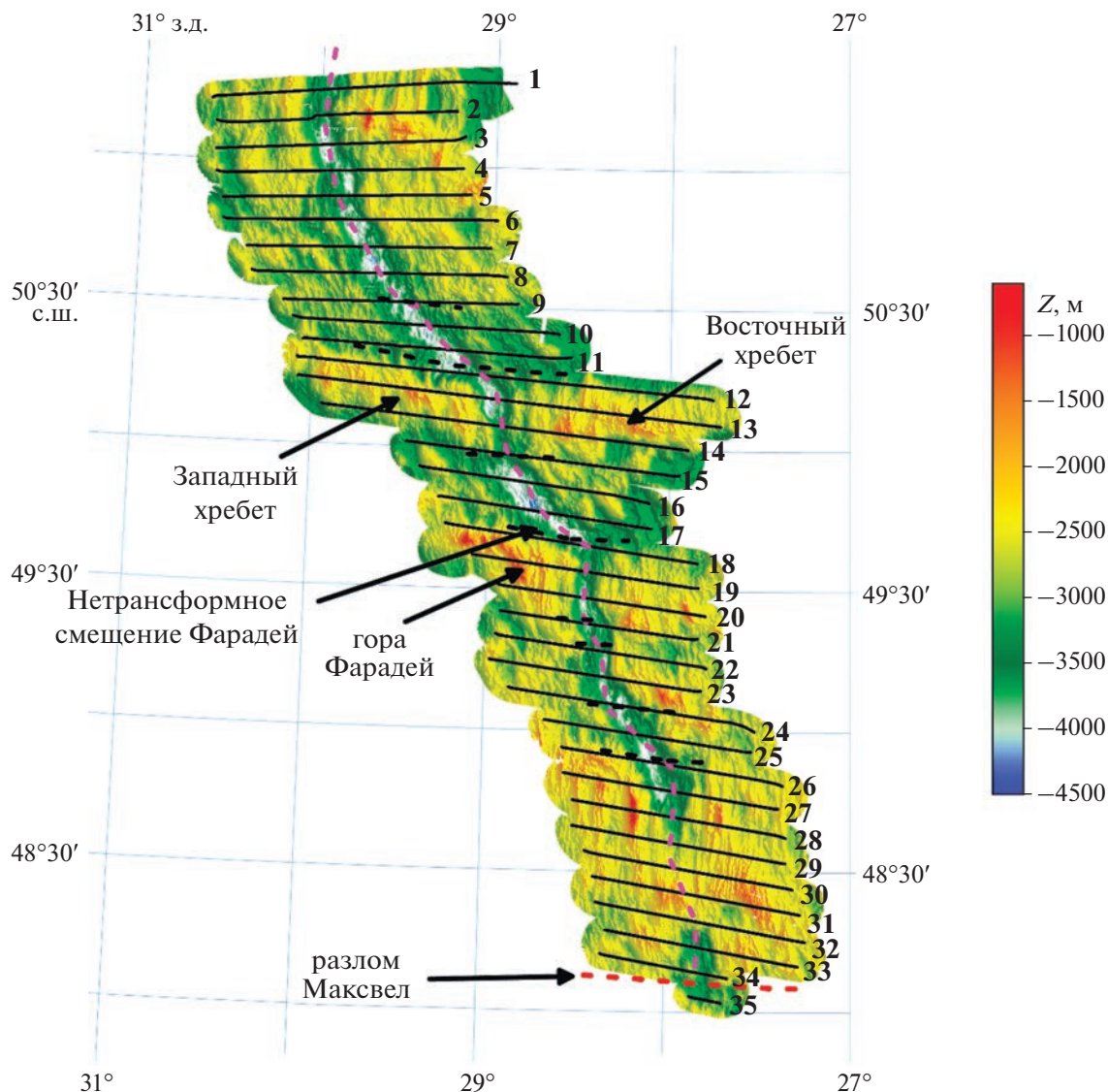


Рис. 11. Расположение профилей и батиметрия на полигоне Фарадей. Приведена карта глубин по данным многолучевого профилирования. Шкала глубин Z показана справа. Обозначения: пунктирная лиловая линия — ось спрединга, черные пунктирные линии — нетрансформные смещения, красная пунктирная линия — трансформный разлом Максвелл. Показаны также основные структурные элементы [12].

однако центральная аномалия магнитного поля отсутствует. На профиле 12 отсутствует как выраженная рифтовая долина, так и центральная положительная аномалии магнитного поля. С другой стороны, на всех этих самых длинных профилях выделяется аномалия 2, а на восточном фланге — и аномалии 3.

В пределах четвертого сегмента, где широко развиты вулканические постройки, на профилях (рис. 15) наблюдается широкая рифтовая долина и соответствующая ей широкая центральная положительная аномалия. Обращают на себя внимание высокие хребты по краям долины: на восточном борту рифтовой долины минимальная глубина составляет всего 760 м на профиле 28 и

1700 м на профиле 27 при глубине рифтовой долины 3500–4000 м. Этим высоким хребтам по бортам долины соответствуют интенсивные отрицательные аномалии магнитного поля (аномалия 2).

В целом, на полигоне Фарадей линейные магнитные аномалии, за исключением центральной, выделяются фрагментарно, часто лишь на одном из флангов.

ДИСКУССИЯ

Скорость раздвижения литосферных плит на севере Атлантического океана составляет около 20 мм/год, что определяет ряд важных отличий САХ от Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) [29].

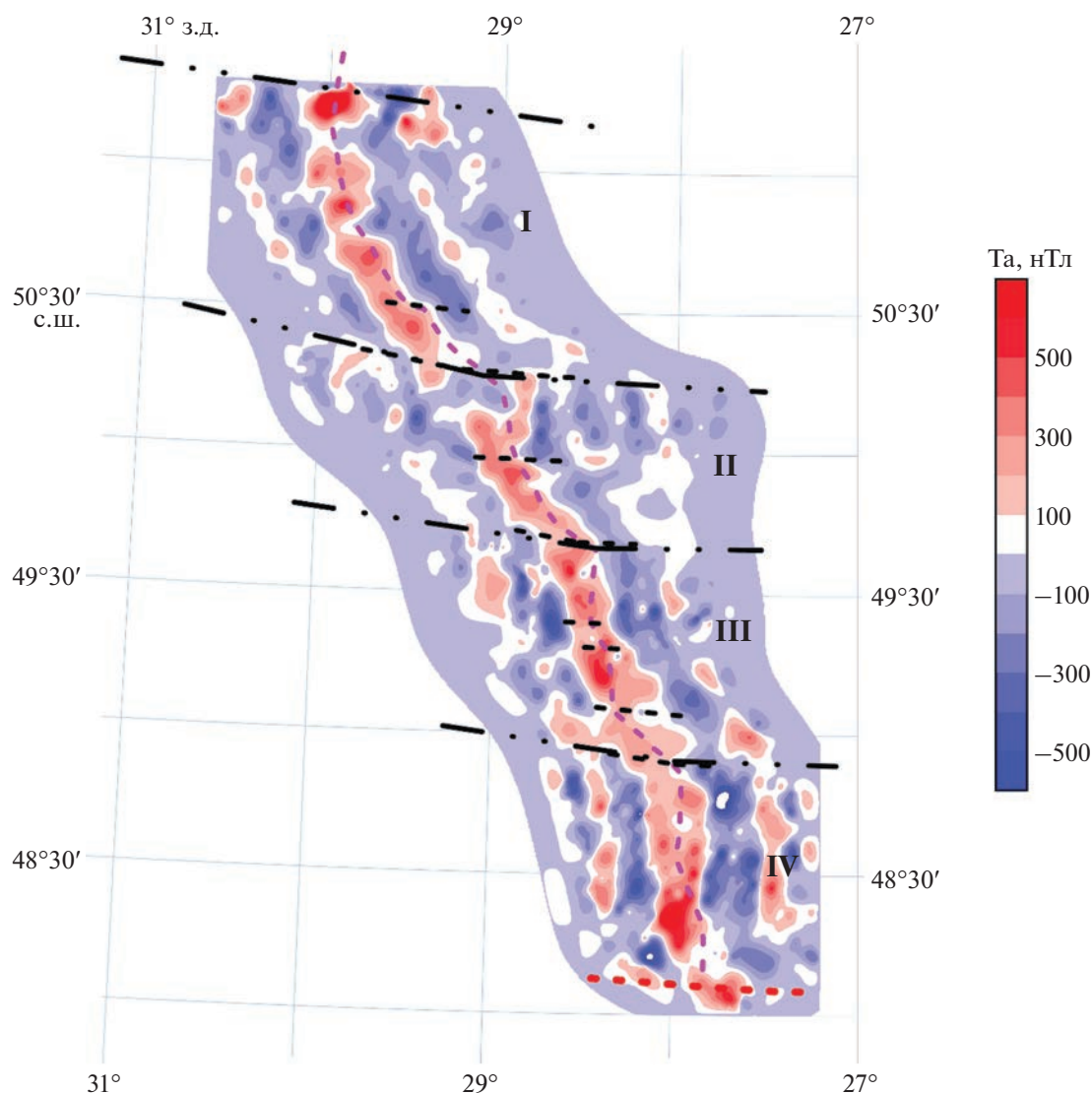


Рис. 12. Карта аномального магнитного поля, построенная по результатам съемки на полигоне Фарадей. Шкала магнитного поля показана справа. Обозначения: пунктирная лиловая линия — ось спрединга, черные пунктирные линии — нетрансформные смещения, красная пунктирная линия — трансформный разлом Максвелл. Штрихпунктирные черные линии — границы тектономагматических сегментов I–IV [12] (см. также текст).

САХ в северной части океана разделяется на отдельные сегменты трансформными разломами и нетрансформными смещениями. Сегменты находят отражение в рельефе дна, в гравитационном и магнитном полях, а также в глубинной структуре коры и верхней мантии. Различные сегменты характеризуются различным строением коры, для некоторых сегментов характерен косой спрединг, когда направление спрединга на совпадает с простиранием рифтовой зоны.

Новые геомагнитные данные, рассмотренные выше, а также результаты изучения вещественного состава драгированных пород, вместе с данными, полученными ранее [31], позволяют решать широкий круг геологических задач для района исследований (рис. 1), в первую очередь, постро-

ение моделей магнитоактивного слоя и их геологическую и тектоническую интерпретацию.

Рассмотрим коротко возможную природу аномалий магнитного поля в океанах вблизи срединно-океанических хребтов. На рис. 16 приведена известная концептуальная модель магнитоактивного слоя [22], построенная на основе трехслойной модели, которая, в свою очередь, основана, главным образом, на сейсмических данных [37]. Обращает на себя внимание, что границы блоков однополярной намагниченности не вертикальны и различны для различных слоев океанской коры: так положительно намагниченные породы слоя 3 (габбро) подстилают отрицательно намагниченные породы слоев 2А и 2Б на некотором удалении от оси спрединга. Такое сложное строение магни-

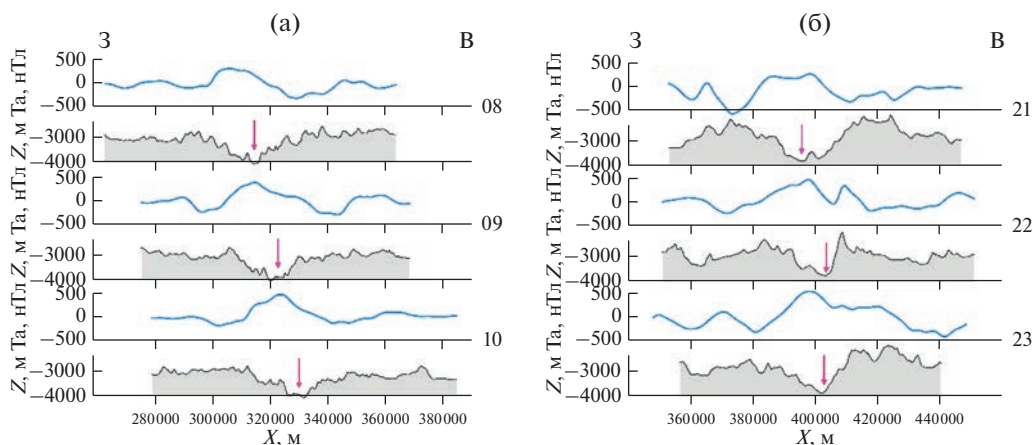


Рис. 13. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль широтных профилей, пересекающих САХ на полигоне Фарадей на двух участках (а и б) с регулярными линейными аномалиями (зоны I и III на рис. 6). Лиловыми стрелками показано предполагаемое положение оси спрединга. По горизонтальной оси отложена долгота X в метрах в меркаторский проекции (UTM, WGS-1984, зона 26N). Положение профилей см. на рис. 11.

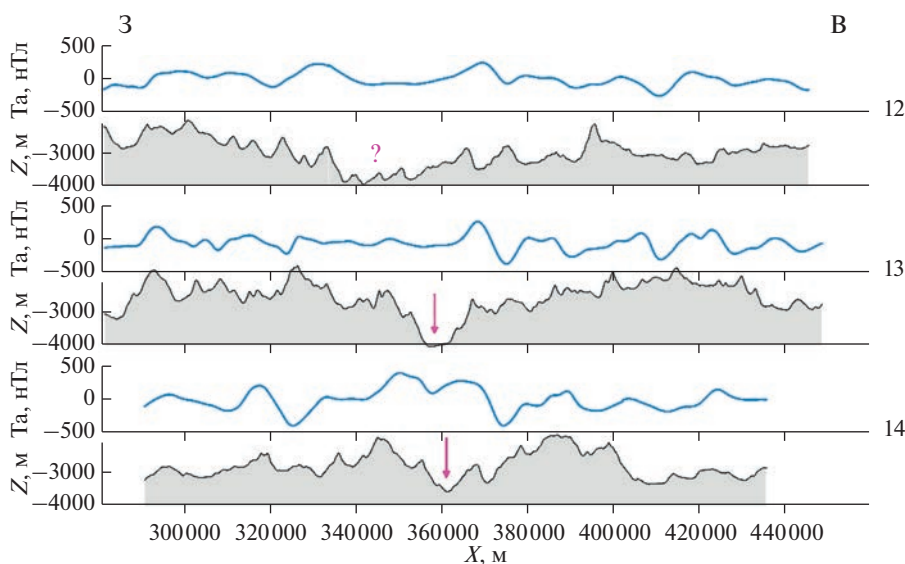


Рис. 14. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль длинных широтных профилей, пересекающих САХ на полигоне Фарадей на аномальном участке (зона II на рис. 12). Условные обозначения см. на рис. 13.

тоактивного слоя вытекает из наклонного положения изотерм (и изохрон) в осевых частях рифтовых зон и подтверждается, в частности, асимметрией линейных аномалий, за исключением центральной [см. напр. 21].

Важно отметить, что вклад в наблюдаемое магнитное поле вносят все три слоя океанской коры: 2А, 2В и 3 и, возможно, самые верхние слои верхней мантии.

Магнитные свойства пород известны по лабораторным исследованиям драгированных с поверхности дна коренных пород, главным образом, базальтам, и по образцам, полученным, в ходе глубоководного бурения. Изучение петрофизических свойств пород не всегда можно напрямую использовать при построении геофизических мо-

делей из-за существенно различия пространственных масштабов [30]. Также следует отметить, что геолого-геофизических данных о строении Восточно-Тихоокеанского поднятия существенно больше, чем о строении Срединно-Атлантического хребта, тем ни менее, многие результаты, полученные для Восточно-Тихоокеанского поднятия или срединных хребтов Индийского океана можно экстраполировать и на САХ.

Оценки остаточной намагниченности пород характеризуются существенным разбросом значений: в табл. 1 для слоев 2А, 2В, 3 и верхней мантии приведены усредненные значения. Очевидно, что вклад базальтовых лав (слой 2А) в наблюдаемое аномальное магнитное поле самый существенный, однако и вкладом более глубоких

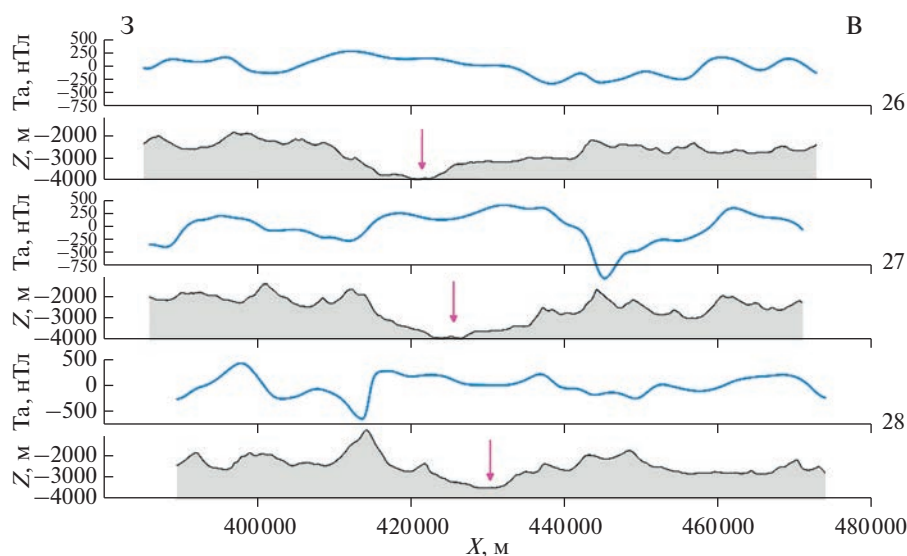


Рис. 15. Аномальное магнитное поле Ta в нТл и глубина Z в м вдоль широтных профилей, пересекающих САХ на полигоне Фарадей на аномальном участке (зона IV на рис. 6). Условные обозначения см. на рис. 13.

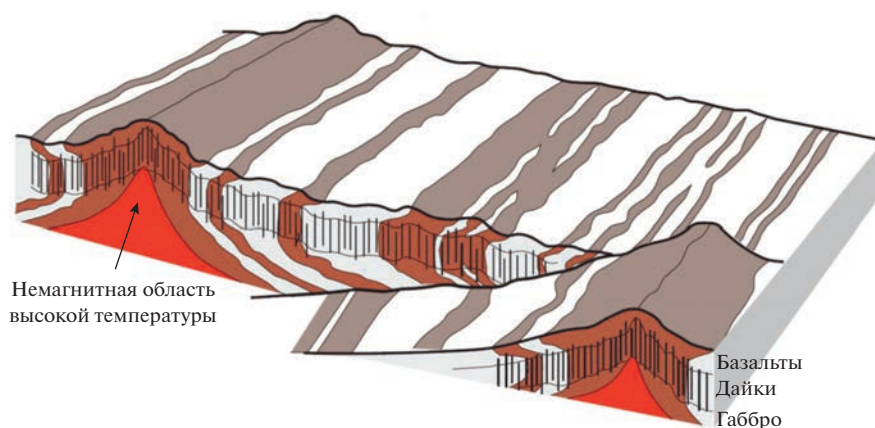


Рис. 16. Концептуальная модель магнитоактивного слоя осевой части срединно-океанского хребта. С изменениями из [22]. Коричневым цветом показаны породы, намагниченные положительно, белым — отрицательно.

слоев пренебрегать нельзя. Особая роль отводится вкладу серпентинизированных пород нижней коры и верхней мантии в аномалии магнитного поля. Серпентиниты обнаружены на морском дне в различных частях Мирового океана, особенно многочисленны находки в пределах САХ. Глубоководным бурением (например: DSDP 334, 395, 556, 558, 560, 920 и др.) вскрыты серпентинизированные перидотитовые породы в нескольких местах на различных удалениях от оси САХ.

В литературе дискутировались различные механизмы серпентинизации в осевой части океанских рифтов: (1) нормальные разломы в режиме растяжения, (2) диапировое происхождение и ряд других. Ряд исследователей допускали существование в нижней коре или верхней мантии слоя, сложенного серпентинизированными породами [5, 21, 33]. Непосредственные исследования с по-

мощью подводных обитаемых аппаратов Alvin и Nautile на участках, где обнажаются серпентиниты, подтвердили, что механизмы, связанные с разломной тектоникой, обнажающие нижнюю часть коры и верхнюю часть мантии при формировании глубокой рифтовой долины, наиболее вероятны [18, 23, 32].

В настоящее время считается, что основным механизмом образования серпентинитов является проникновение морской воды вглубь разломов в океанской коре на медленно-спрединговых срединно-океанических хребтах, таких как САХ, в периодические амагматические фазы, в результате чего формируются вытянутые зоны серпентинизированных перидотитов длиной в десятки километров [23, 30].

В районе исследований в ходе трех рейсов (50-й и 53-й рейсы НИС «Академик Николай

Таблица 1. Магнитные характеристики пород океанской коры и верхней мантии [20, 22]

Слой	Литологическое описание	Остаточная намагниченность, А/м	Основной магнитный минерал	Температура Кюри, °С
Верхняя кора, 2А	Базальты	3–20	Титаномагнетит	100–350
Верхняя кора, 2Б	Дайковый комплекс	~1	Магнетит	550–600
Нижняя кора, 3	Габбро	~0.5	Магнетит	550–600
Верхняя мантия	Серпентиниты	~3	Магнетит	550–600

Страхов”, 53-й рейс НИС “Академик Сергей Вавилов”) был драгирован большой объем коренных пород различного состава (базальтов, габбро, серпентинитов и др.). Очевидно, что изучение их магнитных свойств представляется важнейшим направлением дальнейших исследований.

Одной из особенностей САХ в северной части океана является широкое распространение т.н. “сухого” или амагматического спрединга [10–12]. Особый интерес в этой связи представляют геомагнитные данные, полученные на полигоне Фарадей (рис. 12 и 13). Проведенный предварительный анализ геомагнитных данных показывает наличие в пределах полигона неоднородных по своей природе источников магнитных аномалий — как спредингового происхождения (классические линейные аномалии), так и связанных с процессами тектонической деятельности. Этот район характеризуется существенной редуцированностью вулканизма, что приводит к выведению на поверхность глубинных пород. Формируются как отдельные внутренние океанические глубинные комплексы (oceanic core complex), так и протяженные субширотные хребты, сложенные глубинными породами. На нескольких участках драгированы, помимо базальтов и долеритов, серпентинизированные мантийные перидотиты. Так, Восточный хребет (рис. 11) сложен в основном серпентинизированными и тектонизированными ультрабазитами, тогда как в пределах Западного хребта преобладают базальты и долериты [12].

Океанские разломные зоны, в отличие от их аналогов на суше, характеризуются наличием постоянного притока морской воды сверху, что определяет процессы гидратации и серпентинизации: серпентинизированные гипербазиты обнаружены во нескольких трансформных разломах [см. напр. 3]. Кроме того, трансформные разломы характеризуются практическим отсутствием вулканизма и, соответственно, преобладанием тектонических процессов, а на сочленениях трансформных разломов с осями спрединга формируются внутренние океанские комплексы [26].

Можно предположить, что процессы серпентинизации океанской коры и верхней мантии в осевых частях САХ, также как и в трансформных разломах, широко распространены, а вот степень серпентинизации пород и, соответственно, со-

держание магнетита может сильно варьировать. Согласно модели Джеффри Карсона [27], для медленно-спрединговых хребтов характерно чередование фаз с преобладанием вулканизма и фаз с преобладанием тектонических процессов. Во время эпизодов с преобладанием тектонических процессов образуются пологие сбросы (detachment faults), которые выводят верхнемантийные породы на глубины, где существуют благоприятные для образования серпентинитов РТ условия, обеспечивают их контакт с проникающей по разломам морской водой и запускают процессы гидратации. Считается, что серпентинизация является основным процессом, определяющим магнитные свойства ультраосновных пород [30].

Основным источником информации о наличии (или отсутствии) серпентинитов являются сейсмические методы, поскольку серпентиниты характеризуются аномальным коэффициентом Пуассона [28]. Кроме того, серпентинизация ультраосновных пород приводит к понижению их плотности от ~3.3 до ~2.6 г/см³ [30]. Петрофизические свойства ультраосновных пород (скорости сейсмических волн, электропроводность, плотность и намагниченность) зависят от степени их серпентинизации, определяющей содержание магнетита. Благодаря высоким значениям намагниченности серпентинизированных перидотитов (таблица) по сравнению с породами слоя 2Б (габбро), геомагнитные данные могут внести свой вклад в решение этих проблем.

Исследование природы магнитоактивного слоя трансформного разлома Чарли Гиббс и прилегающих участков САХ с учетом, в особенности, оценки вклада глубоких источников, включая все еще плохо изученные зоны серпентинизации, представляется приоритетным направлением дальнейших исследований. Кроме того, безусловный интерес представляет ответ на вопрос, находят ли отражение в аномальном магнитном поле вариации в соотношении тектонических и магматических процессов вдоль простираания оси спрединга. Также ожидается своего решения проблема строения магнитоактивного слоя во внутренних океанических глубинных комплексах (oceanic core complex), которые широко распространены в районе исследований.

ВЫВОДЫ

Описаны современная технология геомагнитных измерений в океане и современные методы их обработки, применение которых позволило повысить точность и достоверность получаемых в океанах данных. Подробно рассмотрены новые данные, полученные в Северной Атлантике в рейсах на судах Российской академии наук в 2020–2022 гг. Район исследований включал разломную зону Чарли Гиббс и прилегающие с севера и юга участки САХ.

Создана база геомагнитных данных, выполненна увязка новых данных с результатами старых съемок и существующими региональными базами данных, построен ряд объединенных гридов аномального магнитного поля. Полученные результаты внесли существенный вклад в геофизическую изученность разломной зоны Чарли Гиббс и прилегающих участков САХ.

Полученные геомагнитные данные указывают на сложную гетерогенную природу магнитных аномалий в районе исследования, включающих в себя как классические линейные аномалии, вызываемые, главным образом, базальтовым слоем, так и аномалии магнитного поля, имеющие глубинную природу и связанные, по всей видимости, с процессами аккреции океанской коры, приводящей к процессам серпентинизации пород нижней коры и верхней мантии.

Полученные результаты позволяют решать широкий круг геологических и тектонических задач. Сформулированы приоритетные направления дальнейших исследований, включающие в себя количественную интерпретацию геомагнитных данных с целью уточнения параметров спрединга, построения моделей геомагнитного слоя, характерных для трансформных разломов и амагматических сегментов САХ. Особое внимание будет уделено оценке вклада пород слоев 2Б и 3 океанской коры, в особенности серпентинизированных ультрабазитов, в наблюдаемые аномалии магнитного поля.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Госзадания FMWE-2021-0005.

Благодарности. Авторы благодарят участников и организаторов экспедиций 2020–2022 гг. за помощь в проведении магнитометрических съемок, а также рецензентов за полезные комментарии и пожелания, которые позволили улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафурова Е.Г., Городницкий А.М., Лукьянов С.В. и др. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры Срединно-Атлантического хребта и прилегающих котловин в пределах Канаро-Багамского геотарверса // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. М.: Изд-во ВНИРО, 1996. С. 134–170.
2. Брусиловский Ю.В., Городницкий А.М., Иваненко А.Н. Геомагнитное изучение подводных гор // Магнитное поле океана. М.: Наука, 1993. С. 231–271.
3. Валяшко Г.М., Городницкий А.М., Лукьянов С.В. Геомагнитное изучение трансформных разломов // Магнитное поле океана. М.: Наука, 1993. С. 201–224.
4. Городницкий А.М. Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
5. Городницкий А.М., Шишкина Н.А. Обобщенная петромагнитная модель океанской литосферы // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. М.: Изд-во ВНИРО, 1996. С. 243–252.
6. Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н. и др. Гидратация океанической литосферы и магнитное поле океана // Геофизические исследования. 2017. Т. 18. № 4. С. 32–49.
7. Иванов С.А., Меркурьев С.А. Интерпретация морских магнитных аномалий. Часть 1. Обзор существующих методов и анализ метода аналитический сигнал // Геомагнетизм и Аэрономия. 2014. Т. 54. № 3. С. 420–428.
8. Иванов С.А., Меркурьев С.А. Интерпретация морских магнитных аномалий. Часть 2. Анализ нового метода и алгоритма на основе метода наименьших квадратов // Геомагнетизм и Аэрономия. 2014. Т. 54. № 4. С. 570–576.
9. Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А. Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11(3). С. 583–594.
10. Пейве А.А. “Сухой” спрединг океанической коры, тектонические и геодинамические аспекты // Геотектоника. 2004. № 6. С. 3–18.
11. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Иваненко А.Н. и др. Аккреция океанической коры в Срединно-атлантическом хребте (48°–51.5° с.ш.) в ходе “сухого спрединга” // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163.
12. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А. и др. Соотношение магматических и тектонических процессов при формировании океанской коры к югу от разлома Чарли-Гиббс (Северная Атлантика) // Геотектоника. 2023. № 1. С. 48–74.
13. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др. Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 5–9.
14. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Санфилиппо А. и др. Геолого-геофизические исследования в Северной Атлантике в 53-м рейсе судна “Академик Сергей Вавилов” // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 664–666.
15. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Иваненко А.Н. и др. Новые данные о геологическом строении восточного фланга трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 2. С. 121–126.
16. Шрейдер А.А., Беляев И.И., Попов Э.А. и др. Геомагнитные исследования в рифтовой зоне хребта Рейкьянес // Рифтовая зона хребта Рейкьянес. М.: Наука, 1990. С. 62–78.

17. Alken P., Thébault E., Beggan C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // *Earth Planets Space*. 2021. V. 73. P. 49.
18. Cannat M., Mével C., Maia M. et al. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24° N) // *Geology*. 1995. V. 23(1). P. 49–52.
19. Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 6093–6095.
20. Choe H. The fate of Marine Magnetic Anomalies in Subduction Zone. Earth Sciences. Université de Paris, PhD Thesis, 2019.
21. Dymant J., Arkani-Hamed J., Ghods A. Contribution of serpentinized ultramafics to marine magnetic anomalies at slow and intermediate spreading centres: insights from the shape of the anomalies // *Geophys. J. Int.* 1997. V. 129. P. 691–701.
22. Gee J.S., Kent D.V. Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity reversals // *Treatise on Geophysics, Geomagnetism* / Kono M. (ed.). Amsterdam: Elsevier, 2007. V. 5. P. 455–508.
23. Fryer P. Recent studies of serpentinite occurrences in the oceans: mantle-ocean interactions in the plate tectonic cycle // *Geochemistry*. 2002. V. 62(4). P. 257–302.
24. Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N. et al. New methods for processing and interpretation marine magnetic anomalies: Application to structure, oil and gas exploration, Kuril forearc, Barents and Caspian seas // *Geoscience Frontiers*. 2013. V. 4. P. 73–85.
25. Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 2119–2136.
26. Hensen C., Duarte J.C., Vannucchi P. et al. Marine Transform Faults and Fracture Zones: A Joint Perspective Integrating Seismicity, Fluid Flow and Life // *Front. Earth Sci.* 2019. V. 7. P. 39.
27. Karson J.A., Lawrence R.M. Tectonic setting of serpentinite exposures on the western median valley wall of the MARK area in the vicinity of Site 920 // *Proc ODP, Sci Results*. 1997. College Station, TX (ODP). V. 153. P. 5–21.
28. Kerrick D. Serpentinite Seduction // *Science*. 2002. V. 298. P. 1344–1345.
29. Ligi M., Cuffaro M., Muccini F. et al. Generation and evolution of the oceanic lithosphere in the North Atlantic // *Riv. Nuovo Cim.* 2022. V. 45. P. 587–659.
30. Maffione M., Morris A., Plummer J. et al. Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15. P. 923–944.
31. Merkuriev S., DeMets C. High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia-North America plate motion // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 198. P. 366–384.
32. Mével C., Cannat M., Gente P. et al. Emplacement of deep crustal and mantle rocks on the west median valley wall of the MARK area (MAR 23° N) // *Tectonophysics*. 1991. V. 190. P. 31–53.
33. Nazarova K.A. Serpentinized peridotites as a possible source for oceanic magnetic anomalies // *Marine Geophysical Researches*. 1994. V. 16. P. 455–462.
34. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al. Seafloor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform system (52°–53° N, Mid Atlantic Ridge): Preliminary results from r/v A. N. Strakhov expedition S50 // *Ofioliti*. 2021. V. 46 (1). P. 83–101.
35. Vacquier V. Geomagnetism in marine geology. Elsevier Oceanography series 6. 1972. 185 p.
36. Vine F., Matthews D. Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges // *Nature*. 1963. V. 199. P. 947–949.
37. White W.M., Klein E.M. Composition of the Oceanic Crust // *Treatise on Geochemistry* / Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.). Elsevier, 2014. P. 457–496.

Geomagnetic Studies in the Norther Atlanic

N. A. Palshin^{a, #}, A. N. Ivanenko^a, A. M. Gorodnitskiy^a,
Yu. V. Brusilovskiy^a, I. A. Veklich^a, N. A. Shishkina^a

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

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

The paper deals with the description of new geomagnetic data collected in the North Atlantic during voyages of research vessels of the Russian Academy of Sciences performed in 2020–2022. Modern technologies of geomagnetic measurements in the ocean and methods of their processing are considered. The obtained geomagnetic data indicate the heterogeneous nature of the sources of magnetic anomalies in the Charlie-Gibbs fault zone and adjacent areas of the Mid-Atlantic Ridge and allow solving a wide range of geological and tectonic problems. Priority directions for further research aimed at adjusting spreading parameters and constructing models of the magnetic layer typical for transform faults and amagmatic segments of the Mid-Atlantic Ridge are formulated.

Keywords: anormal magnetic field, geomagnetic data processing, Northern Atlantic, Mid-Atlantic Ridge, Charlie-Gibbs fracture zone, source of oceanic magnetic anomalies

УДК 551.462

ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ: ТИПИЗАЦИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

© 2023 г. Т. Ю. Репкина^{1, 2, 3, *}, А. П. Яковлева¹¹Институт географии РАН, Москва, Россия²Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена,
Санкт-Петербург, Россия³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

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

Поступила в редакцию 06.12.2022 г.

После доработки 08.12.2022 г.

Принята к публикации 16.04.2023 г.

По данным дешифрирования космических снимков, топографических карт и литературным источникам проведена типизация голоценового эолового рельефа побережья Белого моря. Выделены 5 типов “вторичных” дюн: древние авантюны и/или перевеянные береговые валы, дюны на абразионных уступах, дюны прорыва и параболические дюны, трансгрессивные дюнные поля, песчаные покровы. Дюны формировались со среднего и позднего голоцена на песчаных берегах, где средняя скорость понижения относительного уровня моря в этот период не превышала ~3 мм/год. Основными источниками питания прибрежных эоловых форм были наносы, поступившие в береговую зону с твердым стоком рек и от селективного размыва морены. Ритмы активизации прибрежных эоловых процессов на разных участках побережья не были синхронны.

Ключевые слова: прибрежные дюны, морфодинамика, голоцен, Белое море

DOI: 10.31857/S0030157423050155, **EDN:** DAXREQ

ВВЕДЕНИЕ

Прибрежный эоловый рельеф широко распространен на песчаных берегах Мирового океана [14]. По отношению к основному источнику питания — наносам береговой зоны (БЗ), выделяют “первичные” и “вторичные” аккумулятивные эоловые формы (coastal dunes) [64]. “Первичные дюны”, в том числе авантюны, образуются в тыловой части пляжа в результате ветровой аккумуляции песчаных наносов [8, 48]. “Вторичные дюны” возникают за счет переувлажнения “первичных” эоловых форм. Они разнообразны по морфологии и могут быть распространены на значительном расстоянии от современной береговой линии (БЛ) [40, 48, 49, 64]. Во внеледниковых областях возраст приморских дюн датирован интервалом от позднего плейстоцена до последних столетий [51, 53, 57, 58]. На берегах морей, испытавших оледенение, он лимитирован сроками дегляциации [67], активизации береговых процессов и накопления в БЗ достаточных запасов песка [14, 40].

Тенденции развития прибрежных эоловых форм, а также цикличность эолового морфолитогенеза на побережье неизбежно связаны с колебаниями относительного уровня моря (ОУМ) и изменениями климата. Однако реакция эолового рельефа

на изменение ОУМ [3, 4] и климатические ритмы позднеледникового и голоцена [50, 66] остается предметом дискуссий. Решение этих проблем затруднено недостатком хронологических данных об изменении относительного уровня моря и о ритмах развития эолового рельефа.

Для берегов морей на периферии ледниковых щитов эти проблемы особенно актуальны. На основании больших массивов хронологических данных на побережьях таких морей выделены зоны с разными трендами ОУМ [41, 42, 60, 65]. Ближе к центру оледенения ОУМ непрерывно понижался, а вблизи границ щитов — повышался. Для переходной зоны характерны колебания ОУМ, которые включают две трансгрессии — позднеледниковую и среднего голоцена (в Фенноскандии ее называют трансгрессией Тапес [20]), разделенные регрессией. В позднем голоцене сценарии изменения ОУМ варьировали в зависимости от близости к центру щита от относительно медленного понижения до непрерывного роста [41, 60, 65]. На основании накопленных к настоящему времени данных [16, 39], побережье Белого моря за исключением вершины Кандакшского залива можно отнести к переходной зоне. Однако, сведения о

динамике ОУМ северо-восточных берегов Белого моря пока не многочисленны [27, 37, 39, 67].

Таким образом, с удалением от центра оледенения закономерно изменяются строение рельефа и отложений, расчленение БЛ, генетический тип берега [5, 6, 14, 34, 46], а также возраст БЗ, и, как показано на берегах Балтийского моря, — типы, источники питания и ритмы развития приморских дюн [50, 54]. На побережье Белого моря региональные закономерности распространения и динамики голоценового эолового рельефа и их связь с генетическими типами берегов детально не рассматривались.

Цель исследования — типизация прибрежного аккумулятивного эолового рельефа побережья Белого моря (“вторичных” приморских дюн), анализ закономерностей их распространения и источников питания, а также ритмов прибрежного эолового морфолитогенеза в голоцене на основе дешифрирования космических снимков и опубликованных геолого-геоморфологических данных.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В целях анализа пространственных закономерностей прибрежного эолового морфолитогенеза была составлена карта генетических типов берегов и прибрежных дюн Белого моря в масштабе 1 : 2 500 000 (рис. 1). Основным источником информации о морфологии береговой зоны и побережья, в том числе распространении прибрежного эолового рельефа, было визуальное дешифрирование космических снимков (КС), доступных на открытых интернет-ресурсах [43, 44, 62].

Результаты дешифрирования сопоставлены с геологическими картами и картами четвертичных отложений масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 [7], существующими картами типов берегов [9, 11, 34], другими литературными источниками, а также данными полевых исследований авторов.

В основу *типизации берегов* положена генетическая классификация О.К. Леонтьева [21]. На рис. 1 типы берегов показаны обобщенно. При этом сделан акцент на выделении песчаных аккумулятивных берегов и голоценовых береговых форм.

На основе классификаций [40, 48] выделены *типы, комплексы форм и формы прибрежного эолового рельефа (“вторичных” приморских дюн)*, которые уверенно распознаются на КС и дают представление о тенденциях развития эолового морфолитогенеза на берегах Белого моря в голоцене (рис. 1). На основании известных закономерностей морфолитодинамики береговой зоны [5, 14, 22, 40] оценены направления потоков наносов и преобладающие источники питания прибрежных эоловых форм.

Собранная информация сведена в ГИС-проект и проанализирована с использованием про-

граммного обеспечения QGIS. В качестве картографической основы использовала единая цифровая модель масштаба 1 : 2 500 000 ВСЕГЕИ [7].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Типы “вторичных” приморских дюн побережья Белого моря

По результатам дешифрирования на побережье Белого моря выявлено более 30 ареалов стабилизированных и активных в настоящее время “вторичных” приморских дюн площадью более 0.5 км² (рис. 1). Они разделены на пять типов [40, 48]: древние авантюны (*foredune plains*) и/или перевеянные береговые валы (*beach ridges plains*) (4 на рис. 1); дюны на абразионных уступах (*cliff-top dunes*) (5 на рис. 1); дюны прорыва (*blowouts*) и параболические дюны (*parabolic dunes*) (6 на рис. 1); трансгрессивные дюнные поля (*transgressive dune-fields*) (7 на рис. 1) и песчаные покровы (*sand sheets*) (8 на рис. 1).

Подавляющая часть “вторичных” приморских дюн беломорского побережья представляет собой *древние авантюны или перевеянные береговые валы* (рис. 1). Условиями образования последовательности разновозрастных авантюн является положительный баланс между поступлением песка в тыловую часть пляжа и дальнейшим выносом его вглубь суши [4, 8, 49, 64]. В этом случае мористее существующей авантюны может сформироваться новая. Более древняя форма оказывается полностью или частично блокированной от источника питания, зарастает и стабилизируется. При этом БЛ выдвигается в сторону моря, а на поверхности террасы образуется серия авантюн, практически параллельных БЛ и друг другу. По внешнему облику древние авантюны не всегда удается отличить от перевеянных береговых валов, сложенных прибрежно-морскими и “надстроенными” эоловыми отложениями [49] (рис. 2А). Поэтому на рис. 1 они показаны общим знаком. Такие формы характерны для песчаных аккумулятивных берегов, развивавшихся в условиях понижения ОУМ [35].

На побережье Белого моря авантюны и перевеянные береговые валы распространены на голоценовых морских и аллювиально-морских террасах на Онежском полуострове, берегах Двинского залива, пролива Горло, Мезенского залива, Воронки (Канинский берег), а также на южном берегу Кольского полуострова. Чаще всего они приурочены к устьевым областям рек, реже — к участкам разгрузки потоков наносов, где образовались аккумулятивные мысы, косы, косы-бары и примкнувшие террасы [6, 25, 34]. Древние приморские дюны обычно полностью или частично закреплены растительностью. Активизация эоловых процессов и перевеивание дюн связаны, как правило, с нарушением растительного

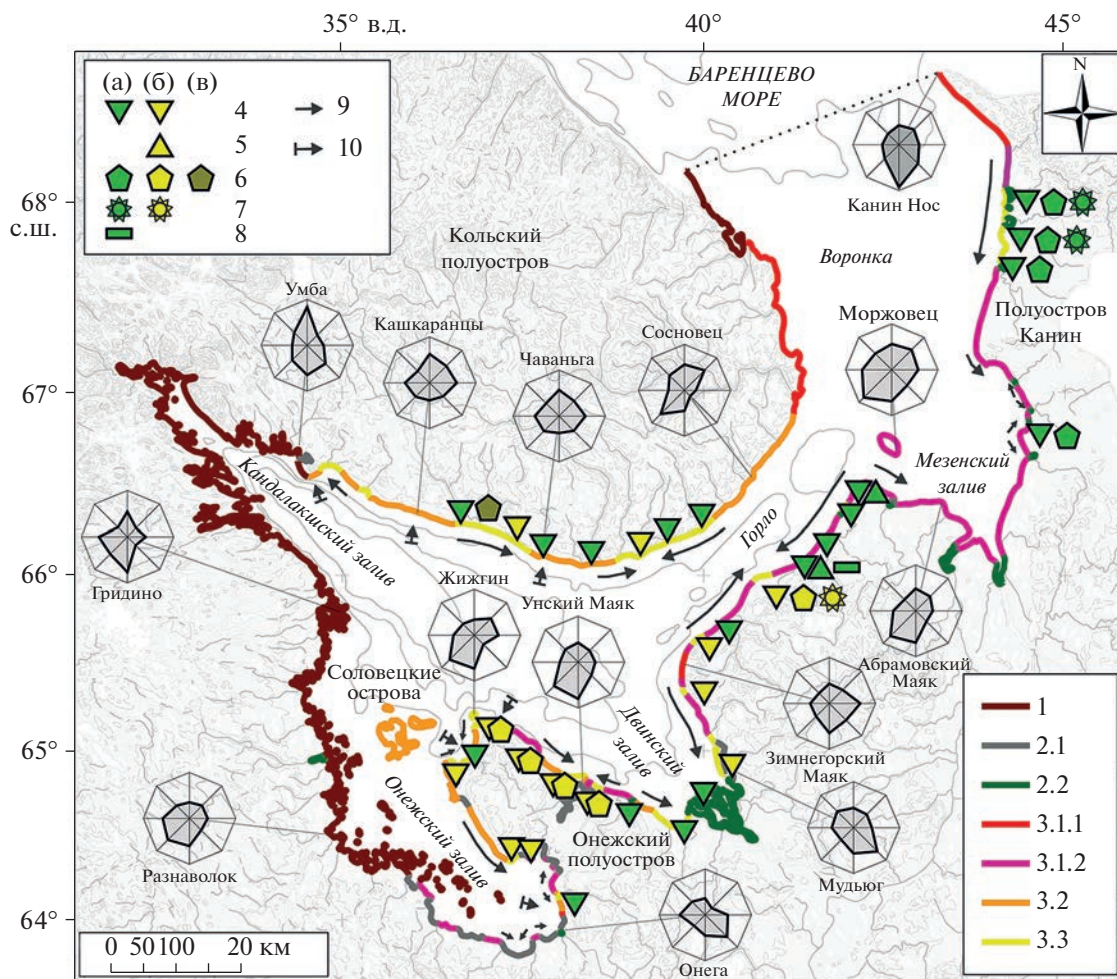


Рис. 1. Карта генетических типов берегов и прибрежных дюн Белого моря (исходный масштаб 1 : 2500000). **I. Генетические типы берегов.** Берега сформированные: 1). Субазральными и/или тектоническими процессами и мало изменённые морем; 2). Преимущественно неволновыми процессами: 2.1. Приливно-отливными (осушенные), 2.2. Устьевыми (дельтовые и эстуарные); 3). Преимущественно волновыми процессами: 3.1. Абразионные активные и отмирающие, выработанные: 3.1.1. в скальных породах, 3.1.2. в рыхлых отложениях, в том числе в многолетнемерзлых отложениях с малой льдистостью; 3.2. Абразионно-аккумулятивные (пляжевые и лагунные). **II. Типы, комплексы форм и формы прибрежного эолового рельефа:** 4. Авандюны и/или перевейные береговые валы на морских и аллювиально-морских террасах; 5. Дюны на абразионных уступах; 6. Дюны прорыва и/или параболические дюны; 7. Трансгрессивные дюнные поля; 8. Песчаные покровы. **Элементы морфолитодинамики. Источники питания прибрежных эоловых форм** (показаны цветом значка): пляжи и приливные осушки: на участках (в литодинамических ячейках), принимающих твердый сток рек (а), в прочих зонах разгрузки потоков наносов (б); пляжи, приливные осушки и, вероятно, формы водно-ледникового рельефа (в). **Преобладающие направления потоков наносов:** 9. Вдольбереговых, 10. Поперечных. Розы-диаграммы – преобладающие направления ветра на береговых ГМС (год); внешний контур роз-диаграмм соответствует повторяемости 25% [2]. Картографическая основа [7].

покрова в окрестностях поселений [30] (например, рис. 2а).

Дюны на абразионных уступах образуются при значительных объемах поступления песка в тыловую часть пляжа [40]. На абразионных и абразионно-аккумулятивных берегах Двинского залива и пролива Горло уступы размыва и бровки террас часто закрыты небольшими (мощность до 1.5 м при ширине 10–30 м) ассиметричными дюнами или надувами. Дюны в подножиях береговых уступов обычно разрушаются во время штормов. Их мож-

но рассматривать как разновидность “первичных” дюн. Дюны на бровках уступов сохраняются, по-видимому, длительное время. В случае продолжительного и обильного поступления песка такие дюны достигают значительных размеров, перекрывают прибровочные участки прибрежных террас и равнин, часто имеют сложную форму и продвигаются вглубь берега [40]. На побережье Белого моря наиболее крупный (длина ~3 км при ширине до 0.5 м; высота отдельных дюн до 3 м) массив дюн, закрывающих береговые уступы, выявлен

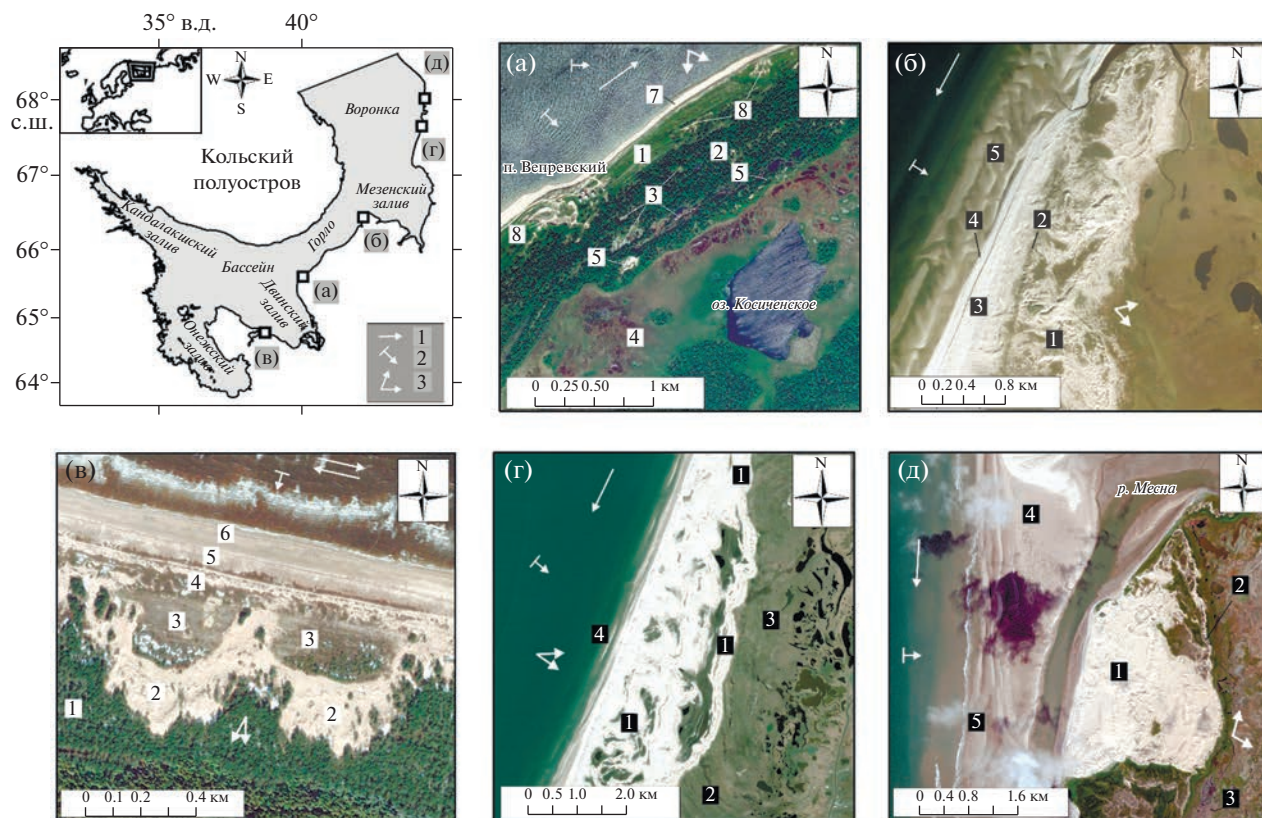


Рис. 2. Примеры изображения на космических снимках “вторичных” прибрежных дюн. Направления потоков наносов: 1 — вдольбереговых, 2 — поперечных; 3 — преобладающие направления переноса песка в сторону суши.

(а) Юго-восточный берег пролива Горло. Мыс Вепревский. Морская терраса с перевеянные береговыми валами (1) примыкает к моренным грядам (2). В понижениях между грядами видны надувы песка (3). С юго-востока, вдоль берега палеопролива (4), гряды окаймлены авантюной (5), которая формировалась, вероятно, в начале трансгрессии тапес [29]. От современной БЗ терраса отделена уступом размыта. Узкие пляжи (7) и преобладание ветров Ю-ЮЗ румбов ГМС Зимнегорский Маяк, на рисунках 1, 3) не создают условий для образования авантюны. На перенос песка в сторону суши более редкими, но сильными С и СЗ ветрами указывает ориентировка дефляционных котловин (8).

(б) Северо-восточный берег пролива Горло в 25 км к северу от р. Майды. Дюны сложной конфигурации (1), перекрывают отмерший уступ размыта, выработанный в моренной гряде (2). Низкая терраса в подножии уступа (3) состоит из нескольких авантюн. Пески поступают с пляжа (4), и, вероятно, с приливной осушки (5). Запас песков обеспечен разгрузкой вдольберегового потока наносов на устьевом взморье небольшой реки. В сторону суши пески переносят ветры от СЗ до ВЮВ румбов.

(в) Юго-восточный берег Онежского полуострова. Поросшие лесом перевеянные береговые валы (1) нарушены дюнами прорыва (2). На поверхностях эолового выравнивания (3) сохранились очертания береговых валов. Современная авантюна (4) формируется в условиях устойчивого поступления наносов с пляжа (5) и приливной осушки (6) частыми и сильными С и СВ ветрами.

(г) Восточный берег полуострова Канин, правобережье р. Кии. Параболические дюны (1), сформировавшиеся при переувлажнении древних авантюн (2), надвигаются на дистали приустьевой косы (2) и лайду (3). На приливной осушке видны песчаные вдольбереговые валы (4). Частые и сильные С и СВ ветры обеспечивают поступление песков из зоны разгрузки вдольберегового потока наносов на устьевом взморье р. Кии.

(д) Восточный берег полуострова Канин. В условиях избытка наносов, поступающих в БЗ со стоком р. Месны, на ее левом берегу сформировались трансгрессивное дюнное поле (1) и параболические дюны (2), надвигающиеся на лайду (3). На правом берегу реки пески аккумулируются на осыхающей косе (3). В нижней части приливной осушки видны мощные вдольбереговые валы. В сторону суши пески переносят преобладающие и сильные ЮЗ, и менее регулярные, но ориентированные по нормали к берегу В-СВ ветры.

на участке разгрузки потока наносов на северо-востоке пролива Горло (рис. 26). Меньших, но также значительных размеров (длина ~0.5 км при ширине до 0.2 м; высота до 10 м), достигает дюна на отмершем береговом уступе правого берега р. Ручьи [30].

Дюны прорыва, параболические дюны, трансгрессивные дюнные поля и песчаные покровы обра-

зуются на берегах морей за счет переувлажнения “первичных” форм и дальнейшего переноса песка в сторону суши [40]. Для побережий высоких широт характерны два первых типа [61], которые показаны на рис. 1 общим знаком.

Дюны прорыва имеют форму лопасти, циркуля или “блюдца” и окаймляют с подветренной стороны дефляционные понижения, ориентирован-

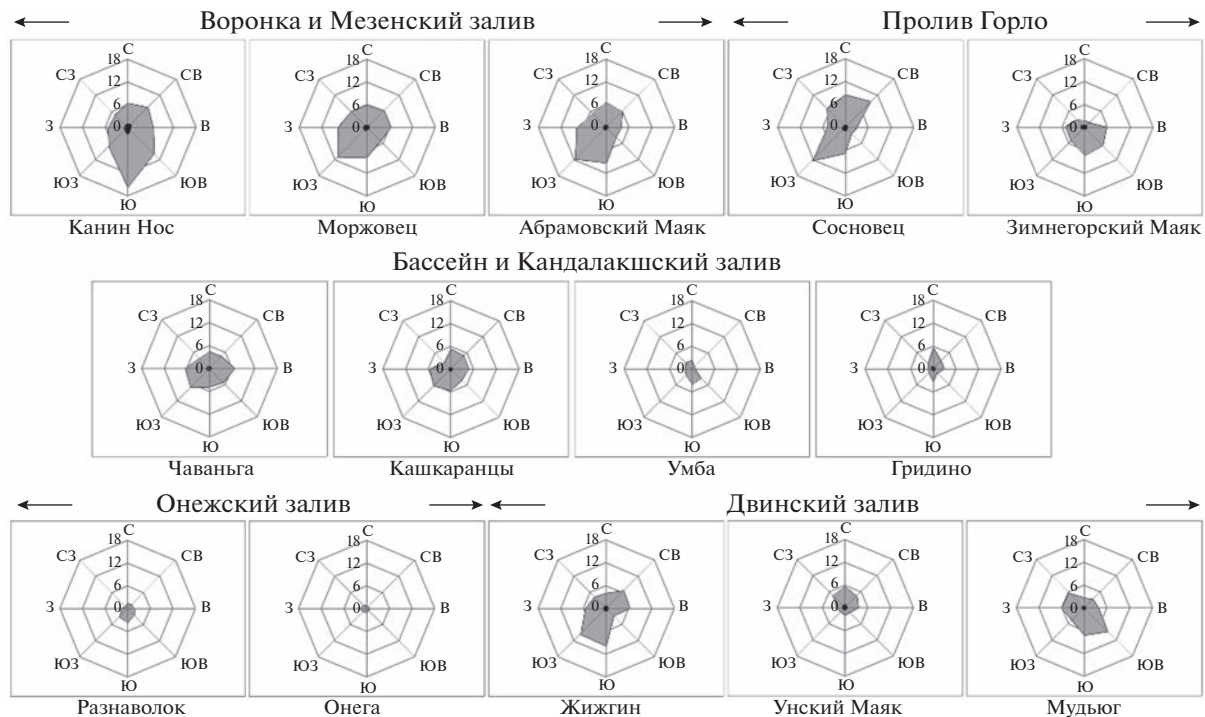


Рис. 3. Повторяемость скорости ветра 5–15 м/с (серый контур) и ≥ 16 м/с (черный контур) в 1977–2006 гг. (по [2]). Положение ГМС см. на рис. 1.

ные по направлению преобладающих ветров (рис. 2в). Они образуются в результате массового переноса песка по узким нарушениям, которые возникли в теле активной авантюны или ранее задернованной эоловой формы в результате прорыва шторами, деградации растительного покрова или другим причинам [48, 64]. *Параболические дюны* имеют в плане характерную форму с вогнутым наветренным и выпуклым подветренным склонами (рис. 2г, 2д). Обращенные к берегу подножия дюн обычно закреплены растительностью. Разрастаясь, параболические дюны продвигаются вглубь суши примерно с одинаковой скоростью. В результате они группируются в гряды, вытянутые субпараллельно берегу, или же образуют серию последовательно продвигающихся от берега изогнутых гряд [40, 47, 64, 66]. Дюны прорыва и/или параболические дюны распространены на аккумулятивных пляжевых берегах на северо-востоке Онежского полуострова (рис. 2б), а также на восточном берегу Воронки, где за счет твердого стока рек Месны, Шойны и Кии в БЗ накопились большие запасы песка (рис. 2г, 2д). В районе аккумулятивного мыса Инцы (северо-восточный берег пролива Горло) параболические дюны, как и другие формы массового транзита песка в сторону суши, приурочены к зоне разгрузки протяженного вдольберегового потока наносов [30, 55]. В эстуарии р. Варзуги крупные (длина до 1.3, ширина до 0.4 км) формы, похожие по морфологии

на дюны прорыва, приурочены к левому берегу реки, почти не измененному человеком [15, 30, 36]. Они ориентированы по направлению преобладающих и наиболее сильных ветров ЮЗ и С–СВ румбов (рис. 3) и не имеют явно выраженной связи с древними или современным берегом. Возможно, рост этих дюн связан с перевеиванием камов и/или флювиогляциальных дельт, которые выделяют на левобережье Варзуги [7].

Трансгрессивные дюнные поля — это относительно крупные (протяженность от сотен метров до нескольких километров) формы эолового рельефа побережий, которые состоят из отдельных дюн и дюнных гряд различной морфологии. На берегах с умеренным и холодным климатом условиями их формирования являются большие запасы песка, сильные ветры, направленные от БЛ в сторону суши, и незначительная задернованность поверхности [40, 47, 48]. Древние трансгрессивные дюнные поля могут быть активны или стабилизированы растительностью [65]. На побережье Белого моря по КС уверенно выделяется четыре трансгрессивных дюнных поля. Три из них (длина от 1.3 до 5.5 км, ширина от 0.4 до 1.5 км, относительная высота дюн 10–15 м) приурочены к устьям рек Месны и Шойны с обильным твердым стоком (восточный берег Воронки) (рис. 2д). Крупнейший на побережье Белого моря массив активных дюн (~ 7.5 км²) расположен на левобережье р. Шойны. Трансгрессивное дюнное поле в районе м. Ин-

цы (северо-восточный берег пролива Горло) перекрывает голоценовую морскую террасу [30]. Длина массива около 1.8 км, ширина до 0.6 км, относительная высота дюн до 8 м. Основной источник питания дюн — пляжи в зоне разгрузки потока наносов [55]. В последние десятилетия пески поступают также от переивания террасы, поверхность которой была нарушена многочисленными транспортными колеями [30].

Песчаные покровы — плоские, пологоволнистые или пологогрядовые поверхности, сложенные эоловыми песками различной мощности [66]. Из-за невыразительной морфологии они не всегда могут быть выделены по КС. На рис. 1 показан песчаный покров в районе с. Ручьи (северо-восточный берег пролива Горло), где ранее были проведены детальные геологические и георадиолокационные исследования [30]. Песчаный покров (протяженность ~1.2 км при ширине до 0.25 км) расположен на аллювиально-морской террасе левого берега р. Ручьи (4–7 м н.у.м.), срезанной уступом размыва. Покров образуют горизонтально слоистые эоловые пески с включениями техногенного мусора (мощность 0.5–2 м), накопившиеся из-за активизации эолового выноса с береговых уступов, пляжей и песчаных приливных осушек, нарушенных разездами транспорта [30].

Условия и ритмы прибрежного эолового морфолитогенеза в голоцене

Сведения о ритмике прибрежного эолового морфолитогенеза на побережье Белого моря и условиях образования голоценовых приморских дюн не многочисленны, и, за исключением нескольких дат из органогенных отложений и фрагментов деревьев, захороненных в эоловых песках [13, 30], являются косвенными. Ниже приведен их краткий обзор для районов беломорского побережья, отличающихся трендами изменения ОУМ, строением послеледникового рельефа, и, следовательно, объемом и составом поступающих в БЗ наносов, строением современных и голоценовых берегов. Сравнение конфигурации приморских дюн с режимом современных ветров [2, 10] позволило на качественном уровне оценить изменчивость этого параметра в голоцене.

Конфигурацию берегов *Онежского полуострова* контролирует строение краевых построек последнего оледенения [18, 27, 31, 33, 52]. Распространение голоценовых приморских дюн отражает закономерные изменения продолжительности и интенсивности их переработки в БЗ. Время трансформации отложений в БЗ увеличивается с северо-запада на юго-восток вслед за уменьшением скорости понижения ОУМ. На северо-западе полуострова она составляет ~2.8–2.9 мм/год [23, 27, 31], в центре (губы Унская и Ухта) — ~1.6–1.9 мм/год [52], в вершине Онежского залива —

~1.0–1.5 мм/год (по [63]), а в вершине Двинского залива близка к нулю [39, 68]. Интенсивность ветро-волнового воздействия резко уменьшается в юго-западном направлении (рис. 3). Это создало на берегах полуострова мозаичные условия формирования дюн.

На берегах Онежского залива (Лямецкий берег) с относительно затишными условиями (рис. 3) авандюны и перевеянные береговые валы выявлены только на трех участках, открытых наиболее сильным ветрам и обеспеченных наносами (рис. 1). В вершине залива, в районе устья р. Тамицы, авандюны приурочены к бровкам террас высотой 8–10 м и 4–5 м [18] и маркируют положение БЛ во время стабилизации ОУМ (~6.5–5.2 и ~4.5–4.0 тыс. кал.л.н. соответственно) [63]. В Пурнемском заливе строение прибрежных террас похоже, а их возраст оценивается интервалом позже ~5.0 тыс. кал.л.н. На участке разгрузки протяженного потока наносов у западного входа в залив берег развивается унаследовано. В то же время, на восточном мысу (м. Вейнаволоку), где из-за понижения ОУМ и уменьшения глубин в БЗ поступает меньше наносов, начался размыв древних аккумулятивных форм [32].

На северо-западе Онежского полуострова интенсивность воздействия ветра и волн на берега существенно выше (рис. 1, 3). Древние авандюны и перевеянные береговые валы образуют несколько генераций [18, 19, 27, 31]. Верхняя из них приурочена к аккумулятивным участкам береговой линии трансгрессии тапес (14–18.5 м н.у.м.). Запас песков, достаточный для формирования аккумулятивных берегов и приморских эоловых форм, накопился в ходе длительной (~8.2–5.8 тыс. кал.л.н.) стабилизации ОУМ. На участках аллювиального питания БЗ это произошло в начале трансгрессии, а там, где основным источником наносов был селективный размыв морены, — в конце трансгрессии. На позднеголоценовых и современных берегах участки эоловой аккумуляции расположены хаотично, что связано, по-видимому, с изменениями локальных литодинамических условий на поднимающихся берегах сложной конфигурации [27, 31].

Северо-восточные берега Онежского полуострова (Летний берег) открыты частым и сильным ветрам (рис. 3). Вдольбереговые и поперечные потоки наносов обеспечивают положительный баланс песков [33]. Приморские дюны здесь занимают обширные пространства и более разнообразны (рис. 1). Наиболее древние и крупные формы также приурочены к БЛ трансгрессии тапес. Сложная и протяженная коса с дюнами высотой до 4 м формировалась около 4.5 тыс. лет (~8.4–3.9 тыс. кал.л.н.) в условиях незначительных колебаний ОУМ [52]. Взаимное расположение дюн и валов позволяет выделить не менее че-

тырех этапов перестройки и переивания косы. Берег развивается, в основном, унаследовано (рис. 2в). Дюны прорыва и параболические дюны образуются на участках БЛ, ориентированных по нормали к наиболее сильным ветрам С—СВ румбов (рис. 3). На участках антропогенного воздействия вынос песка в сторону суши резко усиливается. В районе д. Яренги установлено, что дефляция активизировалась позже $\sim 0.8\text{--}0.55$ тыс. кал.л.н., что близко ко времени возникновения первого поселения [30]. Однако причиной этого могла быть также потеря связи эоловых форм с источником питания в ходе постепенного понижения ОУМ.

В вершине Двинского залива преобладающие и наиболее сильные ветры ориентированы по нормали к берегу (рисунки 1, 3). Твердый сток р. Северной Двины и разгрузка протяженных вдольбереговых потоков наносов способствуют накоплению на ПБС больших запасов песка [25]. Однако приморские дюны здесь однообразны и представлены на о. Мудьюг и морской террасе к югу от дельты р. Северной Двины перевеянными косами и береговыми валами нескольких генераций. Они сформировались позже ~ 5 тыс. кал.л.н. при положении ОУМ незначительно выше современных отметок. Датированы несколько этапов развития и размыва береговых форм [12, 68], что при близком к стабильному положению ОУМ, вероятно, может быть индикатором эпизодов штормовой активности. Вместе с тем, судя по ориентировке кос и валов, направление потоков наносов существенно не изменялось.

На северо-востоке Двинского залива (Зимний берег), относительно стабильном (скорость понижения ОУМ $\sim 0.2\text{--}0.5$ мм/год [28]) и открытом преобладающим сильным ЮЗ ветрам, господствуют абразионные берега. Прибрежные эоловые формы — невысокие перевеянные валы, развиты только на аккумулятивном мысу Керецкий (рис. 1). Формирование мыса относят к суббореальному времени [25].

Восточный берег пролива Горло (Зимний берег) — район с сильными ветрами, часто дующими по нормали или наклонно-нормально к БЛ (рисунки 1, 3). Как и на Онежском полуострове, конфигурацию БЛ и ПБС контролирует положение моренных гряд последнего оледенения [7]. Однако длительные (около ~ 9.5 тыс. к.л.) колебания ОУМ на уровне близком к современному или незначительно выше него¹ [37], быстрый размыв берегов [25] и присутствие в береговых уступах “подморенных”, преимущественно песчаных от-

ложений позднего неоплейстоцена [67], обеспечили накопление в БЗ значительных запасов песков. Частичная разгрузка мощных и протяженных потоков наносов на взморьях рек была благоприятна для образования последовательности авандюн. На приустьевых косах сформировались 2—4 авандюны, наиболее мощные из них высотой 5—18 м развиты в устье р. Майды [59]. Возраст авандюн может быть приблизительно оценен только в районе р. Ручьи, где эоловые отложения залегают на прибрежно-морских осадках, накопившихся ранее $\sim 4.4\text{--}4.3$ тыс. кал.л.н. [29]. Накопление песков трансгрессивных дюн у аккумулятивного мыса Инцы, судя по датам из отложений перекрытой ими террасы, может быть также отнесено к позднему голоцену (позже ~ 3.3 и ранее ~ 2 тыс. кал.л.н.) [29]. Вероятно, более древние прибрежные дюны были разрушены во время максимума трансгрессии тапес. Иная ситуация наблюдается на аккумулятивном мысу Вепревском (рис. 2а). Основание авандюны на берегу отмершего палеозалива перекрыто торфом с возрастом подошвы $\sim 9.1\text{--}9.3$ тыс. кал.л.н. [29]. Вероятно, авандюна формировалась в начале трансгрессии тапес, а ко времени максимального повышения ОУМ залив был уже заполнен торфом, который “законсервировал” авандюну.

На северных берегах Бассейна и западных берегах пролива Горло (Терский берег) скорости ветра увеличиваются с запада на восток (рис. 3). Несмотря на значительную долю сильных ветров, дующих в сторону берега, голоценовые эоловые формы приурочены, в основном, к устьям рек (рис. 1). Это связано с дефицитом песчаных наносов на открытых берегах, сложенных терригенными породами рифея и перекрытых маломощными, преимущественно ледниковыми отложениями [7]. Исключением являются относительно крупные (до 3—4 м) древние авандюны и перевеянные береговые валы аккумулятивного мыса Никодимского, сформировавшегося в зоне конвергенции потоков наносов [25]. Возраст перевеянных террас западного побережья пролива Горло по многочисленным датам может быть оценен в широких пределах (средний—поздний голоцен) [1, 17], а скорость понижения ОУМ в это время — интервалом от ~ 2.5 мм/год за последние $\sim 8.6\text{--}8.4$ тыс. кал.л.н. (по [1]) до $\sim 0.9\text{--}1.5$ мм/год за последние $\sim 7.2\text{--}5.2$ тыс. кал.л.н. (по [17, 39]).

Сложный комплекс эоловых форм, существенно измененных антропогенным воздействием, сформировался в устье р. Варзуги [15, 24, 31, 36]. На правом берегу реки морские террасы, в том числе протяженная “приустьевая коса”, формировались, начиная с ~ 8.2 тыс. кал.л.н. [13], за счет материала, поступающего с твердым стоком реки, вдольбереговыми и поперечными потоками наносов [36]. При этом ОУМ понижался со скоростью ~ 3 мм/год [13]. Переивание поверхности

¹ На юго-восточных берегах Горла ОУМ понижался во время регрессии раннего голоцена до $\sim 20\text{--}30$ м, вновь достиг современного не ранее ~ 9.5 тыс. кал.л.н.; в интервале $\sim 7.3\text{--}3.5\text{--}3.1$ тыс. кал.л.н., вероятно, испытывал незначительные колебания на отметках $\sim 3.5\text{--}4$ м; а $\sim 2.2\text{--}1.6$ тыс. кал.л.н. понизился до уровня, заливаемого при современных штормовых нагонах [37].

“косы” началось не ранее ~2.3–2.0 тыс. кал.л.н. [13]. Активизация переувлажнения “косы”, связанная, вероятно, с антропогенной нагрузкой, датирована интервалом 0.33–0.14 тыс. кал.л.н. [31].

Данные о ритмике приморских дюн на берегах Мезенского залива и Воронки в литературе отсутствуют.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Типы и условия образования голоценовых приморских дюн

Анализ распространения голоценовых прибрежных эоловых форм на побережье Белого моря показал, что, как и на других берегах Арктики и Субарктики [61], здесь преобладают наиболее “простые” типы приморских дюн – перевеянные береговые валы, древние авандюны, дюны прорыва и параболические дюны. При этом *перевеянные береговые валы* могли формироваться на берегах с меньшими запасами песков. На поднимающихся и достаточно бедных наносами [6, 25, 34] берегах Белого моря они составляют подавляющее большинство форм эолового рельефа. Типичные последовательности крупных *авандюн*, для образования которых необходим избыток наносов [48], выявлены на приустьевых косах Зимнего и Канинского берегов. *Дюны, закрывающие береговые уступы*, характерны для берегов абразионных типов, полностью или частично сложенных песчаными отложениями, однако достигают значительных размеров только вблизи устьев рек. *Дюны прорыва* единичны и тяготеют к берегам, открытым наиболее сильным ветрам и участкам с нарушенным растительным покровом. *Параболические дюны* выявлены в условиях обильного питания эоловых форм – на приустьевых косах, барах и по периферии трансгрессивных дюнных полей Канинского и Канушинского берега, а также дюнного массива мыса Инцы (Зимний берег). *Трансгрессивные дюнные поля* маркируют участки избыточного, регулярного и продолжительного поступления наносов. Дополнительным благоприятным фактором являются, по-видимому, безлесные ландшафты или участки с нарушенным растительным покровом. *Песчаные покровы*, сложенные эоловыми песками с включениями антропогенного мусора, могут быть характерны для окрестностей поселений и других участков антропогенного воздействия.

В отличие от берегов Балтийского моря, где источниками питания приморских дюн традиционно считаются флювиогляциальные пески [47, 54], для беломорских голоценовых дюн на ранних этапах развития такими источниками были твердый сток рек и селективный размыв ледниковых отложений. Из-за незначительного (до 30%) содержания в морене песка [7] накопление в БЗ за-

паса наносов, необходимого для создания аккумулятивных форм, заняло даже на ветреных берегах Онежского полуострова около 2 тыс. лет [31]. В связи с этим, кроме литогенного контроля и режима ветров, важными факторами времени “жизни” берега, которые определили возможность прибрежного эолового морфолитогенеза, были продолжительность стабилизации ОУМ во время трансгрессии среднего (или среднего – позднего) голоцена и скорость его дальнейшего понижения. Верхняя граница скорости понижения ОУМ, при которой возможно образование прибрежных дюн на побережьях, сложенных мореной, близка, по-видимому, к 3 мм/год. При скорости понижения ОУМ меньше ~0.5 мм/год сценарии развития береговых, в т.ч. эоловых форм изменялись в зависимости от условий питания, строения ПБС (отмелый, приглубый), ориентировки к эффективным ветрам (Зимний берег в Двинском заливе и Горле Белого моря, о. Мудьюг). Режим ветров лимитировал образование приморских дюн только в Онежском заливе.

Возраст дюн и ритмы прибрежного эолового морфолитогенеза

Приморские дюны Белого моря начали формироваться в среднем голоцене, во время трансгрессии Тапес (Онежский полуостров, устье р. Варзуга, устье р. Варзуги). Активному образованию эоловых форм способствовали теплый климат и малая продолжительность на акватории ледового периода [26]. На берегах, где ОУМ понижался очень медленно, или стабильных (вершина Двинского залива, Зимний берег, вероятно, восточная часть Терского берега), датировки возраста террас позволяют отнести начало образования дюн к разным интервалам позднего голоцена, когда ОУМ на конкретных участках берега приблизился к современному. Однако более древние дюны могли не сохраниться и быть разрушены штормами или переработаны более молодыми дюнами, как произошло на берегах о. Мичиган [45]. На беломорских берегах примером такого варианта событий служат детально датированные береговые формы о. Мудьюг [68].

Для ясных выводов о ритмике образования приморских дюн и закономерных связях между усилением эоловой аккумуляции, колебаниями ОУМ, изменениями циркуляции атмосферы, режима ветров и штормовой активности хронологических данных пока недостаточно.

По данным георадиолокационного профилирования дюнных массивов на Летнем и Зимнем берегах Белого моря было показано, что число крупных ритмов развития дюн на разных участках не одинаково (от 2 до 4) [30, 59]. В современных условиях Белого моря направления как преобладающих (рис. 1), так и сильных ветров, спо-

собных переносить пески (рис. 3), подчинено орографическому контролю [7]. В связи со сложной орографией побережья корреляция между ритмами крупномасштабной атмосферной циркуляции и штормовой активностью для Белого моря не выявлена [56]. Можно ожидать, что в голоцене ситуация была похожей. Это косвенно подтверждается унаследованным характером развития береговых и эоловых форм на всех рассмотренных побережьях Белого моря. Ориентировка форм позволяет предположить, что начиная со среднего голоцена, направления потоков наносов, а значит, и преобладающих ветров и волн, кардинально не изменялась.

Вместе с тем, выявлено несколько участков (м. Вепревский в Онежском заливе [32], устье р. Яреньги в Двинском заливе [31], м. Вепревский на юго-западе пролива Горло [29]), где деградация и/или размыв эоловых форм были связаны, вероятно, с разрывом литодинамической связи с БЗ.

Таким образом, можно согласиться с мнением [3, 4, 38] о главенствующей роли в динамике прибрежных дюн баланса наносов и важной роли локальных геоморфологических факторов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным дешифрирования космических снимков и обзора литературных источников проведена типизация голоценового аккумулятивного эолового рельефа Белого моря побережья Белого моря. Выполнен анализ закономерностей их распространения и источников питания. Обобщены существующие данные о ритмах прибрежного эолового морфолитогенеза в голоцене.

На побережье Белого моря выделены 5 типов голоценовых “вторичных” дюн: древние авантюны и/или перевеянные береговые валы, дюны на абразионных уступах; дюны прорыва и параболические дюны; трансрессивные дюнные поля; песчаные покровы. Реконструированы условия образования разных типов “вторичных” дюн.

Основными источниками питания прибрежных эоловых форм на ранних стадиях их развития были наносы, поступившие в береговую зону с твердым стоком рек и от селективного размыва морены. На “моренных” берегах на накопление запасов песков, достаточных для образования дюн, необходимо несколько тысячелетий. Поэтому на периферии ледниковых щитов динамика ОУМ является одним из главных факторов, лимитирующим процессы прибрежного морфолитогенеза. На беломорских берегах дюны формировались при скорости понижения ОУМ не больше ~3 мм/год.

Дюны формировались со среднего и позднего голоцена, раньше на поднимающихся берегах. Ритмы активизации прибрежных эоловых про-

цессов на разных участках побережья не были синхронны. Морфология прибрежных береговых и эоловых форм позволяет предположить, что направления потоков наносов, ветра и подхода волн со среднего голоцена существенно не изменялись. Выявлены участки, где деградация прибрежного эолового рельефа произошла в результате потери литодинамической связи с источниками поступления наносов при понижении относительного уровня моря.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта РФФИ № 22-27-00499.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Романенко Ф.А. Диатомовые водоросли в голоценовых отложениях Терского берега Белого моря в связи с историей его развития в последледниковое время // Арктика и Антарктика. 2020. № 2. С. 1–16.
2. Атлас “Климат морей России и ключевых районов Мирового океана”. Белое море. ЕСИМО. 2007 // http://www.esimo.ru/atlas/index_atlas.html (дата обращения 04.12.2022).
3. Афанасьев В.В. О новом типе эолового морфогенеза на вулканогенных берегах (о. Итуруп, Большая Курильская гряда) // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3. № 4. С. 423–427.
4. Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. Прибрежные эоловые формы и колебания уровня моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 139–146.
5. Берега / Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. М.: Мысль, 1991. 479 с.
6. Варейчук Н.С., Игнатов Е.И. Геоморфологическая карта дна Белого моря // Геоморфология. 1989. № 1. С. 67–72.
7. ВСЕГЕИ: Информационные ресурсы // <https://vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500/> (дата обращения 2022.10.11).
8. Выхованец Г.В. Эоловый процесс на морском берегу. Одесса: Астропринт, 2003. 368 с.
9. Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования / Под ред. Н.И. Алексеевского. М.: ГЕОС, 2007. 585 с.
10. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Глуховского Б.Х., Терзиева Ф.С. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.
11. Ермолов А.А. Геоморфология беломорских берегов Кольского полуострова // Геоморфология. 2010. № 1. С. 36–42.
12. Зарецкая Н.Е. Голоценовая история дельты р. Северной Двины // Геоморфология. 2018. № 1. С. 3–17.
13. Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. Новые данные по истории Терского берега Белого моря в голоцене (район устья р. Варзуги) // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2015. С. 185–189.
14. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.

15. Казаков Л.А., Вишняков Г.В. Кузоменские пески в начале XXI века. М.: Пи-Квадрат, 2014. 128 с.
16. Корсакова О.П. Побережье Белого моря в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита в неоплейстоцене и голоцене // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 883–897.
17. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
18. Лаврова М.А. К геологии Онежского полуострова Белого моря // Тр. Геол. музея Ак. наук. 1931. Т. VIII. 70 с.
19. Лаврова М.А. О древних дюнах Онежского полуострова // Докл. АН СССР. 1928. С. 215–220.
20. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 233 с.
21. Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во Моск. университета, 1961. 418 с.
22. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во Моск. Университета, 1975. 336 с.
23. Леонтьев П.А., Субетто Д.А., Репкина Т.Ю. и др. Реконструкция относительного перемещения уровня моря в голоцене на северо-западе Онежского полуострова (губа Конюхова, Белое море) на основе палеолимнологических исследований // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 933–945.
24. Медведев П.М. Кузоменские подвижные пески и мероприятия по их закреплению // Изв. ВГО. 1964. Т. 96. Вып. 1. С. 30–38.
25. Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
26. Новичкова Е.А. Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф. Автореф. дисс.... к.г.-м.н. М.: ИО РАН, 2008. 26 с.
27. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А. и др. Морфодинамика берегов северо-запада Онежского полуострова Белого моря в голоцене. Губа Конюхова // Тр. КарНЦ РАН. 2017. № 8. С. 1–19.
28. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. Двинский залив Белого моря в позднеледниковые – раннем голоцене // Геоморфология. 2018. № 2. С. 71–88.
29. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. и др. Юго-восточный берег Горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 6. СПб.: ААНИИ, 2019. С. 146–153.
30. Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н., Гуринов А.Л., Романенко Ф.А. Антропогенные изменения эоловых процессов на берегах Белого моря // Изв. РАН. Серия географическая, 2022. Т. 86. № 6. С. 1046–1062.
31. Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А., Лудикова А.В., Зарецкая Н.Е. Северо-западные берега Онежского полуострова Белого моря в голоцене: условия развития, динамика, хронология // Изв. РАН. Серия Географическая. 2020. Т. 84. № 6. С. 888–904.
32. Репкина Т.Ю., Яковлева А.П., Леонтьев П.А. и др. Морфодинамика берегов Онежского залива Белого моря в голоцене (окрестности с. Пурнема) // География: развитие науки и образования. Сб. статей по материалам ежегодной международной научно-практической конференции LXXIV Герценовские чтения. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2021. Т. 1. С. 163–167.
33. Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю. Морфо- и литодинамика берегов Онежского полуострова // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 185–200.
34. Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д. Геоморфология дна и берегов Белого моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2005. № 3. С. 54–62.
35. Ульст В.Г. К вопросу о закономерностях развития эоловой аккумуляции на морском берегу // Тр. Океаногр. Ком. 1959. Т. IV. С. 91–100.
36. Шевченко Н.В., Сафьянов Г.А. Эоловые процессы на берегах Белого моря // Материалы XXII Международной береговой конференции “Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря”. (Геленджик, 16–20 мая 2007 г.). Краснодар: Эдар принт, 2007. С. 175–178.
37. Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. Голоценовые отложения юго-восточного побережья Горла Белого моря: новые данные диатомового и радиоуглеродного анализов // Докл. РАН. 2019. Т. 488. № 6. С. 661–666.
38. Anthony E.J., Mrani-Alaoui M., Héquette A. Shoreface sand supply and mid- to late Holocene aeolian dune formation on the storm-dominated macrotidal coast of the southern North Sea // Marine Geology. 2010. V. 276. Iss. 1–4. P. 100–104.
39. Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A. et al. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // Quaternary Science Reviews. 2018. V. 199. P. 188–205.
40. Bird E.C.F. Coastal geomorphology: an introduction. Chichester; Hoboken, NJ: Wiley, 2008. 411 p.
41. Creel R.C., Austermann J., Khan N.S. et al. Postglacial relative sea level change in Norway // Quaternary Science Reviews. 2022. V. 282. 107422
42. Dusterhus A., Rovere A., Carlson A.E. et al. Palaeo-sea-level and palaeo-ice-sheet databases: problems, strategies, and perspectives. // Climate of the Past. 2016. V. 12. Iss. 4. P. 911–921.
43. Google Earth // <https://www.google.ru/intl/ru/earth/> (дата обращения 2022.10.10).
44. Google Earth Engine: Timelapse // <https://earthengine.google.com/timelapse/> (дата обращения 2022.10.10).
45. Hansen E.D., Fisher T.G., Arbogast A.F., Bateman M.D. Geomorphic history of low-perched, transgressive dune complexes along the southeastern shore of Lake Michigan // Aeolian Research. 2010. V. 1. Iss. 3–4. P. 111–127.
46. Harff J., Deng J., Dudzińska-Nowak J. et al. What Determines the Change of Coastlines in the Baltic Sea? // Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East / Harff J., Furmańczyk K., von Storch H. (Eds.). Coastal Research Library. 2017. V. 19.
47. Hellemaa P. The development of coastal dunes and their vegetation in Finland // Fennia, 1998. V. 176. Iss. 1. P. 111–221.
48. Hesp P.A. Foredunes and Blowouts: initiation, geomorphology and dynamics // Geomorphology. 2002. V. 48. Iss. 1–3. P. 245–268.

49. Hesp P.A., Dillenburger S.R., Barboza E.G. et al. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil // *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*. 2005. V. 77. Iss. 3. P. 493–508.
50. Hilgers A. The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European lowland reconstructed by optically stimulated luminescence (OSL) dating. PhD thesis. Institut für Geographie. Köln: Universität zu Köln, 2007. 440 p.
51. INQUA Dunes Atlas Chronologic Database // <https://www.dri.edu/inquadunesatlas/> (дата обращения 2022.05.02).
52. Kublitskiy Yu., Repkina T., Leontiev P. et al. Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega Peninsula (White Sea, northwestern Russia) // *Quaternary International*. 2023. V. 644–645. P. 79–95.
53. Lancaster N., Wolfe S., Thomas D. et al. The INQUA Dunes Atlas chronologic database // *Quaternary International*. 2016. V. 410. Part B. P. 3–10.
54. Łabuz T.A., Grunewald R., Bobykina V. et al. Coastal Dunes of the Baltic Sea Shores // *A Review, Quaestiones Geographicae*. 2018. V. 37. Iss. 1. P. 47–71.
55. Lugovoy N.N., Repkina T.Yu. Coastal dynamics of the accumulative Intsy cape (Zimniy Coast of the White Sea) // *INQUA. 2019 Abstracts*. 2019. P–3007.
56. Myslenkov S., Medvedeva A., Arkhipkin V. et al. Long-term Statistics of Storms in the Baltic, Barents and White Seas and Their Future Climate Projections // *Geography, Environment, Sustainability*. 2018. V. 11. № 1. P. 93–112.
57. Peterson C.D., Murillo-Jiménez J.M., Stock E. et al. Origins of late-Pleistocene coastal dune sheets, Magdalena and Guerrero Negro, from continental shelf lowstand supply (70–20 ka), under conditions of southeast littoral- and eolian-sand transport, in Baja California Sur, Mexico // *Aeolian Research*. 2017. V. 28. P. 13–28.
58. Porat N., Botha G. The luminescence chronology of dune development on the Maputland coastal plain, southeast Africa // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27. Iss. 9–10. P. 1024–1046.
59. Repkina T.Yu., Leontiev P.A., Kublitskiy Yu.A. et al. Aeolian morpholithogenesis of the eastern coast of the White Sea in the Holocene according to paleolimnological and GPR studies // *Limnology and Freshwater Biology*. 2022. № 4. P. 1541–1543.
60. Rosentau A., Klemann V., Bennike O. et al. A Holocene relative sea-level database for the Baltic Sea // *Quaternary Science Reviews*. 2021. V. 266. 107071
61. Ruz M.-H., Hesp P.A. Geomorphology of high-latitude coastal dunes: a review // *Geological Society, London, Special Publications*. 2014. V. 388. P. 199–212.
62. SAS Planet // <https://sasplanet.ru/> (дата обращения 2022.09.15).
63. Selivanov A.O. Morphological changes on Russian coasts under rapid sea-level changes: Examples from the Holocene history and implications for their future // *J. Coast. Res.* 1996. V. 12. Iss. 4. P. 823–830.
64. Sloss C.R., Shepherd M., Hesp P.A. Coastal Dunes: Geomorphology // *Nature Education Knowledge*. 2012. V. 3(3): 2.
65. Vacchi M., Ghilardi M., Melis R.T. et al. New relative sea-level insights into the isostatic history of the Western Mediterranean // *Quaternary Science Reviews*. 2018. V. 201. P. 396–408.
66. Wolfe S.A. History of High Latitude Dune Fields // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. 2014.
67. Zaretskaya N.E., Rybalko A.E., Repkina T.Yu. et al. Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): stratigraphy and palaeoenvironments // *Quaternary International*. 2021. V. 605–606. P. 126–141.
68. Zaretskaya N.E., Shevchenko N.V., Simakova A.N., Sul'erzhitsky L.D. Chronology of the North Dvina River delta development over the Holocene // *Geochronometria*. 2011. V. 38. № 2. P. 116–127.

Aeolian Landforms in the White Sea Coast: a Review of Classification and Spatial Distribution

T. Yu. Repkina^{a, b, c, #}, A. P. Yakovleva^a

^a*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^b*Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint Petersburg, Russia*

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

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

This research provides classification and analysis of the spatial distribution of the Holocene aeolian landforms within the White Sea Coast. We identified 5 types of secondary dunes based on the interpretation of detailed satellite images, topographic charts and analysis of literary sources: foredune plains and beach ridges plains, cliff-top dunes, blowouts and parabolic dunes, transgressive dunefields, sand sheets. The dunes were formed mainly from the Middle-Late Holocene. They gravitate towards sandy shores, where post-glacial uplift rates didn't exceed ~3 mm/year during the Middle-Late Holocene. The coastal dunes were formed in connection with sediments, which entered the coastal zone with solid river flow and from selective erosion of glacial deposits. The rhythms of aeolian processes activation in different parts of the White Sea Coast were non-synchronous.

Keywords: coastal dunes, morphodynamics, Holocene, White Sea

*Статья посвящается нашему коллеге
Гринько Борису Николаевичу —
верному другу в наших морских работах.*

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2023 г. С. А. Ковачев¹, *, О. Ю. Ганжа¹, **

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

*e-mail: kovachev@ocean.ru

**e-mail: ganja@ocean.ru

Поступила в редакцию 08.06.2022 г.

После доработки 11.10.2022 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

В статье приведены результаты сейсмических работ, выполненных методом ГСЗ в Персидском заливе. В работах использовались донные сейсмографы аналогового типа и пневмоисточники сейсмических колебаний. Расстановки донных сейсмографов и прострелки выполнялись по трем региональным профилям длиной от 100 до 250 км. Основным результатом стало получение скоростной модели осадочного чехла и земной коры исследуемого района до границы М, расположенной на глубине порядка 43 км. Небольшая мощность верхнего слоя земной коры (4–5 км) и повышенные скорости продольных сейсмических волн в ее остальных слоях характеризуют субконтинентальный архейский тип земной коры. Утонение земной коры характерно для ближайших к Персидскому заливу акваторий: Черного, Каспийского, Средиземного и Красного морей. В земной коре исследуемого района была обнаружена структура, которая, возможно, является брахиантиклиналью, имеющей изометричную куполообразную форму, что соответствует складчатости платформенного типа в областях соляно-купольной тектоники. Каких-либо разломов в земной коре акватории Персидского залива, примыкающей к п-ову Бушер, обнаружено не было.

Ключевые слова: Персидский залив, глубинное сейсмическое зондирование, скоростной разрез земной коры, донный сейсмограф

DOI: 10.31857/S0030157423050052, **EDN:** CYKDGS

ВВЕДЕНИЕ

Элементы тектоники Персидского залива и гор Загрос

По мнению [43] и других авторов, Персидский залив и горный пояс Загрос, обрамляющий его с северо-востока, образовались в результате столкновения Аравии и микроплит Центрального Ирана после закрытия океана Неотетис. Время первоначальной коллизии вдоль гор Загрос колеблется от позднего мелового периода до плиоцена [26, 29]. В некоторых работах Загрос рассматривался как пример молодого континента — континентальный коллизионный пояс [30, 31].

В зоне коллизии Аравия—Евразия, согласно [27, 35, 48], формируются орогенные плато в результате столкновения континент—континент, о чем свидетельствует Турецко-Иранское нагорье.

Плато образуются во время столкновения континентов, где утолщение земной коры и поднятие поверхности сочетаются с относительно низкой скоростью эрозии и врезания, которые ограничивают дальнейшее утолщение и образование рельефа [37]. Это справедливо для Персидского залива.

Очертания границ зоны коллизии Загрос—Персидский залив четко определяются топографическими и сейсмологическими характеристиками [36]. Резкие топографические фронты в Персидском заливе и вдоль северной стороны Большого Кавказа и Копетдага обрисовывают южную и северную окраины крупных активных деформаций района.

Согласно [24, 49], субдукция Аравийской плиты под Загрос, происходившая в венде, постепен-

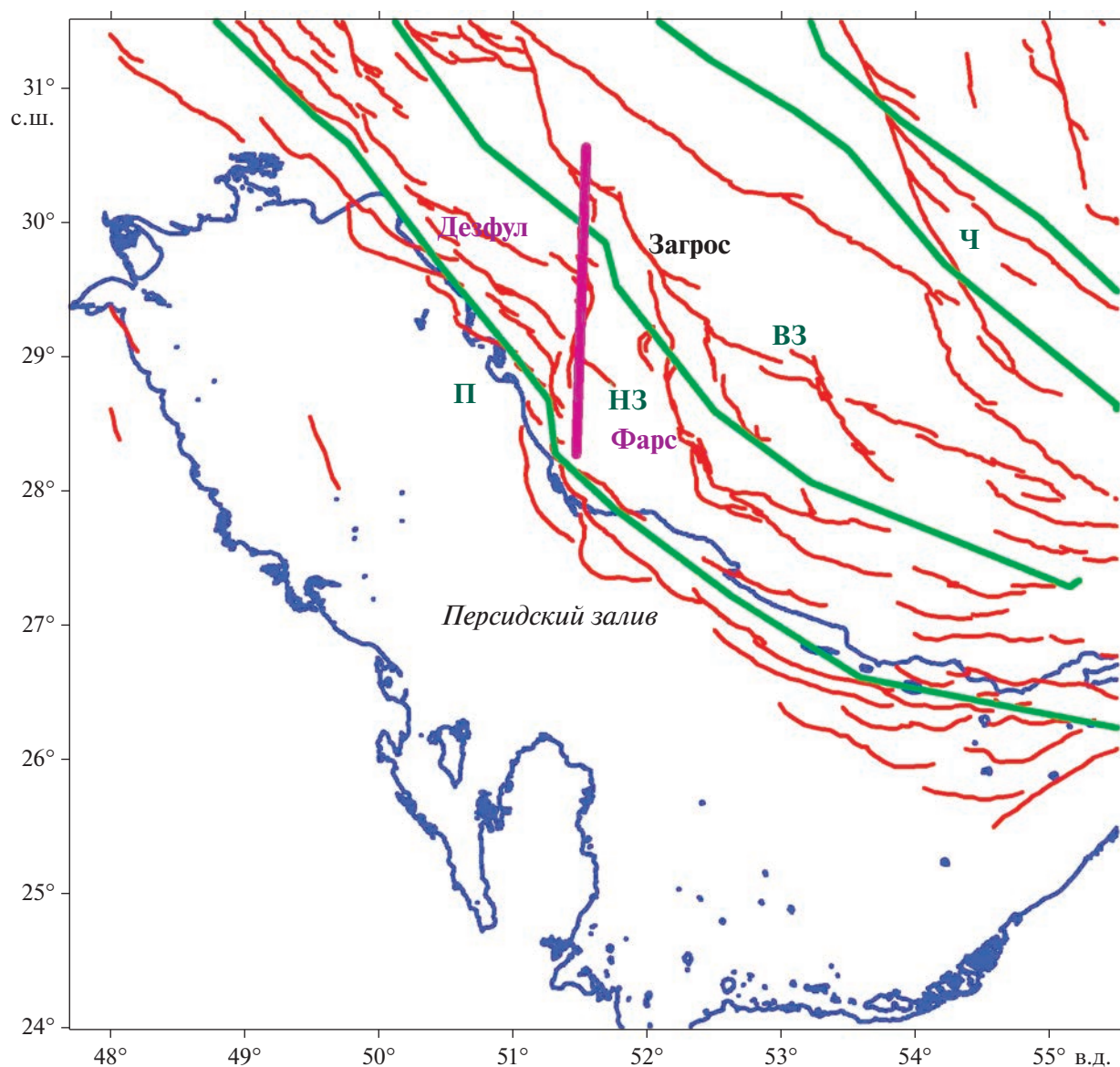


Рис. 1. Элементы тектоники Персидского залива и гор Загрос по данным работ [1, 2]. Красные линии — разломы, П — предгорная зона, НЗ — зона Низкого Загроса, ВЗ — зона Высокого Загроса, Ч — Чешуйчатая зона, фиолетовая линия — Казерунская зона разломов, зеленые линии — границы тектонических зон, Фарс и Дезфул — тектонические провинции.

но сменялась коллизией. В сегменте Загроса Фарс выделяются четыре зоны (рис. 1): Чешуйчатая, Высокого Загроса, Низкого Загроса и Предгорная. Согласно предложенной интерпретации эволюции Загроса, коллизционное сжатие в зоне Главного надвига привело к возникновению перед его фронтом в Чешуйчатой зоне пологих складок типа тех, что сейчас развиваются в Предгорной зоне. Складки прямо отражались в рельефе и, разрушаясь, служили источником обломочного материала [24, 49]. Фарс отделен от провинции Дезфул Казерунской зоной разломов (рис. 1).

Геофизические поля Персидского залива и земная кора района

Мощность земной коры согласно модельным исследованиям, выполненным в работе [39], составляет порядка 40 км, увеличиваясь под горами Загрос до 60 км.

Тепловой поток в акватории Персидского залива, по данным [47], достигает величины порядка 55 мВт/м², увеличиваясь до 60 мВт/м² под горами Загрос. Гравитационные аномалии в редукции Буге и Фая близки к нулю, в акватории залива они не превышают –20 мГал, но в районе гор Загрос аномалии Фая возрастают до нуля, а аномалии в

Таблица 1. Скоростные разрезы земной коры Персидского залива и гор Загрос

Ссылка на источник данных	[39]		[16]	[41]	[21]			[34]			гсз		
слой	d	h	V	V	d	h	V	d	h	V	d	h	V
Осадки	10	10	5.3	5.0	3	3	4.0	7	7	5.5	5.0	5.0	4.1
Верхняя кора	15	5	6.0	6.3	13	10	5.5	15	8	6.2	9.5	4.5	6.0
Средняя кора	23	8	6.1	6.4	20	7	6.0	42	27	6.5	21	11	6.3
Нижняя кора	40	17	6.5	6.9	45	25	6.7				40.5	20.0	6.8
Мантия							8.1						8.05

d – глубина подошвы слоя, км; h – мощность слоя, км; V – средняя скорость в слое км/с.

редукции Буге уменьшаются до -200 мГал и менее [32, 52].

Отклонение от геоида в акватории Персидского залива составляет не более -13 м, увеличиваясь в районе гор Загрос до максимального значения $+13$ м [44].

Аномалии магнитного поля в акватории Персидского залива носят локальный характер и небольшие амплитуды (не более 70 нТ) [53].

Моделирование структуры земной коры Персидского залива, выполненное в работе [39] на основе гравиметрических данных, информации о тепловом потоке, рельефе района и отклонений от геоида, показало, что наиболее надежной является четырехслойная модель земной коры. Модель состоит из слоя осадков мощностью 10 км и плотностью 2530 г/см³, верхней коры мощностью порядка 5 км и плотностью 2800 г/см³, средней коры мощностью 8 км и плотностью 2820 г/см³ и нижней коры мощностью 17 км и плотностью 2950 г/см³. Тогда, согласно [16], можно (весьма условно) сделать оценки скорости продольных сейсмических волн в земной коре Персидского залива с помощью формулы:

$$\rho = 2 \ln V_p - 0.8, \quad (1)$$

где ρ – плотность горной породы земной коры в т/м³, V_p – скорость продольных сейсмических волн в слоях земной коры в км/с.

V_p в верхнем слое (мощность 10 км), в соответствии с моделированием из работы [39], составляет 5.3 км/с (осадки), в верхней коре (мощность 4 км) V_p близко к значению 6 км/с (условно гранитные породы), в средней коре (мощность 8 км) V_p составляет 6.1 км/с (условно гранитные породы), в нижней коре (мощность 17 км) $V_p = 6.5$ км/с (условно базальтовые породы).

Однако, если использовать график Нейфа-Дрейка [41, 42], то в верхнем слое (мощность 10 км) V_p составит 5.0 км/с, в верхней коре (мощность 4 км) $V_p = 6.3$ км/с (условные базальты), в

средней коре $V_p = 6.4$ км/с (условные базальты) и в нижней коре $V_p = 6.9$ км/с (условные базальты).

В работе [21] приводится скоростной разрез земной коры, полученный в результате обработки записей 3-х взрывов, зарегистрированных сейсмическими станциями, установленными в области сопряжения тектонических провинций Фарс и Дезфул (к северу от АЭС Бушер, район Низкого Загроса) и использовавшимися для локализации микроземлетрясений исследуемого района. Все вышеупомянутые разрезы сведены в табл. 1.

Разрез из работы [21] существенным образом отличается от разреза, построенного на основе данных моделирования [39], наличием относительно мощного (10 км) слоя осадочных пород со скоростью 5.5 км/с и слоя кристаллических пород (7 км) со скоростью 6.3 км/с.

В работе [34] для построения скоростного разреза под акваторией Персидского залива были использованы времена прихода локальных сейсмических событий, зарегистрированных плотной сейсмологической сетью. Было установлено, что скоростная структура верхней коры состоит из осадочного слоя толщиной 7 км (где скорость продольных сейсмических волн составляет 5.5 км/с) и верхней кристаллической коры толщиной 8 км ($V_p = 6.2$ км/с). В данной публикации сообщается, что анализ записей семи телесейсмических землетрясений позволяет предположить, что нижняя кора имеет толщину 27 ± 2 км и скорость продольных сейсмических волн 6.5 км/с.

Необходимо отметить, что краткий обзор публикаций о строении земной коры акватории Персидского залива свидетельствует о противоречивости полученных результатов. Использование разных методов реконструкции скоростного строения твердой среды под дном Персидского залива: моделирование на основе гравиметрических и других данных [39]; интерпретация мало детальных сейсмических данных, полученных от взрывов [21], и восстановление скоростного строения по записям землетрясений [34] дают различающиеся скоростные разрезы земной коры. Пуб-

фикации о выполнении детальных сейсмических исследований методами глубинного сейсмического зондирования отсутствуют в открытой печати, это свидетельствует об актуальности результатов исследований, изложенных в настоящей статье.

МЕТОДЫ И ОБОРУДОВАНИЕ

Для исследования акватории Персидского залива использовались следующие методы морской геофизики:

Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) методом преломленных и отраженных волн проводилось по трем региональным профилям. Методика проведения подобных работ описана в [6]. Использовались пневмоизлучатели (ПИ) с общим объемом рабочих камер 60 л и автономные донные сейсмографы (ДС). Основные морские профили дополняли региональные профили на суше, выполненные другими методами. Несмотря на различие в методах и аппаратуре, морские и сухопутные данные оказались хорошо согласованными. Таким образом, была получена генеральная структура земной коры и осадочной толщи как Персидского залива, так и места строительства БАС.

Высокоразрешающее 48-канальное сейсмическое профилирование МОГТ (метод общей глубинной точки) позволило исследовать структуру осадочной толщи и ее скоростные характеристики под дном Персидского залива до глубины порядка 1.0 км с разрешением 1–2 м и выявить ряд акустических неоднородностей (листоостромы, крутые складки, газонасыщение, разломы, дислокации и др.). Результаты МОВ-ОГТ были использованы для построения глубинных региональных профилей.

Суперразрешающее сейсмоакустическое профилирование с использованием сейсмопрофилографа CHIRP-II (CAP-6600) проводилось для изучения тонкой структуры верхнего слоя осадков на глубину 20–40 м ниже морского дна с разрешением 10–30 см с целью выявления поверхностных неотектонических нарушений, газонасыщенных осадков и газовых “сипов”.

Изучение локальной сейсмичности с помощью высокочувствительных автономных донных сейсмологических станций было выполнено для определения степени активности неотектонических разломов на дне Персидского залива.

В настоящей статье ввиду ограниченного объема публикации приводятся только результаты работ, проводившихся методом ГСЗ. В сокращенном виде они рассмотрены в работе [11], а результаты сейсмологических наблюдений – в работе [12].

Навигационное обеспечение и позиционирование судна (НИС “Профессор Штокман”) на про-

филях, а также при постановке и подъеме донных сейсмографов осуществлялось с помощью глобальной спутниковой навигационной системы DGPS. Использовался спутниковый навигационный приемник NT300D (Trimble Navigation) и системы программ dKart Navigator на основе электронной карты.

В работах по ГСЗ и изучению микроземлетрясений в акватории Персидского залива использовались донные сейсмографы совместной разработки Института океанологии (ИО РАН) и Объединенного института физики Земли РАН (ОИФЗ РАН) [8, 23]. Каждым прибором регистрировались сигналы с помощью вертикального сейсмоприемника типа СВ-5 с собственной частотой 5 Гц. Дополнительно приборы ИО РАН были оборудованы гидрофонами и горизонтальными сейсмоприемниками СВ-5М. Регистрация сигналов от каждого датчика после усиления производилась непрерывно на магнитную ленту способом прямой записи с высокочастотным подмагничиванием. Каждый сигнал регистрировался на двух амплитудных уровнях: грубом и чувствительном. Усиление сигналов на каждом уровне различалось в 10–25 раз. В ДС использовались 6 информационных дорожек записи и 2 служебные, на которые записывались пилот-сигнал и марки времени. Частотный диапазон записи составлял 3–30 Гц по уровню 0.76, а суммарный динамический диапазон записи находился в пределах от 60 до 75 дБ на двух амплитудных уровнях. Продолжительность регистрации варьировала от 5 до 14 сут. и зависит от скорости движения магнитной ленты, определяемой решаемой задачей. В работах ГСЗ время записи рассчитывалось по общему времени отработки одного профиля – от постановки ДС, прострелки и до подъема ДС на поверхность. Точность хода кварцевых часов 0.02 с за 10 сут. записи определялась стабильностью используемого в часах ДС опорного кварцевого генератора величиной 2×10^{-8} с/сут.

Сейсмограф помещался в прочный корпус с подводным весом от 40 до 100 кг для разных модификаций и устанавливался на дно с помощью капронового фала диаметром 12 мм. Вслед за прочным корпусом за борт судна вытравливалось 60 м капронового фала, к другому концу которого прикрепляется цепь с балластным грузом весом 70–100 кг. От балластного груза отходил основной буйреп, свободный конец которого прикреплялся к выпускаемому поверхностному бую. Все операции по постановке и подъему бую производились с помощью лебедки, П-рамы и крана. Между сейсмографом, лежащим на дне, и балластным грузом, удерживающим буй, находился фал-развязка, который изолировал сейсмограф от влияния поверхностного бую.

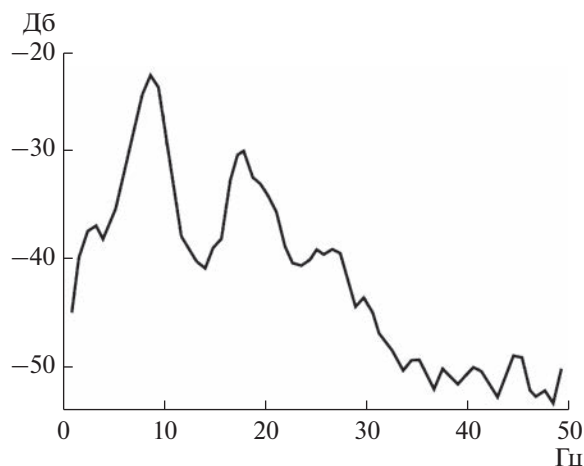


Рис. 2. Спектр импульса пневмопушки, определенный по данным записи контрольного гидрофона.

Система воспроизведения записей ДС была выполнена на базе 8-ми канального модифицированного магнитографа Н-067. Скорость воспроизведения превышала скорость записи в 80–200 раз, что приводило к транспонированию сейсмического диапазона частот (3–30 Гц) в акустический (240–6000 Гц). Сейсмические сигналы, зарегистрированные на дне, начинали звучать. С помощью подсоединяемых к воспроизводящей системе наушников находились записи сигналов от пневмоисточников и природных землетрясений на слух.

Для оцифровки аналоговых записей ДС использовался персональный компьютер IBM PC с мультиплексным 12 разрядным АЦП. Оцифрованная запись визуализировалась на экране монитора и привязывалась к абсолютному времени UTC. Использование сван-диаграмм позволило оценивать эволюцию спектра сейсмического сигнала во времени для выбора оптимальной фильтрации для более тщательной обработки. Амплитудный и энергетический спектр выбранного фрагмента записи рассчитывался с учетом амплитудно-частотной характеристики сейсмометрического канала ДС.

В случае выделения сейсмических событий сохранялись фрагменты записей землетрясений. В случае работ ГСЗ формировались монтажи общей точки возбуждения (ОТВ).

В качестве пневмоисточников использовались две пушки ПИ-5 объемом 30 л каждая [22, 25]. На малых глубинах моря от 10 до 20 м работала одна ПИ с заглублением 7 м. Интервал подрыва составлял 60 с (1 мин.) или при средней скорости судна 3 узла — около 90 м. На глубинах более 20 м выводилась за борт вторая ПИ и обе пушки буксировались на глубине 18 м. Интервал отстрела составлял 120 с (2 мин.) или в среднем 180 м. Для

уменьшения интервала возбуждения сейсмического сигнала прострелка осуществлялась и в обратном направлении со смещением 90 м. Таким образом, в конечном счете, трассы на профиле располагались с интервалом 90 м.

Спектр импульса пневмопушки, рассчитанный по данным записи, полученной контрольным гидрофоном, представлен на рис. 2.

Для запуска пневмоизлучателей и синхронизации часов донных сейсмографов использовалась бортовая система точного времени, состоящая из опорных часов, радиоприемника сигналов точного времени, контрольных часов, гидрофонов-отметчиков моментов излучений ПИ, пульта управления ПИ, платы АЦП и персонального компьютера IBM. Она использовалась в двух режимах: 1 — в режиме сверки часов ДС с точным временем перед постановкой и после подъема ДС, 2 — в режиме управления запуском ПИ.

Методика проведения морских работ по ГСЗ

Работы по глубинному сейсмическому зондированию земной коры Персидского залива выполнялись по трем основным профилям. Положение профилей показано на рис. 3. Длина профилей составляла 100 км для линий, перпендикулярных берегу, и 250 км для линии, параллельной берегу.

Шаг расстановки ДС был неравномерным и варьировал от 5 до 40 км. Уменьшение шага расстановки зависело от априорной геологической информации для получения более достоверного материала в районах со сложным строением. Не со всех буев была получена информация, ее отсутствие связано с кражей буев местными рыбаками (4 ДС) или отказом аппаратуры (3 ДС).

Во время работ по ГСЗ в акватории Персидского залива береговым отрядом ИО РАН были установлены 4 наземные сейсмические станции: три в районе строительства АЭС и одна в г. Бушер для записи на суше излучений ПИ с целью получения данных о скоростном строении земной коры непосредственно под полуостровом Бушер. К сожалению, на записях береговых станций излучений ПИ не было обнаружено в связи с сильным техногенным сейсмическим фоном.

Обработка и интерпретация данных ГСЗ

На этапе предварительной обработки полевых данных формировались записи ОТВ в виде файлов формата SEG-Y [28]. Обработка включала в себя следующие процедуры:

- Оцифровка аналоговых записей донных и береговых сейсмических станций.
- Формирование базы данных полевых наблюдений и создание архива на различных внешних носителях.

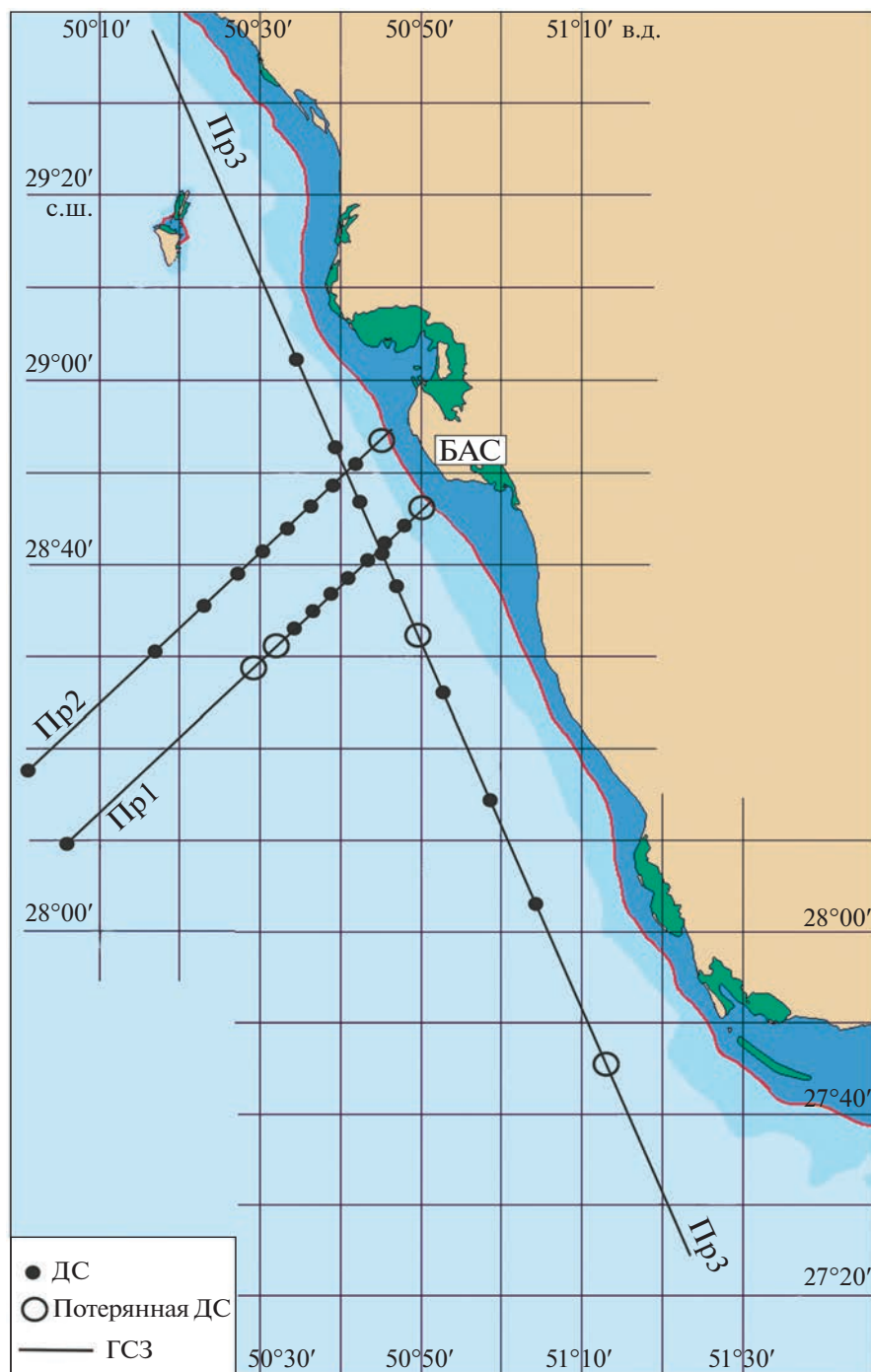


Рис. 3. Профили ГСЗ. Черные круги показывают положение ДС; окружности показывают местоположение потерянных ДС или ДС, на которых по техническим причинам запись не была получена.

— Формирование монтажей ОТВ на основе данных времени подрыва ПИ в виде файлов формата SEG-Y.

— Расчет и занесение в заголовки трасс значений расстояний ПВ–ПП (пункт возбуждения – пункт приема, offset) и расстояния по профилю.

— Привязка каждой сейсмической трассы к абсолютному времени по Гринвичу.

— Внесение статических поправок времени.

— В заголовки записывалась также вся доступная информация в соответствии со стандартом SEG-Y.

Контроль качества записи проводился путем просмотра монтажей на экране монитора. При этом удалялись бракованные трассы и проверялась правильность формирования монтажа по

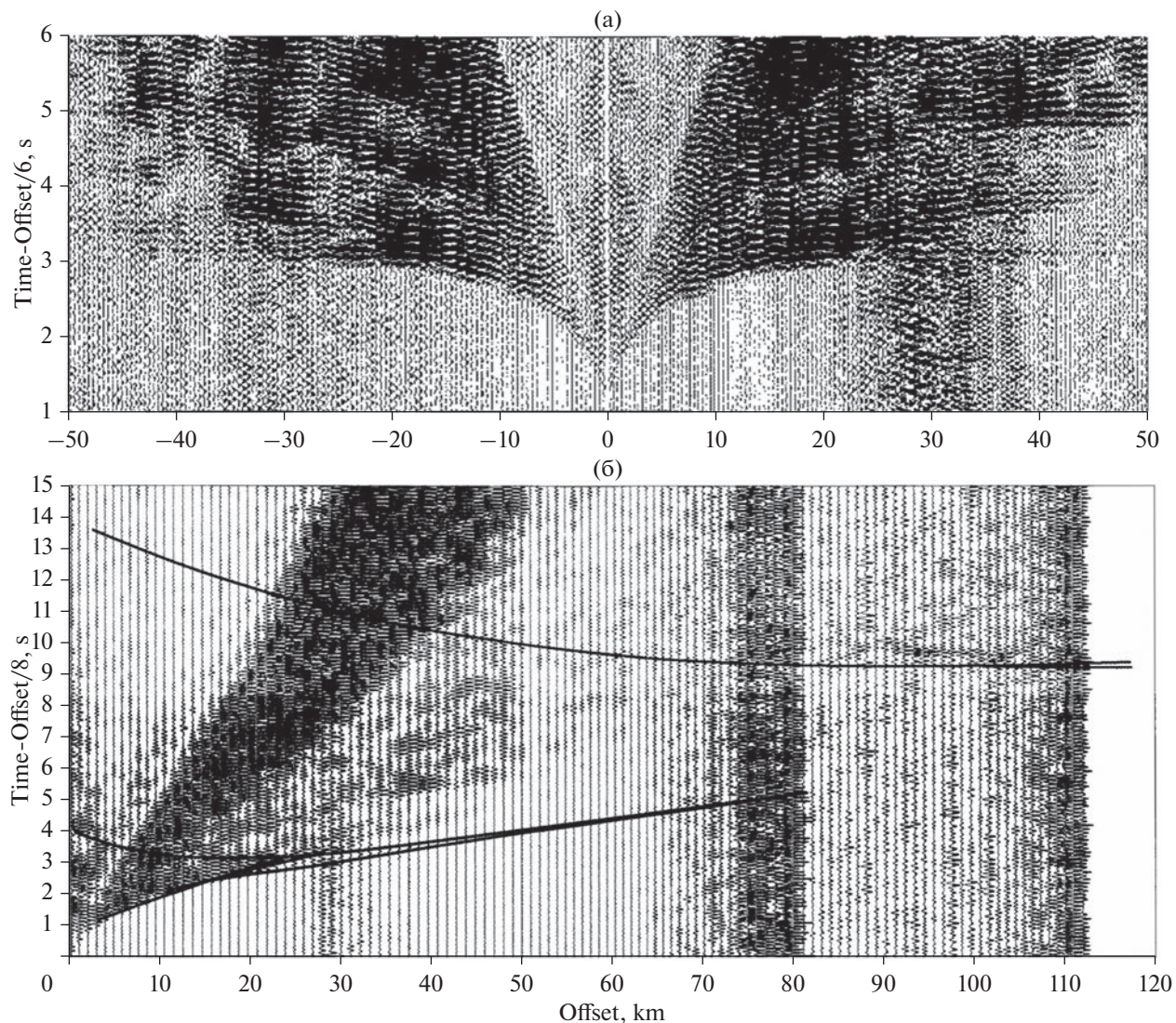


Рис. 4. Примеры монтажей ОТВ канала гидрофона для профиля 3: (а) в редукции 6 км/с; (б) в редукции 8 км/с.

времени прихода отраженной волны от дна. В качестве примера записи ОТВ на рис. 4 приведены два монтажа ОТВ для 3-го профиля.

На этапе интерпретации данных ГСЗ и построения глубинных скоростных разрезов производились следующие процедуры:

- Частотная и τ – p фильтрация докритических отраженных волн.
- Пикирование целевых волн и построение систем встречных и нагоняющих годографов с последующей увязкой времен во взаимных точках.
- Решение одномерной обратной задачи (1-D инверсия).
- Решение двумерной обратной задачи (2-D инверсия).

– Построение двумерного глубинного скоростного разреза с учетом данных 2-х методов инверсии и априорных геологических данных.

– Оптимизация двумерной глубинной скоростной модели путем решения прямой кинематической задачи для сложнопостроенных сред.

Обработку сейсмических данных ГСЗ, интерпретацию и построение глубинных 2-D скоростных моделей проиллюстрируем на примере профиля 3, как наиболее информативного в плане исследования строения земной коры.

Решение одномерной обратной задачи проводилось в предположении плоскопараллельных границ по методу и компьютерной программе В.Ю. Бурмина [4, 5]. Инверсия проводилась для годографов преломленных волн. Следствием однородности модели по горизонтали является раз-

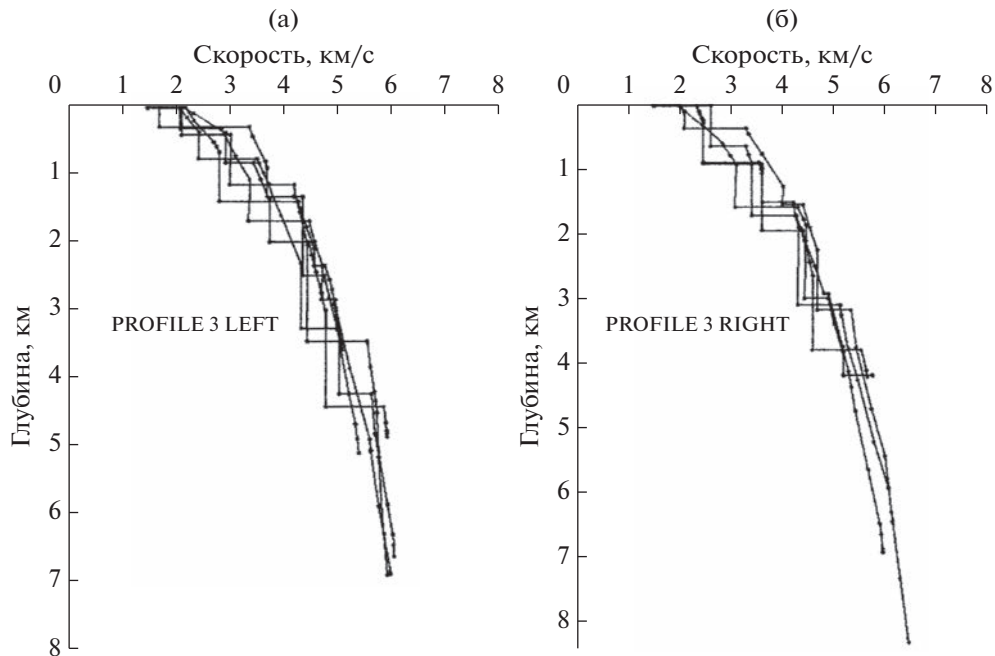


Рис. 5. Сводные скоростные колонки для профиля 3: (а) в левую сторону от ДС, (б) в правую сторону от ДС.

личные результаты инверсии для левых и правых ветвей годографов. Примеры результатов даны на рис. 5 в виде сводных скоростных колонок для правых и левых ветвей.

Годографы преломленных волн были обработаны и интерпретированы с применением метода однородных функций по методу В.Б. Пийп [17, 19, 20, 45, 46].

Использовавшийся пакет программ ГОДОГРАФ реализует автоматическую интерпретацию годографов преломленных волн для сложно-построенных сред в условиях, когда горизонтальные и вертикальные изменения скорости могут быть очень значительными. Метод не требует априорной информации, и операция отождествления волн на годографах первых вступлений выполняется автоматически.

Рассчитанные глубинные разрезы (рис. 6) представляют поле скорости, заданное в узлах прямоугольной сетки. Это поле содержит информацию о границах раздела и тектонических нарушениях. Инверсионные границы раздела (скорость уменьшается скачком сверху вниз) выглядят, как утолщенные линии и совмещены с полем изолиний скорости (рис. 6). Значения скорости на разрезах внутри слоев и блоков всегда возрастают сверху вниз.

Построение двумерной (2-D) глубинной скоростной модели производилось следующим образом:

Скорость в осадочной толще и границы раздела брались из модели МОВ-ОГТ для 3-го профи-

ля. На глубинную модель выносились площадки в соответствии с расположением критической точки для каждой границы по левым и правым ветвям по данным 1-D инверсии. Скорость под площадкой определялась по соответствующей скоростной колонке. Преломляющие границы и скорости строились на основании 2-D инверсии и увязывались с площадками 1-D инверсии.

Уточнение построенных разрезов производилось решением двумерной (2-D) прямой задачи методом подбора с использованием способа формализации неоднородных скоростных моделей и связанного с ним численного решения прямой кинематической задачи Зелта [50, 51]. При этом использовалась графическая оболочка SeisWide (автор Deping Chain [54]), где сопоставлялись экспериментальные и теоретические годографы.

Оценка точности сопоставления экспериментальных и теоретических годографов приведена на рис. 7. На рис. 7б видно, что, в основном, расхождение между наблюдаемыми и теоретическими годографами для модели профиля 3 не превышает ± 0.1 с.

Полученный с помощью программы Zelt глубинный скоростной разрез для профиля 3 приведен на рис. 8.

Аналогичным образом были построены глубинные скоростные разрезы для профилей 1 и 2 (рис. 9а и 9б соответственно). Из-за большого расстояния между ДС 9 и ДС 10 на профиле 2 информации не хватало для надежной интерпретации этой части разреза на глубинах до 1–1.5 км,

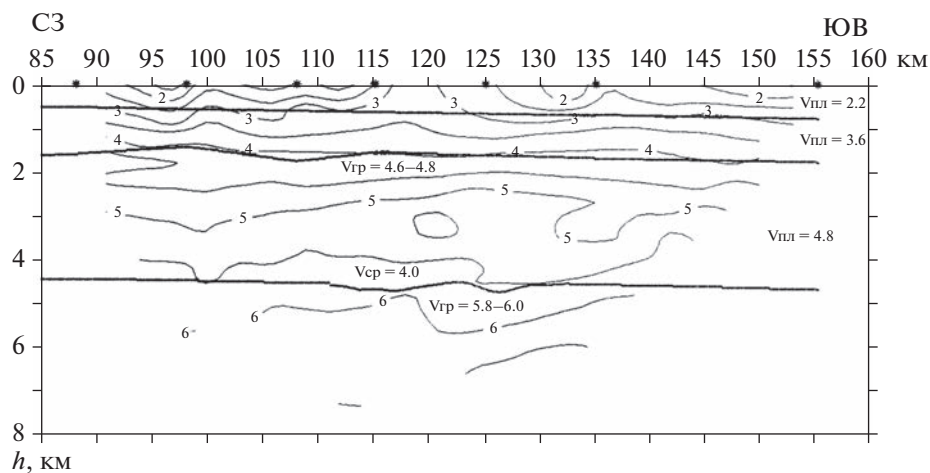


Рис. 6. Глубинный скоростной разрез по профилю 3, построенный методом однородных функций. Звездочки на дневной поверхности — положение ДС; сплошные утолщенные линии — границы 1-го рода; $V_{ср}$ — величина средней скорости пласта в км/с; $V_{гр}$ — величина граничной скорости в км/с; цифры на изолиниях — скорость в км/с.

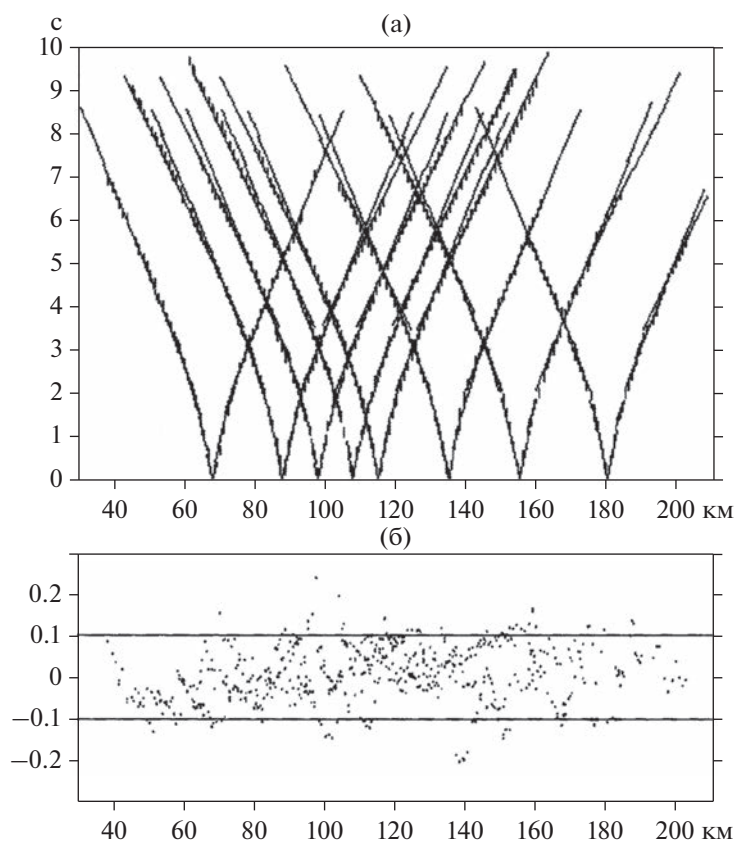


Рис. 7. Сопоставление экспериментальных и расчетных годографов по профилю 3: на верхнем рисунке (а) вертикальные штрихи — экспериментальные точки пикирования (размер штриха соответствует точности пикирования 0.1 с), сплошные линии — расчетные годографы; на нижнем рисунке (б) показана разность расчетных и наблюдаемых времен пробега сейсмических волн в зависимости от расстояния по профилю.

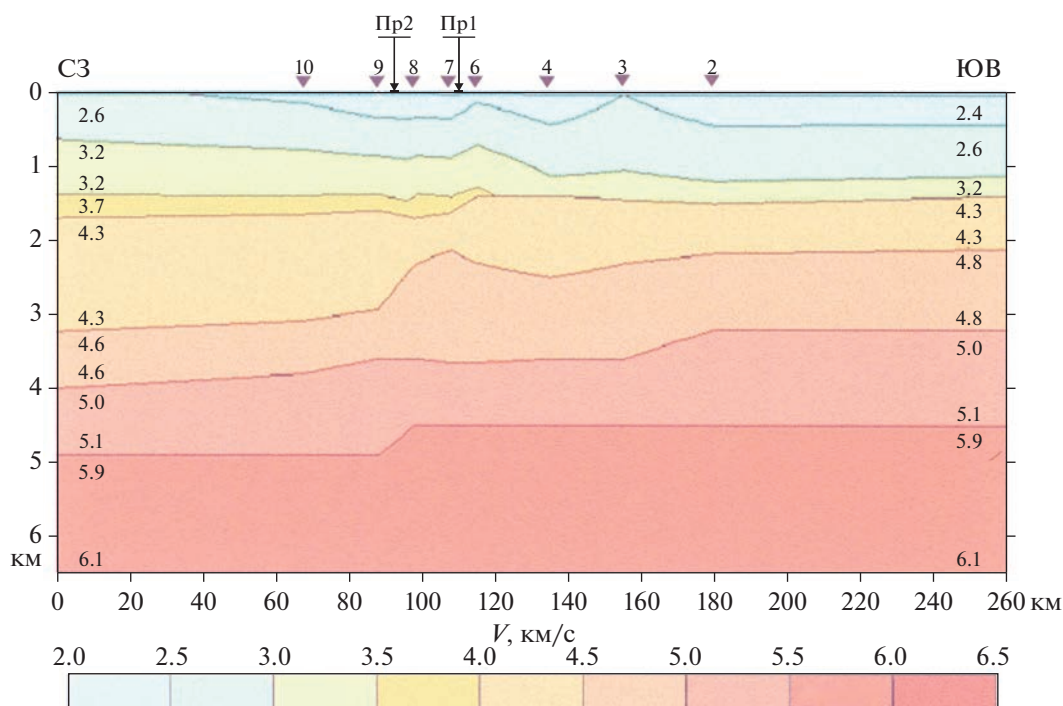


Рис. 8. Глубинный скоростной разрез профиля 3. Цифры у границ раздела обозначают скорость в км/с. Треугольники на дневной поверхности — положение ДС. Стрелками указаны места пересечения с профилями 1 и 2.

но более глубокие слои разреза интерпретированы достаточно надежно.

Сопоставление скоростных разрезов по всем трем профилям показывает, что наиболее сложное строение имеют места пересечения 1 и 2 профилей с профилем 3. На 3-ем профиле обнаруживается зона со сложным строением. Она расположена на интервале расстояний 90–180 км вдоль профиля 3. Профиль 2 пересекает эту зону на 96-ом км, а профиль 1 — на 110-ом км профиля 3. Здесь наблюдается корреляция куполообразных структур в точках постановки ДС 6, 7, 8 — профили 1; 3, 4, 5 — профили 2 и 6, 7, 8 — профили 3.

Обнаруженная на профилях 1, 2, 3 структура, возможно, является брахиантиклиналью, имеющей изометричную куполообразную форму, что соответствует складчатости платформенного типа в областях соляно-купольной тектоники. Типичные размеры этой структуры составляют 10×20 км и подобны размерам Бушерской антиклинали.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В связи с прибрежным расположением профилей, где на качество записи сильно влияет прибор и техногенный шум, основная часть первых вступлений на сейсмограммах прослеживалась на расстояниях не более чем 35 км от ДС. Это обстоятельство не позволило построить скоростные мо-

дели глубже 6–7 км (рис. 8, 9) по комплексу преломленных и отраженных волн.

Преломленные волны с кажущимися скоростями 5.8–6.4 км/с в первых вступлениях зарегистрированы до максимальных расстояний 45–50 км. Это соответствует проникновению сейсмических лучей преломленных волн до глубин максимум 6–8 км. На больших глубинах наблюдается резкое увеличение поглощения продольных сейсмических волн, что хорошо видно на сводной сейсмограмме, показанной на рис. 4б. При этом контрастная граница, соответствующая подошве фундамента по данным ГСЗ, хорошо маркируется по скачку скорости 5.1/5.9 км/с на глубине 6 км.

Однако, на сейсмических записях явно присутствовали отраженные волны от более глубоких границ.

На записях некоторых ДС отраженные волны малой интенсивности регистрируются на временах от 6 до 12 с. Отраженная волна появляется на “двойном” интервале времени 4.8 с, что соответствует глубине границы 9.9 км при $V_{cp} = 4.1$ км/с. На профилях 1, 2, 3 докритические отражения записывались на временных интервалах, соответствующих глубинам залегания границы от 9 до 11 км. Эта граница может интерпретироваться как подошва верхней коры.

На рис. 4б приведена сводная сейсмограмма, построенная по записям ДС-9 на профиле 3 в ре-

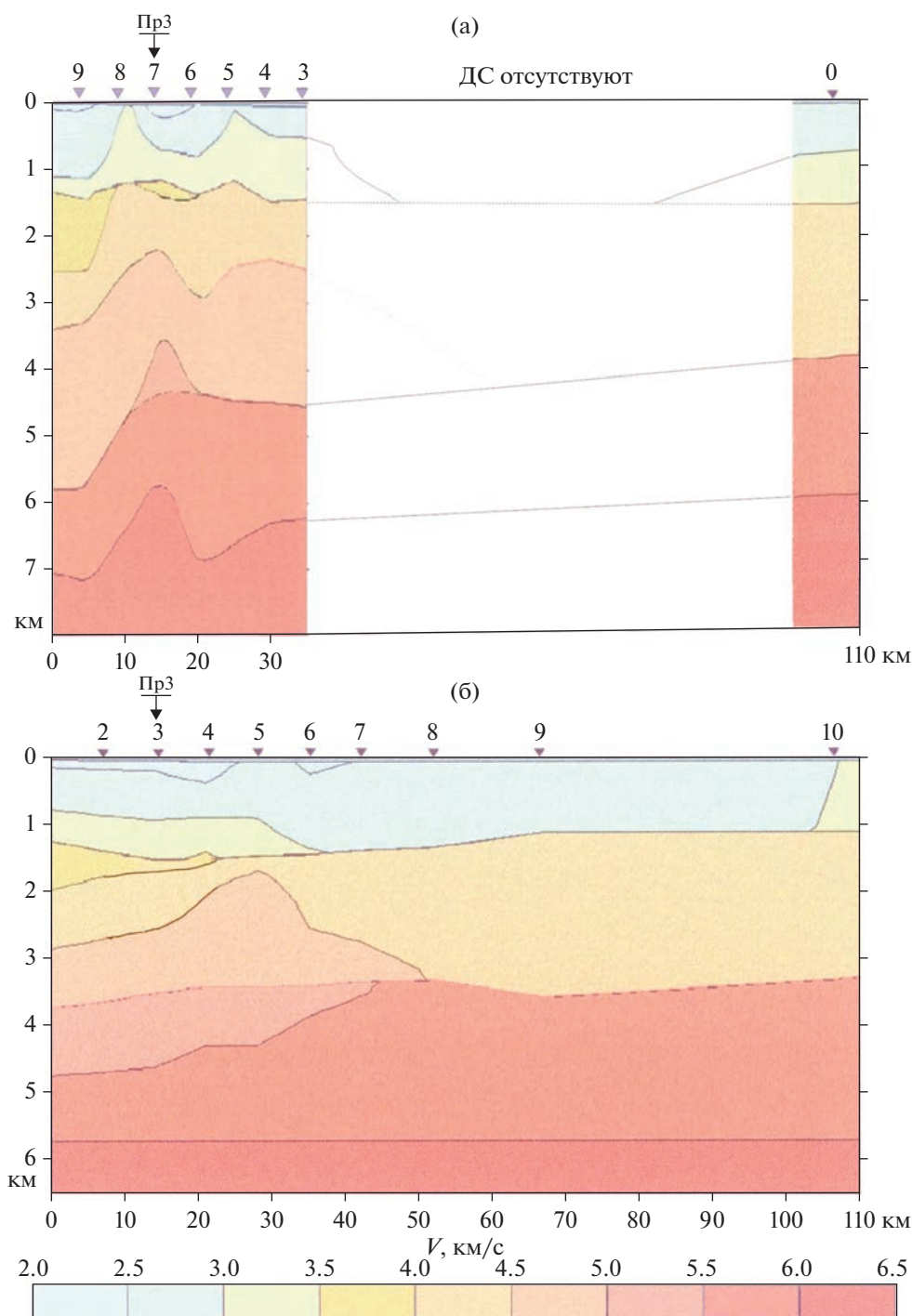


Рис. 9. Глубинные скоростные разрезы профилей 1 и 2. Цифры у границ раздела обозначают скорость в км/с. Треугольники на дневной поверхности – положение ДС. Стрелки – пересечение с профилем 3. (а) – профиль 1, белый пробел на разрезе – отсутствие данных (объяснение в тексте), (б) – профиль 2.

дукции скорости $V = 8$ км/с. На сейсмограмме на расстояниях 85–105 км выделяется закритическое отражение продольной сейсмической волны от поверхности Мохо.

Кинематическое моделирование дало оценочное положение поверхности Мохо 37–41 км с на-

клоном к началу профиля 3. Моделирование выполнялось методом подбора, при этом было принято, что скорость в земной коре от ее кровли до границы Мохо меняется по линейному закону от 6.2 км/с на ее кровле до 6.8 км/с на ее подошве. В процессе моделирования удалось выделить

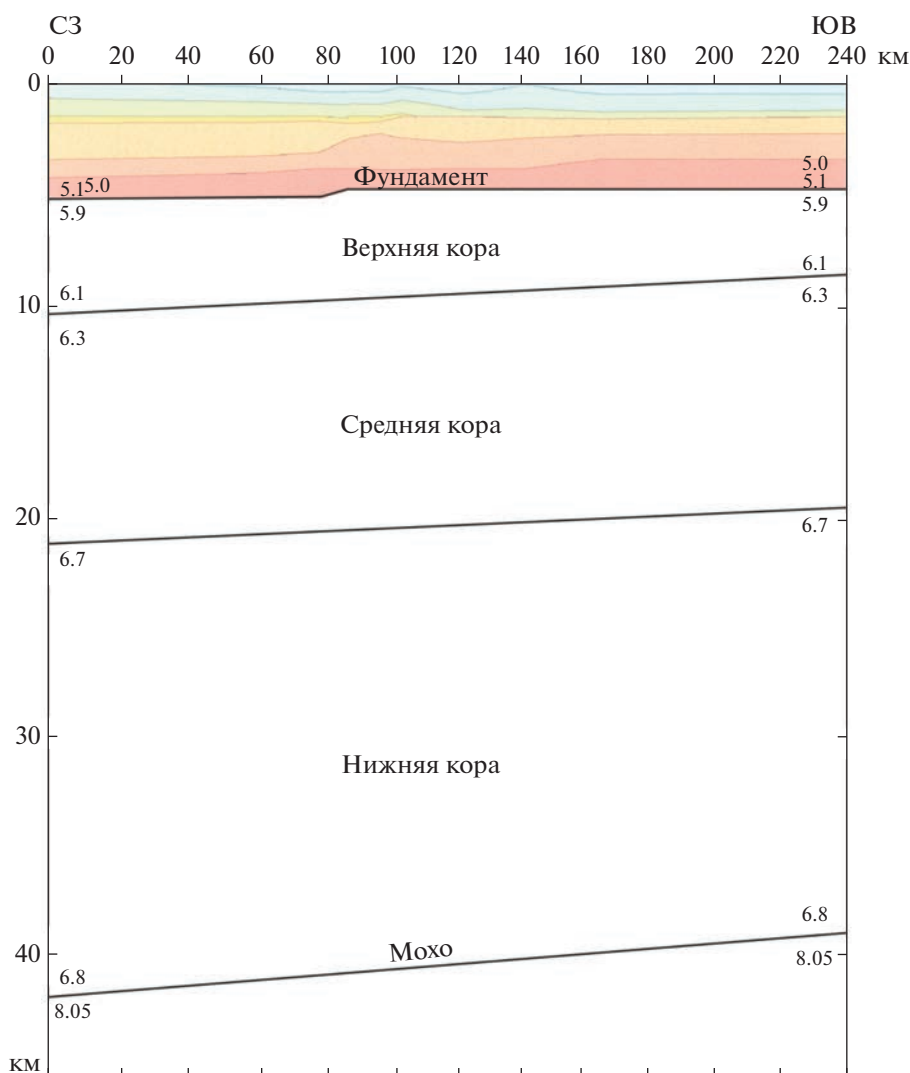


Рис. 10. Оценка положения фундамента и границы Мохо.

промежуточную преломляющую границу на глубине 20 км. На рис. 10 показана глубинная скоростная модель профиля 3 с упрощенными границами ниже фундамента.

В результате проведенных работ, выполнявшимся методом ГСЗ с использованием донных сейсмографов и пневмоисточников большого объема, был получен скоростной разрез земной коры в акватории Персидского залива до глубины 40–43 км. Ранее в открытой печати такая информация отсутствовала.

Скоростной разрез представлен следующими слоями (сверху вниз):

Слой 1 с $V_p = 2.0–5.1$ км/с (средняя скорость 4.1 км/с) и мощностью 5 км (кровля слоя расположена на глубине 0 км, подошва определена на глубине 5 км). По-видимому, этот слой сложен осадочными горными породами.

Слой 2 с $V_p = 5.9–6.1$ км/с и мощностью от 4 до 5 км. Кровля слоя расположена на глубине 5 км. Она интерпретирована нами как кровля кристаллического фундамента. Подошва слоя плавно поднимается с северо-запада на юго-восток с глубины 10.5 км до глубины порядка 8 км. Породы, составляющие этот слой, видимо, можно отнести к условным гранитам.

Слой 3 с $V_p = 6.3$ км/с и мощностью порядка 11 км. Кровля слоя расположена на глубине 10.5 км на северо-западе исследуемого района и плавно поднимается до глубины 8 км на юго-востоке. Подошва слоя также поднимается с глубины порядка 21.5 км на северо-западе до глубины 19.5 км на юго-востоке. Этот слой можно интерпретировать как среднюю кору.

Слой 4 с $V_p = 6.7–6.8$ км/с и мощностью порядка 20 км. Кровля слоя расположена на глубине

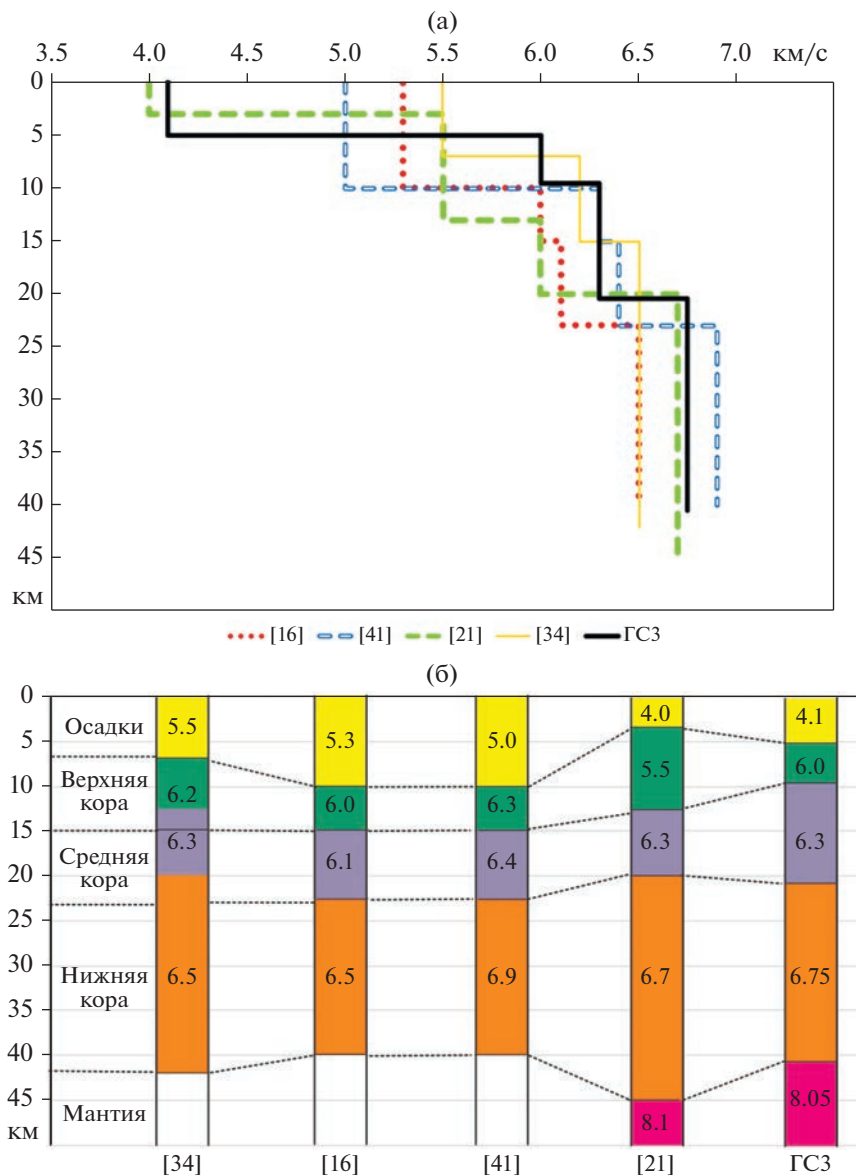


Рис. 11. Скоростные модели земной коры Персидского залива: (а) изменение скорости сейсмических волн в зависимости от глубины; (б) в виде одномерных сейсмических разрезов. Цифры в квадратных скобках — ссылка на источник модели; ГСЗ — модель, построенная по данным разреза на рис. 10.

21 км на северо-западе исследуемого района и плавно поднимается до глубины 19.5 км на юго-востоке. Подошва слоя также поднимается с глубины порядка 42 км на северо-западе до глубины 39 км на юго-востоке. Этот слой можно интерпретировать как нижнюю земную кору, а его подошву можно принять за границу Мохоровичича.

Возможность подъема границ раздела в земной коре Персидского залива при переходе от провинции Дезфул к провинции Фарс отмечается в работе [3]. Наличие этого эффекта здесь обосновывается геологическими методами. В работе [24] отмечается, что кора при этом становится более мафической.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее близкой к полученному разрезу является скоростная модель среды, полученная в результате моделирования на основе гравиметрических и других данных [39], в которой плотности горных пород пересчитаны в скорости продольных волн с помощью соотношения Нейфа-Дрейка [41]. Параметры рассматриваемых моделей приведены на рис. 11.

Основное несовпадение моделей наблюдается в осадочном чехле, где скорости продольных сейсмических волн по данным ГСЗ составляют 4.1 км/с, а по данным моделирования — 5 км/с.

Кроме того, мощность осадков в модели Нейф-Дрейка составляет 10 км, а по данным ГСЗ – 5 км. Пластовые скорости в других слоях земной коры практически совпадают в обеих моделях. Глубины границ Мохо и кровли нижней коры в них также очень близкие.

Необходимо также отметить, что метод ГСЗ, где измеряются скорости пробега сейсмических волн, является более точным инструментом для построения скоростных разрезов земной коры по сравнению с расчетными методами, моделирующими скоростные параметры в слоях земной коры на основе геофизических данных.

Все рассмотренные модели и полученный разрез земной коры методом ГСЗ указывают на то, что в земной коре под акваторией Персидского залива слой условно гранитных пород имеет пониженную мощность (порядка 4–5 км).

Таким образом, земную кору Персидского залива, следуя обобщениям, представленным в работах [9, 10, 40], можно отнести к субконтинентальной коре архейского типа. Такая ситуация (полное отсутствие или утонение верхнего слоя земной коры) характерна для ближайших к Персидскому заливу акваторий: Черное [7, 13–15, 18], Каспийское [20], Средиземное [38] и Красное [33] моря.

Данные ГСЗ показывают, что в радиусе 100 км от места строительства АЭС Бушер разломы в земной коре отсутствуют.

В результате выполненных работ в земной коре исследуемого района была обнаружена структура, которая, возможно, является брахиантиклиналью, имеющей изометричную куполообразную форму, что соответствует складчатости платформенного типа в областях соляно-купольной тектоники. Типичные размеры этой структуры составляют 10 × 20 км и подобны размерам Бушерской антиклинали.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИО РАН № FMWE-2021-0004 и Гранта РФФИ № 20-77-00034.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алджабасини Х.М.Д.* Геологическое строение и сейсмическая активность региона нефтедобычи Персидского залива. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.01. М.: ГИН РАН, 2021. 120 с.
2. База данных активных разломов Евразии (и прилегающих акваторий). Геологический институт Российской академии наук. Лаборатория неотектоники и современной геодинамики. URL: <http://neotec.ginras.ru/database.html>.
3. *Бачманов Д.М.* Новейшая тектоника и геодинамика центральной части Внешнего Загроса (юго-западный Иран). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 24 с.
4. *Бурмин В.Ю.* Обращение годографа общей точки отражения для вертикально-неоднородной среды с криволинейной границей // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 3. С. 386–389.
5. *Бурмин В.Ю.* Обращение разрывного годографа рефрагированной волны // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 4. С. 521–524.
6. *Гринько Б.Н., Ковачев С.А., Хортов А.В.* Строение вала Шатского (Черное море) по результатам региональных сейсмических исследований МПВ // Бюлл. МОИП. Отд. геологический. 2004. Т. 79. № 3. С. 3.
7. *Есин Н.В., Хортов А.В., Есин Н.И.* О механизме образования “безграничных” впадин Черного моря // Экология гидросферы. 2021. № 1 (6). С. 28–39.
8. *Зверев С.М., Акимов Г.Н., Новиков В.С. и др.* Аппаратура для глубинного сейсмического зондирования и изучения местных землетрясений на суше и на море // Сейсм. приборы. 1978. Вып. 11. С. 75–77.
9. *Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В. и др.* Типы земной коры циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5–20.
10. *Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д. и др.* Типы земной коры Центральной и Северо-Восточной Азии, дальневосточной и арктической областей перехода континент–океан // Региональная геология и металлогения. 2018. № 73. С. 6–18.
11. *Ковачев С.А., Крылов А.А., Ганжа О.Ю., Егоров А.В.* Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в акватории Персидского залива // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII междунар. научно-технической конференции. М.: ИО РАН, 2021. С. 205–208.
12. *Ковачев С.А., Крылов А.А., Егоров А.В.* Результаты донных сейсмологических наблюдений в акватории Персидского залива // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII междунар. научно-технической конференции. М.: ИО РАН, 2021. С. 201–204.
13. *Муратов М.В., Субботин С.И.* Заключение // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 329–331.
14. *Непрочнов Ю.П.* Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 1960. Т. 35. С. 30–35.
15. *Непрочнов Ю.П., Гончаров В.П., Непрочнова А.Ф.* Сейсмические данные о строении земной коры в центральной части Черного моря // ДАН СССР. 1959. Т. 129. № 2. С. 408–411.
16. *Петрофизика: Справочник.* В трех книгах. Кн. первая. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 391 с.
17. *Пийп В.Б.* Локальная реконструкция сейсмического разреза по данным преломленных волн на основе однородных функций // Физика Земли. 1991. № 10. С. 24–32.
18. *Пийп В.Б., Ермаков А.П.* Океаническая кора Черноморской впадины по сейсмическим данным // Вестн. моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 61–68.
19. *Пийп В.Б., Родников А.Г.* Глубинные структуры континентальной окраины Приморье – Японское

- море по сейсмическим данным // Вестн. моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 61–67.
20. Пийп В.Б., Родников А.Г., Буваев Н.А. Исследование глубинного строения литосферы вдоль сейсмического профиля Кавказ-Южно-Каспийская впадина-Апшеронский порог-Средне-Каспийская впадина-Туранская плита // Вестн. моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 45–51.
 21. Ребецкий Ю.Л., Лукк А.А., Татевосян Р.Э., Быкова В.В. Определение фокальных механизмов слабых землетрясений и современная геодинамика юга Ирана // *Geodynamics&Tectonophysics*. 2017. V. 8. № 4. P. 971–988.
 22. *Сейсморазведка*. Справочник геофизика / Под ред. И.И. Гурвича и В.П. Номоконова. М.: Недра, 1981. 464 с.
 23. Соловьев С.Л., Ковачев С.А., Кузин И.П., Воронина Е.В. Микросейсмичность Эгейского и Тирренского морей по наблюдениям донных сейсмографов. М.: Наука, 1993. 159 с.
 24. Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов // Тр. Геол. ин-та. М.: ГЕОС, 2017. 180 с.
 25. Утнасин В.К., Москаленко Ю.А., Бадиков Н.В. и др. Пневматический источник сейсмических сигналов. Патент № 2034310 С1. Российская Федерация. МПК G01V 1/02, G01V 1/04. № 5000364/25. Заявлен 14.08.1991. Опубликовано 30.04.1995.
 26. Allen M.B., Jackson J., Walker R. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates // *Tectonics*. 2004. V. 23 (2). TC2008.
 27. Allen M.B., Saville C., Blanc E.J.-P. et al. Orogenic plateau growth: Expansion of the Turkish-Iranian Plateau across the Zagros fold-and-thrust belt // *Tectonics*. 2013. V. 32. P. 1–20.
 28. Barry K.M., Cavers D.A., Kneale C.W. Recommended standards for digital tape formats // *Geophysics*. 1975. V. 40. № 2. P. 344–352.
 29. Berberian M., King G.C.P. Towards a paleo-geography and tectonic evolution of Iran // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1981. V. 18. P. 210–265.
 30. Bird P. Finite element modeling of lithosphere deformation: the Zagros collision orogeny // *Tectonophysics*. 1978. V. 50. P. 307–336.
 31. Bird P., Tokso Z.M.N., Sleep N.H. Thermal and mechanical models of continent–continent convergence zones // *Journal of Geophysical Research*. 1975. V. 32. P. 4405–4416.
 32. Dekhani G., Makris J. The gravity field and crustal structure of Iran // *Neues Jahrb. Geol. Paleontol. Abh.* 1988. V. 168. P. 182–207.
 33. Egloff F., Rihm R., Makris J. et al. Contrasting structural styles of the eastern and 38 western margins of the southern Red Sea: the 1988 SONNE experiment // *Tectonophysics*. 1991. V. 198. P. 329–353.
 34. Hatzfeld D., Tatar M., Priestley K., Ghafory-Astian M. Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros mountain belt (Iran) // *Geophysical Journal International*. 2003. № 155. P. 403–410.
 35. Hatzfeld D., Molnar P. Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications // *Rev. Geophys.* 2010. V. 48. Rg2005.
 36. Jackson J., McKenzie D. The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East // *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 1988. V. 93. P. 45–73.
 37. Liu-Zeng J., Tapponnier P., Gaudemer Y., Ding L. Quantifying landscape differences across the Tibetan plateau: Implications for topographic relief evolution // *Journal of Geophysical Research*. 2008. V. 113. F04018.
 38. Makris J., Yegorova T. A 3-D density–velocity model between the Cretan Sea and Libya // *Tectonophysics*. 2006. V. 417. P. 201–220.
 39. Montavalli-Anbaran S.H., Zeyen H., Brunet M.-F., Ardostani V.E. Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling // *Tectonics*. 2011. V. 30. TC5013.
 40. Mooney W.D. Crust and Lithospheric Structure – Global Crustal Structure // *Treatise on Geophysics*. V. 1: Seismology and Structure of the Earth / Eds. B. Romanowicz & A. Dziewonski. Elsevier, 2007. P. 361–417.
 41. Nafe J., Drake C. Physical properties of marine sediments // *The Sea*. V. 3. N.Y.: Intersci. Publ., 1963. P. 794–815.
 42. Nakanishi A., Shiobara H., Hino R. et al. Detailed subduction structure across the eastern Nankai trough obtained from ocean bottom seismographic profiles // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № 11. P. 27151–27168.
 43. Paul A., Hatzfeld D., Kaviani A. et al. C. Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros // *Geological Society, London, Special Publications*. 2010. V. 330. P. 5–18.
 44. Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K. An Earth gravitational model to degree 2160: EGM2008 // Paper presented at General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, 13–18 April. 2008.
 45. Piip V.B. 2D inversion of refraction traveltimes curves using homogeneous functions // *Geophys. prosp.* 2001. V. 49. P. 461–482.
 46. Piip V.B., Rodnikov A.G. The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data // *Rus. J. of Earth Sci.* 2004. V. 6. № 1. P. 1–14.
 47. Pollac H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set // *Earth Planet Sci. Lett.* 1993. V. 244. № 1–2. P. 285–301.
 48. Şengör A.M.C., Kidd W.S.F. Post collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet // *Tectonophysics*. 1979. V. 55. P. 361–376.
 49. Trifonov V.G. Zagros structure of the mountain belt (Iran) // *Geological Society, London Special Publications*. 2010. V. 330. P. 5–18.
 50. Zelt C.A. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travel-time data // *Geophys. J. Int.* 1999. № 139. P. 183–204.
 51. Zelt C.A., Smith R.B. Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure // *Geophys. J. Int.* 1992. № 108. P. 16–34.
 52. <http://bgi.omp.obs-mip.fr>.
 53. https://data.nodc.noaa.gov/cgi-bin/iso?id=gov.noaa.ngdc.mgg.geophysical_models:EMAG2_V3.
 54. <http://seismic.ocean.dal.ca/~seismic/utilities/seiswide/index.php>.

The Earth's Crust Structure of the Persian Gulf According the Results of Deep Seismic Sounding

S. A. Kovachev^{a, #}, O. Yu. Ganzha^{a, ##}

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

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

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

The article presents the results of seismic work performed by the DSS method in the Persian Gulf. Bottom analog type seismographs and seismic airgun sources were used in the works. The bottom seismographs were placed and the shooting was carried out according to three regional profiles with a length from 100 to 250 km. The main result of these studies was to obtain velocity-depth model of the sedimentary cover and the Earth's crust up to Moxo boundary, which was revealed at a depth of about 43 km in the water area. Given that the thickness of the upper crust is only 4–5 km, and the speed characteristics of the remaining layers, the crust type can be attributed to the subcontinental Archean type. This situation (complete absence or drowning of the upper layer of the Earth's crust) is typical for the waters closest to the Persian Gulf: the Black Sea, the Caspian Sea, the Mediterranean and the Red Seas. A structure was found in the Earth's crust of the studied area, which may be a brachianticline having an isometric dome-shaped shape, which corresponds to the folding of the platform type in the areas of salt-dome tectonics. No faults have been found in the Earth's crust of the Persian Gulf water area adjacent to the Bushehr Peninsula.

Keywords: Persian Gulf, deep seismic sounding, velocity section of the earth's crust, bottom seismograph

ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.46.077

ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ БИОЛОГИЧЕСКИХ И ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЛУБОКОВОДНЫХ БУКСИРУЕМЫХ АППАРАТОВ

© 2023 г. И. М. Анисимов¹, *, А. К. Залота¹, А. В. Лесин¹, В. О. Муравья¹

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

*e-mail: anisimov.im@ocean.ru

Поступила в редакцию 22.05.2023 г.

После доработки 27.05.2023 г.

Принята к публикации 06.06.2023 г.

Применение буксируемых необитаемых подводных аппаратов (БНПА), оснащенных фото-, видео- и гидролокационными системами, доказало свою эффективность в наблюдении поверхности дна в рамках комплексных исследований Мирового океана. В круг задач, решаемых с помощью аппаратов этого класса, входят биологические исследования донной фауны, а также исследования подводных объектов техногенного происхождения. БНПА “Видеомодуль”, разработанный в Институте океанологии им. П.П. Ширшова, на протяжении нескольких лет используется для решения этих задач. В настоящей статье анализируется технология океанологических исследований с использованием данного БНПА.

Ключевые слова: подводные необитаемые буксируемые аппараты, гидролокация, видеосистемы, донная фауна, потенциально опасные объекты

DOI: 10.31857/S0030157423050027, EDN: XUZQ GK

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении последних 15 лет Институт океанологии им. П.П. Ширшова интенсифицировал комплексные морские экспедиционные исследования региональных экосистем Российской Арктики [13, 14, 16, 17]. Неотъемлемой частью этих работ является изучение донной макрофауны, ее структурных особенностей и временной динамики. В отличие от наземных биотопов, анализ донных сообществ затруднен за счет больших глубин и физико-географических факторов, как например низкие температуры в высоких широтах. В то время когда в наземных условиях исследователь может детально описать топографию, геологические свойства района и сопоставить распределение организмов в пространстве относительно этих данных, это крайне сложно осуществить для водных биотопов. Классические методы отбора биологических проб (дночерпатель, донные тралы и т.д.) имеют малую эффективность в выявлении мозаичности и масштабном синтезе распределения организмов относительно донной топографии.

Восполнить этот пробел и соотнести количественные и качественные биологические данные с физико-географическими особенностями изучаемого района в той или иной мере позволяет использование разнообразных подводных аппа-

ратов, оснащенных системами фото- и видеонаблюдения, а также гидролокаторами. Современное состояние технологий светочувствительных элементов, интегральных микросхем и систем передачи данных позволяет получать изображения высокого качества. Малые размеры современной фото-, видео- и вычислительной аппаратуры позволяют оснастить ей аппараты любого класса и габаритов. В мировой практике для исследований донных сообществ широко применяются телеуправляемые, буксируемые и автономные необитаемые подводные аппараты (ТНПА, БНПА и АНПА) [21, 22], а в ряде случаев и обитаемые подводные аппараты (ОПА). Наиболее удобными для определения, измерения и подсчета плотности большого количества мега- и макрофауны обитающей на поверхности дна, являются буксируемые аппараты, благодаря их стабильному движению, а также возможности наблюдений и многопараметрической съемки поверхности дна на протяженных маршрутах с передачей данных в реальном времени [19].

Особенности экологических исследований в Карском арктическом регионе связаны с присутствием на дне захоронений радиоактивных отходов (РАО) [10]. Помимо задач изучения донных сообществ, существенной частью работ в каждой комплексной экспедиции является анализ состо-

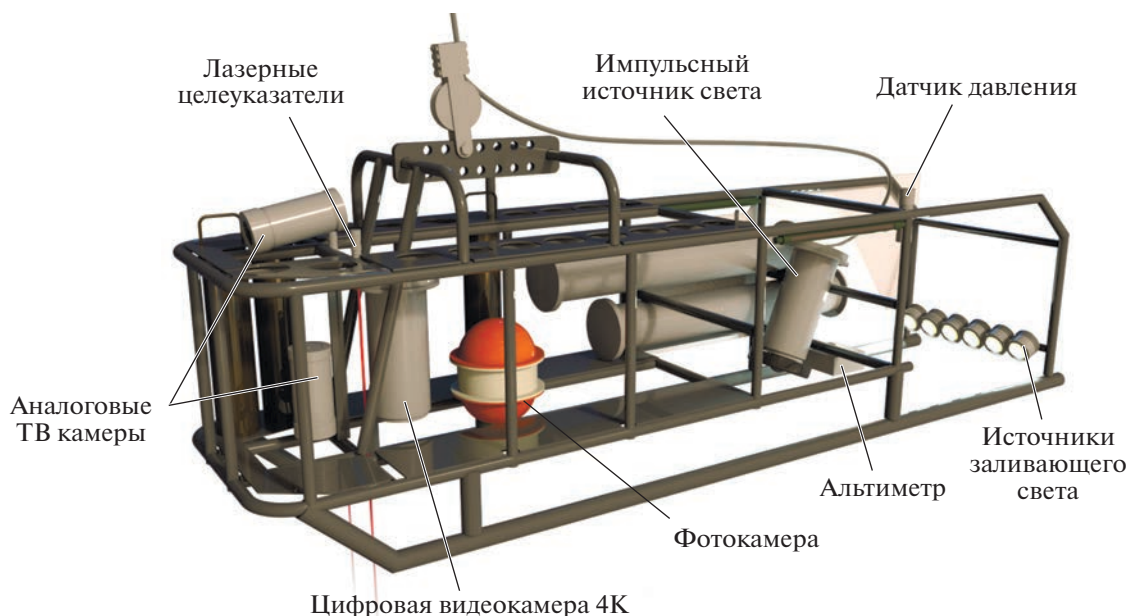


Рис. 1. БНПА “Видеомодуль”, схематическое изображение с указанием основных систем в составе аппарата.

яния окружающей среды в местах затопления ядерных и радиационно-опасных объектов (ЯРОО) и захоронений РАО, а также контроль состояния защитных барьеров (оболочек) ЯРОО. Эти исследования включают поиск и уточнение местоположения объектов, а также целенаправленный осмотр их конструкций на предмет коррозии и механических повреждений, а также измерение радиоактивности на их поверхности и на дне окружающей акватории [13].

Обе обозначенные задачи — исследования донной макрофауны и захоронений РАО — могут быть эффективно решены с помощью буксируемых аппаратов. Начиная с 2015 г. в арктических экспедициях Института океанологии РАН применяется БНПА “Видеомодуль”, разработанный в лаборатории гидролокации дна ИО РАН [11]. Изначально комплекс БНПА включал одну телевизионную камеру с заливающими источниками света (ИЗС). В процессе ежегодных исследований, от экспедиции к экспедиции, БНПА совершенствовался в соответствии с новыми требованиями, предъявляемыми научной проблематикой. На БНПА устанавливали новые приборы и устройства сбора информации об окружающей среде, повышали их разрешающую способность, расширяли возможности системы передачи информации, модифицировали существующие узлы. В настоящий момент БНПА “Видеомодуль” представляет собой комплексную систему визуального наблюдения с возможностью получения в реальном времени гидролокационных изображений, фото- и видеозаписей, синхронизированных между собой. В данной работе рассматрива-

ются технические особенности БНПА “Видеомодуль” и методика его эксплуатации для решения двух задач: исследования морского дна, макрофауны и обследования захоронений РАО.

ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

БНПА “Видеомодуль” состоит из подводного и надводного блока. В состав надводного блока входит электронно-вычислительная машина (ЭВМ), установленная на судне-носителе и оптический модем для связи с аппаратом. Подводный блок представляет собой раму из нержавеющей стали с закрепленными на ней прочными герметичными корпусами из нержавеющей стали и титанового сплава, содержащими различные устройства, а именно: электронную систему управления, блок электропитания, подводные источники заливающего и импульсного света, блок датчиков ориентации в пространстве (инклинометр, альтиметр, глубометр), фото- и видеокамеры, а также и гидролокатор бокового обзора (ГБО) высокого разрешения. Аппарат рассчитан для работы на глубине до 6000 м. Схема аппарата представлена на рис. 1. Буксировка БНПА “Видеомодуль” осуществляется с судна-носителя, оборудованного лебедкой и спуско-подъемным устройством в виде П-рамы или А-рамы. Усиленная рамная конструкция аппарата с 12 тридцатикилограммовыми балластными грузами обеспечивает малый угол отклонения кабель-троса от вертикали при буксировке аппарата, что позволяет оперативно регулировать высоту аппарата над грунтом при благоприятных погодных условиях. В задней части аппарата по

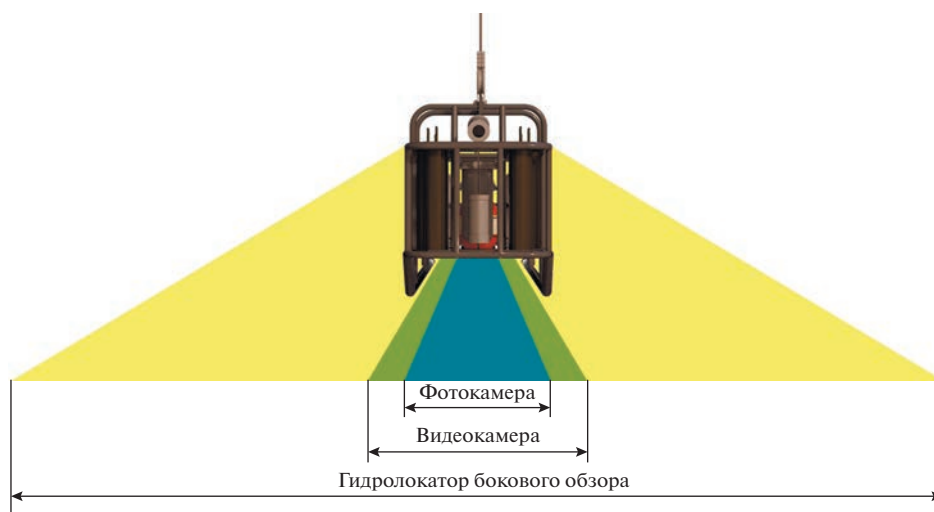


Рис. 2. Схема дальности действия систем визуального наблюдения и гидролокатора бокового обзора БНПА “Видеомодуль”.

обоим бортам расположены стабилизаторы из алюминиевых композитных панелей, которые обеспечивают курсовую устойчивость. Скорость буксировки поддерживается вблизи значения 0.5 узла.

Система наблюдения поверхности дна БНПА “Видеомодуль” включает фотосистему, собранную на базе фотокамеры высокого разрешения SONY ILCE 7RM2 и импульсного источника освещения GODOX AD200 [3]. Фотокамера оснащена светочувствительным объективом Sony FE F2 с фиксированным фокусным расстоянием, составляющим 28 мм. Разрешение фотокамеры составляет 42.4 мегапикселя. При высоте буксировки в 1–1.5 м полученные фотоснимки позволяют различить объекты, линейные размеры которых составляют несколько миллиметров. В качестве основной видеокамеры используется цифровая IP камера высокого разрешения Beward 3670M с разрешением 6 мегапикселей. Видеокамера позволяет получать видеоизображение в реальном времени, а также осуществлять запись на внутреннюю карту памяти. Камера оснащена объективом BH03611AIR с фокусным расстоянием 3.6 мм. При высоте буксировки 1–1.5 м видеоизображения позволяют различить объекты величиной порядка сантиметра и более. Аналоговые видеокамеры PAL EC-007A, направленные вниз и вперед под углом, используются в качестве операторских камер для контроля высоты буксировки аппарата и предотвращения столкновения с дном и подводными объектами впереди по курсу движения БНПА. В качестве ИЗС используются матричные диоды Epistar XY-J45 мощностью 30 Вт каждый, в количестве 6 штук, заключенные в герметичные корпуса с иллюминаторами из оргстекла. Светильники расположены в задней части аппарата с целью максимального удаления от видеокамер, что позво-

ляет снизить влияние помехи обратного рассеяния от взвеси в толще воды [1]. Система масштабирования выполнена на базе двух параллельно направленных лазерных источников M650-5I (US Lasers Inc.). Благодаря такому расположению в кадре всегда присутствуют два лазерных пятна, расстояние между которыми остается равным 20 см, вне зависимости от высоты аппарата над грунтом, что позволяет масштабировать полученные изображения.

Помимо системы визуального наблюдения, БНПА “Видеомодуль” оснащен гидролокатором бокового обзора (ГБО) для регистрации мезомасштабных элементов донного рельефа и подводных объектов. ГБО является разработкой Лаборатории гидролокации дна ИО РАН [12]. Рабочая частота ГБО составляет 240 кГц, а излучаемый сигнал представляет собой посылку с линейной частотной модуляцией несущей частоты (ЛЧМ). Корреляционная обработка эхо-сигналов позволяет получать детализированные акустические изображения рельефа дна и подводных объектов с разрешением в несколько сантиметров. При этом дальность действия гидролокатора составляет 150 м на борт.

Все системы работают синхронно и передают данные на судовую ЭВМ в реальном времени. На рис. 2 приведено схематическое изображение дальности действия систем БНПА. Такая конфигурация позволяет получать комплексное представление о микро- и мезомасштабных элементах рельефа дна и подводных объектах природного и техногенного происхождения.

Система позиционирования аппарата состоит из эхолота, датчика давления (глубомера) и инклинометра. Эхолот выполнен на базе шлюпочного эхолота Mark-4 фирмы Lowrance Inc.

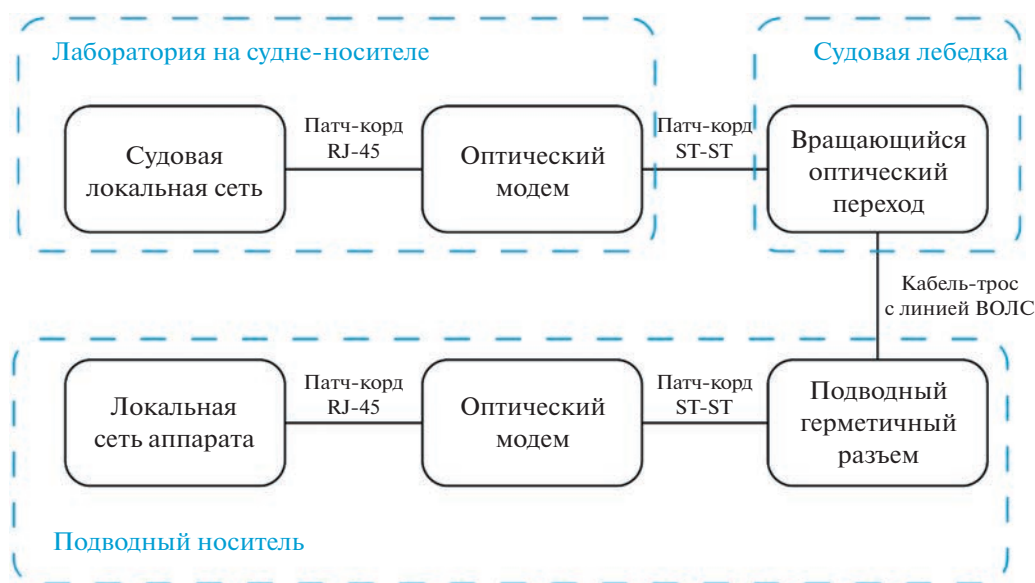


Рис. 3. Блок-схема системы передачи данных БНПА “Видеомодуль”. Рамками с пунктирными линиями обозначены функциональные блоки, содержащие оборудование для обеспечения работы линии связи.

(США) и глубоководной акустической антенны с рабочей частотой 83 кГц, разработанной в ИО РАН. Максимальный диапазон эхолота составляет порядка 300 м, точность – 0.1 м. Глубомер, выполненный на базе датчика давления фирмы Honeywell Inc. (Англия), позволяет измерять текущую глубину погружения БНПА с точностью до 1 м. Для определения угла наклона аппарата относительно горизонта и истинного курса на аппарате установлен трехосевой инклинометр DCM260B. Все данные о состоянии аппарата передаются в реальном времени по оптоволоконной линии связи на судовой пульт управления и обеспечивают безопасное погружение и буксировку аппарата над грунтом.

Для определения географического положения аппарата используется приемник данных космической навигационной системы (КНС) GPS и ГЛОНАСС “Sigma” (Javad Inc.). Приемная антенна расположена в кормовой части судна, вблизи точки схода буксирного кабель-троса БНПА с кормового рола. Положение аппарата считается условно совпадающим с положением приемной антенны КНС, т.к. угол отклонения кабель-троса от вертикали в точке схода не превышает 2°–3° благодаря низкой скорости буксировки и существенному весу аппарата в воде. Более сильные отклонения кабель-троса наблюдаются редко, в случае сильных подводных течений и ветрового волнения. Смещение местоположения аппарата от точки подвеса зависит от глубины аппарата и приблизительно может быть рассчитано по формуле

Смещение =

= Глубина × tg(Угол отклонения кабель-троса).

Данные судового эхолота также используются для работы с БНПА. Поскольку антенна судового эхолота расположена в носовой части судна впереди БНПА на расстоянии, равном длине корпуса судна, изображение эхолотного профиля позволяет заранее регистрировать объекты впереди по маршруту следования БНПА и заранее принимать меры для безопасного обхода препятствия.

Для обеспечения информационной и механической связи БНПА “Видеомодуль” в процессе буксировки с судовой частью комплекса используется кабель-трос КГ1х3Е-70-60-3.

Кабель-трос КГ1х3Е-70-60-3 имеет три внешних грузонесущих повива стальных проволок с полиэтиленовым сердечником, внутри которого протянута трубка из нержавеющей стали, содержащая три отдельных жилы волоконно-оптической линии связи (ВОЛС). Для передачи информации используется одна из жил, а остальные 2 резервируются на случай выхода из строя основной жилы. Функциональная схема системы передачи данных БНПА “Видеомодуль” представлена на рис. 3. Оптические соединения реализованы на стандартных соединительных шнурах ST-ST с байонетным соединением. Аппарат также имеет резервный интерфейс RS-232, для подключения дополнительного оборудования: CTD-зонд, гамма-спектрометр и т.д. [11]

Электропитание БНПА “Видеомодуль” реализовано с помощью двух сборок гелевых свинцово-кислотных АКБ суммарной емкостью 100 А ч, что обеспечивает до 5 часов непрерывной работы аппарата. Недостатком такого решения является, прежде всего, ограничение времени работы аппа-

рата за бортом, однако современные АКБ позволяют обеспечить продолжительность работы, вполне достаточную для выполнения всех необходимых исследовательских задач [9]. Потребляемая мощность аппарата при полной нагрузке составляет порядка 250 Вт.

БИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

При проведении биологических, геоморфологических и литологических исследований в шельфовой прибрежной зоне на глубинах до 40 м используются классические методы отбора проб грунта и бентоса, а также применяется труд водолазов. На больших глубинах отбор количественных проб производится дночерпателями, боксерами, трубками Неймисто и т.д. Эти орудия лова ограничены небольшой площадью покрытия и малой уловистостью подвижных форм. Относительно количественные сборы материала возможны при помощи разнообразных моделей тралов. Однако остается проблематичным точный подсчет пройденной территории и уверенности в уловистости таких орудий. Все эти классические методы отбора проб имеют малую силу в выявлении мозаичности и масштабном синтезе распределения организмов относительно донной топографии [20]. Использование разнообразных подводных аппаратов позволяет в той или иной мере восполнить этот пробел и соотнести количественные и качественные биологические данные с физико-географическими особенностями изучаемого района.

Использование для этих целей телеуправляемых необитаемых подводных аппаратов, оснащенных двигателями (например, ТНПА «ГНОМ» [6]), позволяет осмотреть и изучить труднодоступные районы: отвесные скальные стены, затонувшие объекты и подводные расщелины. Однако пересчет плотности популяции отдельных видов затруднен ввиду нестабильного движения относительно легких аппаратов, испуга подвижных форм от близкого нахождения аппарата и возмущений воды, создаваемой двигателями. Тяжелые буксируемые аппараты имеют преимущество в работах на более пологих рельефах. Отсутствие двигателей и подвижных механизмов исключают отпугивание живых организмов за счет звука и водных пертурбаций. При достаточно высоком нахождении БНПА над дном, волна, создаваемая аппаратом за счет движения, мало ощутима для донных организмов. Такие аппараты способны вести съемку дна на протяженных маршрутах, которые позволяют определить, измерить и посчитать плотность большого количества мега- и макрофауны, обитающей на поверхности дна.

Во время прохождения маршрута (трансекты) для регистрации морских организмов, аппарат удерживается примерно в 1.5 м над дном. При из-

менении рельефа (глубины места), его расстояние корректируется оператором для создания наиболее последовательной и систематизированной процедуры съемки. Таким образом достигается наиболее возможная стандартизация параметров осмотра дна — на всей протяженности маршрута видны и определяемы организмы определенных размеров и осматривается стабильная площадь дна. Процесс съемки усложняется изменением прозрачности воды (изменение видимости), волновой качкой (резкое поднятие и опускание аппарата над дном), подводными течениями и неровным ходом судна (отклонение аппарата от маршрута и ускорение/замедление движения). Низкая прозрачность воды может сильно увеличить минимальный размер определяемых на видео организмов, что учитывается при анализе материала. Качка аппарата над дном сильно затрудняет расчет площади осмотренного дна и достоверность определения видов. При поднятии видны только крупные формы на большом участке дна, а при опускании аппарату требуется время для фокусирования. При удачной фокусировке виден малый участок ранее заснятого дна (при поднятии) с возможностью определения малых форм биоты. Такие видеонаблюдения чаще всего невозможно использовать для количественного анализа, но они применимы для качественного, первичного осмотра дна. Боковое смещение аппарата за счет подводных течений и нестабильного хода судна могут привести к потере части снятого материала, так как для исключения повторного счета особей и корректного расчета площади просмотренного дна необходима полная смена осмотренной площади в кадре. Таким образом, при боковом ходе происходит пропуск большой площади дна, в то время как в центральной части сменяется осматриваемый участок. К тому же возникают ситуации кругового движения аппарата, если судно останавливается, например, в случае сильного бокового ветра или течения. В таком случае этот участок должен быть вырезан из анализа для исключения повторности. Угол наклона аппарата относительно дна отслеживается с помощью инклинометра, исходя из показаний которого оценивается погрешность измерения площади дна и размеров биоты.

В процессе движения судна с БНПА по маршруту ведется запись координат местоположения аппарата, что дает возможность картографировать дно акватории вдоль маршрута движения БНПА. Одновременно ведется запись величин глубины места, регистрируемых судовым эхолотом, либо глубомером БНПА. Это позволяет создать подобие топографической карты в полосе пройденного маршрута съемки и в дальнейшем привязать к ней результаты наблюдений. В процессе анализа видеоизображений возможно определить тип грунта (твердый/мягкий субстрат, пе-

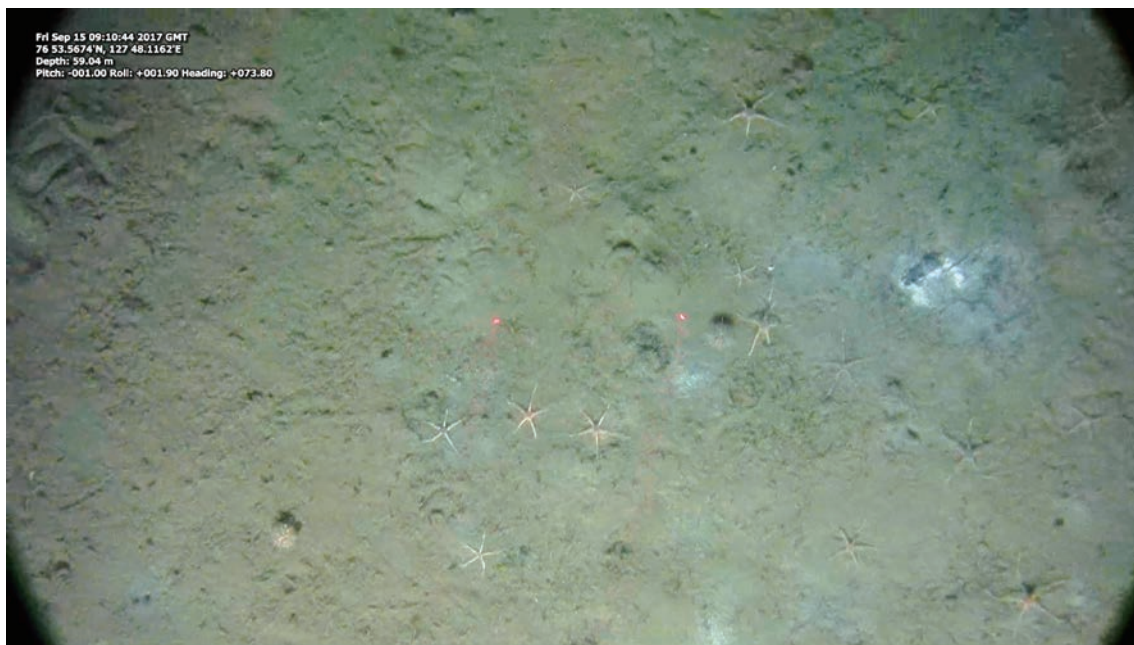


Рис. 4. Стоп-кадр видеозаписи дна в море Лаптевых, полученной с помощью БНПА “Видеомодуль” в 69-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, 2017 г. На снимке виден бактериальный мат (светлые пятна), который образуется в местах разгрузки метана. Расстояние между лазерными отметками составляет 20 см на дне. В левом верхнем углу отображается сопроводительная информация: дата, время, географические координаты, текущая глубина аппарата и его ориентация (крен, тангаж, рысканье).

сок, глина, наличие валунов или гальки и т.д.), который далее привязывается к топографической карте. При просмотре видеозаписей поверхности дна специалист-наблюдатель может произвести описание, например, типов нор и выходов полихетных трубок, их процентный/площадной объем, скученность и мозаичность. Совместно со сборами, выполненными с помощью дночерпателей и тралов, становится возможным определение принадлежности этих нор/трубок конкретным видам организмов. Особую ценность такие видеосъемки имеют для исследования мест подводной разгрузки метана — сипов [5, 18]. На видеоизображениях таких мест видны абиотические и биотические артефакты, связанные с разгрузкой метана, например, различные нарушения микрорельефа — крупные отверстия, возможно связанные с процессами выделения газов, локальная взрыленность осадка, неглубокие впадины, следы малых оползней, или трещины в осадке (рис. 4). Цветовые отличия покрова могут свидетельствовать о присутствии восстановленного осадка (темные, почти черные пятна) и присутствии бактериальных обрастаний. На записях эхолотных профилей и в самом видеокадре можно наблюдать выход свободного газа в виде последовательности пузырей различной интенсивности из отверстий в осадке. Видеосъемка позволяет наблюдать различия макрофауны, ассоциирован-

ной с “чистым” дном и сипами, площадь распространения/покрытия сипов и соответствующего биоценоза.

Одной из задач исследования донных животных акваторий является определение плотности изучаемых видов (особи на m^2), уровня мозаичности сообществ, площади покрытия осадка и сипов, и формирования кластеров/ровности распределения особей в пространстве. Для этого необходим как можно более точный расчет площади осмотренного дна. Как было ранее описано, в связи с волнением, течением и неровным ходом судна, нарезка видеозаписей, полученных с помощью БНПА, на площадные участки на основе пройденного времени или количества кадров может привести к большим погрешностям и повторным подсчетам. В ранних работах [24] для того, чтобы избежать повторов, все видеоряды были просмотрены и нарезаны на отдельные участки дна вручную, на основе визуальных наблюдений (стоп-кадр при прохождении за кадр ранее замеченной структуры). Далее, с помощью линейки измерялся экран и расстояние между отметками от лазеров в кадре и по этим измерениям рассчитывался масштаб изображения, исходя из того, что расстояние между точками 20 см. Такой метод был трудоемким и занимал большое количество времени. В последующих работах стала использоваться оригинальная компьютерная программа,

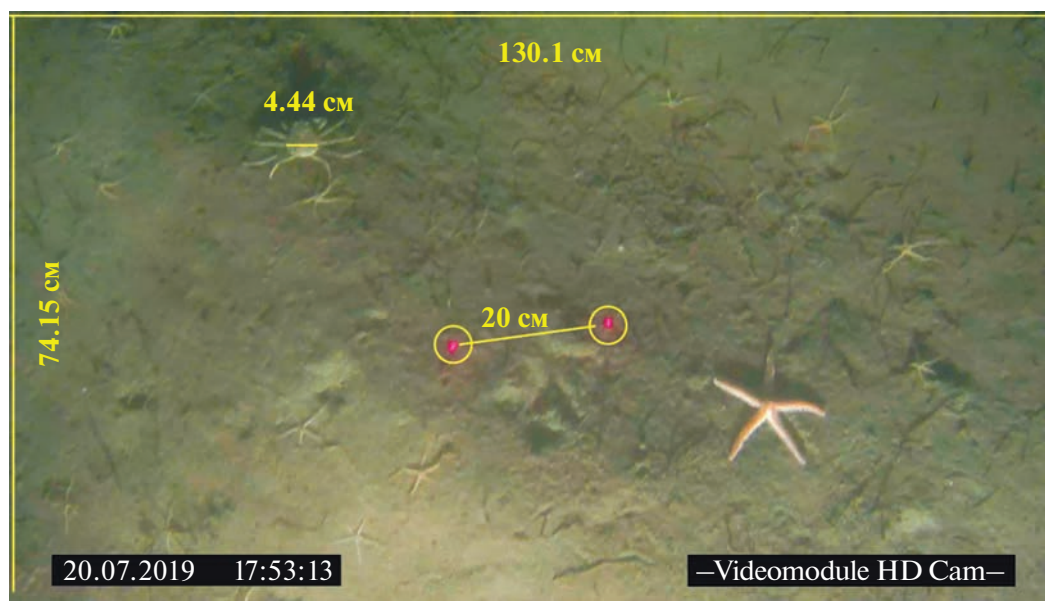


Рис. 5. Стоп-кадр видеосъемки поверхности дна в центральной части Карского моря, снятый БНПА “Видеомодуль” в 76-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, 2019 г. На снимке присутствует краб-стригун с шириной карапакса 4.44 см, рассчитанной относительно расстояния между лазерными отметками, которое на дне составляет 20 см.

написанная на языке Python, которая использует алгоритмы на основе корреляции характера соседних кадров для определения движения текущего изображения дна. Программа выделяет отдельные участки и автоматически определяет расположение в кадре лазерных пятен, после чего рассчитывает реальную площадь дна [7].

При известном соотношении расстояния между лазерными отметками (20 см) и величины площади дна, попадающей в кадр, возможно посчитать не только плотность определенного вида популяции, но и размерную структуру популяции (рис. 5). Данная работа была нами использована в наблюдении за развитием популяции краба-вселенца в Карском море начиная с 2016 г [7, 24]. Краб-стригун, *Chionoecetes opilio*, впервые был обнаружен в Карском море в 2012 г. [8]. В 2014 г. в экспедиции ИО РАН молодь этого краба была обнаружена почти на всей территории западного Карского моря и в заливах Новой Земли [23]. С тех пор специалисты ИО РАН ведут наблюдения за ростом и развитием этого крупного промыслового хищника.

Небольшие исследовательские тралы могут быть достаточно эффективны для поимки крабов, но количественная оценка популяции с их помощью затруднительна. С 2016 г. ведется комплексное исследование развитие популяции краба и его влияния на местную биоту. Для количественной оценки макробентоса используются дночерпательные пробы, траловые сборы и видеонаблюдения. Комплексирование данных, полученных каждым методом, позволяет воспол-

нить пробелы в информации, связанные с недостатками каждого из них. Детальный подсчет особей крабов при обработке видеок кадров позволил рассчитать изменения в плотности популяции в разных районах в разные годы, а также изменения их характерных размеров (ширина карапакса и др.) [7, 24]. Так, при сравнении данных, полученных путем анализа траловых сборов и видеосъемок в 2016 г., выявленные размерные группы почти не отличались, за исключением отсутствия крабов размера менее 20 мм, зарегистрированных видеосъемкой. Траловые сборы позволяют проводить раздельный анализ размерных групп для самцов и самок для выявления различий роста, связанных с полом. По материалам видеонаблюдений такой анализ невозможен, равно как и выявление икроносных самок. Однако количество особей, учтенных в видеонаблюдениях больше (например, 295 особей на одном видеорезе против 41 особи в двух тралениях) и, соответственно, достоверность статистического анализа при использовании видеоданных гораздо выше.

При анализе видеорезов помимо технических особенностей, описанных выше, необходимо принимать во внимание возможные ошибки, связанные с биологией изучаемого объекта (размеры, поведение, трудности в определении вида и т.д.). Так, например, краб-стригун (особенно ювенильные стадии) зарывается в грунт. Тем не менее, на видеоизображениях дна хорошо видно, как крабы частично или полностью погружены в субстрат, и на поверхности грунта заметен только их силуэт. В большинстве случаев такие крабы



Рис. 6. Изображение фрагмента поверхности дна длиной 11 м и шириной 1.5 м, построенное по материалам видеозаписей БНПА “Видеомодуль” в центральной части Карского моря в 83-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, 2021 г.

имели небольшие (ширина карапакса ≤ 30 мм) размеры. Таким образом, можно предположить, что при видеообследовании дна, покрытого рыхлым осадком, молодые крабы, зарывающиеся в грунт, могут быть существенно недоучтены. Второй существенной проблемой учета краба-стригуна при помощи видеосъемки является присутствие в донных сообществах другого, схожего по форме нативного краба *Hyas araneus*. При определенных ракурсах он практически неотличим от краба-стригуна близкого размера. Таким образом, надежно трактовать данные видеочета численности *Chionoecetes opilio* можно, только имея контрольные траловые сборы из изучаемого биотопа.

Крупные крабы-стригуны ведут подвижный образ жизни и при их учете с помощью трала или видеонаблюдения возникает ситуация возможного ухода особей из орудий лова или из поля зрения видеосистемы. Трал Сигсби движется по грунту медленно и крупные крабы способны уйти от движущегося орудия. Однако наши материалы показывают, что в трал Сигсби все же попадают крупные особи. Подводный аппарат при буксировке не соприкасается с дном и не создает сильных возмущений среды, однако он толкает перед собой некую массу воды и ярко освещает поверхность дна, что может распугивать крабов. При просмотре видеорядов наблюдались случаи ухода крабов из поля зрения видеокамеры: на илистом грунте возникало облако мути, связанное с движением крупных организмов. В ряде случаев на видеозаписи отмечен процесс убегания краба, тогда этот краб был учтен. В целом, присутствие облака мути на видеозаписях было довольно редким. Даже если считать, что этот феномен связан только с движением крабов, можно говорить о низком влиянии движения БНПА “Видеомодуль” на поведение особей. Полученные данные позволяют заключить, что наиболее информативный способ изучения распространения и размерной структуры популяции чужеродного краба-стригуна в Карском море состоит в комбинированном использовании черпачных и траловых сборов с видеообследованием.

Анализ маршрутных видеозаписей с учетом возможных технических ошибок и особенностей биологии изучаемых видов, может позволить рассчитывать не только плотность и размерную структуру популяции, но и наблюдать за приуроченностью вида к определенным биотопам. При хорошем качестве видеозаписи возможно полное воссоздание изображения площади исследованного дна, что позволит рассчитать удаленность особей друг от друга, образование возможных кластеров поселений и количественно оценить мозаичность донных сообществ (рис. 6). Высококачественные фотоснимки, полученные с помощью фотокамеры высокого разрешения (SONY ILCE 7RM2), позволяют определить более мелкие виды организмов и могут использоваться как “рамки” для пересчета плотности мелких видов за счет привязанности кадров к видеорезру.

ОБСЛЕДОВАНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ ПОДВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Региональной особенностью Карского моря является присутствие здесь крупнейших подводных захоронений радиоактивных отходов, появившихся с началом развития атомной энергетики. В 1957–1993 гг. в Карское море и заливы Новой Земли (НЗ) было сброшено 1 МКи (38 ПБк) активности (97% сбросов СССР), что делает эти захоронения крупнейшими в водах РФ. Известны затопления 16 ядерных реакторов АПЛ, а также 17 тысяч контейнеров с отходами, представляющими потенциальную ядерную и радиационную опасность. В заливе Степового затоплена АПЛ К-27 с невыгруженным ядерным топливом.

Первые исследования районов захоронений РАО в Карском море были выполнены в экспедициях 1992–1994 гг. на судах Росгидромета и ИО РАН. С 2002 г. в Карском море было проведено 11 экспедиций по проблеме РАО. Уточнялось местоположение объектов, оценивалось их состояние и радиоактивное загрязнение среды. Однако эти работы не завершены. Места затопления многих объектов, упомянутых в архивах, не подтвер-

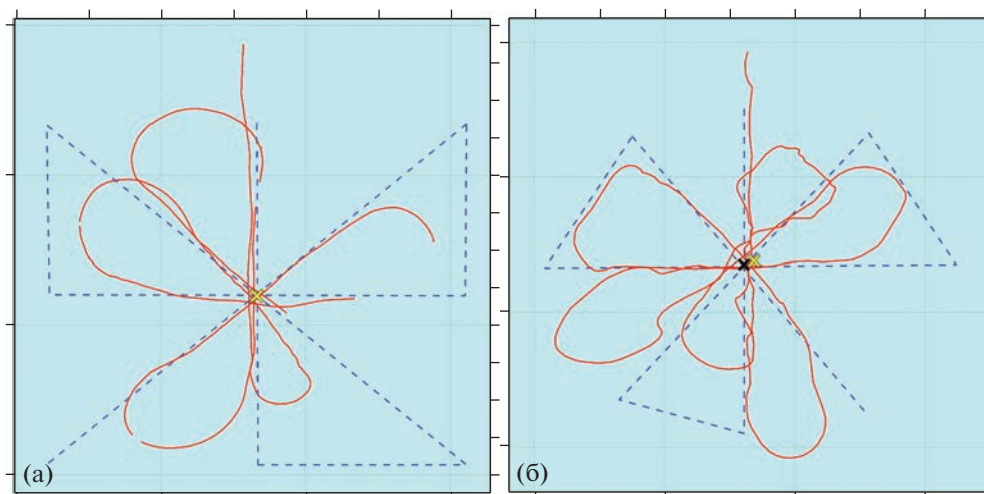


Рис. 7. Схемы маршрутов буксировки БНПА “Видеомодуль”: а – обследование РО АПЛ К-19 в 2019 г. в 76-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (глубина места – 47 м); б – обследование МБСН с ЯР АПЛ к-140 в 2021 г. в 85-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (глубина – 350 м). Пунктирная линия – запланированная сетка галсов по схеме “звездочка”; сплошная линия – траектория движения судна при буксировке аппарата; черный крест – первоначально установленное место объекта; желтый крест – уточненное место объекта.

ждены, а их состояние не исследовано и не контролируется [15].

Методики исследования подводных техногенных объектов и природных биологических объектов различны. Исследования первых требуют тщательного позиционирования судна-носителя при буксировке БНПА, чтобы обеспечить попадание объекта в зону действия систем наблюдения БНПА. Основной задачей при этом является получение как можно более четкого и репрезентативного изображения исследуемого объекта – как гидролокационного, так и фото- и видеоизображения. При этом работа с БНПА делится на два этапа: уточнение координат места объекта и непосредственно визуальный осмотр.

Уточнение координат объектов требуется в том случае, когда первоначальный поиск проводился без использования средств подводного позиционирования носителей инструментов поиска, как правило, представляющих собой заглубляемые ГБО средней дальности. Для уточнения координат проводится съемка с использованием высокочастотного ГБО в составе БНПА. Маршрут движения судна строится по схеме “звездочка” [13], т.е. представляет собой систему галсов, пересекающихся в точке, соответствующей предварительно определенному местоположению объекта, и ориентированных вдоль направлений север–юг, восток–запад, северо-восток–юго-запад и северо-запад–юго-восток (рис. 7). Количество и направления галсов могут изменяться в зависимости от трудности маневрирования судном в районе поиска. Для предотвращения столкновения БНПА с исследуемым объектом, расстояние аппарата до дна при буксировке выбирается заведомо

больше высоты самого объекта, которая определяется по гидролокационным изображениям, полученным в ходе предварительного поиска. Рабочий диапазон высокочастотного ГБО БНПА выбирается заведомо больше величины погрешности определения координат объекта для гарантированного попадания последнего в полосу обзора ГБО.

В момент начала регистрации на текущем изображении ГБО объекта поиска на планшете позиционирования аппарата ставится отметка, соответствующая текущему положению аппарата. По гидролокационному изображению определяется расстояние от аппарата до объекта. Соответствующее расстояние откладывается на планшете от отметки по траверзу движения судна, и ставится новая отметка, соответствующая уточненному положению объекта. При этом важно, чтобы аппарат двигался прямолинейно, без боковых смещений: в противном случае изображение объекта будет искажено, а обозначенная отметка недостоверна. Та же процедура повторяется для следующих галсов, в результате чего получается набор отметок, при усреднении местоположения которых можно на порядок уточнить координаты объекта. Точность полученных координат зависит также от глубины, на которой расположен исследуемый объект. При отклонении кабель-троса на угол 2° от вертикали, расстояние аппарата от точки подвеса составляет 30 м на глубине в 1000 м. Если размер объекта составляет десятки метров, то такой точности достаточно для достоверного определения его местоположения. На небольших глубинах углом отклонения кабель-троса и вовсе можно пренебречь. Например, при обследовании

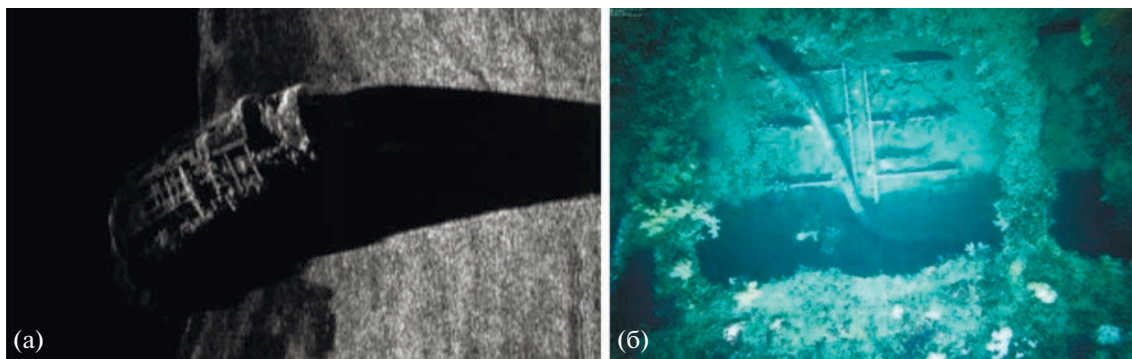


Рис. 8. Гидролокационное изображение (а) и фотоизображение (б), полученные в ходе обследования РО АПЛ К-19 с помощью БНПА “Видеомодуль” в 76-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2019 г. На фотоизображении виден каркас легкого корпуса и прочный корпус с элементами конструкции АПЛ. Высота БНПА над объектом составляет 2,5 м.

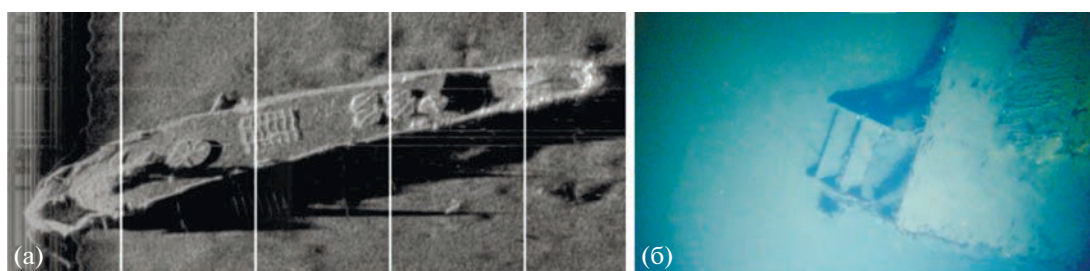


Рис. 9. Гидролокационное изображение (а) и стоп-кадр видеоизображения (б), полученные при обследовании баржи МБСН в Новоземельской впадине с помощью БНПА “Видеомодуль” в 85-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2021 г. На стоп-кадре видна часть шкиперской надстройки с трапом. Высота БНПА над объектом составляет 2 м.

реакторного отсека (РО) АПЛ К-19, затопленного на глубине 47 м на входе в залив Абросимова (Новая Земля), уточнение координат не потребовалось, так как изначальное местоположение объекта (рис. 7, слева) было определено достаточно точно. Гидролокационные изображения, полученные в экспедиции МЧС и ИО РАН на НИС “Профессор Штокман” в 2004 г., по которым была получена первоначальная точка местоположения, не позволяли сделать вывод о том, что это за объект. Объект был идентифицирован как РО АПЛ К-19 в 76-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2019 г. [13] Гидролокационное и фотоизображение РО АПЛ К-19 приведено на рис. 8.

Та же методика применялась в 85-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” при поиске и обследовании баржи МБСН, затопленной в Новоземельской впадине [14]. Баржа была обнаружена с помощью среднечастотного ГБО на глубине 350 м. Были определены ее первичные координаты, а дальнейшая работа по их уточнению и идентификации объекта проводилась с помощью БНПА “Видеомодуль”. На рис. 7б изображена “звездочка” из галсов, черным крестом показаны первичные координаты объекта. В результате нескольких проходов с БНПА “Видеомодуль” были

получены гидролокационные изображения объекта, а координаты его были уточнены. Желтым крестом обозначена точка с уточненными координатами, находящаяся в 30 м от первоначально определенной. 30-метровая погрешность является существенной, т.к. ширина ее борта не превышает 10 м. Гидролокационное изображение баржи приведено на рис. 9.

Опыт рассмотренных поисковых операций позволяет утверждать, что на больших глубинах предпочтительно использовать подводные системы навигации, такие как гидроакустические системы с ультракороткой базой, позволяющие более точно определять местоположение БНПА относительно судна. Полученные в ходе уточнения координат гидролокационные изображения позволяют сделать предварительные оценки состояния объекта, а также более детально изучить его форму, определить наличие выступающих элементов (мачты, надстройки), которые могут представлять опасность при работах с БНПА.

Вторым этапом исследования техногенных объектов является их осмотр и идентификация. Задача этого этапа — получить четкое фото- и видеоизображение исследуемого объекта. На этом этапе судно с буксируемым аппаратом движется



Рис. 10. Трехмерное изображение фрагмента палубы танкера ТНТ-15, затопленного в Новоземельской впадине, построенное по материалам видеозаписей, полученных с помощью БНПА “Видеомодуль” в 72-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, в 2018 г.

со скоростью 0.5 узла прямолинейно через точку с уточненными координатам, продолжая или повторяя проход по “звездочке” из галсов. При наличии на судне эхолота, который установлен, как правило, в носовой части судна, по его показаниям можно зарегистрировать момент прохода судна над объектом. Далее судоводители позиционируют судно таким образом, чтобы точка подвеса БНПА в ходе движения приблизилась к точке местоположения объекта. В начале галса БНПА удерживается вблизи грунта (~1.5 м), а при приближении к объекту производится подъем аппарата на высоту, достаточную для удержания объекта в поле зрения. Приближение к объекту контролируется с помощью операторской аналоговой камеры, направленной вперед. Максимальная высота аппарата над объектом ограничивается мутностью воды в исследуемом районе. При этом оператор БНПА ориентируется на изображения сразу двух камер. Камера, направленная вниз, дает информацию о видимости и визуальном охвате объекта в кадре; камера, направленная вперед, позволяет контролировать наличие выступающих частей объекта для своевременного изменения горизонта буксировки аппарата с целью обхода препятствия. При проходе над объектом одновременно производится высокоразрешающая фото-, видео- и гидролокационная съемка (рис. 8, 9).

Для повышения надежности интерпретации результатов исследования объектов информация, получаемая разными методами, комплексировается. Например, видеозаписи и гидролокационные изображения можно объединить для детального представления объекта в целом [4]. Также совместная обработка фото- и видеоинформации позволяет построить трехмерную модель части или целого объекта для детального анализа его формы и оценки размеров отдельных частей [2].

На рис. 10 представлено изображение трехмерной модели танкера ТНТ-15, затопленного в Новоземельской впадине, с двух ракурсов. Трехмерная модель позволяет анализировать геометрическую структуру объекта, оценить размеры отдельных его частей, таких как высота фальшборта, высота надстройки, размеры отдельных фрагментов корпуса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Массив данных, собранных с помощью БНПА “Видеомодуль” в течение нескольких лет, демонстрирует широкие возможности аппарата для биологических исследований и обследования техногенных объектов. Разница в режимах работы заключается, прежде всего, в более тщательном позиционировании судна при обследовании РАО, а также в необходимости нескольких проходов через одну точку, чтобы увеличить шанс попадания объекта в объектив камеры. При этом на подходе к объекту допускается движения аппарата на небольшой высоте над грунтом, что позволяет попутно проводить вблизи объекта учет донной макрофауны. В обоих случаях (и для биологических исследований, и при обследовании РАО) крайне желательно осуществлять прямолинейное движение аппарата, без боковых смещений, что достигается его конструкцией и правильным подбором скорости и курса судна. При соблюдении этих условий можно получить хорошо поддающийся анализу видеоряд, набор фото и гидролокационных изображений. В дальнейшем из этих изображений можно выбирать как отдельные, не перекрывающиеся области, так и сшивать изображения в полосы и трехмерные модели, позволяющие оценить мозаичность распределения донной фауны при биологических исследованиях, а при обследовании РАО оценить геометрию

исследуемого объекта и степень разрушения его конструкций.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0010). Обработка видео- и гидролокационных данных выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-17-00156).

Благодарности. Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш” и его капитана Горбача Ю. Н., сотрудников ИО РАН Кузьмина В.Ю., Белевитнева Я.И., Лежнина В.А., Галкина С.В., Удалова А.А., принимавших непосредственное участие в разработке БНПА “Видеомодуль” и обработке данных, полученных с его помощью, а также академика РАН, д.б.н. Флинта М.В., д.т.н. Римского-Корсакова Н.А., Пояркова С. Г. и Щеглову Я.В., на протяжении нескольких лет организовывавших крупные комплексные экспедиции в Карское море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов И.М. О выборе источников искусственного освещения для буксируемого необитаемого подводного аппарата “Видеомодуль” // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 3. С. 214–224.
2. Анисимов И.М., Лесин А.В., Муравья В.О., Тронза С.Н. Построение трехмерных моделей затопленных объектов по данным подводной фото- и видеосъемки // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых. Москва, 18–24 апреля 2021 г. М.: ИО РАН, 2021. С. 524–525.
3. Анисимов И.М., Римский-Корсаков Н.А., Тронза С.Н. Развитие глубоководных технологий визуальных наблюдений рельефа дна и подводных объектов // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2019. № 10. С. 149–153.
4. Анисимов И.М., Тронза С.Н. Программирование данных синхронной видеосъемки и гидролокационного обзора поверхности дна // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 479–490.
5. Веденин А.А., Галкин С.В. Исследования континентального склона моря Лаптевых с использованием БНПА “Видеомодуль” // Материалы XVI Всероссийской научно-технической конференции “Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2019)”. Т. 2. М.: Издательский дом Академии имени Н.Е. Жуковского, 2019. С. 276–279.
6. ГНОМ – телеуправляемый подводный аппарат [Электронный ресурс]. URL: <https://gnomrov.ru/> (дата обращения: 11.09.2022).
7. Залота А.К., Спиридонов В.А., Галкин С.В., Пронин А.А. Популяционная структура краба-вселенца (*Chionoecetes opilio*) в Карском море (траловые сборы и видеоучет) // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 97–103.
8. Зимица О.Л. Находка краба-стригуна *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius. 1788) (Decapoda: Majidae) в Карском море // Биология Моря. 2014. Т. 40. № 6. С. 497–499.
9. Лесин А.В., Анисимов И.М. Применение волоконно-оптической линии связи для работы с буксируемыми необитаемыми подводными аппаратами // Экология Гидросферы. 2021. № 1 (6). С. 61–68.
10. Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Флинт М.В. Технические аспекты исследований окружающей среды в западной части Карского моря // Океанологические исследования. 2017. Т. 45. № 1. С. 171–186.
11. Пронин А.А. Методика сбора и представления материалов видеосъемки поверхности дна с помощью необитаемого подводного буксируемого аппарата “Видеомодуль” // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2017. № 12-1. С. 142–147.
12. Римский-Корсаков Н.А., Флинт М.В., Поярков С.Г. и др. Развитие технологии комплексных инструментальных подводных наблюдений применительно к экосистемам Российской Арктики // Океанология. 2019. Т. 59. № 4. С. 679–683.
13. Римский-Корсаков Н.А., Флинт М.В., Казеннов А.Ю. и др. Результаты исследования объектов, представляющих экологическую угрозу, в заливе Абрисмова (Новая Земля, Карское море) // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 720–728.
14. Римский-Корсаков Н.А., Книпель Н.Я., Казеннов А.Ю. и др. Радиационно опасные объекты в Российской Арктике (85-ый рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море) // Океанология. 2022. Т. 62. № 3. С. 495–498.
15. Сивинцев Ю.В., Вакуловский С.М., Васильев А.П. и др. Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию: радиоэкологические последствия удаления радиоактивных отходов в арктические и дальневосточные моря (“Белая книга-2000”). М.: ИздАТ, 2005. 624 с.
16. Флинт М.В., Поярков С.Г. Комплексные исследования экосистемы Карского моря (128-й рейс научно-исследовательского судна “Профессор Штокман”) // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 723–726.
17. Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А. Экосистемы Российской Арктики-2015 (63-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 499–501.
18. Baranov B., Galkin S., Vedenin A. et al. Methane seeps on the outer shelf of the Laptev Sea: characteristic features, structural control, and benthic fauna // Geo-Marine Letters. 2020. V. 40. № 4. P. 541–557.
19. Jones D., Bett B., Wynn R., Masson D. The use of towed camera platforms in deep-water science // Underwater Technology. 2009. V. 28. № 2. P. 41–50.
20. McIntyre A.D., Holme N.A. Methods for the study of marine benthos. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1984. 387 p.
21. Purser A., Marcon Y., Dreutter S. et al. Ocean floor observation and bathymetry system (OFOBS): A new towed camera/sonar system for deep-sea habitat sur-

- veys // IEEE Journal of Oceanic Engineering. 2019. V. 44. № 1. P. 87–99.
22. Shortis M.R., Seager J.W., Williams A. et al. Using Stereo-Video for Deep Water Benthic Habitat Surveys // Marine Technology Society Journal. 2008. V. 42. № 4. P. 28–37.
 23. Zalota A.K., Spiridonov V.A., Vedenin A.A. Development of snow crab *Chionoecetes opilio* (Crustacea: Decapoda: Oregonidae) invasion in the Kara Sea // Polar Biology. 2018. № 41(10). P. 1983–1994.
 24. Zalota A.K., Zimina O.L., Spiridonov V.A. Combining data from different sampling methods to study the development of an alien crab *Chionoecetes opilio* invasion in the remote and pristine Arctic Kara Sea // Peer J. 2019. V. 7. e7952.

Aspects of Towed Underwater Vehicle “Videomodule” Utilization for Surveying Underwater Objects and Benthic Fauna

I. M. Anisimov^{a, #}, A. K. Zalota^a, A. V. Lesin^a, V. O. Muravya^a

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, 117997 Russia*

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

The use of towed underwater uninhabited vehicles equipped with photo, video, and sonar systems has proven its effectiveness in studies of the bottom surface within the framework of integrated studies of the World Ocean. This class of devices solves a wide range of tasks, including biological studies of benthic fauna and surveys of underwater technogenic objects. The towed vehicle “Videomodule” was developed at the Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences and successfully used for several years to conduct such surveys. This article discusses the technical features and application issues of working with the “Videomodule” device.

Keywords: towed vehicles, sonar, television systems, benthic fauna, underwater objects

ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.465

ВИДЕОРЕГИСТРАЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗООПЛАНКТОНА “IN SITU”

© 2023 г. А. Л. Оленин¹, *, А. В. Мишин¹

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

*e-mail: olenin.al@ocean.ru

Поступила в редакцию 15.09.2022 г.

После доработки 07.03.2023 г.

Принята к публикации 27.03.2023 г.

Представлены результаты применения зондирующего комплекса регистрации частиц на примере обнаружения скопления эуфаузиид в придонном слое воды в заливе Степового Карского моря в 85 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, сентябрь 2021 г.

Ключевые слова: зоопланктон, видеорегистрация, эуфаузииды, светодиодный светильник, Карское Море

DOI: 10.31857/S0030157423050106, EDN: TEVUKY

ВВЕДЕНИЕ

Экспедиционные исследования вертикального распределения зоопланктона выполняются путем отбора проб планктонными сетями и дальнейшей визуальной микроскопической лабораторной обработки. Планктонные сети имеют большой вертикальный размер, затрудняющий работу в тонких слоях и придонных областях. В статье приведены результаты применения для оперативного выявления слоев повышенной концентрации зоопланктона специальной зондирующей видеосистемы. Результаты получены в 85 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Выполнено оперативное обнаружение слоя с повышенной концентрацией зоопланктона в узкой области глубин около дна, с получением качественных цветных цифровых фотографий. Применение такой техники открывает новые возможности для оперативного видеонаблюдения в экспедиционных условиях.

ОБОРУДОВАНИЕ И АППАРАТУРА

В настоящее время для подводной видеосъемки применяются различные камеры, устанавливаемые на телеуправляемые подводные аппараты, буксируемые подводные аппараты (НПА) или зонды. Текущий технический уровень аппаратуры применительно к видеорегистрации зоопланктона и частиц взвеси и результаты наших предыдущих работ в этой области представлены в [6, 8, 11]. Отдельно отметим также лазерный планктономер “КАРП” [2], в котором реализована регистрация

изображений планктона, причем с подсветкой красными лазерами, что дает большое поле зрения.

Для работы в 85 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” нами был модифицирован зондирующий комплекс регистрации частиц. Он состоит из:

- регистрирующего зонда;
- бухты оптико-волоконного кабель-троса;
- рабочего места оператора.

Регистрирующий зонд содержит:

- регистратор;
- блок управления, содержащий контроллер, глубомер (датчик давления), оптико-волоконный модем, литий-железо-фосфатную аккумуляторную батарею;
- алюминиевую раму.

Регистратор состоит из цифровой камеры с электронными блоками в боксе и светодиодных светильников. На рис. 1 показаны элементы регистратора: схема видеорегистрации частиц (1а) и вид на входной иллюминатор и светильники (1б). Объем 2 подсвечивается белыми светодиодными светильниками 1, формирующими узкие пучки света и перекрывающими область регистрации. Далее изображение регистрируемого объема через иллюминатор 3 и объектив 5 попадает на цифровую камеру 6. Таким образом, регистрируемый объем 2 находится в поле зрения поле зрения цифровой камеры 6. Камера монтируется в глубоководном боксе 4. Использована доработанная цифровая фотокамера VNCX-32 с разрешени-

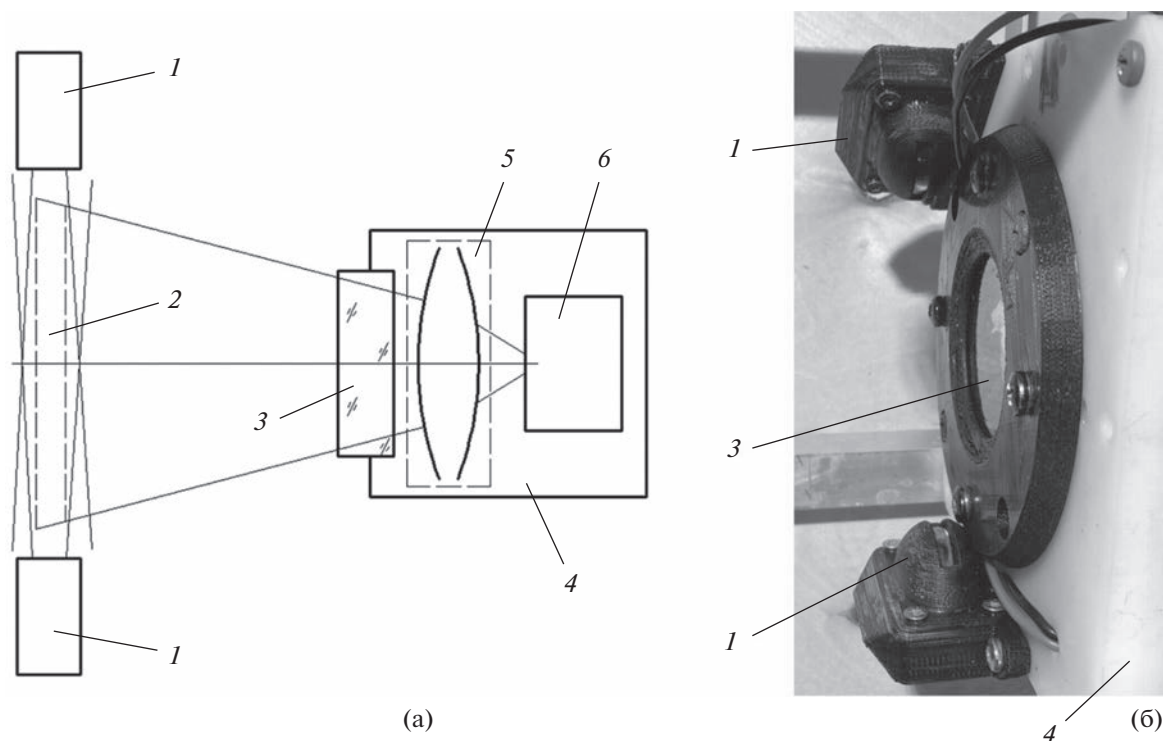


Рис. 1. Регистратор: (а) функциональная схема видеорегистрации частиц, (б) вид на входной иллюминатор и светильники зонда (1 – светодиодный светильник; 2 – регистрируемый объем; 3 – иллюминатор; 4 – бокс; 5 – объектив; 6 – цифровая камера).

ем 3.1 Мп и объектив с фокусным расстоянием 12 мм и диафрагменным числом $K = 16$.

Для связи блока управления зонда и рабочего места оператора применен грузонесущий кабель-трос с передачей видеоинформации, сигналов управления светильниками и сигнала датчика давления по одному одномодовому оптическому волокну (возможно использование кабель-троса КГ (1 × 1.0 + 3Е)-25-90 “Псковгеокабель”). С помощью согласованной пары медиаконвертеров из блока управления в судовой блок по оптическому волокну транслируются два независимых канала электрических Ethernet 100BASE-T/1000BASE-T, скорость настраивается автоматически в зависимости от подключаемого оборудования. Формат данных в оптическом волокне определяется производителем медиаконвертеров. Управление и съем цифровых изображений с камеры идет по одному из Ethernet каналов. По другому Ethernet каналу с помощью преобразователя RS485+дискретный выход/Ethernet передается сигнал датчика давления интерфейса RS485 и управление светильником через дискретный выход. Электропитание зонда осуществляется от аккумулятора блока управления зонда.

На рис. 2 приведены фотографии элементов зондирующего комплекса регистрации частиц: регистрирующий зонд с оптико-волоконным кабе-

лем на палубе НИС (2а) и состав зонда (2б). Регистратор 1 и блок управления смонтированы на алюминиевой раме 3. Погружение зонда выполняется на оптико-волоконном кабель-тросе 4. Регистрируемый объем регистратора 1 находится в нижней части зонда. В блоке управления 2 находится литий-железо-фосфатный аккумулятор с напряжением 12 В, датчик давления (глубиномер), оптико-волоконный модем, устройство преобразования интерфейсов, а также гермоввод для присоединения оптико-волоконного кабель-троса 4.

Регистрируемое поле зрения в воде составляет 20×30 мм при глубине резкости от 4 мм (при разрешающей способности 0.015 мм) и до 15 мм (при разрешающей способности 0.1 мм). Рабочая глубина погружения зонда 200 м, погрешность измерения глубины составляет $\pm 0.25\%$ от верхнего предела измерений.

Рабочее место оператора представляет собой ПЭВМ типа ноутбук с рабочим окном (рис. 2в), на котором отображается текущее цветное видеоизображение регистрируемого объема воды с взвесью и зоопланктоном (рис. 2г), а также глубина погружения прибора. В рабочем окне отображаются виртуальные кнопки управления режимами работы системы, в том числе включения стоп-кадров, управления экспозицией камеры и включения светильников.

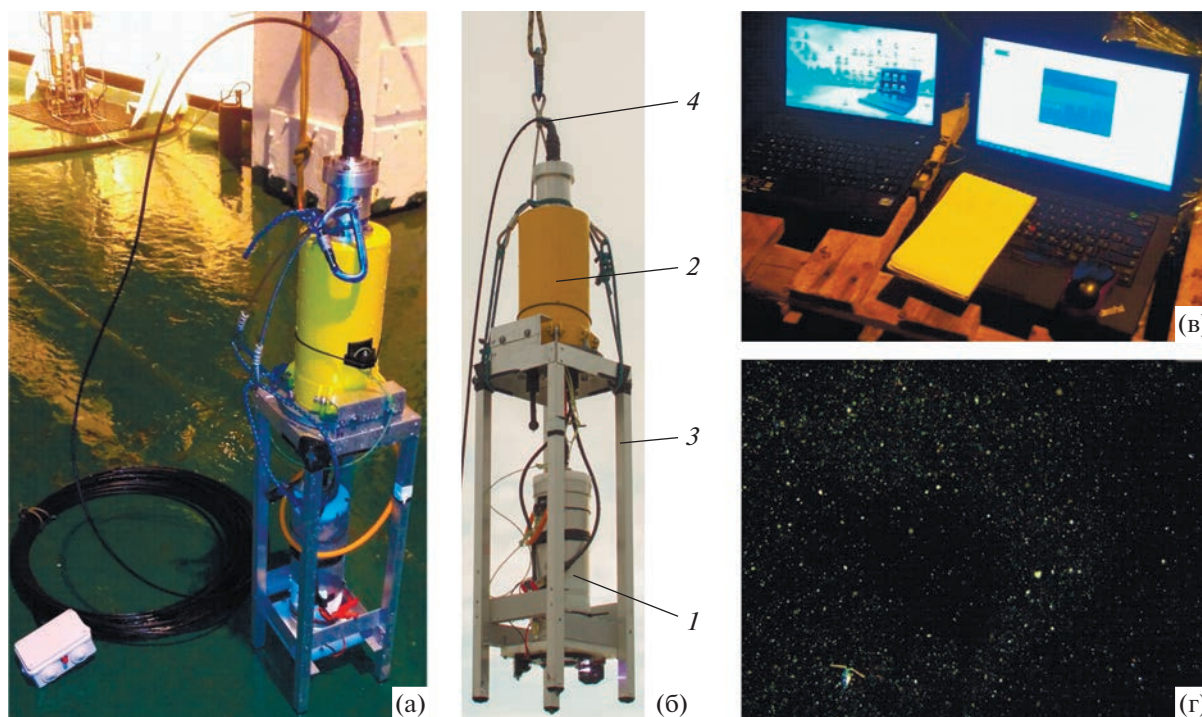


Рис. 2. Зондирующий комплекс регистрации частиц: (а) общий вид регистрирующего зонда на борту НИС Академик Мстислав Келдыш; (б) состав зонда (1 – регистратор, 2 – блок управления, 3 – алюминиевая рама, 4 – оптоволоконный кабель-трос); (в) судовой блок и рабочее место оператора; (г) экран оператора в процессе зондирования (отображается 20×30 мм в воде, изображение на мониторе примерно 16×24 см).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Зондирующий комплекс регистрации частиц применен нами для поисковых зондирований водной толщи для обнаружения различных взвешенных частиц в 85 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», выполненном в августе–сентябре 2021 г. в Карском море. Был использован кабель-трос длиной 50 м, зондирования выполнялись в заливах Новой Земли. Предыдущие исследования в Карском море показали, что в осенний период зоопланктонные сообщества в приповерхностных и средних слоях характеризуются низкой численностью и видовым разнообразием [1, 3, 7, 9, 10]. По этой причине в целом в водной толще в поле зрения регистратора зоопланктона практически не наблюдалось. Это же показывали и сетные ловы, выполняемые коллегами в этом же рейсе. Нами было сделано предположение, что искать следует у дна. Для этого вечером 12.09.21 после постановки НИС на якорную стоянку (глубина места 37 метров) было выполнено вертикальное зондирование. И в последних метрах у дна в поле зрения регистратора были замечены многочисленные представители крупного зоопланктона. Для подтверждения и документирования ситуации был выполнен повторный эксперимент с предварительной разведкой гидрофизических условий.

Следующим вечером 13.09.21, в 22:00, после выполнения дневных работ, судно было поставлено на якорь в точке, максимально близкой к той, где оно стояло накануне. Из-за уклона дна, постановка на якорь оказалась чуть в стороне, с глубиной 27 м. Был подготовлен зондирующий комплекс регистрации частиц для работы с боковой кормовой стрелы. Затем с нее было выполнено гидрофизическое зондирование до дна автономным зондом SBE 19, на рис. 3 показаны полученные при этом профили температуры и солености.

Далее выполнялись зондирующие регистрации от поверхности до дна с документированием большого количества цветных фото и видео последовательно на горизонтах 0.5, 1, 2, 5, 10, 14, 22, 24, 25, 26.1, 26.7 м. На глубинах до 24 метра наблюдались обычные для наших регистраций фоновые изображения взвеси. Ниже этой глубины и вплоть до дна были обнаружены крупные экземпляры зоопланктона. Было выполнено их визуальное определение по полученным цифровым фотографиям, это оказались *Thysanoessa* sp. из сем. Euphausiidae.

Эвфэузиевые или эуфаузииды [4] (лат. Euphausiacea) – отряд морских ракообразных из класса высших ракообразных. Объединяют около 90 видов, объединяемых в два семейства: Euphausiidae

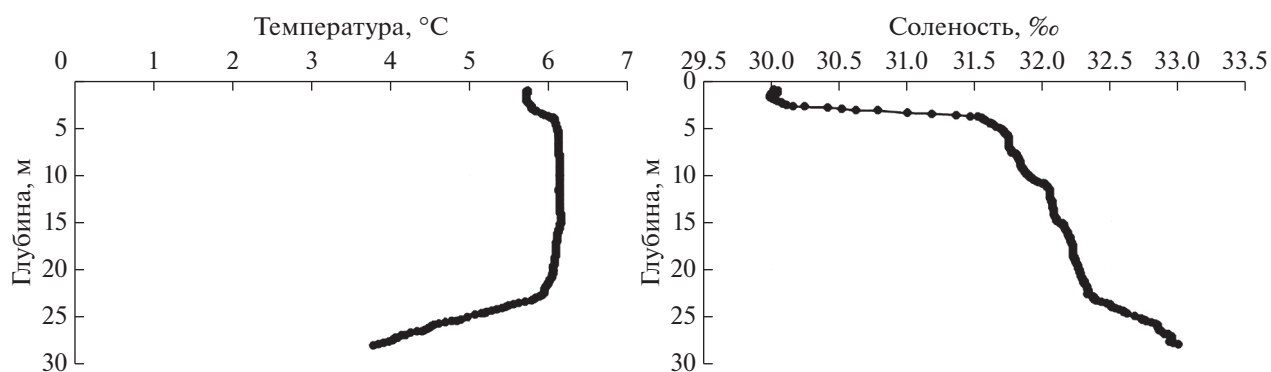


Рис. 3 Гидрофизические параметры в точке зондирования комплексом регистрации частиц (Карское море, залив Степового, координаты $72^{\circ}33.6' \text{ N } 55^{\circ}24.1' \text{ E}$, дата 13.09.21, время 22:07).

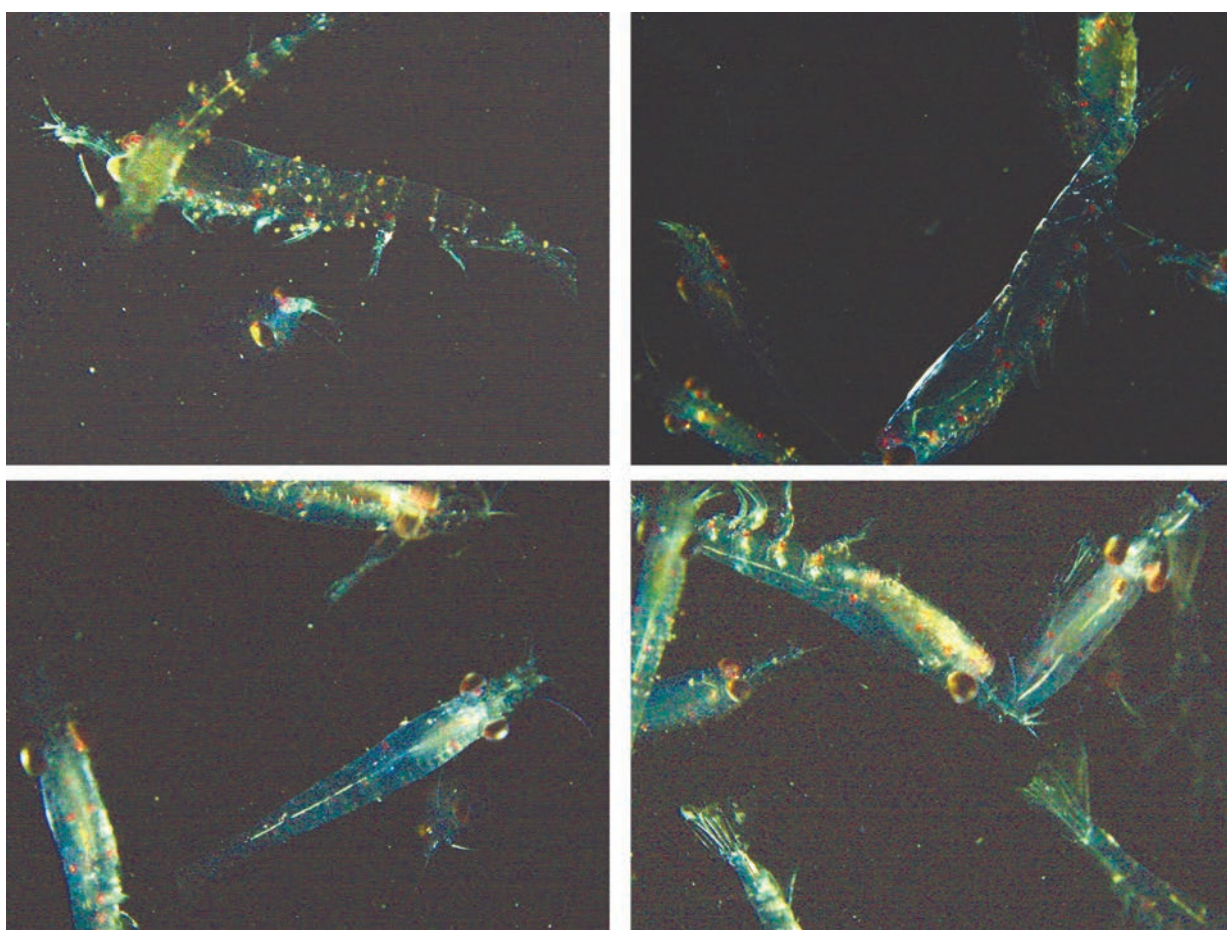


Рис. 4. Подборка фотоизображений зоопланктона, полученная с помощью зондирующего комплекса регистрации частиц, размер кадров $20 \times 30 \text{ мм}$ в воде (Карское море, залив Степового, координаты $72^{\circ}33.6' \text{ N } 55^{\circ}24.1' \text{ E}$, глубина 26.7 метра, дата 13.09.21, время 23:47).

(около 10 родов) и Bentheuphausiidae (единственный вид — *Bentheuphausia amblyops*). Промысловые виды эуфаузиевых известны под названием криль. В Карском море отмечено только три вида: *Thysanoessa inermis*, *T. raschii*, *T. longicaudata* [5]. Объ-

ем статьи не позволяет показать большое количество кадров, поэтому на рис. 4 представлена компактная подборка из 4 характерных фотоизображений эуфаузиид, полученная с помощью зондирующего комплекса.

Отметим, что на отдельных фото рядом с эуфаузидами встречались представители более мелкого зоопланктона, которых мы также не регистрировали в расположенных выше горизонтах водной толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эуфаузииды наблюдались исключительно в придонном трехметровом слое. Как видно из полученных фотографий, концентрация эуфаузиид на горизонте их обнаружения весьма высока. Глубина резкости для крупных объектов, не требующих высокого разрешения, составляет в нашей системе около 15 мм, поэтому имеем объем регистрируемой воды в кадре $3 \times 2 \times 1.5$ см, или 0.009 л. Тогда при наличии 1–2 экз. эуфаузиид в кадре получаем концентрацию до пары сотен экземпляров на литр. Однако к этим цифрам следует отнестись осторожно по нескольким причинам:

- малое поле зрения
- эуфаузииды встречались неравномерно по придонному слою, совсем не весь трехметровый слой был ими заполнен
- они могут привлекаться светом светильников регистратора, хотя для уменьшения этого эффекта свет мы периодически выключали.

Требуются дальнейшие экспедиционные исследования, при этом необходимо увеличение поля зрения регистратора зонда для мгновенной регистрации большего объема воды, что позволит более корректно оценивать максимальную концентрацию зоопланктона.

Полученные результаты показывают перспективность использования созданной аппаратуры для оперативного обнаружения, наблюдения в цвете и оценки концентрации зоопланктона *in situ*. Аппаратура может найти применение при судовых экспедиционных работах на различных акваториях, в том числе в прикладных рыбохозяйственных исследованиях для экспресс-оценки обилия объектов питания для рыбопромысловых скоплений.

Благодарность. Авторы выражают искреннюю благодарность за поддержку в проведении работы М. В. Флинту и Н. А. Римскому-Корсакову, а так-

же А. А. Недоспасову, В. И. Гагарину, И. М. Анисимову и А. А. Пронину за помощь в экспедиционной работе.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0010) при поддержке РФФИ (проект № 18-05-60070 “Арктика”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернштейн Т.П. Зоопланктон Карского моря по материалам экспедиций Арктического института на “Седове” 1930 г. и “Ломоносове” 1931 г. // Тр. Арктич. Ин-та. 1934. Т. 9. С. 3–58.
2. Буланова Н.П., Левашов Д.Е., Гайский П.В. и др. Новый лазерный планктономер “КАРП” – комплексный автономный регистратор планктона // Труды ВНИРО. 2021. Т. 184. С.140–148.
3. Виноградов М.Е., Виноградов Г.М., Николаева Г.Г. и др. Мезопланктон западной части Карского моря и Байдарацкой губы // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 709–715.
4. Ломакина Н. Б. Эуфаузииды Мирового океана (Euphausiacea). М.; Л.: Наука (Ленинградское отделение), 1978. 222 с.
5. Нестерова В.Н. Зоопланктон // Экосистема Карского моря. 2008. ПИНРО, Мурманск, С. 106–123.
6. Оленин А.Л., Бадюков И.Д., Коровчинский Н.М. и др. Видеосистема для мониторинга зоопланктона и частиц взвеси // Труды ВНИРО. 2021. Т. 184. С. 149–158.
7. Пономарева Л.А. Зоопланктон западной части Карского моря и Байдарацкой губы // Тр. Ин-та океанол. АН СССР. 1957. Т. 20. С. 228–245.
8. Смирнов Г.В., Матишов Г.Г., Оленин А.Л. и др. Морские испытания многоканальной измерительно-технологической платформы // Вестник Южного научного центра. 2014. Т. 10. № 3. С. 54–60.
9. Флинт М.В., Семенова Т.Н., Арашкевич Е.Г. и др. Структура зоопланктонных сообществ в области эстуарной фронтальной зоны реки Обь // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 809–822.
10. Dvoretzky V.G., Dvoretzky A.G. Macrozooplankton of the Arctic—the Kara Sea in relation to environmental conditions // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2017. V. 188. P. 38–55.
11. Olenin A.L. Operational video surveillance of the vertical distribution of zooplankton in situ // Oceanology. 2021. V. 61. No. 6. P. 1072–1075.

Video Registration of the “In Situ” Zooplankton Vertical Distribution

A. L. Olenin^{a, #}, A. V. Mishin^a

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

[#]e-mail: olenin.al@ocean.ru

The results of the application of a probing complex for particle detection are presented on the example of detection of an accumulation of euphausiids in the bottom water layer in the Gulf of the Stepovoy Kara Sea during the 85th cruise of the R/V Mstislav Keldysh, September 2021.

Keywords: zooplankton, video recording, euphausiids, LED lamp, Kara Sea

УДК 550.83(86)

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ, ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАРЕНЦЕВОМ И КАРСКОМ МОРЯХ В 51-ом РЕЙСЕ НИС “АКАДЕМИК БОРИС ПЕТРОВ” В 2022 г.

© 2023 г. С. Л. Никифоров¹, *, Н. О. Сорохтин¹, Р. А. Ананьев¹,
Н. Н. Дмитриевский¹, Е. А. Мороз², А. Г. Росляков^{1,3}, О. В. Кокин^{2,3}

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

*e-mail: nikiforov@ocean.ru

Поступила в редакцию 17.11.2022 г.

После доработки 30.11.2022 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

Комплексные геолого-геофизические, геоморфологические и гидрофизические исследования выполнялись осенью 2022 г. на НИС “Академик Борис Петров” в восточной части Баренцева моря и западной части Карского моря. В состав исследований входило проведение многолучевого эхолотирования и сейсмопрофилирования, гидрологическое зондирование, а также отбор проб воды и осадков в районах освоения нефтегазовых месторождений и по трассе Северного Морского пути. Эти работы позволили уточнить строение рельефа морского дна и верхней осадочной толщи в районах исследований. В ходе экспедиции были изучены области распространения различных гляциальных форм рельефа, а также уточнены районы развития современных опасных природных процессов.

Ключевые слова: Баренцево-Карский шельф, рельеф морского дна, оледенение, геориски

DOI: 10.31857/S003015742305009X, **EDN:** PYDDZA

В сентябре–октябре 2022 г. на НИС “Академик Борис Петров” сотрудниками Института океанологии им. П.П. Шишова РАН были проведены комплексные геолого-геофизические, геоморфологические и гидрофизические исследования на шельфе Баренцева и Карского морей. Кроме сотрудников ИО РАН в экспедиции принимали участие ученые из Геологического института РАН, Федерального исследовательского центра “Кольский научный центр Российской академии наук”, Государственного океанографического института имени Н.Н. Зубова, Института проблем промышленной экологии Севера и Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

Работы являлись продолжением серии морских экспедиционных исследований в морях российской Арктики с участием сотрудников ИО РАН, ГИН РАН, КНЦ РАН и других [1, 3–5]. Основанием для проведения 51-го рейса послужили: Приказ № 145-кз от 19.07.2022 г. по Институту Океанологии РАН “О проведении 51-го рейса экспедиции НИС “Академик Борис Петров”, Разрешение Министерства науки и высшего образования на проведение морских научных ис-

следований, а также Разрешение Администрации Северного морского пути на плавание в данной акватории.

Экспедиция имела продолжительность 48 суток, сроки проведения — с 24 августа по 10 октября 2022 г. Выход из порта Мурманск, возвращение — в порт Калининград с промежуточным заходом в порт Мурманск 26–27 сентября.

Основными задачами экспедиции являлись:

1. Проведение картирования рельефа и верхней осадочной толщи по трассе Северного Морского пути и в районах освоения нефтегазовых месторождений в морях западного сектора российской Арктики. Обоснование наиболее вероятного сценария развития природных обстановок западного арктического шельфа РФ, уточнение границ распространения покровных оледенений на шельфе западной Арктики.

2. Изучение современных опасных природных процессов в районах исследований. Особую опасность на шельфе арктических морей представляют области повышенной газонасыщенности и разрывные нарушения.

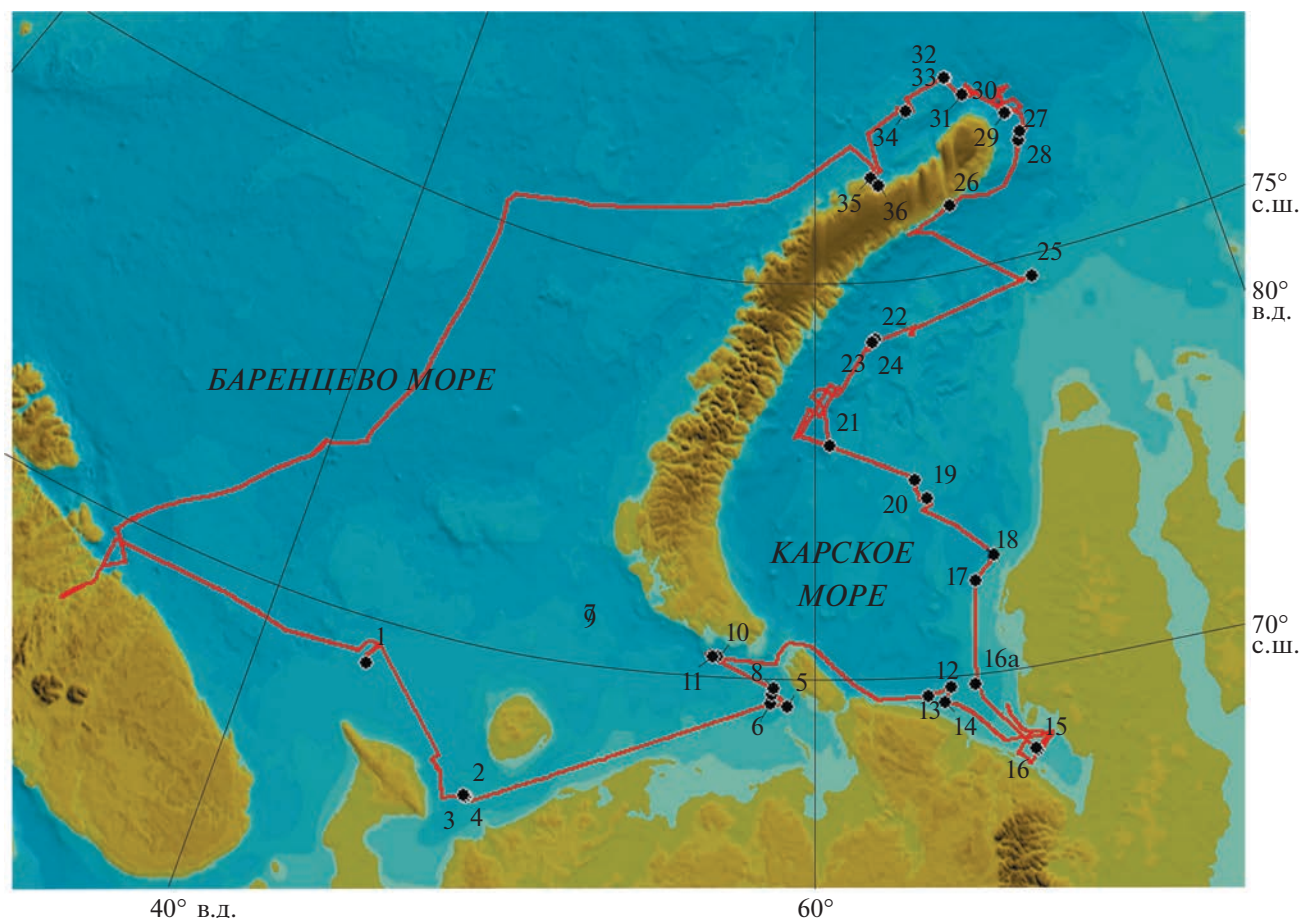


Рис. 1. Карта-схема района работ 49-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». Маршрут движения судна показан красной линией, выполненные станции — черными кружками.

3. Уточнение границ распространения различных фаций донных осадков в Баренцевом и Карском морях, установление связи литологических типов донных осадков с формами рельефа дна различного происхождения для реконструкции процессов четвертичного осадконакопления в исследуемой акватории.

4. Исследование экзарации морского дна под воздействием морского льда и айсбергов, изучение параметров донных образований и гидродинамических характеристик.

5. Определение наличия, границ и размеров возможного простираения подводных многолетнемерзлых пород с привязкой сейсмоакустических данных к результатам бурения.

6. Разработка рекомендаций по созданию составной части комплексной системы мониторинга морского дна, водной и осадочной толщи с целью изучения опасных природных процессов.

В процессе проведения экспедиции выполнялись следующие виды работ:

— Картирование рельефа дна и верхней осадочной толщи с помощью геофизического оборудования. Помимо судового оборудования (мно-

голучевой эхолот SeaBat T-50ER и сеймопрофилограф Atlas Parasound P70), использовались эхолот-профилограф SES-2000 и многолучевой эхолот WASSP WMB-3250, приемно-передающие антенны этих приборов устанавливались на опускающуюся поворотную штангу согласно разработанной ранее схеме крепления [2].

— Гидрологическое зондирование с помощью гидрофизического зонда Seabird.

— Отбор проб воды батометрами.

— Отбор проб донных осадков дночерпателями и геологическими пробоотборниками.

— Установка новых и подъем ранее установленных донных сейсмических станций.

Всего за период экспедиции было пройдено около 8000 морских миль, выполнено 5693 морских миль промеров многолучевым эхолотом, 6546 миль промеров системой непрерывного сейсмического профилирования НСП, выполнено 11 вертикальных зондирований зондом STD, взято 6 проб донным пробоотборником и получено 19 колонок донных осадков (кернов) с помощью ударной пробоотборной трубки, установлены 4 донных сейсмических станции, под-

нято со дна 4 ранее установленные сейсмические станции. Общий план района работ с указанием сейсмопрофилей и выполненных станций приведен на рис. 1.

Были проведены комплексные геофизические, гидроакустические, геолого-геоморфологические и гидрофизические исследования на шельфе Баренцева и Карского морей. В ходе выполнения экспедиционных работ с помощью геофизического оборудования были закартированы предполагаемые области распространения различных гляциальных форм рельефа. Так, в районе, примыкающем к северной части Новой Земли, были обнаружены друмлины и ледниковые линеаменты различного масштаба и ориентировки. В Баренцевом море в заливе Русская Гавань были закартированы эскеры, а на траверзе мыса Канин Нос — предполагаемый канал стока талых ледниковых вод. Участок исследований в центральной части Карского моря к западу от п-ова Ямал представляет собой область сложно построенного рельефа с сочетанием форм структурно-тектонического, руслового и, вероятно, ледникового генезиса.

Выполненные исследования подтвердили широкое распространение современных опасных природных процессов в данном районе. В Печорском море и вблизи северной оконечности Новой Земли были обнаружены участки повышенной газонасыщенности, выделяющиеся в осадках — в виде акустических аномалий типа “яркое пятно”, локального прогибания рефлекторов и акустического осветления, а в водной толще — в виде сфокусированных факелообразных участков повышенной акустической мутности.

В экспедиции были продолжены исследования ледовой экзарации в Карском море. В Байдарцкой губе были выполнены повторные галсы, что позволило выявить новые экзарационные борозды, появившиеся в последние годы (мониторинг за несколько лет). В акваториях перед фронтами ледников Вершинского, Рождественского и Розе впервые было прослежено простираание нескольких крупных борозд, в них и на фоновых участках морского дна были отобраны керны с целью определения абсолютного возраста следов ледового экзарационного воздействия.

На полигоне вблизи п-ва Рыбачий в Баренцевом море были также выявлены многочисленные борозды ледового выпаживания, преобладающая ориентировка борозд выпаживания (СЗ—ЮВ) позволяет установить основные тренды движения айсбергов. Высокая плотность выявленных в глубоководной части этого полигона покмарков может быть обусловлена их приуроченностью к разрывным нарушениям, выделяемым здесь по геофизическим данным.

Наиболее крупнозернистые донные осадки, представленные песками разной крупности, были вскрыты на полигоне к югу от о-ва Колгуев

в зоне распространения крупных валлообразных аккумулятивных форм донного рельефа, образованных в результате действия сильных придонных течений. На остальных полигонах преобладают глинисто-алевритовые и алевритово-глинистые илы, в Баренцевом море — местами с прослоями алевро-песчаного материала. На некоторых станциях трубками вскрыты очень плотные осадки туго-пластичной консистенции (глины) с сопротивлением сдвигу до 18–20 кПа, а в одном случае — 34 кПа. Повсеместно в колонках отмечаются включения материала ледового разноса, представленного обломками песчаников, аргиллитов, кварцитов, гнейсов, гранитоидов гравийной и щебнистой размерности; максимальный поднятый размер обломка — около 12 см в поперечнике. После проведения лабораторных анализов отобранных проб и определения литологических и генетических типов отложений будут определены границы распространения различных литолого-фациальных зон.

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

Источники финансирования. Финансирование участия в экспедиции сотрудников ИО РАН осуществлялось в рамках тем госзадания ИО РАН № FMWE-2021-0005, № FMWE-2021-0004, № FMWE-2021-0015, № FMWE-2021-0016, финансирование сотрудников ГИН РАН осуществлялось за счет темы № FMUN-2019-0076. Картирование проявлений процессов дегазации на шельфе Баренцева и Карского морей производилось за счет средств проекта РНФ № 22-77-10091. Исследования ледово-экзарационного рельефа морского дна выполнялись за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20038).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dmitrevskii N.N., Anan'ev R.A., Meluzov A.A. et al.* Geological-acoustic Studies in the Laptev Sea during the Voyage of the Vladimir Buinitskii // *Oceanology*. 2014. V. 54. № 1. P. 116–119.
2. *Dmitrevskiy N.N., Ananyev R.A., Libina N.V. et al.* Utilizing a Seismoacoustic Complex for the Study of the Upper Sedimentary Stratum and Seafloor Relief in East Arctic // *Oceanology*. 2013. V. 53. № 3. P. 368–373.
3. *Nikiforov S.L., Ananiev R.A., Dmitrevskiy N.N. et al.* Geological and Geophysical Studies on Cruise 41 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov in Arctic Seas in 2019 // *Oceanology*. 2020. V. 60. № 2. P. 295–296.
4. *Nikiforov S.L., Sorokhtin N.O., Ananiev R.A. et al.* Comprehensive Research in the Western Arctic Seas on Cruise 49 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov in 2020 // *Oceanology*. 2021. V. 61. № 3. P. 439–441.
5. *Nikiforov S.L., Sorokhtin N.O., Dmitrevskiy N.N. et al.* Researches in Cruise 38 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov in the Barents Sea // *Oceanology*. 2019. V. 59. № 5. P. 801–802.

Geological and Geophysical, Geomorphological and Hydrophysical Investigations in Barents and Kara Seas during the Cruise 51 of the R/V *Akademik Boris Petrov* in 2022

**S. L. Nikiforov^{a, #}, N. O. Sorokhtin^a, R. A. Ananiev^a, N. N. Dmitrevskiy^a,
E. A. Moroz^b, A. G. Roslyakov^{a, c}, O. V. Kokin^{b, c}**

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

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

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

Comprehensive geological and geophysical, geomorphological and hydrophysical studies carried out on the R/V *Akademik Boris Petrov* in the eastern part of the Barents Sea and the western part of the Kara Sea in the fall of 2022. The research included multibeam echo sounding and seismic profiling, hydrological sounding, as well as sampling of water and sediments in the areas of oil and gas fields' development and along the Northern Sea Route. The expedition studied the structure of the seabed relief and the upper sedimentary strata on the polygons of detailed investigations. The areas of distribution of various glacial landforms and modern geohazards specified during the expedition.

Keywords: Barents-Kara shelf, seabed relief, glaciation, geohazards

УДК 551.35,551.46

ИССЛЕДОВАНИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В 61-ом РЕЙСЕ НИС “АКАДЕМИК ИОФФЕ”

© 2023 г. М. О. Ульянова^{1, 2, *}, В. В. Сивков^{1, 2}, С. В. Александров^{1, 3}, Е. С. Бубнова^{1, 2},
А. А. Гусев^{1, 3}, Е. В. Дорохова^{1, 2}, Е. Е. Ежова¹, Т. Р. Еремина⁴, М. В. Капустина¹

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

²Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград, Россия

³Атлантический филиал “Всероссийского научно-исследовательского института
рыбного хозяйства и океанографии”, Калининград, Россия

⁴Российский государственный гидрометеорологический университет,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: marioches@mail.ru

Поступила в редакцию 13.10.2022 г.

После доработки 14.10.2022 г.

Принята к публикации 16.02.2023 г.

В 61-ом рейсе НИС “Академик Иоффе” (28 июня–12 июля 2022 г.) выполнены комплексные океанологические съемки в российских секторах Юго-Восточной Балтики и Финского залива. В условиях многолетнего отсутствия “больших” затоков североморских вод в глубинных водах продолжает развиваться гипоксия и аноксия. В восточной части Гданьской впадины впервые идентифицирован контуритовый дрейф, сформированный в литориновую фазу Балтийского моря. Выполнена очередная комплексная съемка на морской площадке калининградского карбонового полигона и проведена V Международная летняя школа “Береговая зона моря: исследования, управление и перспективы”.

Ключевые слова: Балтийское море, Гданьская впадина, Финский залив, аноксия, гипоксия, карбоновый полигон, контуритовый дрейф

DOI: 10.31857/S0030157423050180, EDN: HBPWCA

В 61-ом рейсе НИС “Академик Иоффе” (28 июня–12 июля 2022 г.) исследованы природные комплексы в российских секторах Балтийского моря (рисунок 1). Продолжены наблюдения на морской площадке калининградского карбонового полигона, организованного в 2021 г. в юго-восточной части Гданьского бассейна [3].

Гидрофизические измерения проводили на станциях многоканальными зондами Sea&Sun Tech CTD 90M и Idronaut Ocean Seven 316 Plus. Пробы воды отбирали гидрологическим комплексом Hydrobios MWS12 Slimline с батометрами Нискина. На борту судна определяли содержание кислорода, восстановленных соединений серы, рН, фосфатов, нитритов, силикатов, взвеси. Пробы воды для определения биогенных элементов и метана переданы в береговые лаборатории. Исследования акустической структуры донных осадков проводили с использованием судового параметрического профилографа Innomax SES-2000 Деер-36. Отбор донных осадков выполняли ударными геологическими трубками, в т.ч. герметичной, и дночерпателем Ван Вина. На судне

осуществляли литологическое описание осадков, определение магнитной восприимчивости, рентгенофлюоресцентный анализ. Выполнена экспериментальная экспозиция дрейфующей седиментационной ловушки.

Определяли фотосинтетическую активную радиацию, потенциальную фотосинтетическую способность, содержание хлорофилла “а” в морской воде, выполняли отбор проб бактериопланктона, фитопланктона, зоопланктона, ихтиопланктона и зообентоса.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидролого-гидрохимические исследования. В Гданьской впадине оксиклин (0–8 мл/л) находился в галоклине и несколько выше него на глубинах 40–85 м и был приподнят в ЮВ направлении. В нижней части оксиклина был отмечен четко выраженный промежуточный нефелоидный слой, предположительно биогеохимического происхождения [1]. Над Гданьско-Готландским порогом он находился непосредственно у дна, т.е. стано-

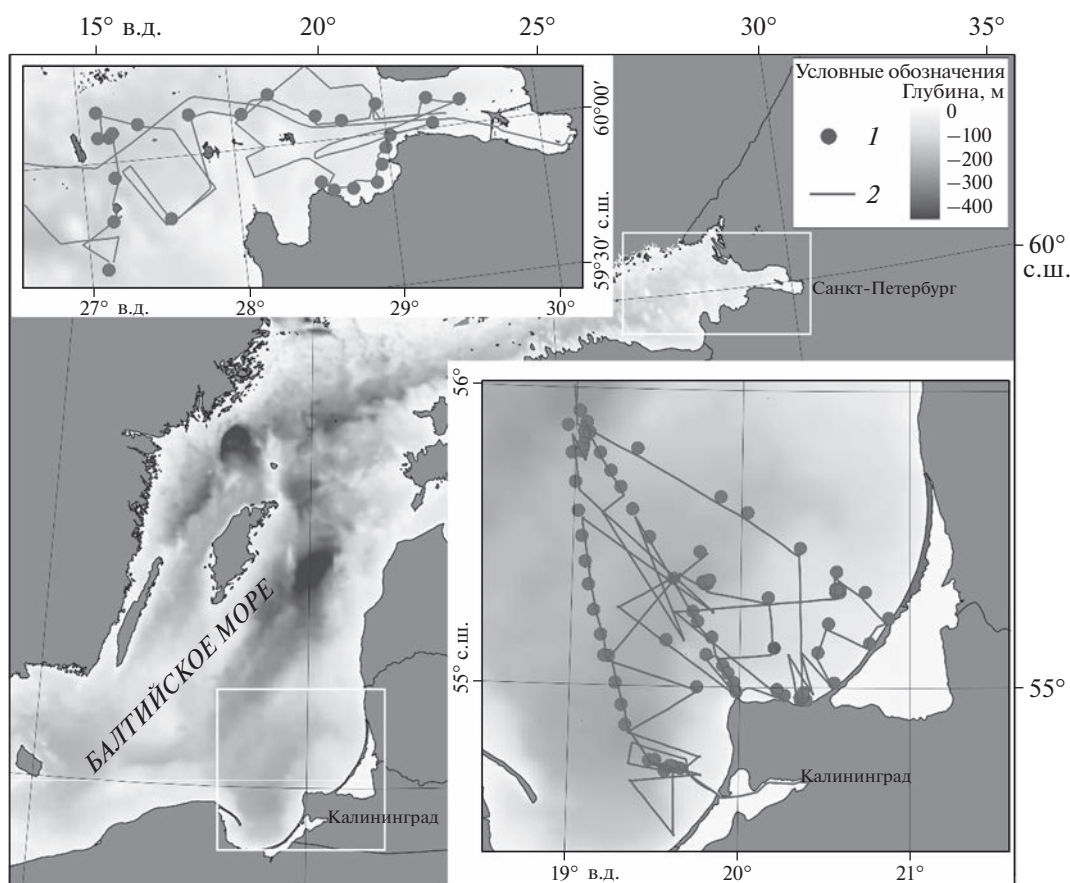


Рис. 1. Район экспедиционных работ в 61-м рейсе НИС “Академик Иоффе”: 1 — океанологические станции, 2 — геоакустическое профилирование.

вился придонным нефелоидным слоем. Аноксия отмечена в глубинных водах на расстоянии до 20 м от дна. Концентрация растворенного сероводорода достигала здесь 2.2 мг/л, причем не в центре, а на периферии впадины на глубинах около 90 м. Следовые количества сероводорода (до 0.035 мг/л) были зафиксированы и выше галоклина — до горизонта 45 м. В условиях аноксии и гипоксии отмечены максимальные значения фосфатов (>180 мкг/л).

В Финском заливе восточнее о. Гогланд также отмечена придонная гипоксия в сочетании с максимальными значениями концентрации фосфатов (до 175 мкг/л). В поверхностных водах содержание кислорода снижалось с 8 до 6 мл/л в направлении устья р. Невы, максимальные концентрации нитритов (1.8 мкг-ат/л) были отмечены у устья р. Невы. По мере удаления от устья максимум нитритов заглублялся до горизонта 10–20 м.

Гидробиологические исследования. В юго-восточной части Балтийского моря концентрация хлорофилла “а” соответствовала в основном низкому уровню эвтрофирования вод (< 2 мкг/л) и возрастала до среднего уровня эвтрофирования только у северного побережья Калининградской области.

В открытом море при мощности фотического слоя ~21 м отмечены проявления подповерхностной фазы цианобактериального “цветения” моря. Преобладали потенциально-токсичный *Aphanizomenon flosaquae* и токсичная *Nodularia spumigena*. В прибрежной зоне отмечена поверхностная фаза “цветения” с доминированием по биомассе *Aph. flosaquae*. В составе зоопланктона не отмечено значительного развития чужеродной понто-каспийской кладоцеры *Cercopagis pengoi*. В прибрежной зоне выявлено присутствие нескольких групп беспозвоночного нектона (Mysida, Amphipoda, Decapoda), два вида личинок рыб *C. pengoi*. В зообентосе прибрежной зоны выявлено присутствие ювенильных особей разных видов моллюсков и их планктонных личинок. На участке дна, находящемся под влиянием техногенных расколов, поступающих в море в результате размыва пермских соляных пластов [5], отмечено появление ареала глинистых песков, что может быть следствием гидротехнических работ по прокладке подводного трубопровода. В эрозионной долине на склоне Восточно-Готландской впадины (глубины от 80 до 120 м), как и в предыдущие годы [2],

отмечены двустворчатые моллюски *Astarte borealis*, состояние популяции которых свидетельствует о наличии перетока придонных насыщенных кислородом (более 2 мл/л) вод из Слупского желоба в Готландскую впадину [4]. В Финском заливе чужеродный рачок *C. pengoi* повсеместно был массовым видом.

Геолого-геофизические исследования. У подножия восточного склона Гданьской впадины впервые отмечена вытянутая депрессия рельефа (1–2 м) с примыкающим клиновидным телом литориновых и пост-литориновых осадков. Такое сочетание — геоморфологический признак контуритовых дрефтов, распространенных, в том числе, и в Балтийском море [6]. Здесь они формируются придонными течениями североморских вод. В контуритах отмечены акустические аномалии, связанные с газонасыщением осадков. В морских илах, по сравнению с осадками озерных стадий, отмечены пониженные значения магнитной восприимчивости и содержания терригенных элементов. Повышенное содержание свинца и цинка в пост-литориновых осадках обусловлено антропогенным влиянием.

Источники финансирования. Гидролого-гидрохимические и гидробиологические исследования выполнены в рамках госзадания ИО РАН (темы №№ FMWE-2021-0012, FMWE-2021-0007), исследование контуритового дрефта выполнено в рам-

ках гранта РНФ № 22-17-00170. Работы на карбонном полигоне выполнены по госзаданию Минобрнауки РФ, тема № FZWM-2023-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сивков В.В., Журов Ю.И. О специфике скоплений взвеси во впадинах Балтийского моря // Океанология. 1991. Т. 31. № 6. С. 1060–1066.
2. Ульянова М.О., Сивков В.В., Баширова Л.Д. и др. Океанологические исследования Балтийского моря в 56-м рейсе ПС “Академик Иоффе” // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 162–164.
3. Ульянова М.О., Сивков В.В., Баширова Л.Д. и др. Океанологические исследования Балтийского моря в 51-м рейсе ПС “Академик Сергей Вавилов” // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 667–669.
4. Krek A., Gusev A., Krek E. et al. The pathway of the water exchange over the Gdansk-Gotland Sill of the Baltic Sea and its impact on habitat formation during the stagnation period // Oceanologia. 2021. V. 63(2). P. 163–178.
5. Krek A., Gusev A., Krek E. et al. Impact of the brine discharge on the bottom ecosystem of the Sambia Peninsula coast (South-Eastern Baltic Sea) // Regional Studies in Marine Science. 2022. 102673.
6. Sivkov V., Gorbatskiy V., Kuleshov A., Zhurov Y. Muddy contourites in the Baltic Sea: an example of a shallow-water contourite system // Geological Society Memoir. 2002. V. 22(1). P. 121–136.

Research of the Baltic Sea in the 61 Cruise of the R/V *Akademik Ioffe* (June–July 2022)

M. O. Ulyanova^{a, b, #}, V. V. Sivkov^{a, b}, S. V. Aleksandrov^{a, c}, E. S. Bubnova^{a, b},
A. A. Gusev^{a, c}, E. V. Dorokhova^{a, b}, E. E. Ezhova^a, T. R. Eremina^d, M. V. Kapustina^a

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

^bImmanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

^cAtlantic Branch of the Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Kaliningrad, Russia

^dRussian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia

[#]e-mail: marioches@mail.ru

In the 61st cruise of the R/V *Akademik Ioffe* (June 28–July 12, 2022), complex oceanographic survey was carried out in the Russian sectors of the South-Eastern Baltic Sea and the Gulf of Finland. In the conditions of long-term absence of major inflows of North Sea waters, hypoxia and anoxia continue to develop in deep waters. In the eastern part of the Gdansk Deep, a contourite drift was identified for the first time, formed during the Littorina phase of the Baltic Sea. Together with the Kant Baltic Federal University, complex study was carried out on the offshore site of the Kaliningrad carbon polygon and the V International Summer School “Coastal zone of the sea: research, management and prospects” was held.

Keywords: Baltic Sea, Gdansk Basin, Gulf of Finland, hypoxia, Kaliningrad carbon polygon, contourite drift

К ЮБИЛЕЮ Л.И. ЛОБКОВСКОГО

DOI: 10.31857/S0030157423050064, EDN: ORFRSQ



26 марта 2023 г. исполнилось 75 лет научному руководителю Геологического направления ИО РАН академику Леопольду Исаевичу Лобковскому.

Леопольд Исаевич родился в Москве, в 1972 г. окончил механико-математический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, специализировался на кафедрах химической механики, аэромеханики и газовой динамики. Затем он поступил в Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, в котором проработал 50 лет, пройдя путь от младшего до главного научного сотрудника, заведующего Лабораторией сейсмологии и геодинамики (преобразованной в 2017 г. в Лабораторию геодинамики, георесурсов, георисков и геоэкологии) с 1994 г., заместителя директора ИО РАН по Геологическому направлению (1993–2018 гг.).

В 1975 г. Л.И. Лобковский защитил кандидатскую диссертацию “Геомеханическая модель зон субдукции”, в 1985 г. защитил докторскую диссертацию “Характер геодинамических процессов, геофизических полей и сейсмичности в зонах спрединга и субдукции”. В 2008 г. Леопольд Исаевич был избран членом-корреспондентом

РАН, а в 2019 г. — академиком РАН в Отделении наук о Земле.

В 2009 г. Л.И. Лобковский стал заведующим новой кафедрой “Информационные технологии освоения шельфа”, а с 2018 г. — заведующим Лабораторией геофизических исследований Арктики и континентальных окраин Мирового океана в Московском физико-техническом институте.

Академик Л.И. Лобковский — всемирно признанный ученый в области тектоники и геодинамики, внесший весомый вклад в развитие морской геофизики и теории тектоники литосферных плит. Его методология исследований связана с применением к проблемам геологии, тектоники и геодинамики методов механики сплошной среды.

Л.И. Лобковский — автор обобщающих концепций двухъярусной тектоники плит и тектоники деформируемых литосферных плит, геодинамических моделей эволюции Арктики и Восточной Азии, “клавишной” математической модели циклов сильнейших цунамигенных землетрясений, комплексных геодинамических моделей процессов спрединга и субдукции океанской литосферы. Он сформулировал новый механизм погружения нефтегазоносных осадочных бассейнов, разработал термохимическую модель мантийной конвекции, на основе которой было выполнено численное моделирование глобальной эволюции Земли на всем протяжении ее истории.

На основе созданной клавишной модели циклов сильнейших цунамигенных землетрясений Л.И. Лобковским были предсказаны подобные землетрясения в Центральных Курилах в 2006–2007 гг. и промоделированы процессы распространения волн цунами в Тихом океане, в Охотском и Черном морях. Клавишная модель получила прямое подтверждение данными космической геодезии при анализе ряда очагов сильнейших землетрясений в XXI веке: Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. в Центральных Курилах, сильнейшего землетрясения Мауле 2010 г. в Чилийской зоне субдукции, сильнейшего землетрясения Тохоку 2011 г., вызвавшего катастрофическое цунами и разрушение Японской атомной станции Фукусима.

В 2010–2012 гг. Л.И. Лобковский руководил большим коллективом ученых РАН, который выполнил работу по заказу Федерального агентства

по недропользованию: “Построение плитотектонических реконструкций и модели напряженного состояния литосферы Арктического региона в связи с обоснованием внешней границы континентального шельфа РФ в Арктике”. Созданная Л.И. Лобковским субдукционно-конвективная геодинамическая модель эволюции литосферы Арктического региона на период верхней юры, мела и кайнозоя стала составной частью обоснования заявки РФ в Комиссию ООН на установление внешней границы континентального шельфа России в Арктике. В начале 2023 г. заявка России получила официальное одобрение Комиссии ООН по границам континентального шельфа.

В начале 2000-х гг. Л.И. Лобковский организовал Каспийский филиал ИО РАН в Астрахани, на базе которого проводятся комплексные геолого-геофизические и экологические исследования Каспийского моря и осуществляется научное сопровождение крупных нефтегазовых проектов. В частности, впервые в России разработана и внедрена система непрерывного геодинамического мониторинга процесса нефтегазодобычи на шельфе на месторождении им. Ю. Корчагина НК “Лукойл” в Северном Каспии с помощью донных станций, соединенных кабелями с платформой.

Особо следует отметить недавние работы Л.И. Лобковского, посвященные аномальным процессам, происходящим в Арктике и Антарктике, с которыми связаны такие опасные природные явления как глобальное потепление климата, интенсивное разрушение крупных ледников, грозящее подъемом уровня Мирового океана — сегодня эти явления считаются одним из главных вызовов для современной цивилизации. В этой области исследований Л.И. Лобковский выдвинул новую геодинамическую концепцию, основанную на сейсмогенно-триггерной гипотезе резкого повышения эмиссии метана и потепления климата в Арктической зоне и большого ускорения движения и разрушения покровно-шельфовых ледников в Антарктике — явлений, которые неожиданно начали проявляться с конца 70-х годов

прошлого столетия и продолжают активно развиваться в наши дни.

Л.И. Лобковский — автор более 250 научных работ и 10 монографий. Широкое признание получила книга “Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит” (1988). Наиболее крупной обобщающей работой является монография (написанная совместно с В.Е. Хайным и А.М. Никишиным) “Современные проблемы геотектоники и геодинамики” (2004). Л.И. Лобковский инициировал и выступил ответственным редактором и соавтором серии книг “Мировой океан”, в рамках которой вышли первые три тома: Т. 1: “Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане”; Т. 2: “Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли”; Т. 3: “Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты”.

Л.И. Лобковский является членом редколлегий журналов “Океанология”, “Океанологические исследования”, “Вулканология и сейсмология”, “Арктика: экология и экономика”. Он — член Научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики, член рабочей группы Совета по вопросам развития Дальнего Востока, Арктики и Антарктики при Совете Федерации Федерального Собрания Российской Федерации.

Л.И. Лобковский — лауреат премии имени И.М. Губкина РАН (совместно с А. Забанбарк) — за монографию “Геологическое строение и нефтегазоносность современных и древних континентальных окраин Атлантического океана” (за 2022 г.).

Л.И. Лобковский — председатель диссертационного совета Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, член диссертационных советов Геологического института РАН и Института динамики геосфер РАН.

Редакция журнала “Океанология”, коллеги и друзья поздравляют Леопольда Исаевича с юбилеем, желают крепкого здоровья, радости творчества, оптимизма, успехов во всех его делах.