

СОДЕРЖАНИЕ

Том 61, номер 4, 2021

Физика моря

Два режима взаимодействия атмосферы и океана в Атлантическом секторе Арктического бассейна

Н. В. Михайлова, Т. М. Баянкина, А. А. Сизов 509

Исследование роли солёности в глобальном распределении потока плотности поверхностных вод в Мировом океане на примере 2014 года

В. М. Кукушкин, М. Ю. Маркина, С. К. Гулев, С. А. Добролюбов 517

Экстремальные штормовые нагоны в Финском заливе: частотно-спектральные свойства и влияние низкочастотных колебаний уровня моря

И. П. Медведев, Е. А. Куликов 528

Химия моря

Первые определения концентрации метана в проливе Антарктик (Южный океан)

Н. С. Полоник, А. Л. Пономарева, Р. Б. Шакиров, А. И. Обжиров 539

Особенности распределения газов в верхнем слое осадков в системе континентальный шельф моря Лаптевых–Ледовитый океан

*В. С. Севастьянов, В. Ю. Федулова, А. В. Стенников, О. В. Кузнецова,
С. Г. Наймушин, Н. В. Душенко, А. П. Кривенко* 543

Морская биология

Встречаемость и распределение китообразных в северо-восточной части Черного моря

*А. Д. Чернецкий, В. В. Краснова, А. Н. Болтунов, Е. М. Панова, А. В. Агафонов,
Р. А. Беликов, Е. А. Беликова* 560

Морская геология

Особенности формирования скоростей осадконакопления и абсолютных масс донных осадков в западной части Черного моря

Н. Н. Терещенко, А. В. Пархоменко 572

Осадочные волны юго-восточного шельфа Баренцева моря (п-ов Канин–Чешская губа)

*С. Л. Никифоров, Р. А. Ананьев, Н. Н. Дмитриевский, Н. В. Либина,
Н. О. Сорохтин, Е. А. Сухих, А. А. Разумовский, Г. А. Торопов* 585

Источники материала поверхностных донных осадков востока Восточно-Сибирского моря (реконструкция по геохимическим данным)

А. В. Маслов 592

Палеоокеанология Азовского моря в голоцене (по данным бурения и изучения малакофауны на косе Долгой)

Г. Г. Матишов, В. В. Польшин, Е. П. Коваленко, К. С. Григоренко 609

Физическое моделирование структурообразования на ранних стадиях разделения Иберии и Ньюфаундленда

Е. П. Дубинин, А. Л. Грохольский, А. О. Ращупкина 620

Космогеологическая индикация морфоструктурных элементов побережий и дна прилегающих акваторий (залив Петра Великого, Японское море)

А. А. Гаврилов 633

Приборы и методы исследований

Звукоподводная связь с использованием вертикальных приемных антенн
в мелководных акваториях с ледовым покровом

М. В. Волков, А. А. Луньков, В. Г. Петников, А. В. Шатравин

649

Информация

Экспедиционные исследования в Балтийском море в 55-м рейсе ПС “Академик Иоффе”

*А. В. Крек, Е. В. Крек, Е. Е. Ежова, В. Т. Пака, А. А. Кондрашов, А. Р. Данченков,
Н. Э. Багиров, Е. А. Кудрявцева, Е. С. Бубнова, А. Ю. Сергеев, С. В. Александров*

662

Геологические исследования верхней осадочной толщи Чаунской губы в 60-м рейсе
научно-исследовательского судна “Академик Опарин”

*А. С. Ульяновцев, А. Н. Чаркин, В. Л. Семин, Л. А. Киреенко, С. А. Боцул,
А. Э. Леусов, П. Ю. Семкин, С. П. Кукла*

666

Исследование состояния и изменчивости окружающей среды Японского моря
в 58-м рейсе НИС “Академик Опарин”

*В. Б. Лобанов, А. Ф. Сергеев, Г. Ким, С. Нам, Е. Н. Марьина, Х. Хан, О. С. Попов,
П. П. Тищенко, Г. А. Власова, С. А. Зверев, Б. Ким, Е. Ким, С. Ю. Ким, А. Э. Леусов,
И. Ли, Х. Ли, Х. Ли, А. А. Марьяш, И. А. Прушковская, Я. Н. Рудых, Ё. Рю,
А. А. Рюмина, С. Г. Сагалаев, П. Ю. Семкин, Х. Сё, В. Цой, С. Х. Чён, Ч. Чой,
М. Г. Швецова, Е. М. Шкирникова, О. А. Уланова, Н. В. Шлык*

669

CONTENTS

Vol. 61, No. 4, 2021

Marine Physics

- Two Modes of Interaction of the Atmosphere and the Ocean in the Atlantic Sector of the Arctic Basin
N. V. Mikhailova, T. M. Bayankina, A. A. Sizov 509
- The Role of Salinity in the Global Distribution of Surface Density Fluxes in 2014
V. M. Kukushkin, M. Yu. Markina, S. K. Gulev, S. A. Dobrolyubov 517
- Extreme Storm Surges in the Gulf of Finland: Frequency-Spectral Properties and the Impact of Low-Frequency Sea Level Oscillations
I. P. Medvedev, E. A. Kulikov 528
-

Marine Chemistry

- Methane Distribution in the Strait of Antarctic (Antarctic Sound), Antarctica
N. S. Polonik, A. L. Ponomareva, R. B. Shakirov, A. I. Obzhirov 539
- Gas Distribution Features in the Upper Layer of Marine Sediments in the Profile “Continental Shelf of Laptev Sea–Arctic Ocean”
V. S. Sevastyanov, V. Yu. Fedulova, A. V. Stennikov, O. V. Kuznetsova, S. G. Naimushin, N. V. Dushenko, A. P. Krivenko 543
-

Marine Biology

- Occurrence and Distribution of Cetaceans in the Northeastern Part of the Black Sea
A. D. Chernetsky, V. V. Krasnova, A. N. Boltunov, E. M. Panova, A. V. Agafonov, R. A. Belikov, E. A. Belikova 560
-

Marine Geology

- Features of Formation of the Sedimentation Rate and the Mass Accumulation Rate in the Western Black Sea Bottom Sediments
N. N. Tereshchenko, A. V. Parkhomenko 572
- Sedimentary Waves of the Southeastern Part of the Barents Sea Shelf (Kanin Peninsula–Cheshskaya Bay)
S. L. Nikiforov, R. A. Ananiev, N. N. Dmitrevsky, N. V. Libina, N. O. Sorokhtin, E. A. Sukhikh, A. A. Razumovskii, G. A. Toropov 585
- Sources of Bottom Sediments in the East Part of Eastern Siberian Sea (Reconstruction on Geochemical Data)
A. V. Maslov 592
- Paleoceanology of the Azov Sea in Holocene (Based on Geological Examination Data and Investigation of Malacofauna on the Dolgaya Spit)
G. G. Matishov, V. V. Polshin, E. P. Kovalenko, K. S. Grigorenko 609
- Physical Modeling of Structure Forming on the Early Stages of Iberia – Newfoundland Separation
E. P. Dubinin, A. L. Grokholsky, A. O. Rashchupkina 620
- The Space Geological Indication of Morphostructural Elements of Coasts and Bottom of Adjacent Water Areas (Peter the Great Bay, the Sea of Japan)
A. A. Gavrilov 633
-

Instruments and Methods

Underwater Acoustic Communication in Ice-Covered Shallow Water Areas
with Vertical Receiver Arrays

M. V. Volkov, A. A. Lunkov, V. G. Petnikov, A. V. Shatravin

649

Information

Field Research in the Baltic Sea during 55th Cruise of the P/V *Akademik Ioffe*

*A. V. Krek, E. V. Krek, E. E. Ezhova, V. T. Paka, A. A. Kondrashov, A. R. Danchenkov,
N. E. Bagirov, E. A. Kudryavtzeva, E. S. Bubnova, A. Yu. Sergeev, S. V. Aleksandrov*

662

Geological Studies of the Upper Sedimentary Strata of the Chaunskaya Bay
during the 60th Cruise of R/V "Akademik Oparin"

*A. S. Ulyantsev, A. N. Charkin, V. L. Syomin, L. A. Kireenko, S. A. Botsul, A. E. Leusov,
P. Yu. Semkin, S. P. Kukla*

666

Study of the State and Variability of Marine Environment in the Japan/East Sea
in the 58th Cruise of the R/V *Akademik Oparin*

*V. B. Lobanov, A. F. Sergeev, G. Kim, S. Nam, E. N. Maryina, H. Han, O. S. Popov,
P. P. Tishchenko, G. A. Vlasova, S. A. Zverev, B. Kim, Y. Kim, S. Y. Kim, A. E. Leusov,
I. Lee, H. Lee, H. Lee, A. A. Mariaysh, I. A. Prushkovskaya, Y. N. Rudykh, Y. Ryu,
A. A. Ryumina, S. G. Sagalaev, P. Y. Semkin, H. Seo, V. Tsoi, S. H. Jeong, J. Choi,
M. G. Shvetsova, E. M. Shkirmikova, O. A. Ulanova, N. V. Shlyk*

669

УДК 551.465.7

ДВА РЕЖИМА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА В АТЛАНТИЧЕСКОМ СЕКТОРЕ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

© 2021 г. **Н. В. Михайлова**¹, Т. М. Баянкина^{1, *}, А. А. Сизов^{1, **}¹Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

*e-mail: bayankina_t@mail.ru

**e-mail: sizov_anatoliy@mail.ru

Поступила в редакцию 16.06.2018 г.

После доработки 10.08.2019 г.

Принята к публикации 14.02.2021 г.

В работе рассматривается влияние главной моды межгодовой изменчивости климатической системы Северной Атлантики – Североатлантического колебания (САК) – на гидрофизические и гидрометеорологические характеристики североευропейских морей. Предложена новая схема взаимодействия океана и атмосферы в атлантическом секторе Арктического бассейна. В положительную фазу САК уменьшается объем поступления атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив в Норвежское море, а также их удельная теплоотдача в атмосферу. Циклоническая деятельность над окраинными морями Евро-Азиатского шельфа зимой в положительную фазу САК активизируется. Траектории циклонов смещены к северу, что способствует адвекции теплого воздуха на акваторию североευропейских морей, причем в районе Баренцева моря повышается частота ветров южных направлений. Температура воды в этот период в Нордкапском течении повышается, а ледовитость Баренцева моря снижается. Процессы в системе океан–атмосфера–лед Западной Арктики в отрицательную фазу САК протекают в противоположном направлении. Эти выводы получены для временного интервала, характеризованного отрицательными значениями индекса Атлантической мультideкадной осцилляции (АМО). В положительную фазу АМО, которая стала преобладать в 2000-х гг., процессы в системе океан–атмосфера–лед Баренцева моря происходили, по-видимому, в основном под воздействием адвекции атлантических вод повышенной температуры.

Ключевые слова: Арктический бассейн, Североатлантическое колебание, Атлантическая мультideкадная осцилляция, адвекция тепла, ледовитость

DOI: 10.31857/S0030157421030096

ВВЕДЕНИЕ

Взаимодействие пограничных слоев атмосферы и океана в атлантическом секторе Арктического бассейна регулируется циркуляцией атмосферы в высоких широтах Северного полушария. Индикатором циркуляции атмосферы в атлантическом секторе Арктического бассейна является Североатлантическое колебание (САК). Сущность САК заключается в перераспределении атмосферных масс между Арктикой и субтропической Атлантикой. При этом переход из одной фазы САК в другую вызывает большие изменения в поле ветра, переносах тепла и влаги, в интенсивности, количестве и траекториях штормов и т.д. [17]. Влияние САК на атмосферные и океанические условия в Арктике является предметом многочисленных исследований [6, 11, 12, 14, 20, 23 и др.]. Наибольшее распространение получила общая схема взаимодействия Арктического океана и САК [23]. Согласно предложенной схеме, максимальное поступление вод Северной Атлантики в

бассейн Северного Ледовитого океана (СЛО) происходит в положительную фазу САК. Данное представление не противоречило результатам ряда других работ [10, 11, 14]. Поскольку атлантическая вода более теплая и более соленая, то в этом случае следовало ожидать также увеличения температуры и солености в водах Субполярного циклонического круговорота. Однако, по данным работ [6, 3], в годы с положительной фазой САК соленость и температура вод Субполярного циклонического круговорота, который занимает Лабрадорско-Исландский бассейн, ниже, чем в годы с отрицательной фазой САК. При этом наблюдается пространственное смещение границ Субполярного циклонического круговорота: восточная граница сдвигается к Исландии, а субполярный фронт – на юг. Объяснение ситуации, при которой в годы максимального переноса водных масс Северо-Атлантического течения они не поступали бы в Субполярный циклонический круговорот и наоборот, было представлено в

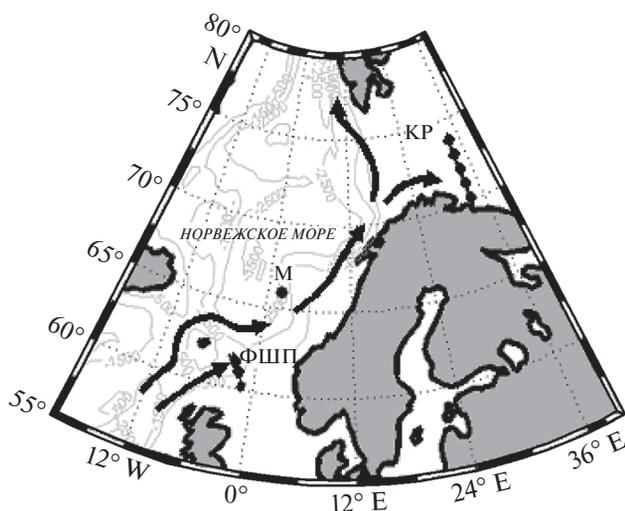


Рис. 1. Географическая карта района исследования. Серые линии – изобаты (м). Черными жирными стрелками показаны основные пути поступления атлантических вод в Арктику. Сокращения: ФШП – Фареро-Шетландский пролив, М – станция погоды “М”, КР – Кольский разрез.

работе [1]. Используя данные альтиметрии, авторы [1] показали, что в зависимости от фазы САК субполярный фронт меняет свое положение на западе и востоке Северной Атлантики, формируя благоприятные (в отрицательную фазу САК) или неблагоприятные (в положительную фазу САК) условия для притока атлантических вод в восточную часть Субполярного циклонического круговорота. Таким образом, среди исследователей не сложилось единого мнения относительно условий, при которых меняется интенсивность притока атлантических вод в моря Западной Арктики, и этот вопрос остается дискуссионным.

Цель работы состоит в выявлении особенностей процессов в верхнем слое Баренцева моря, связанных с изменчивостью притока атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив в разные фазы САК.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В настоящей работе использовались: зимний индекс САК Харрелла (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>); среднемесячные поля касательного напряжения трения приземного ветра из массива реанализа MERRA2 с пространственным разрешением $0.50^\circ \times 0.67^\circ$; среднегодовые величины расхода течений в Фареро-Шетландском проливе за 1900–1979 гг. из [4] и за 1994–2011 гг. из [7]; данные о температуре и солености на глубине 100 м на станции погоды “М” в Норвежском море (66° с.ш., 2° в.д.) за 1948–

2015 гг.; данные о концентрации льда в Баренцевом море за 1870–2015 гг. из массива HadISST центра Гадлея, Великобритания, с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$; данные о среднемесячной температуре воды в слое 0–200 м в южной части Кольского разреза (Нордкапское течение) за 1951–2015 гг. Полярного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича (<http://www.pinro.ru/15/index.php/ru/structure/labs/labhidro/kolasection>).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Основная масса атлантических вод (более 90%) поступает в СЛО через Фареро-Шетландский пролив в виде Норвежского течения и, перетекая через Фареро-Исландский хребет, в виде Фарерского течения (рис. 1). При этом на долю Фареро-Шетландского пролива приходится 56% общего объема поступления [7, 14, 24, 27].

Оценим характер связи потока атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив и индекса САК. Для исключения влияния короткопериодных (межгодовых) колебаний индекса САК он сглаживался 30-летним прямоугольным фильтром (скользящее среднее). Полученные результаты представлены на рис. 2а.

Как следует из этого рисунка, изменение интенсивности потока атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив находится в очень тесной связи с индексом САК и хорошо аппроксимируется линейной зависимостью с высокими коэффициентами детерминации ($R^2 = 0.822$ для данных из [4] и $R^2 = 0.652$ для объединенных данных [4, 7]). Следовательно, в отличие от результатов [23], в положительную фазу САК приток атлантических вод в северные моря СЛО через Фареро-Шетландский пролив уменьшается, а в отрицательную – увеличивается. Полученные выводы нашли подтверждение в работах [9, 15, 16].

Используя данные альтиметрии за 1992–2010 гг. и гидрографические данные о температуре воды, автор [9] обнаружил, что в отрицательную фазу САК в районе Фареро-Шетландского пролива аккумулируется больше теплой и соленой воды. Авторы работ [15, 16] заметили сдвиг к югу субполярного фронта и уменьшение площади поверхности океана, занимаемой атлантическими водами, особенно выраженное к северу от 55° с.ш. и в Фареро-Шетландском проливе, в годы высокого индекса САК. Минувя Фареро-Шетландский пролив, атлантическая вода распространяется вдоль побережья Норвегии. Основная масса атлантических вод поступает в Норвежское море в виде промежуточных вод [7, 19, 23] с глубиной залегания ядра от 50 до 250 м, в среднем – 100 м. Изменения объема поступления атлантических вод на

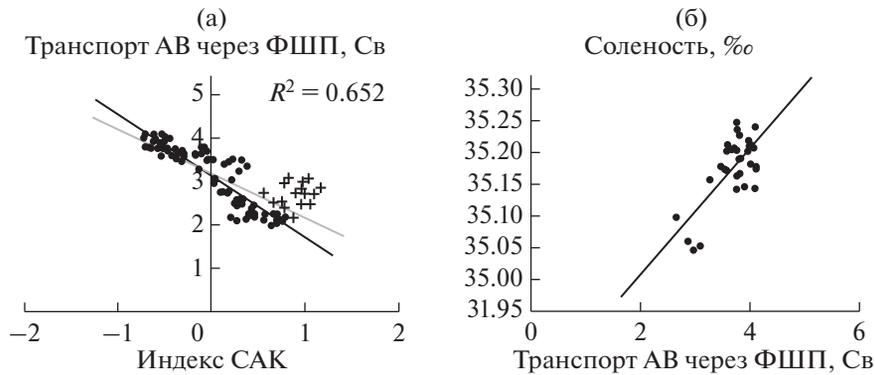


Рис. 2. Среднегодовой поток атлантических вод (АВ) через Фареро-Шетландский пролив (Св) в зависимости от индекса САК, сглаженного 30-летним скользящим средним (а), и соленость вод на глубине 100 м на станции погоды “М” в зависимости от среднегодового потока атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив (б). Точками на рис. 2а обозначены данные из [4], крестиками – данные из [7]. График линейной зависимости расхода течений в ФШП из [4] от индекса САК, полученной по методу наименьших квадратов, показан на рис. 2а черной линией, для объединенных данных из [4] и [7] – серой линией.

входе в бассейн СЛО должно неизбежно отразиться на термохалинных характеристиках местных водных масс. Наиболее длительные океанографические наблюдения в этом районе Мирового океана проводятся на станции погоды “М” (см. рис. 1). Вследствие теплообмена с атмосферой температура атлантических вод постепенно понижается, однако их соленость является более консервативной характеристикой. Как следует из рис. 2б, повышенный приток атлантических вод в Норвежское море, который характерен для отрицательной фазы САК, увеличивает соленость вод на глубине 100 м в точке “М”. И наоборот, в годы положительной фазы САК и с пониженным притоком атлантических вод соленость Норвежского моря уменьшается.

Каков же механизм воздействия САК на верхние слои океана, позволяющий регулировать режим поступления атлантических вод в высокие широты Северного полушария? На рис. 3 показаны композитные поля касательного напряжения трения ветра у поверхности в разные фазы САК. В положительную фазу САК в широтном поясе 45°–60° с.ш. усиливается западная составляющая касательного напряжения трения приземного ветра (рис. 3а). По этой причине дрейфовый перенос вод Северо-Атлантического течения носит хорошо выраженный зональный характер. Значительная часть вод Северо-Атлантического течения уходит к побережью Европы и дальше на юг [1]. Восточная граница Субполярного циклонического круговорота смещается в сторону Исландии, и приток атлантических вод в море Ирмингера и СЛО сокращается [15, 25]. При отрицательных значениях индекса САК над умеренными широтами Северной Атлантики зональная составляющая и сама величина касательного напряжения трения ветра заметно уменьшаются (рис. 3б). На фоне

ослабления атмосферного форсинга снижаются скорости Северо-Атлантического течения и интенсивность Субтропического круговорота. В этой ситуации слабая завихренность поля ветра ведет к ослаблению Субполярного циклонического круговорота, его восточная граница сдвигается в западном направлении, что позволяет соленым субтропическим водам проникать на север в большем объеме [13, 25].

Как же в этом случае объяснить наблюдающееся повышение температуры атлантических водных масс вдоль пути их распространения в положительную фазу САК? По сведениям из работы [23], положение изотермы 0.75°C в положительную фазу САК более чем на 1000 км сдвинуто на восток вдоль Сибирского континентального шельфа. Авторы работы [8] обнаружили, что в годы высокого индекса САК западная граница распространения атлантических вод в Норвежском море находится на 300 км ближе к берегу, чем в годы низкого индекса САК. Поскольку площадь поверхности атлантических вод, контактирующих с атмосферой, сокращается, то уменьшаются теплопотери вдоль пути их распространения и более теплая, чем обычно, атлантическая вода должна поступать в Баренцево море. Снижению теплопотери атлантических вод в положительную фазу САК также способствуют и атмосферные условия, о которых речь пойдет ниже.

Аномалии температуры и солености, регистрируемые в Фареро-Шетландском проливе, обнаруживаются в Баренцевом море (район Шпицбергена) через 1–2 года [12, 23]. В соответствии с этими оценками, из района станции погоды “М” в Норвежском море аномалии температуры и солености должны достичь Кольского разреза в Баренцевом море с задержкой по времени от 6 мес. до 1 года. Данные рис. 4 свидетельствуют о прак-

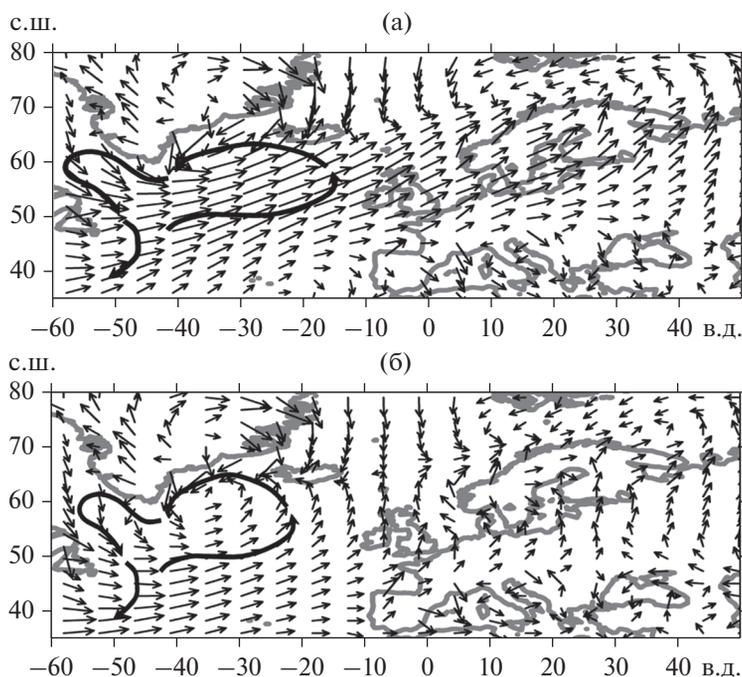


Рис. 3. Осредненное за зимний период (декабрь–март) касательное напряжение трения приземного ветра, Па/м² (тонкие стрелки), в Атлантико-Европейском регионе в годы с положительным (а) и отрицательным (б) индексом САК. Жирными стрелками показаны границы Субполярного циклонического круговорота.

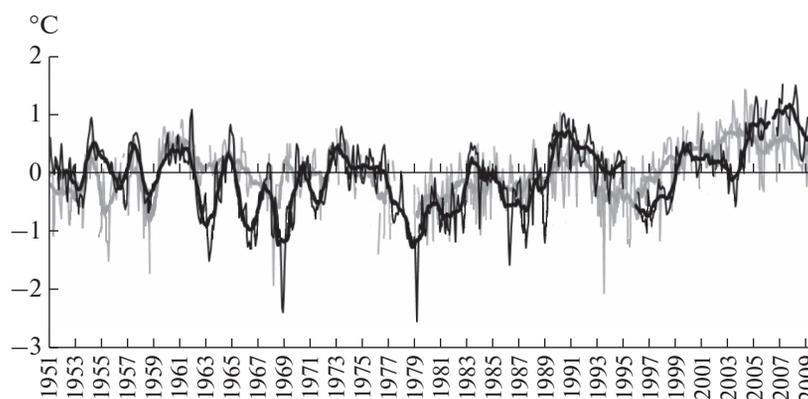


Рис. 4. Временной ход аномалий температуры воды на глубине 100 м на станции погоды “М” (тонкая серая линия), скользящих средних аномалий температуры воды на глубине 100 м на станции погоды “М”, сглаженных 13-месячным окном (жирная серая линия); аномалий температуры воды в слое 0–200 м в южной части Кольского разреза (тонкая черная линия), скользящих средних аномалий температуры воды в слое 0–200 м в южной части Кольского разреза, сглаженных 13-месячным окном (жирная черная линия).

тически синхронном временном ходе температурных аномалий на станции погоды “М” и в Нордкапском течении (южная часть Кольского разреза). Коэффициент корреляции без сдвига составил 0.56, со сдвигами “+1” год и “+2” года — соответственно 0.55 и 0.40. То есть изменения температуры в Норвежском и Баренцевом морях происходят синхронно и в одном направлении.

Более высокие температуры в Баренцевом море наблюдаются в положительную фазу САК (см.,

например, [11]). По нашим расчетам, коэффициенты корреляции аномалий температуры воды слоя 0–200 м в Нордкапском течении (как в отдельные зимние месяцы, так и осредненные за зимний период) и индекса САК варьируются в пределах 0.3–0.4. Однако, как показывает рис. 5, эта связь по времени нестационарна, хотя изменения индекса САК и аномалий температуры воды всегда происходят в одной фазе. Наиболее тесная связь ($R = 0.58$) относится к периоду 1965–

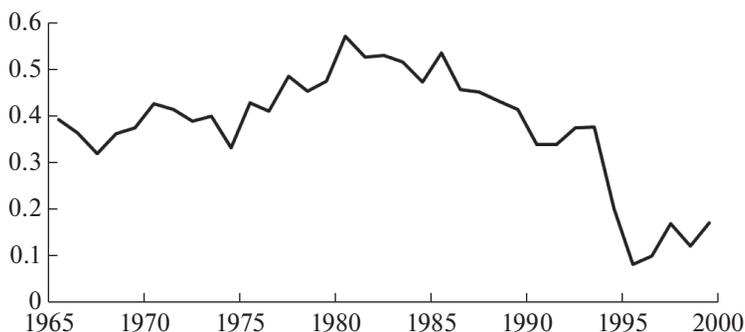


Рис. 5. 30-летняя скользящая корреляция между зимним индексом САК и осредненными за зимний период аномалиями температуры воды в слое 0–200 м в южной части Кольского разреза (Нордкапское течение). Значения коэффициентов корреляции соотнесены с центральным годом 30-летнего периода расчета.

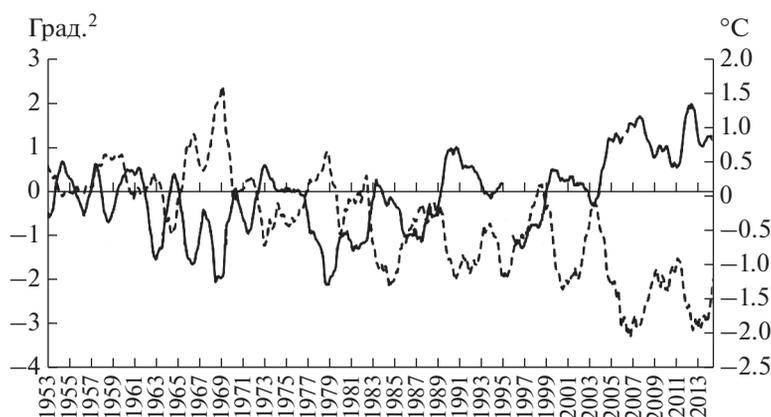


Рис. 6. Многолетний ход аномалий ледовитости Баренцева моря (пунктирная линия) и аномалий температуры воды в слое 0–200 м в Нордкапском течении (сплошная линия).

1990 гг., наиболее слабая ($R < 0.10$) – к современному климатическому периоду 1995–2009 гг. Объяснить это можно, если учитывать, что тепловые процессы в Баренцевом море управляются не только короткопериодными колебаниями притока атлантических вод, связанными с изменчивостью САК, но и с десятилетними колебаниями температуры поверхности (ТПО) Северной Атлантики, характеризуемыми индексом Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО). Как показано в [26, 30], в период 1965–1990 гг. аномалия ТПО Северной Атлантики была отрицательной (индекс АМО отрицательный). В СЛО поступали атлантические воды пониженной температуры, и приток этих вод регулировался процессами, связанными с индексом САК. В период 1995–2009 гг. стала быстро расти ТПО Северной Атлантики (индекс АМО перешел в положительную фазу и стал заметно увеличиваться). В СЛО в этот период стали поступать более теплые воды Атлантики. По-видимому, этот процесс стал преобладающим в формировании теплосодержания верхнего слоя Баренцева моря.

Режим поступления атлантических вод в бассейн СЛО оказывает влияние на границы распространения и площадь морского льда в Баренцевом море (см., например, [5]).

На рис. 6 представлен многолетний ход аномалий ледовитости¹ Баренцева моря и аномалий температуры воды в Нордкапском течении, сглаженных 13-месячным скользящим средним. Коэффициент корреляции между указанными рядами составил $R = -0.75$.

Учитывая, что в характер временной изменчивости обоих параметров значительный вклад может вносить тренд, очевидно связанный с глобальным потеплением, мы вычли тренды из рядов температуры и ледовитости, но и в этом случае корреляция сохранилась на высоком уровне $R = -0.68$. Близкие оценки связи (от -0.65 до -0.77) получены в работе [22] для границы распространения льда в Баренцевом море и темпера-

¹ Здесь и далее под ледовитостью понимается суммарная концентрация льда в Баренцевом море, которая соответствует площади льда в град.².

туры поверхности моря в регионах, наиболее подверженных влиянию атлантических вод. Таким образом, адвекция тепла с течениями, по-видимому, является основным фактором изменения ледовитости Баренцева моря.

С другой стороны, как показано в [2], вклад атмосферы в суммарную адвекцию тепла в Арктический регион может быть очень высоким (до 95%). Авторы работы [18] по данным 465-летнего численного эксперимента сделали вывод о том, что межгодовая изменчивость площади льда Баренцева моря обусловлена, главным образом, импортом или экспортом льда под воздействием локального ветра, а перенос тепла течениями играет заметно меньшую роль. В работах [21, 28] указывается на важную роль интенсивных ветров северных или южных направлений в смещении границы льда в Баренцевом море.

Известно, что изменчивость поля ветра в Атлантико-Европейском регионе также регулируется САК через изменение циклонической активности. В положительную фазу САК циклоническая активность над окраинными морями Евро-Азиатского шельфа заметно повышается [11]. Поступление теплого воздуха с циклонами ведет к уменьшению потоков тепла из океана в атмосферу из-за уменьшения разности температуры вода – воздух. Это еще одна причина того, что атлантические воды теряют меньше тепла именно в положительную фазу САК. Принципиально важной остается и траектория движения циклонов. В положительную фазу САК траектории циклонов смещены к северу [17, 29], при этом большая часть Баренцева моря попадает в область теплового сектора циклонов. Над Баренцевым морем наблюдается усиление ветра южных направлений, что способствует дрейфу ледяных полей на север и уменьшению концентрации льда на юге Баренцева моря. В отрицательную фазу САК уменьшаются количество и интенсивность циклонов, а их траектории проходят к югу от Баренцева моря, над северными районами Европейской территории России. Через акваторию Баренцева моря чаще всего проходит тыловая часть циклонов, где преобладающее направление ветра – северное. Дрейф ледяных полей Баренцева моря под действием северного ветра происходит в южном направлении. Концентрация льда увеличивается, в том числе и по причине низкой температуры воздуха.

Непосредственно рассчитанный коэффициент корреляции аномалий ледовитости Баренцева моря, из которых был выведен тренд, и зимнего индекса САК невелик ($R = -0.31$). По-видимому, это вызвано тем, что океан еще находится под воздействием атмосферных условий предыдущего года (причем уже частично модифицированных), а состояние атмосферы соответствует усло-

виям текущего года. Наложение двух сигналов от предыдущего и настоящего САК осложняет анализ взаимосвязи океанических и атмосферных характеристик в районе Баренцева моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прогноз будущих климатических изменений в Арктике невозможен без понимания физических механизмов климатических колебаний, оценки роли множества обратных связей в климатической системе полярных широт Северного полушария. Североатлантическое колебание – это главная мода межгодовой изменчивости в системе океан–атмосфера Атлантико-Европейского региона. Смена фаз САК приводит к существенным изменениям поля ветра над Северной Атлантикой, потоков тепла и влаги, интенсивности штормов, их количества и т.д.

Годы с положительной фазой САК характеризуются интенсификацией западного переноса в нижней тропосфере атлантического сектора СЛО и высокой циклонической активностью над окраинными морями Евразийского шельфа СЛО. В СЛО через Фареро-Шетландский пролив уменьшается поступление атлантической воды, но она меньше отдает тепла по пути своего распространения из-за адвекции тепла с циклонами и уменьшения разности температуры вода – воздух. Поступление, хотя и в меньшем объеме, теплых атлантических вод способствует уменьшению ледовитости Баренцева моря.

Годы с отрицательной фазой САК характеризуются ослаблением западного переноса над атлантическим сектором СЛО и низкой циклонической активностью над морями Евразийского шельфа СЛО. В это время увеличивается поступление атлантических вод в моря СЛО через Фареро-Шетландский пролив и возрастает ледовитость Баренцева моря.

Эти выводы сделаны по результатам анализа процессов, наблюдавшихся со второй половины 1960-х до начала 2000-х гг., когда в Северной Атлантике наблюдалась пониженная ТПО (отрицательная фаза индекса АМО) и межгодовые колебания температуры атлантических вод в Баренцевом море были связаны с изменчивостью процессов, определяемых индексом САК. С начала 2000-х гг. индекс АМО перешел в положительную фазу и стал заметно увеличиваться. По-видимому, с этого момента в Баренцево море стала поступать более теплая атлантическая вода, которая явилась главным фактором, определяющим тепловые процессы и ледовитость в этом регионе в 2000-е гг. Безусловно, эта упрощенная схема взаимодействия пограничных слоев атмосферы и океана в СЛО в зависимости от фазы индексов САК и АМО требует дальнейшего уточнения.

Благодарности. Авторы считают своим долгом выразить благодарность рецензентам за ценные замечания, учет которых позволил улучшить изложение материала статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме № 0827-2020-0001 “Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан–атмосфера, определяющих региональную пространственно-временную изменчивость природной среды и климата” (Шифр “Взаимодействие океана и атмосферы”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дворянинов Г.С., Кубряков А.А., Сизов А.А. и др.* Североатлантическое колебание – доминирующий фактор изменчивости циркуляционных океанических систем Северной Атлантики // Докл. АН. 2016. Т. 466. № 3. С. 345–349. <https://doi.org/10.7868/S0869565216030208>
2. Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. / Под ред. Алексеева Г.В. и др. СПб: Гидрометеоздат, 1991. 200 с.
3. *Сарафанов А.А., Соков А.В., Фалина А.С.* Потепление и осолонение Лабрадорской водной массы и глубинных вод в субполярной Северной Атлантике на 60° с.ш. в 1997–2006 гг. // Океанология. 2009. Т. 49. № 2. С. 209–221.
4. Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне / Под ред. Николаева Ю.В., Алексеева Г.В. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 128 с.
5. *Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H. et al.* Quantifying the influence of Atlantic Heat on Barents Sea ice variability and retreat // J. Clim. 2012. V. 25. P. 4736–4743. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00466.1>
6. *Bersh M., Yashayaev I., Koltermann K.P.* Resent changes of the thermohaline circulation in the subpolar North Atlantic // Ocean Dynamics. № 57. P. 223–237. <https://doi.org/10.1007/s10236-007-0104-7>
7. *Berx B., Hansen B., Østerhus S. et al.* Is the Transport of the Atlantic Water in the Faroe Shetland Channel changing? – A summary of 20 years of observations // Ocean Sci. 2013. V. 9. P. 639–654.
8. *Blindheim J., Borovkov V., Hansen B. et al.* Upper layer cooling and freshening in the Norwegian Sea in relation to atmospheric forcing // Deep Sea Res., Part I. 2000. V. 47. Iss. 4. P. 655–680. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00070-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00070-9)
9. *Chafik L.* The response of the circulation in the Faroe-Shetland Channel to the North Atlantic Oscillation // Tellus: Series A, Dynamic Meteorology and Oceanography. 2012. V. 64. P. 18423. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.18423>
10. *Curry R.G., Mc Cartney M.S.* Ocean Gyre Circulation Changes Associated with the North Atlantic Oscillation // J. Phys. Oceanogr. 2001. V. 31. № 12. P. 3374–3400. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<3374:OGCCAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<3374:OGCCAW>2.0.CO;2)
11. *Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W. et al.* The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation // J. Clim. 2000. V. 13. P. 2671–2696. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2671:TAORTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2671:TAORTT>2.0.CO;2)
12. *Furevik T.* Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996 // Deep Sea Res., Part I. 2001. V. 48. № 2. P. 383–404. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00050-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00050-9)
13. *Häkkinen S., Rhines P.B., Worthen D.L.* Warm and saline events embedded in the meridional circulation of the northern North Atlantic // J. Geophys. Res.: Oceans. 2011. V. 116(C3). C03. 006. <https://doi.org/10.1029/2010JC006275>
14. *Hansen B., Osterhus S., Turrell W.R. et al.* The inflow of Atlantic Water, heat, and salt to the Nordic Seas across the Greenland–Scotland Ridge // In: Arctic-Subarctic ocean fluxes / Eds. Dickson R.R. et al. Springer Netherlands, 2008. P. 15–43. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6774-7_2
15. *Hátún H., Sandø A.B., Drange H. et al.* Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation // Science. 2005. V. 309. P. 1841–1844. <https://doi.org/10.1126/science.1114777>
16. *Hughes S., Holliday N.P., Gaillard F., the ICES Working Group on Oceanic Hydrography.* Variability in the ICES/NAFO region between 1950 and 2009: observations from the ICES Report on Ocean Climate // ICES Journal of Mar. Sci. 2012. V. 69 (5). P. 706–719. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss044>
17. *Hurrell J.W., Deser C.* North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation // J. Mar. Syst. 2009. V. 78. P. 28–41. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.11.002>
18. *Koenigk T., Mikolajewicz U., Jungclauss J.H., Kroll A.* Sea ice in the Barents Sea: seasonal to interannual variability and climate feedbacks in a global coupled model // Climate Dynamics. 2009. V. 32. № 7. P. 1119–1138. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0450-2>
19. *Larsen K.M.H., Hátún H., Hansen B., Kristensen R.* Atlantic water in the Faroe area: Sources and Variability // ICES Journal of Mar. Sci. 2012. V. 69 (5). P. 802–808. <https://doi.org/10.1093/ICESJMS/FSS028>
20. *Marshall J., Johnson H., Goodman J.* A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation // J. Clim. 2001. V. 14. P. 1399–1421. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<1399:0142.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1399:0142.0.CO;2)
21. *Mikhailova N.V., Yurovsky A.V.* Analysis of Principal Components of the Sea Ice Concentration Fields in the Barents Sea // Physical Oceanography. 2017. V. 2. P. 11–18. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2017-2-11-18>
22. *Pavlova O., Pavlov V., Gerland S.* The impact of winds and sea surface temperatures on the Barents Sea ice extent, a statistical approach // J. Mar. Syst. 2014. V. 130. P. 248–255. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.02.011>
23. *Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A. et al.* Variability of the Intermediate Atlantic water of Arctic Ocean over the Last 100 Years // J. Clim. 2004. V. 17. № 23. P. 4485–4496. <https://doi.org/10.1175/JCLI-3224.1>

24. *Rosby T., Flagg C.N.* Direct measurement of volume flux in the Faroe-Shetland Channel and over the Iceland-Faroe Ridge // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39 (7). L07602.
<https://doi.org/10.1029/2012GL051269>
25. *Sarafanov A.* On the effect of the North Atlantic Oscillation on temperature and salinity of the subpolar North Atlantic intermediate and deep waters // *ICES Journal of Mar. Sci.* 2009. V. 66. P. 1448–1454.
<https://doi.org/10.1093/icesjms/fsp094>
26. *Serykh I.V.* Influence of the North Atlantic dipole on climate changes over Eurasia // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science.* 2016. 48(1):012004 P. 1–10.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/48/1/012004>.
27. *Shervin T., Hughes, Turrell W.R. et al.* Wind-driven monthly variations in transport and the flow field in the Faroe-Shetland Channel // *Polar Res.* 2008. V. 27. P. 7–22.
<https://doi.org/10.3402/polar.v27i1.615>
28. *Sorteberg A., Kvingedal B.* Atmospheric Forcing on the Barents Sea Winter Ice Extent // *J. Clim.* 2006. V. 19. P. 4772–4787.
<https://doi.org/10.1175/JCLI3885.1>
29. *Sorteberg A., Kvamstø N.G., Byrkjedal Ø.* Wintertime Nordic Seas cyclone variability and its impact on oceanic volume transports into the Nordic Seas // In: *The Nordic Seas: An Integrated Perspective*, *Geophys. Monogr.* V. 158. Amer. Geophys. Union. 2005. P. 137–156.
30. *Yashayaev I., Seidov D.* The role of the Atlantic Water in multidecadal ocean variability in the Nordic and Barents Seas // *Progress in Oceanography.* 2015. V. 132. P. 68–127.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.11.009>

Two Modes of Interaction of the Atmosphere and the Ocean in the Atlantic Sector of the Arctic Basin

N. V. Mikhailova^a, T. M. Bayankina^{a, #}, A. A. Sizov^{a, ##}

^a*Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia*

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

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

The paper examines the influence of the main mode of interannual variability of the North Atlantic climate system – the North Atlantic Oscillation (NAO) – on the hydrophysical and hydrometeorological characteristics of the Nordic Seas. A new scheme of the ocean–atmosphere interaction in the Atlantic sector of the Arctic basin is proposed. In the positive phase of the NAO, the volume of Atlantic water inflow through the Faroe-Shetland Canal into the Norwegian Sea decreases, as well as their specific heat transfer to the atmosphere. Cyclonic activity over the marginal seas of the Euro-Asian shelf in winter in the positive phase of the NAO becomes more active. Cyclone trajectories are displaced to the north, which contributes to the advection of warm air to the water area of the Nordic Seas, and in the Barents Sea region, the frequency of southerly winds increases. The water temperature in this period in the Nordcape Current rises, and the ice extent of the Barents Sea decreases. The processes in the ocean–atmosphere–ice system of the Western Arctic in the negative phase of the NAO proceed in the opposite direction. These conclusions were obtained for a time interval characterized by negative values of the Atlantic Multi-Decade Oscillation (AMO index). During the positive phase of AMO, which began to prevail in the 2000s, the processes in the ocean–atmosphere–ice system of the Barents Sea occurred, apparently, mainly under the influence of the advection of Atlantic waters of elevated temperature.

Keywords: Arctic Ocean, North Atlantic Oscillation, Atlantic Multidecadal Oscillation, heat advection, Sea ice extent

УДК 551.465

ИССЛЕДОВАНИЕ РОЛИ СОЛЕННОСТИ В ГЛОБАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПОТОКА ПЛОТНОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В МИРОВОМ ОКЕАНЕ НА ПРИМЕРЕ 2014 ГОДА

© 2021 г. В. М. Кукушкин^{1,2,*}, М. Ю. Маркина¹, С. К. Гулев^{1,2}, С. А. Добролюбов^{1,2}¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*e-mail: vovakuk@sail.msk.ru

Поступила в редакцию 27.08.2019 г.

После доработки 20.05.2020 г.

Принята к публикации 18.03.2021 г.

В работе проведен анализ влияния использования различных источников данных о солёности на воспроизведение потока плотности на поверхности океана на примере 2014 г. В частности, использован реанализ NCEP CFSv2, спутниковые данные Aquarius и продукт интерполяции дрейфующих буев ARGO ISAS-15. В зимний период реанализ NCEP CFSv2 показывает наибольшие значения солёности среди всех источников данных в субэкваториальных и тропических широтах, а также в восточной части Индийского и западной части Тихого океана, в то время как в летний период NCEP CFSv2 показывает наименьшие значения солёности в Бенгальском заливе. Значительные различия солёности между NCEP CFSv2 и продуктом интерполяции буев ARGO также наблюдаются в субполярных широтах Северного/Южного полушария в январе/июле. Отрицательные разности солёности между различными источниками данных соответствуют областям положительных разностей в значениях потоков плотности (величины, обратной потоку плавучести) в субполярных широтах, в то время как в остальных районах данная закономерность не всегда проявляется. Показано, что учет короткопериодной изменчивости солёности на мезомасштабе оказывает незначительное влияние на рассчитанный поток плотности (до 1% от средней величины) в сравнении с эффектом использования различных массивов данных о солёности (до 10% от средней величины), причем наибольшие различия наблюдаются в основном в низких и средних широтах, где сильно влияние осадков. Полученные методические результаты по оценке роли нелинейных эффектов, связанных с мезомасштабной изменчивостью солёности, позволяют провести расчеты для длительных промежутков времени и оценить межгодовую изменчивость потоков плотности и поверхностной трансформации вод океана на основе среднемесячных данных о солёности.

Ключевые слова: трансформация, потоки тепла, потоки пресной воды, солёность, реанализ CFSR, взаимодействие океана и атмосферы

DOI: 10.31857/S0030157421040079

ВВЕДЕНИЕ

Формирование поверхностных вод в океане происходит под влиянием процессов тепло- и влагообмена с атмосферой. В частности, интенсивность данных процессов важна для определения глубины перемешанного слоя, которая, в свою очередь, влияет на обмен массой, импульсом, энергией и теплом между атмосферой и океаном и, таким образом, играет важную роль для погоды и климата.

Одним из важнейших факторов, определяющих глубину перемешанного слоя, является поток плавучести на поверхности океана, величина которого определяется интенсивностью потоков тепла между океаном и атмосферой, разностью

между осадками и испарением, солёностью и температурой воды, а также пресным стоком [26]. Для различных районов Мирового океана преобладающие факторы, определяющие величину потока плавучести, могут меняться. Так, в полярных районах, где поверхностные воды имеют низкие температуры, главным компонентом, определяющим изменение плотности поверхностных вод океана, является изменение солёности в результате адвекции вод из средних и низких широт, а также осолонение при льдообразовании и опреснение при таянии льда. Северная Атлантика также является одним из регионов с наиболее высокими потоками плотности, вызванными выхолаживанием вод при зимней конвекции в море Лабра-

дор, влияние которой распространяется также на промежуточные и глубинные воды. Во внутри-тропических регионах, где изменчивость температуры незначительна, изменение плотности в наибольшей степени зависит от разности между осадками и испарением.

Среди всех компонентов, определяющих величину потока плавучести, баланс пресной воды на поверхности океана связан с наибольшей неопределенностью. В частности, измерения солёности на поверхности океана связаны с множественностью неточностей [4], и в ряде работ подчеркивается несогласованность между различными источниками данных. Так, в работе [21] установлено, что спутниковые данные SMOS систематически занижают значения солёности по сравнению с данными дрейфующих буев ARGO на величины до 2 ЕПС, в особенности в районах интенсивного выпадения осадков. В работе [20] показано, что учет в модели GECCO эффектов таяния льда приводит к улучшению воспроизведения потоков пресной воды в сравнении с реанализом NCEP/NCAR. Наличие подобных систематических различий в данных о солёности поверхности океана обуславливает необходимость определения наиболее достоверного источника данных о солёности, на основе которого возможно наиболее точно рассчитать величину потока плотности.

Наиболее широко используемые спутниковые измерения солёности представлены данными SMOS и Aquarius [14, 15]. Измерения солёности со спутника имеют практически глобальное покрытие и высокое пространственное разрешение, однако, как и в случае буев, представляют собой среднемесячные характеристики. В отличие от буев ARGO, где верхний горизонт соответствует глубине 5 м, спутниковые данные предоставляют информацию на поверхности океана, под которой обычно подразумеваются первые сантиметры глубины. Помимо спутников и дрейфующих буев, данные о солёности также представлены в реанализах, где происходит усвоение данных различных натуральных измерений. Помимо физических факторов, величина и точность воспроизведения потоков плотности поверхностных вод (величины, обратной потоку плавучести) зависит от разрешения используемых численных моделей. Так, увеличение пространственного разрешения может приводить к увеличению потоков плотности в субтропических и субполярных широтах и в то же время к их уменьшению в экваториальных районах [11].

Величина потока плотности на поверхности океана нелинейно зависит от солёности, поскольку при расчете данной характеристики солёность учитывается не только напрямую, но и в уравнении состояния и, следовательно, влияет

как на плотность, так и на коэффициент термического расширения морской воды [25]. Таким образом, различия в оценках солёности могут внести неопределенность в оценку потоков плотности. Основная цель данной работы — получить количественную оценку влияния использования различных источников данных о солёности на рассчитанную величину потока плотности по данным единственного на сегодняшний день реанализа (NCEP-CFSv2), сгенерированного объединенной моделью океана и атмосферы, в решении которой данные об океане являются согласованными с атмосферными данными. Степень, до которой океанские данные из реанализа NCEP-CFSv2 являются адекватными и достоверными для оценок состояния океана, до сих пор оценена недостаточно. В работе приводится сравнительная оценка солёности из трех принципиально различных источников данных — реанализа, спутниковых и буйковых наблюдений. Обсуждается влияние различий в солёности на глобальное пространственное распределение и сезонную изменчивость потоков плотности поверхностных вод. Установлено, что наибольшие различия в оценках общего потока плотности наблюдаются в основном в низких и средних широтах, где сильно влияние осадков. Кроме того, показано, что аномалии солёности между различными источниками данных могут соответствовать аномалиям результирующего потока плотности как того же, так и противоположного знака в зависимости от региона. Показано, что для результирующего потока плотности эффект от использования различных массивов данных о солёности выше эффекта учета короткопериодной изменчивости солёности в данных реанализа, имеющих наиболее высокую временную дискретность.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В данной работе расчет потоков на поверхности океана осуществляется на основе данных реанализа NCEP CFSv2 [23], предоставляемого Национальным центром Прогнозов Окружающей Среды США (NCEP). Данный реанализ охватывает временной период с 2011 г. по настоящее время и является новым поколением реанализа NCEP CFSR [22], покрывающего период 1979–2011 гг. Временная дискретность предоставляемых данных составляет 6 ч. NCEP CFSv2 основан на объединенных моделях атмосферы NCEP GFS, поверхности суши NOAA и океана GFDL MOM4 с циклическим усвоением данных натуральных наблюдений. Спектральное разрешение атмосферной модели GFSv2 и системы ассимиляции GODAS составляет T574, при пространственном разрешении соответствующей Гауссовой N-сетки, на которой рассчитываются величины потоков тепла и осадков, равным 0.205° (1760×880). Раз-

решение океанской модели составляет 0.25° в районе экватора (10° с.ш.— 10° ю.ш.) и 0.5° в остальных районах. В этом смысле конфигурация океанской модели MOM4, используемой в NCEP CFSv2, позволяет генерировать (в том числе и за счет усвоения) в низких и частично в средних широтах дополнительную кинетическую энергию, связанную с вихревыми движениями, однако не разрешает океанские вихри сами по себе. В этом смысле наше исследование не учитывает роль вихрей в формировании потоков плотности, что было исследовано в [11]. Однако мы были сконцентрированы на использовании NCEP CFSv2 как объединенной конфигурации, допускающей взаимовлияние океана и атмосферы. Использование объединенной конфигурации моделей, наряду с высокими пространственным разрешением и временной дискретностью, является преимуществом выбора реанализа NCEP CFSv2 для целей данного исследования, поскольку позволяет оценить вклад высокой временной и пространственной изменчивости солености поверхности океана в общий поток плотности, а также имеет данные на регулярной сетке, что недоступно для спутниковых и буйковых наблюдений, предоставляющих среднемесячные значения данной характеристики. В реанализе применяется спектральная релаксация солености на глубине 5 м к среднегодовым значениям из массива Всемирной Океанологической базы данных (World Ocean Database 1998 [8]), и известно, что неточности в установке коэффициентов релаксации значительно занижают ее сезонную и межгодовую динамику [27].

Помимо реанализа NCEP CFSv2, в работе использовались также другие источники данных о солености, потенциально более достоверно воспроизводящие внутригодовую изменчивость солености: продукт интерполяции контактных измерений дрейфующих буйев ARGO, а также данные спутниковых измерений Aquarius. Соленость в буйах ARGO определяется через измерение электропроводности в датчике буйа [16] на глубине от 5 м. Поскольку буйковые измерения являются точечными, существует множество продуктов, например, таких как АМИГО [3] и ISAS-15 [9], в которых проведена интерполяция данных буйев ARGO на регулярную сетку для среднемесячных данных. В работе используется массив ISAS-15 [9], основанный на оптимальной интерполяции данных дрейфующих буйев ARGO, охватывающий период с 2002 по 2015 г. с пространственным разрешением 0.5° и предоставляющий поля среднемесячных характеристик. Кроме того, в работе использованы данные спутниковых измерений Aquarius [14], где значения солености получены с помощью установления диэлектрической проницаемости морской воды на основе измеренной яркостной температуры [19]. Они охватывают пе-

риод с 2011 по 2015 г. с пространственным разрешением 1° и заявленной точностью до 2 ЕПС. Для анализа различий между спутниками, буйами и реанализом данные ISAS-15 и CFSv2 были интерполированы на сетку 1° , соответствующую пространственному разрешению спутниковых данных. Районы со значениями концентрации льда выше 15% по данным CFSv2 были исключены из дальнейшего анализа. В данной работе рассматривается межсезонная изменчивость потоков плотности на поверхности океана на примере 2014 г., который характеризуется аномальными значениями глубины конвекции в Северной Атлантике [1], что является отражением интенсивности потоков на поверхности океана, влияющих на формирование поверхностных вод.

Для оценки интенсивности процесса трансформации поверхностных вод в данном исследовании используется величина потока плотности, впервые предложенная в работе [25]. Данная величина отражает изменение плотности вод в поверхностном слое океана в зависимости от потоков тепла и пресной воды на границе океан—атмосфера и является обратной величиной потока лавучести. В классической океанологической литературе критерием выделения поверхностных водных масс являются глубины до 150–200 м [2]. В данном исследовании под поверхностными водами понимаются воды на глубинах до 5 м, поскольку данный слой наиболее подвержен трансформации вследствие тепло- и влагообмена с атмосферой. В дальнейшем, поверхностная трансформация обеспечивает формирование соответствующих водных масс океана. Соленость поверхностного слоя океана, по данным реанализа NCEP CFSv2 и продукта интерполяции дрейфующих буйев ARGO ISAS-15, соответствует глубине 5 м, в то время как для спутниковых данных под поверхностным слоем понимаются первые сантиметры глубины. Данные различия необходимо учитывать при анализе солености поверхности океана по разным источникам данных, поскольку данная характеристика может значительно изменяться по вертикали в поверхностном слое океана.

Поток плотности на поверхности океана определяется следующим соотношением [22]:

$$f = \frac{-\alpha}{C_p} Q_{\text{net}} + \rho_0 \beta \frac{(E - P)S}{(1 - s)}, \quad (1)$$

где Q_{net} — результирующий поток тепла между океаном и атмосферой, C_p — удельная теплоемкость воды при постоянном давлении, ρ_0 — плотность воды, рассчитываемая в соответствии с уравнением состояния [13], используемым в океанской модели NCEP CFSv2, E — осадки, S — соленость в единицах практической солености (ЕПС), $(1 - s)$ — аномалия солености в долях единицы, s — соле-

ность в долях единицы, α и β – коэффициенты термического расширения и соленостного сжатия, которые равны соответственно [18]:

$$\alpha = \frac{\partial \rho}{\rho \partial T}, \quad \beta = \frac{\partial \rho}{\rho \partial S}, \quad (2)$$

где ρ – плотность, S – соленость, T – температура. Положительные/отрицательные значения потока плотности характеризуют увеличение/уменьшение плотности поверхностных вод. Как было сказано выше, значения температуры и солености поверхностного слоя океана в NCEP CFSv2 и ISAS-15 соответствуют горизонту 5 м. Результирующий поток тепла между океаном и атмосферой $Q_{\text{net}}(Q_{\text{net}})$ определяется следующим отношением [5]:

$$Q_{\text{net}} = (DS - US) + (DL - UL) - LH - SH, \quad (3)$$

где DS – поток нисходящей коротковолновой радиации, US – поток отраженной коротковолновой радиации за счет альбедо, DL – поток нисходящей длинноволновой радиации, UL – поток исходящей от поверхности океана длинноволновой радиации, LH – поток скрытого тепла, SH – поток явного тепла.

При расчетах по формулам (1)–(3) мы использовали 6-часовые значения температуры, солености, осадков, испарения, потоков тепла и радиации, диагностированные реанализом. Величина прямого и косвенного влияния солености на результирующий поток плотности может различаться в зависимости от сезона и региона. Вклад соленостной составляющей (второе слагаемое в (1)) в результирующий поток плотности на порядок меньше термической (первое слагаемое в (1)) [17]. В то же время, в исследовании на основе численных моделей [10] показано, что в отдельных районах, прежде всего в тропиках, вклад термического и соленостного компонентов может быть сопоставим. Отметим, что соленость оказывает влияние на рассчитанное значение коэффициента термического расширения, который определяет влияние общего потока тепла на величину термической составляющей потока плотности, определяющей пространственное распределение потока плотности. При высоких температурах соленость оказывает незначительное влияние на коэффициент термического расширения [18] и вносит вклад в общее значение потока плотности в основном напрямую – через соленостную составляющую, что в особенности справедливо для районов с большим количеством осадков. В высоких широтах при низких температурах коэффициент термического расширения подвержен сильному влиянию солености, соответственно, в полярных и субполярных регионах соленость воздействует

на пространственное распределение потока плотности преимущественно за счет влияния на термическую составляющую.

Поскольку поток плотности нелинейно зависит от солености, оценка влияния использования различных источников данных о солености на результирующий поток плотности представляет собой нетривиальную задачу. При этом временная дискретность данных реанализа составляет 6 ч, в то время как спутники и различные продукты интерполяции буев ARGO предоставляют среднемесячные данные. Следовательно, при проведении такой оценки также необходимо выделить влияние временной дискретности данных о солености на результирующий поток плотности. В данной работе для этих целей на основе реанализа NCEP CFSv2 проводился анализ следующей характеристики: $\Delta f =$

$$= \frac{\sum_{i=1}^n f_i(t, \bar{S}, Q_{\text{net}}, E, P) - f_i(t, S, Q_{\text{net}}, E, P)}{n}$$

$$\Delta f = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f(T_i, \bar{S}, Q_{\text{net}_i}, E_i, P_i) - f(T_i, S_i, Q_{\text{net}_i}, E_i, P_i)), \quad (4)$$

где f – поток плотности $\text{кг}/(\text{м}^2 \text{с})$, Δf – разность потоков плотности $[\text{кг}/(\text{м}^2 \text{с})]$, T_i – 6-часовые значения температуры $[\text{°C}]$, S_i – солености [ЕПС], \bar{S} – среднемесячные значения солености [ЕПС], Q_{net_i} – поток тепла $[\text{Вт}/\text{м}^2]$, E_i – 6-часовые значения испарения $[\text{кг}/(\text{м}^2 \text{с})]$, P_i – 6-часовые значения осадков $[\text{кг}/(\text{м}^2 \text{с})]$, n – количество измерений. Для солености используются 6-часовые (S_i) и среднемесячные (\bar{S}) данные, в то время как остальные данные имеют временную дискретность 6 ч.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОТОКОВ ПЛОТНОСТИ И СОЛЕННОСТИ

Для каждого месяца 2014 г. на основе данных реанализа NCEP CFSv2 нами была рассчитана величина потока плотности, представленная на рис. 1 для января и июля. В январе (рис. 1а) положительные значения потока плотности лежат в Северном полушарии, а в июле – в Южном, отражая тот факт, что в зимнем полушарии происходит отдача тепла океаном в атмосферу, а в летнем – преимущественно получение.

Повышение плотности вод (положительные значения потоков плотности) за счет высокой теплоотдачи из океана в атмосферу в январе в Северном полушарии, так же как и в июле в Южном полушарии, является следствием зимнего выхолаживания вод. Экстремумы в Северном полушарии наблюдаются в районе западных погранич-

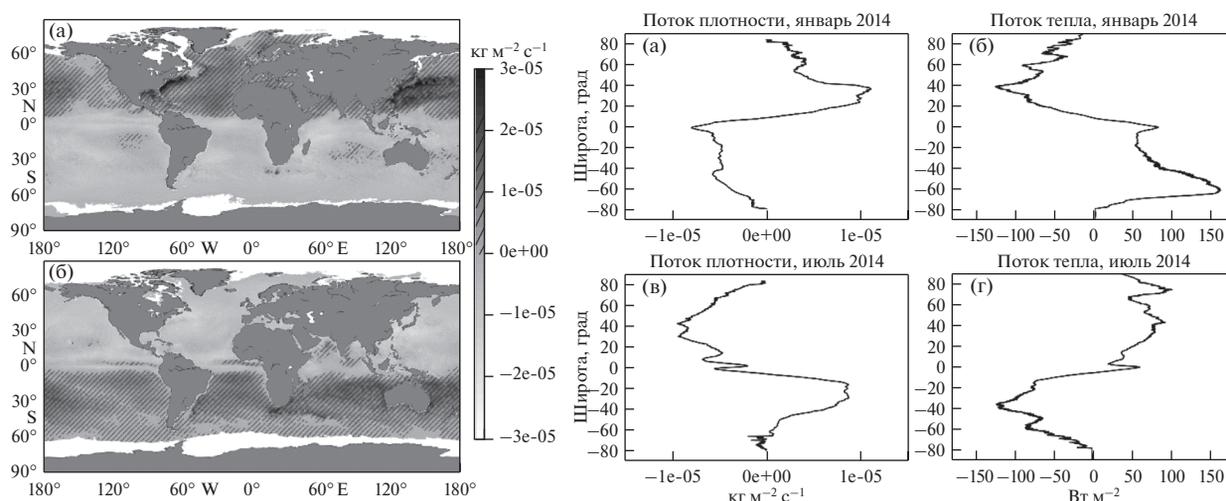


Рис. 1. Среднемесячные потоки плотности в январе (а) и июле (б) 2014 г., рассчитанные на основе реанализа NCEP CFSv2. Справа показаны меридиональные профили средних потоков плотности и потоков тепла.

ных течений, где значения потоков плотности составляют около 4.5×10^{-5} кг/(м² с) в районе Гольфстрима и 3.8×10^{-5} кг/(м² с) в районе Куро-сио, в Южном полушарии — у течения мыса Игольного, 1.6×10^{-5} кг/(м² с), что обуславливается большими потоками явного тепла. Наибольшие отрицательные значения потоков плотности в январе (лето Южного полушария) лежат в областях преобладания осадков — в южной части Тихого и западной части Индийского океана абсолютные величины достигают 1.5×10^{-5} кг/(м² с). В июле максимальные положительные значения потоков плотности отмечаются в южных тропических областях Индийского, Тихого и Атлантического океанов (до 1.7×10^{-5} кг/(м² с)), в районе течения мыса Игольного (2.5×10^{-5} кг/(м² с)). Наибольшие летние отрицательные значения потока плотности в Северном полушарии отмечаются в районе течения Куро-сио (-1.7×10^{-5} кг/(м² с)) и тропических областях. Потоки плотности в весенний и осенний периоды (не показаны) имеют зональное распределение с увеличением потока плотности в средних и высоких широтах и уменьшением в низких. Изменение знака потока плотности в зависимости от полушария в зимнее и летнее время (рис. 1) определяется термической составляющей, которая главным образом зависит от величины потока тепла [17].

Величина солёности на поверхности океана определяется главным образом разностью между осадками и испарением, а также влиянием речного стока и морского льда. Средние значения солёности поверхности океана и ее среднеквадратическое отклонение по данным реанализа NCEP CFSv2 показаны на рис. 2. Пространственное распределение солёности для января (рис. 2а) и июля (рис. 2б) 2014 г. в целом близки, причем

максимальные значения приурочены к тропическим областям, где благодаря низкой облачности и небольшому количеству осадков наблюдаются высокие величины разности между осадками и испарением. Максимальные значения солёности составляют около 37.3 ЕПС для тропических областей Атлантики, около 35.7 ЕПС для тропических областей Индийского океана и 36.4 ЕПС для южных тропиков Тихого океана. Минимумы солёности приурочены к внутритропической зоне конвергенции (ВЗК), что связано с большим количеством осадков. Сильные локальные минимумы приурочены к областям впадения крупных рек (до 26 ЕПС в дельте Конго и до 30 ЕПС в дельте Амазонки) и полярным и субполярным широтам. Отметим здесь, что полная форма уравнения (1) также включает во втором члене правой части величину континентального пресноводного стока и таяние/замерзание льда, помимо осадков и испарения:

$$f = \frac{-\alpha}{C_p} Q_{\text{net}} + \rho_0 \beta \frac{(E - P - R - I)S}{(1 - s)}, \quad (5)$$

где R — континентальный сток, I — баланс таяния или замерзания льда. В данной работе эффект этих двух членов не учитывался ввиду существенных неопределенностей континентального стока и характеристик баланса льда в NCEP CFSv2. Имеющиеся оценки по сопоставлению реанализов (например, [24]) существенно меньше эффектов осадков и испарения. В этом смысле в данной работе учет эффектов опреснения в приустьевых областях ограничен учетом роли солёности и может быть занижен до 10%.

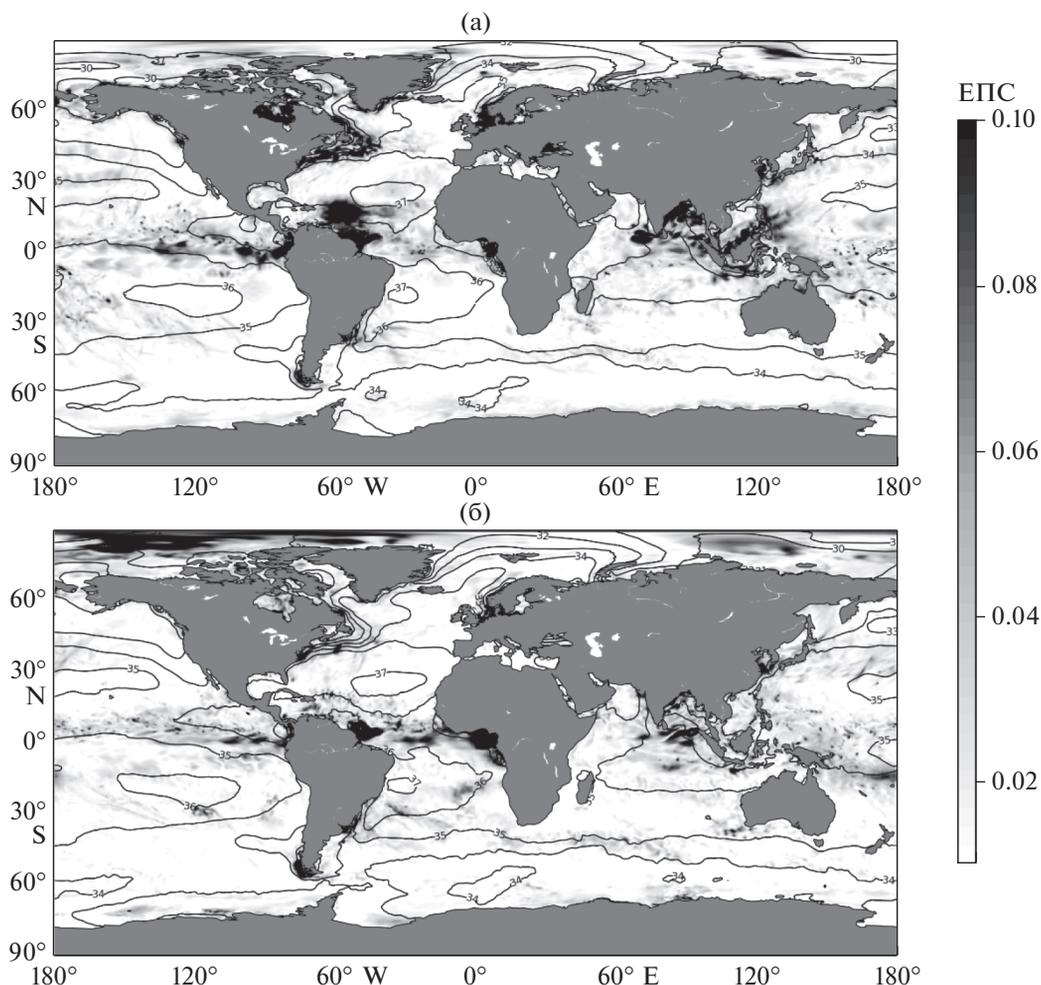


Рис. 2. Среднемесячные значения солёности на поверхности океана (показаны изолиниями) и ее среднеквадратичское отклонение (показано цветом) в январе (а) и июле (б) 2014 г. по данным реанализа NCEP CFSv2.

Солёность подвержена небольшой изменчивости в течение месяца: среднеквадратичское отклонение (СКО) в большинстве областей не превышает 0.1 ЕПС. Максимальные сезонные изменения солёности поверхности океана относятся к областям впадения крупных рек, а также наблюдаются в Северном море за счет влияния заливок из Балтики. Максимумы СКО достигают в этих областях 1.5 ЕПС. Таким образом, солёность по данным реанализа характеризуется невысокой изменчивостью внутри одного месяца как для зимнего, так и для летнего сезонов. Стоит упомянуть о некотором несоответствии внутрисезонной изменчивости солёности в реанализе NCEP CFSv2 имеющимся данным натурных измерений, которое также отмечается в работе [27]. Например, в районе впадения р. Ориноко значения СКО в январе несколько выше, чем значения в июле, в то время как в зимний период расход реки почти на порядок меньше летнего.

ВЛИЯНИЕ СОЛЁНОСТИ НА ВЕЛИЧИНУ ПОТОКА ПЛОТНОСТИ

На рис. 3 представлены разности между среднемесячной солёностью по данным CFSv2, спутниковым данным Aquarius (рис. 3а, 3б) и данным ISAS-15 (рис. 3в, 3г) для января (рис. 3а, 3в) и июля (рис. 3б, 3г) 2014 г. В целом данные разности не обнаруживают устойчивых региональных закономерностей, свидетельствуя о случайном характере различий между разными массивами данных, характеризующихся многими неопределенностями. В сравнении со спутниковыми данными (рис. 3а, 3б) реанализ в течение всех сезонов демонстрирует более высокие значения солёности в ВЗК (локально до 3 ЕПС), также наблюдаются значительно более высокие значения в летнее время у устья Амазонки (до 2.5 ЕПС). Умеренные значения разностей (до 0.8 ЕПС) в течение всех сезонов приурочены к морям Юго-Восточной Азии, восточной части Индийского океана и западным тропикам Тихого океана. Сезонные раз-

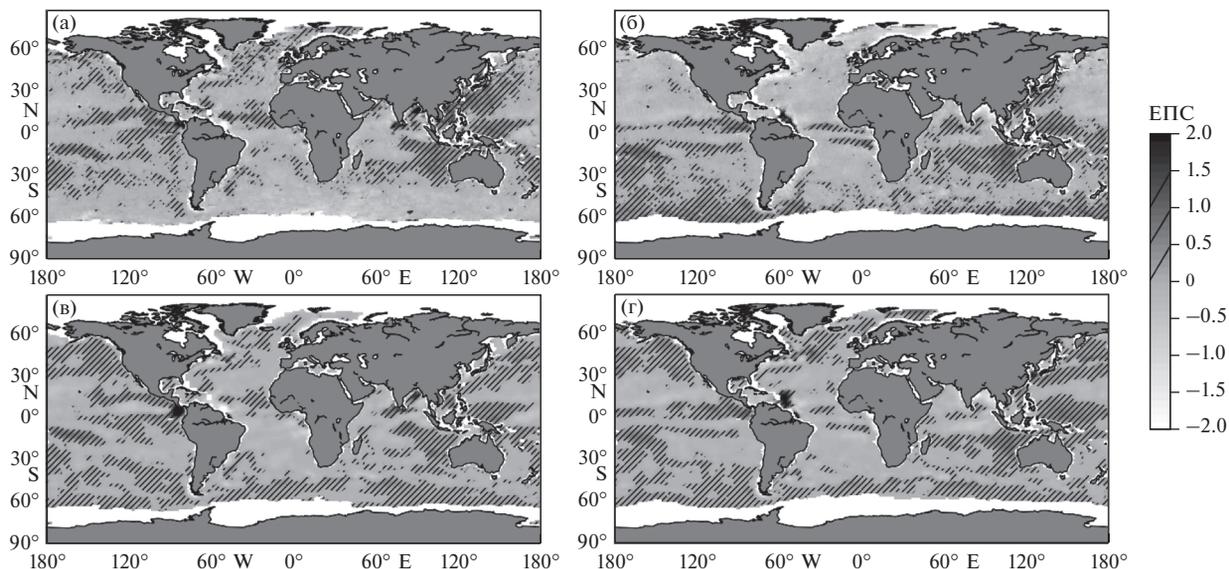


Рис. 3. Разности между среднемесячной соленостью по данным CFSv2 и Aquarius (а, б), CFSv2 и ISAS-15 (в, г) в январе (а, в) и июле (б, г) 2014 г.

личия наблюдаются в ВЗК в Тихом океане: в летний период соленость из реанализа выше солености по данным спутниковых наблюдений (до 0.8 ЕПС), в то время как в зимний период наблюдается небольшое превышение солености по спутниковым данным или очень близкие друг к другу значения. Также ярко проявляются сезонные различия в разностях соленостей по данным реанализа и спутниковых наблюдений в субполярных широтах в Северной Атлантике — в зимнее время соленость по данным реанализа превышает значения по спутнику (до 0.9 ЕПС), в летнее время наблюдается обратная картина с отрицательными разностями до -0.7 ЕПС. Для сеточного массива, основанного на данных буев ARGO (рис. 3в, 3г), различия с реанализом на большей части акватории достигают не более 0.5 ЕПС, однако в районах впадения рек различие может достигать 2 ЕПС, что справедливо, например, для области опреснения у устья реки Ориноко (до 2 ЕПС), в Гвинейском и Бенгальском заливах (до 1.5 ЕПС) в летний период, а также у Панамского залива (до 2.5 ЕПС) в зимний период.

Для обоих источников данных наибольшие различия (до 2 ЕПС) наблюдаются в высоких широтах, что является значительной величиной, учитывая точность современных инструментальных измерений. Данные различия могут быть связаны с неточностями спутниковых наблюдений при наличии ледовых условий, а также с низкой температурой поверхности воды, которые обуславливают неточности в расчете солености [14, 21].

В отличие от наблюдаемых различий солености (рис. 3), распределение разностей потоков

плотности (рис. 4) подвержено сезонной изменчивости, что особенно характерно для величин, рассчитанных по данным Aquarius (рис. 4а, 4б). Так, в зимнее время (рис. 4а) максимальные разности (до 1×10^{-7} кг/(м² с)) наблюдаются в субполярных районах Южного полушария, которые характеризуются отрицательными значениями потока плотности (рис. 1а). Поскольку для данного района не наблюдается больших различий в солености (рис. 3а), данные разности, вероятно, являются индикатором того, что соленость оказывает влияние на поток плотности через значение рассчитанного коэффициента термического расширения на термическую составляющую потока плотности, которая на порядок выше соленостной [6, 10, 11]. Большие значения разностей рассчитанных потоков плотности к югу от Японских островов ассоциируются с региональными аномалиями солености (рис. 3а) и свидетельствуют о роли соленостной составляющей в общем потоке плотности.

Наибольшие разности между потоками плотности по данным реанализа и данным ISAS-15 наблюдаются в летнее время в Бенгальском заливе, где отрицательные аномалии в поле солености соответствуют положительным аномалиям потока плотности, а также у западного побережья Австралии (рис. 4в, 4г).

Таким образом, различия между потоками плотности на основе солености из Aquarius и на основе данных CFSv2 в большей части Мирового океана довольно невелики: 1–3% на большей части открытых акваторий. Однако в областях с высокими значениями потока пресной воды в юго-восточной части Индийского океана, Бенгаль-

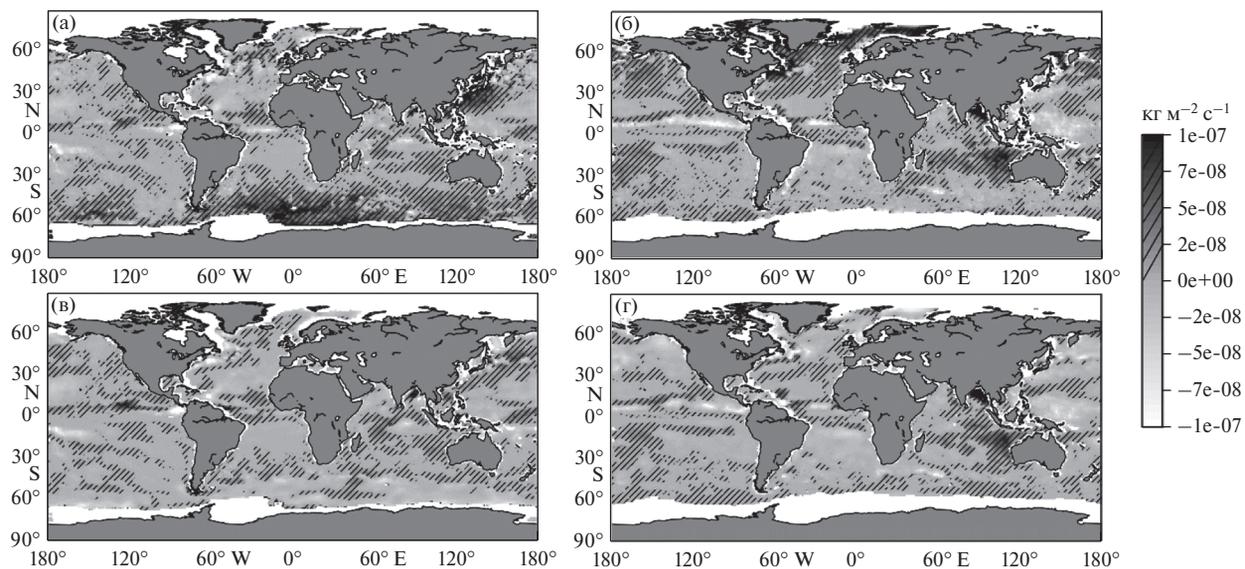


Рис. 4. Разности между средними потоками плотности, рассчитанными на основе данных CFSv2 и Aquarius (а, б), CFSv2 и ISAS-15 (в, г) в январе (а, в) и июле (б, г) 2014 г.

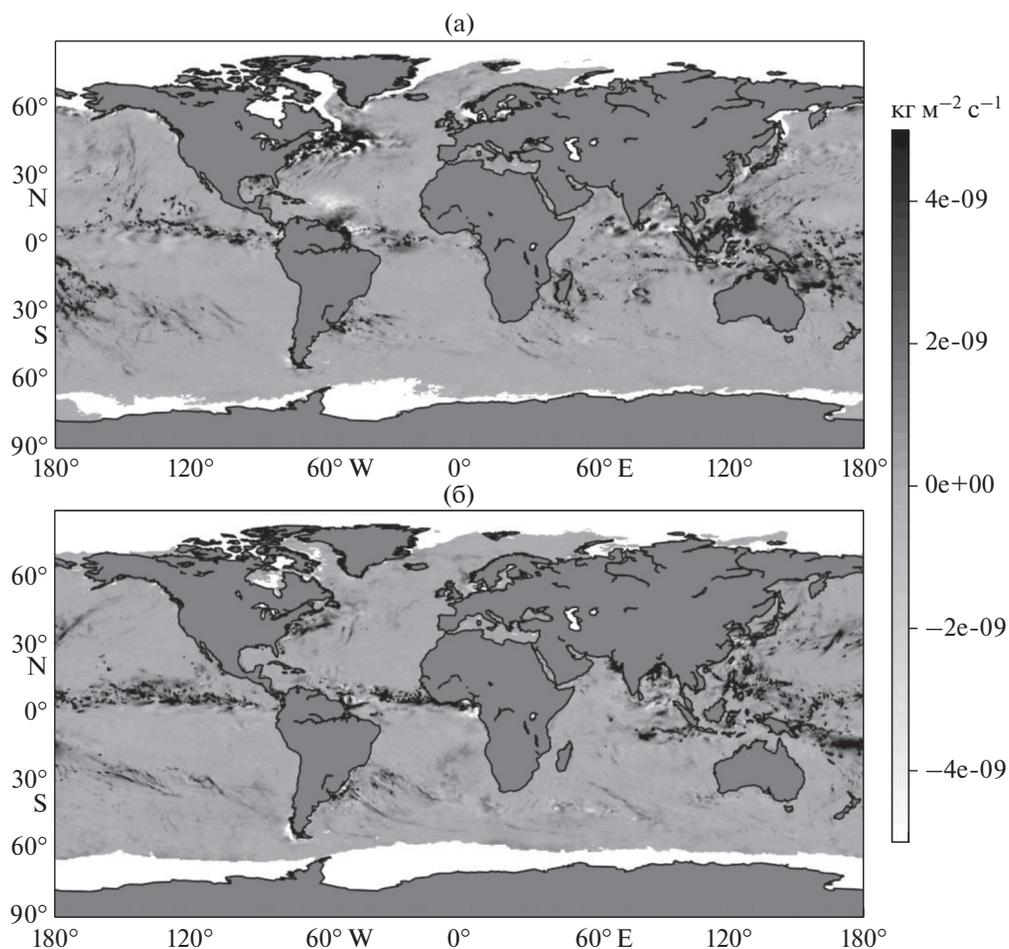


Рис. 5. Разности между потоками плотности, рассчитанными на основе 6-часовых и среднемесячных данных о солёности из реанализа NCEP CFSv2 в январе (а) и июле (б) 2014 г.

ском заливе, юго-восточной части Тихого океана, устьевом взморье Амазонки и в ВЗК различия локально достигают 10%. Поскольку временная дискретность данных реанализа составляет 6 ч, в то время как Aquarius и ISAS-15 предоставляют среднемесячные данные, нами была проведена оценка вклада временной дискретности данных о солености в результирующий поток плотности, обусловленный нелинейностью уравнения (1). Пространственное распределение разности, рассчитанной на основе месячных и 6-часовых данных реанализа NCEP CFSv2 согласно соотношению (4), представлено на рис. 5.

Изменчивость солености внутри одного месяца по данным реанализа (рис. 2) в большинстве акваторий не превышает 0.1 ЕПС, что меньше разности среднемесячных соленостей по разным источникам данных (рис. 3), которая в среднем составляет до 0.5 ЕПС. Таким образом, использование данных о солености с 6-часовой дискретностью приводит к увеличению потоков плотности на величины до 4×10^{-9} кг/(м² с), причем пространственное распределение разностей ожидаемо соответствует областям максимальных значений СКО солености в областях ВЗК и западных пограничных течений. Однако эти различия на несколько порядков меньше, чем различия, связанные с использованием разных данных о солености. Влияние использования высокого временного разрешения данных о солености крайне мало и не превышает 1% от общей величины полного потока плотности. Таким образом, роль источников данных о солености в формировании потока плотности на порядок превосходит роль нелинейных эффектов, учитываемых использованием данных о солености с высоким разрешением.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проведен анализ роли солености в формировании потока плотности на поверхности океана по различным данным. Пространственное распределение потока плотности определяется главным образом результирующим потоком тепла на поверхности океана. Роль солености в формировании потоков плотности изменяется в зависимости от региона: в экваториальных широтах соленость напрямую влияет на расчетные значения потоков плотности, тогда как в средних и высоких широтах соленость оказывает влияние преимущественно через рассчитанную плотность и коэффициент термического расширения, которые влияют на масштабирование результирующего потока тепла.

Наибольшие различия между используемыми в работе источниками данных о солености наблюдаются в ВЗК, а также в восточной части Индийского и западной части Тихого океана, где величины потока плотности, рассчитанные на

основе солености из реанализа NCEP CFSv2, превышают на 1×10^{-7} кг/(м² с) потоки плотности, полученные на основе солености из спутниковых данных Aquarius и данных ISAS-15, основанных на наблюдениях ARGO. Потоки плотности, оцененные на основе спутниковых данных Aquarius, превышают значения, полученные по данным реанализа NCEP CFSv2, на величины до 1×10^{-7} кг/(м² с) в субполярных широтах Южного океана и в северо-западной части Тихого океана в январе, а также в субполярных широтах в Северной Атлантике в июле 2014 г. Аналогичные разности между потоками плотности по данным реанализа и потоками, рассчитанными на основе солености из ISAS-15, наблюдаются в Бенгальском заливе и у западного побережья Австралии. Нами показано, что учет короткопериодной изменчивости солености на мезомасштабе оказывает очень небольшое влияние на рассчитанный поток плотности по сравнению с эффектом использования различных массивов данных о солености, причем наибольшие различия наблюдаются в основном в низких и средних широтах, где сильно влияют осадков. В этой связи следует отметить, что синоптическая и мезомасштабная изменчивость солености в реанализе NCEP CFSv2 может быть недооценена в силу упрощений используемой модели океана в относительно грубом разрешении и демпфирования магнитуд изменчивости поверхностных характеристик при объединении океанского и атмосферного блоков в реанализе. В этом смысле, крайне необходимым является проведение оценки изменчивости поверхностной солености в данных моделирования океана с высоким разрешением.

Результаты данной работы открывают возможности для построения оценок поверхностной трансформации вод в зависимости от величин плотности, а также различных классов температуры и солености, что позволит получить оценки характеристик водных масс, трансформированных и сформированных на поверхности океана для различных районов. Кроме того, полученные методические результаты по оценке роли нелинейных эффектов, связанных с мезомасштабной изменчивостью солености, дают возможность провести расчеты за длительные промежутки времени, используя месячные данные о солености, и оценить межгодовую изменчивость потоков плотности и поверхностной трансформации вод океана.

Проведенный анализ выявил существенные проблемы в репрезентативности поверхностной солености в реанализе NCEP CFSv2, в первую очередь в части сезонного хода, и позволил впервые оценить влияние этих проблем на потоки плотности, сезонный ход которых, будучи оценен по данным реанализа NCEP CFSv2, в основном

формируется за счет разности “осадки – испарение”. Оценки этой неопределенности, а также других выявленных неопределенностей представления солёности в реанализе NCEP CFSv2, полученные в работе, являются важными, учитывая широкое использование данного реанализа для оценки измерений гидрологического цикла и других приложений.

В дальнейшем мы предполагаем выполнить анализ долговременных изменений потоков плотности и связанной с ними поверхностной трансформации водных масс с использованием долговременных массивов солёности по данным как прямых измерений, так и реконструкций, основанных на различных данных [7]. Это потребует оценки ошибок репрезентативности, которые будут сильно варьироваться в зависимости от района, и в этом смысле анализ результатов, основанных на реанализе, будет крайне полезен, поскольку позволит оценивать приблизительно эти ошибки на основе алгоритмов ре-сэмплинга, ранее использовавшихся для потоков тепла [12].

Благодарности. Мы крайне признательны двум рецензентам за полезные замечания, которые позволили улучшить первоначальный вариант статьи. Также выражаем благодарность Хингрен Бу (NCEP) за полезные консультации по характеристикам реанализа NCEP CFSv2.

Источник финансирования. Данная работа выполнена при поддержке проекта Министерства науки и высшего образования РФ № 14.616.21.0102 (идентификатор RFMEFI61618X0102).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гладышев С.В., Гладышев В.С., Гулев С.К., Соков А.В.* Аномально глубокая конвекция в море Ирмингера зимой 2014–2015 // ДАН. 2016. Т. 469. № 3. С. 351–355.
2. *Добровольский А.Д.* Об определении водных масс // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 14–15.
3. *Лебедев К.В.* Арго-модель исследования глобального океана (АМИГО) // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 186–196.
4. *Boutin J., Waldteufel P., Martin N. et al.* Surface salinity retrieved from SMOS measurements over the global ocean: Imprecisions due to sea surface roughness and temperature uncertainties // J. of Atmospheric and Oceanic Technology. 2004. V. 21. № 9. P. 1432–1447.
5. *Bunker A.F.* Computations of surface energy flux and annual air–sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean // Mon. Weather Rev. 1976. V. 104. № 9. P. 1122–1140.
6. *Caniaux G., Brut A., Bourras D. et al.* A 1 year sea surface heat budget in the northeastern Atlantic basin during the POMME experiment: 1. Flux estimates // J. Geophys. Res.: Oceans. 2005. V. 110. № C7. P. 1–18.
7. *Cheng L., Trenberth K.E., Gruber N. et al.* Improved estimates of changes in upper ocean salinity and the hydrological cycle // J. Clim. 2020. V. 33. № 23. P. 10357–10381.
8. *Conkright M.E., Levitus S., O'Brien T. et al.* World ocean database 1998, documentation and quality control version 2.0 // National oceanographic data center internal report. 1999. V. 14. P. 1–118.
9. *Gaillard F., Reynaud T., Thierry V. et al.* In-situ based reanalysis of the global ocean temperature and salinity with ISAS: variability of the heat content and steric height. // J. Clim. 2016. V. 29. № 4. P. 1305–1323.
10. *Gulev S.K., Barnier B., Knochel H. et al.* Water mass transformation in the North Atlantic and its impact on the meridional circulation: insights from an ocean model forced by NCEP/NCAR reanalysis surface fluxes // J. Clim. 2003. V. 16. № 19. P. 3085–3110.
11. *Gulev S.K., Barnier B., Molines J.-M., Penduff T.* Impact of spatial resolution of simulated surface water mass transformation in the Atlantic // Ocean Modelling. 2007. V. 19. P. 138–160.
12. *Gulev S., Jung T., Ruprecht E.* Estimation of the impact of sampling errors in the VOS observations on air–sea fluxes. Part II: Impact on trends and interannual variability // J. Clim. 2007. V. 20. № 2. P. 302–315.
13. *Jackett D.R., McDougall T.J.* Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability // J. of Atmospheric and Oceanic Technology. 1995. V. 12. № 2. P. 381–389.
14. *Lagerloef G., Colomb F.R., Le Vine D. et al.* The Aquarius/SAC-D mission: Designed to meet the salinity remote-sensing challenge // Oceanography. 2008. V. 21. № 1. P. 68–81.
15. *Le Vin D.M., Lagerloef G.S.E., Colomb F.R. et al.* Aquarius: An instrument to monitor sea surface salinity from space // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2007. V. 45. № 7. P. 2040–2050.
16. *Loaec G., Cortes N., Menzel M., Moliera J.* PROVOR: a hydrographic profiler based on MARVOR technology // OCEANS'98 Conference Proceedings. IEEE. 1998. V. 1. P. 42–45.
17. *Marshall J., Schott F.* Open ocean convection: Observations, theory, and models // Rev. Geophys. 1999. V. 37. № 1. P. 1–64.
18. *McDougall T. J.* Neutral surfaces // J. of Physical Oceanography. 1987. V. 17. № 11. P. 1950–1964.
19. *Meissner T., Wentz F. J.* The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2004. V. 42. № 9. P. 1836–1849.
20. *Romanova V., Köhl A., Stammer D. et al.* Sea surface freshwater flux estimates from GECCO, HOAPS and NCEP // Tellus A. 2010. V. 62. № 4. P. 435–452.
21. *Sabia R., Klockmann M., Fernández-Prieto D., Donlon C.* A first estimation of SMOS-based ocean surface T-S diagrams // J. Geophys. Res.: Oceans. 2014. V. 119. № 10. P. 7357–7371.
22. *Saha S., Moorthi S., Pan H.L. et al.* The NCEP climate forecast system // J. Clim. 2006. V. 19. № 15. P. 3483–3517.
23. *Saha S., Moorthi S., Wu X. et al.* The NCEP climate forecast system version 2 // J. Clim. 2014. V. 27. № 6. P. 2185–2208.

24. *Trenberth K.E., Fasullo J.T., Mackaro J.* Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses // *J. Clim.* 2011. V. 24. № 18. P. 4907–4924.
25. *Tziperman E.* On the role of interior mixing and air-sea fluxes in determining the stratification and circulation of the oceans // *J. of Physical Oceanography.* 1986. V. 16. № 4. P. 680–693.
26. *Walsh G.* On the relation between sea-surface heat flow and thermal circulation in the ocean // *Tellus.* 1982. V. 34. № 2. P. 187–195.
27. *Xue Y., Huang B.B., Hu Z.Z. et al.* An assessment of oceanic variability in the NCEP climate forecast system reanalysis // *Climate dynamics.* 2011. V. 37. № 11–12. P. 2511–2539.

The Role of Salinity in the Global Distribution of Surface Density Fluxes in 2014

V. M. Kukushkin^{a, b, #}, M. Yu. Markina^a, S. K. Gulev^{a, b}, S. A. Dobrolyubov^{a, b}

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

^b*Lomonosov Moscow State University, faculty of geography, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: vovakuk@sail.msk.ru*

In this study, we analyse the impact from using various sources of information about salinity on the magnitudes of ocean surface buoyancy fluxes with the focus on 1 year (2014) with an anomalous convection in the Labrador Sea. In particular, we use NCEP CFSv2 reanalysis, Aquarius satellite data and ISAS-15 dataset based on the Argo network of profiling floats. In boreal winter, NCEP CFSv2 shows higher salinity than other datasets in subequatorial and tropical latitudes and in the eastern Indian and western Pacific Ocean. In boreal summer, NCEP CFSv2 shows the lowest salinity in the Bay of Bengal. The largest discrepancies between CFSv2 and ISAS-15 are attributed to the subpolar latitudes of the Northern/Southern Hemisphere in boreal/austral winter. Negative biases in salinity translate to positive biases in the density flux (which is opposite to the buoyancy flux) in subpolar latitudes, while in other regions this is not necessarily the case. We show that mesoscale variability of salinity has smaller effect on the density fluxes (up to 1% from mean values) compared to the effect from using salinity from various datasets (up to 10% from mean values), with the largest differences attributed to low and mid-latitudes, where the impact of precipitation is high. The obtained results on the role of nonlinear effects associated with mesoscale variability of salinity provide a methodological framework for studying the long-term variability of surface density fluxes and surface water transformation based on monthly mean salinity.

Keywords: transformation, heat fluxes, freshwater fluxes, salinity, CFSR reanalysis, sea-atmosphere interaction

УДК 551.465

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ШТОРМОВЫЕ НАГОНЫ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ: ЧАСТОТНО-СПЕКТРАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА И ВЛИЯНИЕ НИЗКОЧАСТОТНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ

© 2021 г. И. П. Медведев^{1, 2, *}, **Е. А. Куликов**¹¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова, Москва, Россия

*e-mail: patamates@gmail.com

Поступила в редакцию 02.12.2020 г.

После доработки 01.03.2021 г.

Принята к публикации 17.03.2021 г.

На основе анализа ежечасных данных прибрежных наблюдений за изменениями уровня моря оценены частотно-временные особенности штормовых нагонов в Финском заливе. При помощи спектрального анализа длительных рядов были выявлены основные периоды собственных колебаний Финского залива. С помощью спектрально-временного анализа были рассчитаны преобладающие периоды колебаний во время наводнений. Для Финского залива опасными являются штормовые нагоны с периодами 25–35 ч. Так, период колебаний во время наводнения 1 января 1984 г. составлял 26–34 ч, в декабре 1986 г. – 24–34 ч, в середине октября 1994 г. – 24–30 ч, в ноябре 1999 г. – 27–34 ч, в январе 2007 г. – 25–30 ч. В случае наводнений начала октября 1994 г. преобладали колебания с большими периодами – 48–80 ч. В случае наводнения 9 января 2005 г., вызванного прохождением циклона Гадран, колебания уровня моря имели периоды от 27 до 48 ч. В отдельных случаях штормовых нагонов наблюдается усиление высокочастотных 8-часовых колебаний. Наиболее неблагоприятными условиями формирования экстремальных нагонов в заливе являются случаи прохождения цепочки атмосферных циклонов с периодом около 1–2 сут. Такие случаи приводят к эффекту резонансного “раскачивания” собственных колебаний Финского залива с периодом 26–29 ч. Показано, что фоновые колебания среднего уровня моря с периодами более 20 сут способствуют формированию наводнений в Финском заливе. Выделено четыре события, когда средний уровень моря превышал 100 см на протяжении нескольких дней, три из которых сопровождалось наводнениями.

Ключевые слова: Балтийское море, уровень моря, спектральный анализ, Петербургские наводнения

DOI: 10.31857/S0030157421040110

1. ВВЕДЕНИЕ

Штормовые нагоны – один из важнейших типов колебаний уровня для акватории Балтийского моря. Экстремальные штормовые нагоны в Финском заливе приводят к катастрофическим наводнениям в Санкт-Петербурге и причиняют городу огромный экономический и социальный ущерб. Экстремальные подъемы уровня в Финском заливе формируются при прохождении глубоких циклонов с преобладанием западных ветров над акваторией Балтийского моря. Под областью низкого атмосферного давления формируется нагонная волна, распространяющаяся в сторону вершины Финского залива. Подъем уровня моря усиливается из-за мелководья, а также из-за сужения залива к вершине.

В настоящее время Петербургскими наводнениями считаются подъемы уровня воды выше 160 см над нулем Балтийской системы высот. Существует следующая классификация: наводнения с подъе-

мом воды до 210 см считаются опасными, от 211 до 299 см – особо опасными, свыше 300 см – катастрофическими. При катастрофических наводнениях общая площадь затопления превышает 100 км². Всего за более чем 300-летнюю историю в Санкт-Петербурге произошло по разным данным от 309 до 320 наводнений. В 1979 г. началось строительство Комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений (КЗС). Начиная с 12 августа 2011 года, КЗС успешно работает и уже предотвратил около 25 наводнений в Санкт-Петербурге, в том числе с высотой до 294 см в 2011 г., что выше, чем четвертое по высоте наводнение 1955 г. (293 см). Важную роль в формировании штормовых нагонов играют частотные свойства акватории Финского залива, которые определяют преобладающий период собственных колебаний уровня и их затухание. В [9], по данным длительных ежечасных рядов наблюдений и среднемесячных значений на 4 станциях в Балтийском и Северном морях, было исследова-

но формирование спектра изменчивости уровня Балтийского моря в широком диапазоне частот. Показано, что на частотах выше 0.27 цикл/сут формируются индивидуальные особенности спектров основных балтийских заливов: Ботнического, Финского и Рижского, а на частотах выше 3 цикл/сут спектр колебаний уровня определяется частотно-избирательными свойствами отдельных бухт и небольших заливов.

В [6] на основе взаимного спектрального анализа многолетних рядов наблюдений на мареографах были исследованы частотные свойства стоячих волн в Финском заливе с периодами от часов до суток. Для Финского залива характерный “резонансный” период колебаний составил ~27 ч. Также был выделен пик с периодом около 8 ч, характерный для вершины Финского залива (станция Горный институт). Выполненные оценки статистической связи колебаний уровня моря с изменениями ветра и атмосферного давления указывают на доминирующую роль зональной компоненты ветра при формировании наводнений в Финском заливе. В [5] было показано, что во время экстремального подъема уровня моря 7–12 января 2005 г., вызванного циклоном Гадран (Эрвин), период нагонной волны варьировался от 28–30 до 36–42 ч в момент максимальной высоты уровня моря. В [13] были рассчитаны преобладающие периоды колебаний уровня во время трех наводнений (в 2001, 2002 и 2003 гг.) на основе численного моделирования – 25–30 ч и данных наблюдений – 22–32 ч. В представленной работе мы на основе длительных ежечасных данных исследовали частотно-временные свойства экстремальных штормовых нагонов в Финском заливе на шести уровнях станциях.

В [16, 21] было отмечено, что баротропный водообмен с Северным морем может приводить к эвстатическим изменениям уровня (объема) всего Балтийского моря величиной до нескольких десятков сантиметров и длительностью до 40 сут. В текущем исследовании показано, как долгопериодные колебания уровня Балтийского моря могут влиять на формирование экстремальных подъемов уровня в вершине Финского залива.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В представленном исследовании были использованы ряды ежечасных наблюдений на шести мареографах в Финском заливе (рис. 1а). Все ряды были приведены к единому отсчету времени (Гринвич) и к Балтийской системе высот. Были использованы данные наблюдений на финских станциях Фегло, Ханко и Хельсинки с 1 октября 1992 г. по 30 сентября 2008 г., на станциях Выборг и Кронштадт – с 1 января 1992 г. по 31 декабря 2006 г. На станции Горный институт, расположенной в Санкт-Петербурге, был использован ряд с 1 января 1977 г. по 22 июня 2007 г. Расчеты

спектров выполнялись с помощью быстрого преобразования Фурье (метод Уэлча); при этом для улучшения качества расчета использовалось спектральное окно Кайзера–Бесселя с половинным перекрытием. При помощи спектрально-временного анализа (СВАН) [15, 23] были рассчитаны частотно-временные диаграммы для событий экстремальных штормовых нагонов.

3. ЧАСТОТНО-ИЗБИРАТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА АКВАТОРИИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Колебания уровня Балтийского моря в диапазоне периодов от часов до нескольких суток формируются преимущественно под влиянием неоднородностей полей атмосферного давления и ветра [8] и выражены сгонно-нагонными явлениями, сейшами и топографическими волнами. Сгонно-нагонные явления в Балтийском море формируются в результате ветрового воздействия и занимают широкий диапазон периодов: от нескольких часов до нескольких недель. Частным случаем этих процессов являются штормовые нагоны, которые в некоторых случаях приводят к наводнениям в вершине Финского залива [14]. Сейши – это стоячие квазипериодические гравитационные волны, которые формируются в результате реакции приспособления водных масс замкнутого или полужамкнутого водоема после нарушения равновесного состояния [19]. Период сейш определяется частотно-избирательными свойствами акватории (геометрией бассейна). Сейши в Балтийском море возбуждаются в результате ветрового воздействия и имеют доминирующий период около 26–29 ч [6, 24]. Топографические волны относятся к классу градиентно-вихревых волн, которые формируются под влиянием гироскопических сил и определяются законом сохранения потенциального вихря. Эти волны генерируются только на частотах ниже инерционной и выражены, в первую очередь, в изменении скорости морских течений [4].

Для выявления характерных периодов колебаний уровня в Финском заливе были рассчитаны спектры изменений уровня моря на станциях Фегло, Ханко, Хельсинки, Выборг, Кронштадт и Горный институт. Из рядов предварительно был исключен линейный тренд. Расчеты спектров выполнялись с помощью быстрого преобразования Фурье, метод Уэлча. Длина сегмента была выбрана равной 1024 ч, для увеличения числа степеней свободы (468) и сглаживания спектра было использовано окно Кайзера–Бесселя с половинным перекрытием. Колебания уровня моря, формирующиеся под воздействием атмосферных процессов, в основном носят характер случайного шума и имеют спектр в виде непрерывной функции от частоты (континуум). Особенности спектра колебаний уровня моря определяются

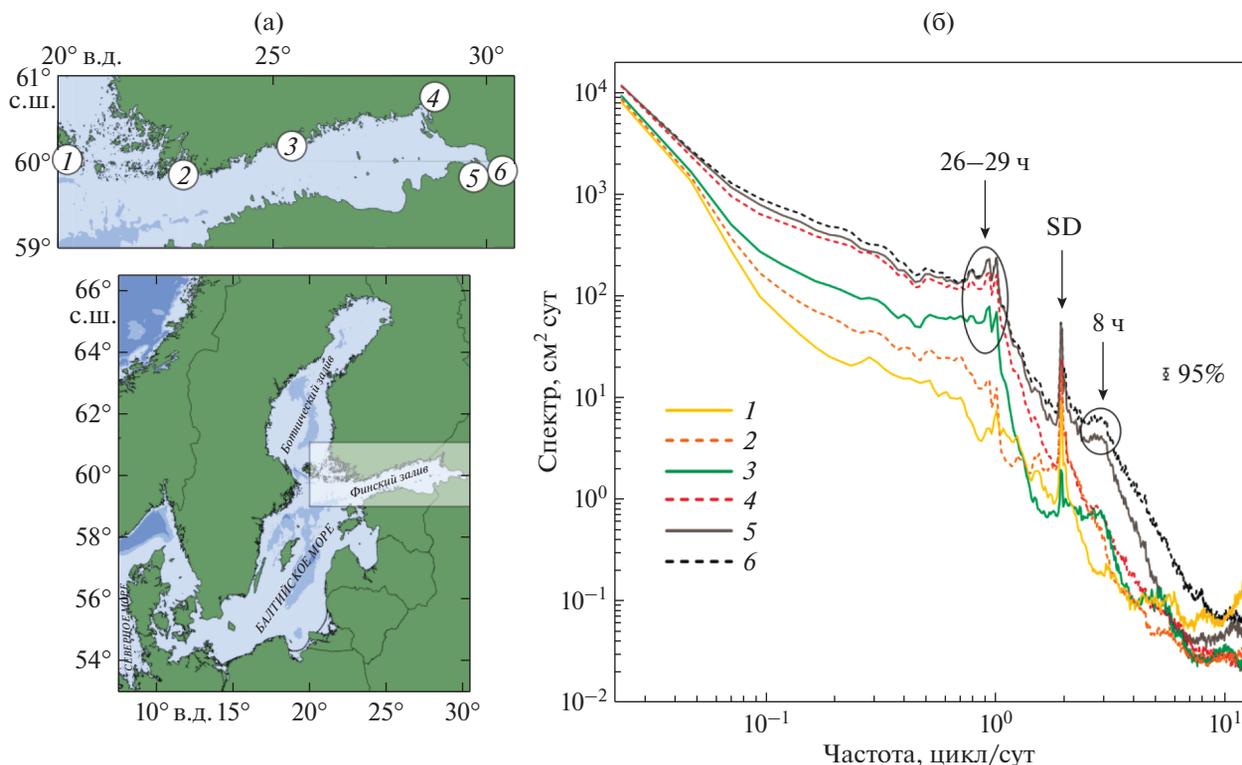


Рис. 1. (а) – Карта расположения станций: (1) Фегло, (2) Ханко, (3) Хельсинки, (4) Выборг, (5) Кронштадт, (6) Горный институт; (б) – спектры колебаний уровня моря на этих станциях. SD – полусуточный приливный пик.

частотно-избирательными свойствами акваторий (геометрией бассейна). На периодах основных мод собственных колебаний моря (залива) наблюдаются широкие спектральные максимумы (“горбы”).

Спектральная плотность колебаний уровня монотонно спадает при возрастании частоты колебаний (рис. 16). Спектральная плотность на частотах ниже 0.03 цикл/сут имеет близкие значения на разных станциях в Финском заливе. В синоптическом диапазоне частот (0.03–0.5 цикл/сут) наблюдается возрастание энергии колебаний уровня моря на порядок при перемещении от станции Фегло к станции Горный институт. Локальный широкий максимум спектральной энергии на частотах 0.7–1 цикл/сут вызван основной сейшевой модой Балтики, минимальные амплитуды которой наблюдаются вблизи линии Лиепая–Стокгольм, а пучности – в вершине Финского залива и в юго-западной части моря (побережья Германии и Дании). На частотах выше 1 цикл/сут начинаются резкие падения спектральной плотности колебаний уровня на отдельных станциях. Так, минимумы спектра на станциях Ханко с частотой 1.1 цикл/сут, Хельсинки с 1.2–1.5 цикл/сут, Выборге с 1.8 цикл/сут связаны с близостью узловых линий мод собственных колебаний Балтийского моря и, в частности, Финского залива с соответствующими частотами (см. [6, 24]). Острый резкий пик с частотой

около 2 цикл/сут имеет приливное происхождение [11]. На частоте 3 цикл/сут (период 8 ч) формируется локальное повышение спектральной плотности колебаний уровня Финского залива, которое обнаружено в Выборге, Кронштадте и Горном институте. Причем энергия этого колебания на двух последних станциях на порядок выше, чем в Выборге, что связано с их расположением в вершине залива. На частотах выше 3 цикл/сут начинает различаться спектральная энергия в Кронштадте и Горном институте.

4. ЧАСТОТНО-СПЕКТРАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НАВОДНЕНИЙ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ

Следующим этапом исследования было выявление частотно-избирательных свойств Финского залива во время отдельных наводнений в г. Санкт-Петербурге. Были выбраны шесть наиболее сильных событий с 1984 по 2007 г. Для каждого события были выделены временные ряды длительностью 60 сут (30 дней до и после достижения максимального уровня моря на станции Горный институт). Далее для этих рядов был применен спектрально-временной анализ временных рядов, который позволил изучить изменения спектральной плотности (дисперсии) колебаний уровня моря в частотно-временном масштабе в течение развития штормового нагона.

Первое из рассматриваемых наводнений произошло 1 января 1984 г. В течение месяца, предшествовавшего наводнению, уровень моря несколько раз поднимался до 135–140 см (рис. 2а, 2в). Причем изменения уровня моря в декабре фрагментарно имели волновой характер с преобладающим периодом колебаний 22–26 ч (рис. 2б). 1 января 1984 г. в 22:00 подъем уровня моря в Горном институте достиг отметки 227 см. Период колебаний в момент максимального подъема уровня составлял 26–34 ч (частота 0.7–0.9 цикл/сут). В момент пика штормового нагона в спектре колебаний уровня дополнительно усиливается восьмичасовая мода собственных колебаний залива.

Схожую частотно-спектральную диаграмму имело наводнение, случившееся 6 декабря 1986 г. (рис. 2г). Интенсивные колебания уровня моря на станции Горный институт начались 28 ноября и снова имели волновой характер. В частотно-временной диаграмме этого события можно выделить три основных составляющих с частотами: 0.4–0.6, 0.7–1 и 1.15–1.3 цикл/сут. В течение пяти дней в Санкт-Петербурге произошло три наводнения: 2, 4 и 6 декабря. Первые два наводнения имеют высоты 207 и 191 см соответственно. В 18:00 6 декабря суперпозиция этих трех составляющих приводит к формированию максимального подъема уровня моря в Горном институте (260 см). Причем наибольшие магнитуды в момент достижения пика нагона имеют компоненты с периодом 24–34 ч.

В 1994 г. произошло четыре наводнения в Санкт-Петербурге: 1, 4, 12 и 16 октября (рис. 3а). В начале октября значительных амплитуд достигали относительно низкочастотные колебания (0.3–0.5 цикл/сут и 0.55–0.65 цикл/сут), которые сопровождалось небольшим усилением колебаний с частотой 1.4–2 цикл/сут (рис. 3б). Уровень моря в Горном институте 1 октября достиг 218 см, а 4 октября – 182 см. Начиная с 9 октября, частотно-спектральная структура колебаний уровня в Финском заливе меняется. Преобладают три компоненты с частотами: 0.5–0.62, 0.75–0.95 и 1.1–1.3 цикл/сут, которые формируют наводнения 12 октября с высотами 226 и 162 см 16 октября. Это событие схоже по своей частотно-временной структуре с наводнениями в декабре 1986 г.: снова выделяются три компоненты с примерно теми же частотами, причем наибольшую магнитуду имеет составляющая с периодом 25–32 ч. В том же году, 15 сентября произошло резкое изменение уровня моря с периодом 24–30 ч и размахом колебаний до 160 см. Но это событие сопровождалось относительно низким средним уровнем моря, в результате чего абсолютный подъем уровня не превысил 80 см.

В ноябре 1999 г. произошло самое сильное наводнение в Санкт-Петербурге за последние 40 лет и тринадцатое по высоте за всю историю города. Подъем уровня воды в Финском заливе был вызван

прохождением глубокого циклона в северо-восточном направлении через территорию Финляндии. Причем над Финским заливом перемещалась южная периферия циклона с преобладающим западным ветром со скоростями 20–25 м/с. Уровень моря поднялся до отметки 262 см. Ущерб от наводнения составил около 600 млн рублей. В частотно-временной структуре этого штормового нагона преобладает компонента с частотой 0.7–0.95 цикл/сут (рис. 3г). Также присутствовала составляющая с частотой 2.2 цикл/сут. После пика нагона в 2:00 30 ноября 1999 г. (256 см по ежечасным данным в пункте Горный институт, рис. 3в) в течение около двух недель наблюдались устойчивые колебания с частотой 0.8–1.2 цикл/сут.

В январе 2005 г. над акваторией Северного и Балтийского морей проходил циклон Гадран (Эрвин). Скорость ветра в циклоне достигала 34 м/с [17]. Циклон вызвал сильнейший за 50 лет шторм со значительной высотой волн до 8–9 м в Балтийском море [20, 12]. На побережьях ряда стран северной Европы циклон Гадран спровоцировал существенный подъем уровня моря. В Пярнуском заливе уровень моря поднялся до отметки 275 см, рекордной за всю историю наблюдений в этом пункте [22, 7, 17]. В Финском заливе еще 24–27 декабря 2004 г. наблюдались сильные колебания уровня, имеющие характер сейш с периодом 0.7–1.1 цикл/сут и размахом до 100 см (рис. 4а). К 6 января 2005 г. частотно-временная структура колебаний уровня в вершине Финского залива изменилась. Можно выделить три основных компоненты штормового нагона с частотами: 0.45–0.55, 0.56–0.65 и 0.66–0.9 цикл/сут (рис. 4б). 7 января 2005 г. в 23:00 циклон Гадран вызвал наводнение в Санкт-Петербурге с высотой 165 см. А 9 января в 9:00 суперпозиция этих трех составляющих привела к еще большему подъему уровня моря в вершине Финского залива до 238 см. При этом уровень моря в Санкт-Петербурге на протяжении 10.5 ч превышал отметку 160 см. Следует отметить, что абсолютные значения энергии колебаний уровня в конце декабря 2004 г. в мезомасштабном частотном диапазоне были выше, чем во время Гадрана. Но более широкий частотный диапазон колебаний уровня в период с 6 по 10 января и повышение среднего уровня привели в итоге к существенно большему суммарному подъему уровня моря.

В середине января 2007 г. акваторию Балтийского моря пересекло несколько сильных циклонов, в результате чего в вершине Финского залива произошло четыре наводнения. Первое наводнение было зафиксировано в 12:00 10 января. Уровень моря по ежечасным данным достиг отметки 222 см (рис. 4в). Основные компоненты колебаний уровня имели частоты 0.65–0.78 и 0.8–0.96 цикл/сут (рис. 4г). В период с 14 по 20 января сменилась частотно-временная структура колебаний уровня в вершине Финского залива. Это

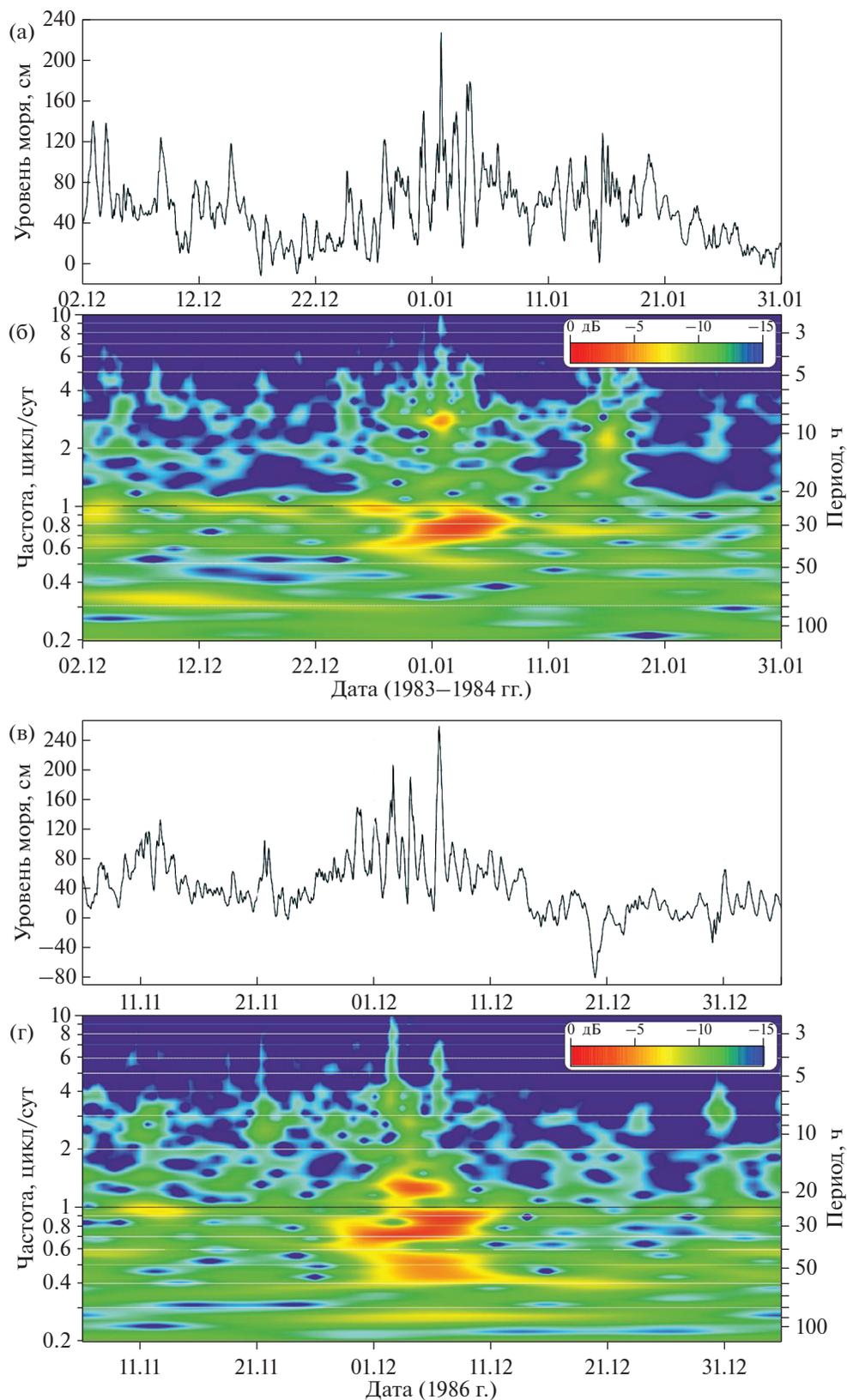


Рис. 2. Колебания уровня моря на станции Горный институт во время наводнений (а) – 1 января 1984 г. и (в) – 6 декабря 1986 г., (б, г) – их частотно-временные спектры соответственно. Цветом показано изменение амплитуды колебаний уровня в дБ.

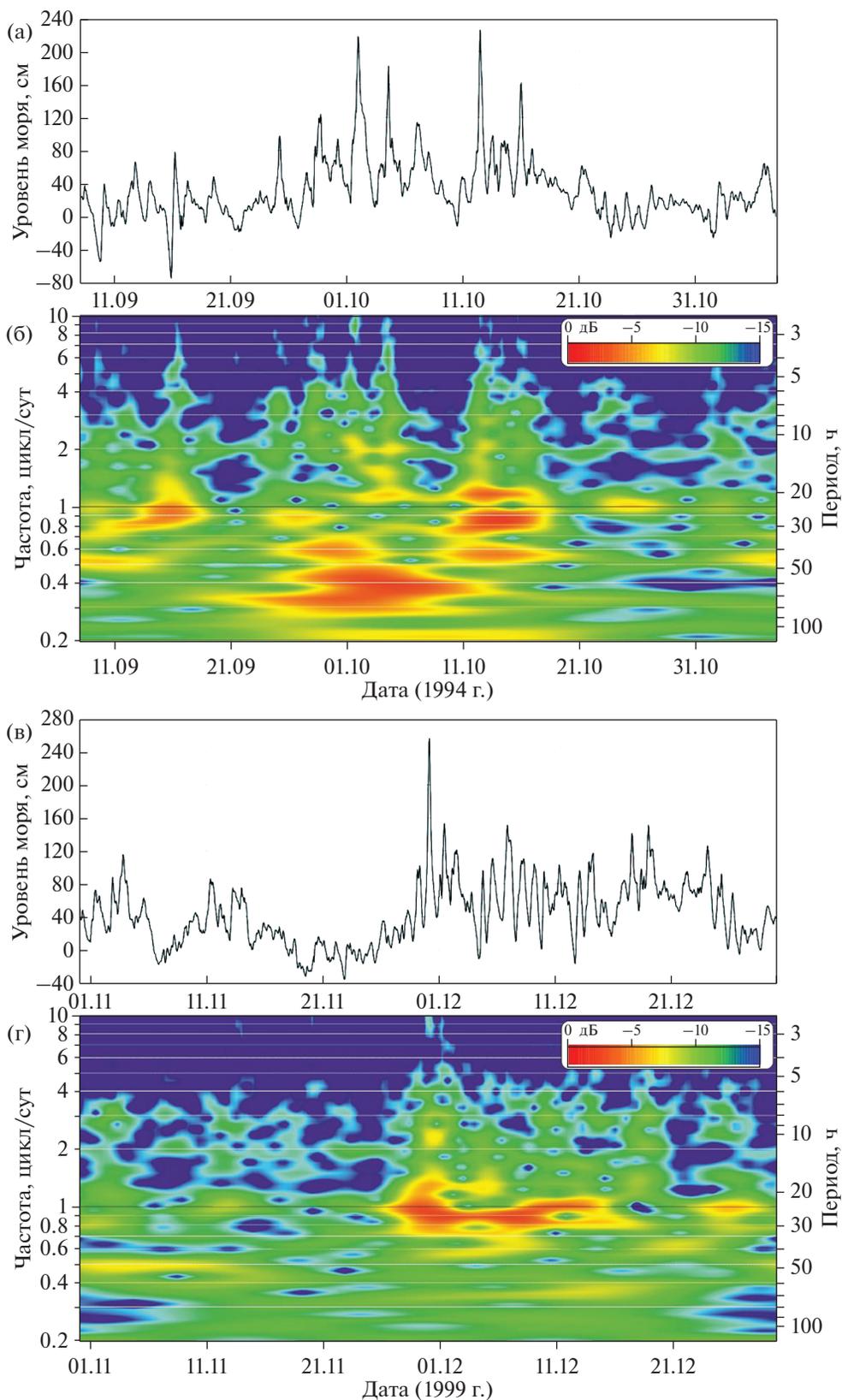


Рис. 3. Колебания уровня моря на станции Горный институт во время наводнений в (а) – октябре 1994 г. и (в) – 30 ноября 1999 г., (б, г) – их частотно-временные спектры соответственно. Цветом показано изменение амплитуды колебаний уровня в дБ.

было вызвано прохождением циклонов Икарус (с 15 по 16 января) и Кирилл (с 18 по 20 января). Колебания уровня имели две основные частоты: 0.7–0.82 и 0.93–1.2 цикл/сут. В этот период времени можно выделить пять значительных подъемов уровня воды, три из которых превысили критическую отметку 160 см.

5. НИЗКОЧАСТОТНЫЕ ПОВЫШЕНИЯ УРОВНЯ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Анализ частотно-временной изменчивости колебаний уровня моря в период нагонов показал, что существенным фактором увеличения абсолютных отметок в моменты наводнений были изменения среднего (фоновое) уровня моря. В настоящем исследовании были рассмотрены экстремальные подъемы уровня моря, сформированные низкочастотной изменчивостью уровня. Для этого к длительному ежечасному ряду изменения уровня в Горном институте с 1977 по 2017 г. был применен низкочастотный фильтр с окном Хэмминга с частотой среза 0.05 цикл/сут. Фильтрация исходного ряда позволяет исключить экстремумы, вызванные отдельными нагонными событиями. В результате фильтрации был получен длительный ряд низкочастотных колебаний уровня с периодами 20 сут и более. Эти долгопериодные колебания уровня в вершине Финского залива формируются в первую очередь под влиянием годового хода среднего уровня моря, вызванного сезонной изменчивостью атмосферных полей над регионом, определяющих в том числе водообмен с Северным морем. Эти факторы приводят как к перераспределению водной толщи внутри моря, так и к изменению объема всего Балтийского моря. Причем величина долгопериодных колебаний среднего уровня Балтийского моря достигает нескольких дециметров. Так, в отдельные годы размах сезонных колебаний уровня в вершине Финского залива достигает 60 см, а максимальный подъем среднего уровня наблюдается в период с октября по январь [10].

На рис. 5 показаны исходный и фильтрованный низкочастотный ряды колебаний уровня моря на станции Горный институт. Для низкочастотной изменчивости уровня моря характерны существенные повышения среднего уровня с длительностью в десятки дней. Так, с ноября 1982 г. по февраль 1983 г. средний уровень моря на протяжении 82 дней превышал 50 см. В этот период произошли четыре наводнения с максимальной высотой до 215 см 25 ноября 1982 г. В январе 1983 г. средний уровень моря на протяжении 11 дней не опускался ниже 100 см и произошло два наводнения: 14 января – 178 см и 21 января – 180 см. Средний уровень моря в этих случаях составлял 94 и 104 см соответственно. Таким образом, высота самих штормовых нагонов в этих случаях не превышала 85 см.

В сентябре–декабре 1983 г. средний уровень моря в Горном институте на протяжении 82 дней снова превышал отметку в 50 см. В этот период в Горном институте произошло 8 наводнений. Но высота даже самого сильного из них не превысила 200 см, при этом средний уровень не опускался ниже 100 см в течение 13 дней подряд.

В марте 1990 г. уровень на протяжении 8 дней не опускался ниже 100 см. Но, несмотря на такой высокий фоновый уровень, ни одного штормового нагона с высотой более 160 см в этот период зафиксировано не было. За 30 лет наблюдений это единственный случай, когда при среднем уровне более 100 см наводнений не случилось.

В декабре 2004 г.–январе 2005 г. средний уровень моря на протяжении 52 дней был выше 50 см, а в начале января 2005 г. в течение пяти дней не опускался ниже 100 см. В этот момент, 9 января, произошло наводнение с высотой 237 см, вызванное циклоном Гадран.

6. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В текущем исследовании было рассмотрено несколько наводнений в вершине Финского залива. Эти события сопровождалось несколькими “неблагоприятными” факторами: опасными траекториями движения глубоких циклонов, частотно-избирательными свойствами моря и высокими фоновыми колебаниями уровня моря. Первый фактор – наиболее изменчивый. Для Финского залива опасными являются траектории движения циклонов в направлении с запада на восток, когда область низкого давления перемещается параллельно заливу над территорией Финляндии, а нижняя периферийная зона циклона с сильным западным ветром непрерывно создает ветровой нагон в заливе. Частотно-избирательные свойства Финского залива – это постоянный фактор, особенности которого практически не меняются от года к году. Некоторые изменения частотно-избирательных свойств в восточной части залива могли произойти, вероятно, вследствие строительства КЗС Санкт-Петербурга от наводнений.

В работе [1] с помощью двухмерной модели Балтийского моря BSM5 было показано, что если бы 9 января 2005 г. северо-западная траектория циклона Гадран сместилась севернее на 100 км от его фактической траектории, то произошло бы катастрофическое наводнение. В [1] было показано, что особо опасные подъемы уровня в Санкт-Петербурге происходят, когда циклоны движутся с запада на восток и с юго-запада на северо-восток, а при движении циклона на юго-восток высота нагона значительно меньше. По результатам моделирования [2], синтетический экстремальный циклон, движущийся по наиболее опасной траектории на восток–северо-восток с азимутом 88.2°, вызывает максимальный подъем воды в

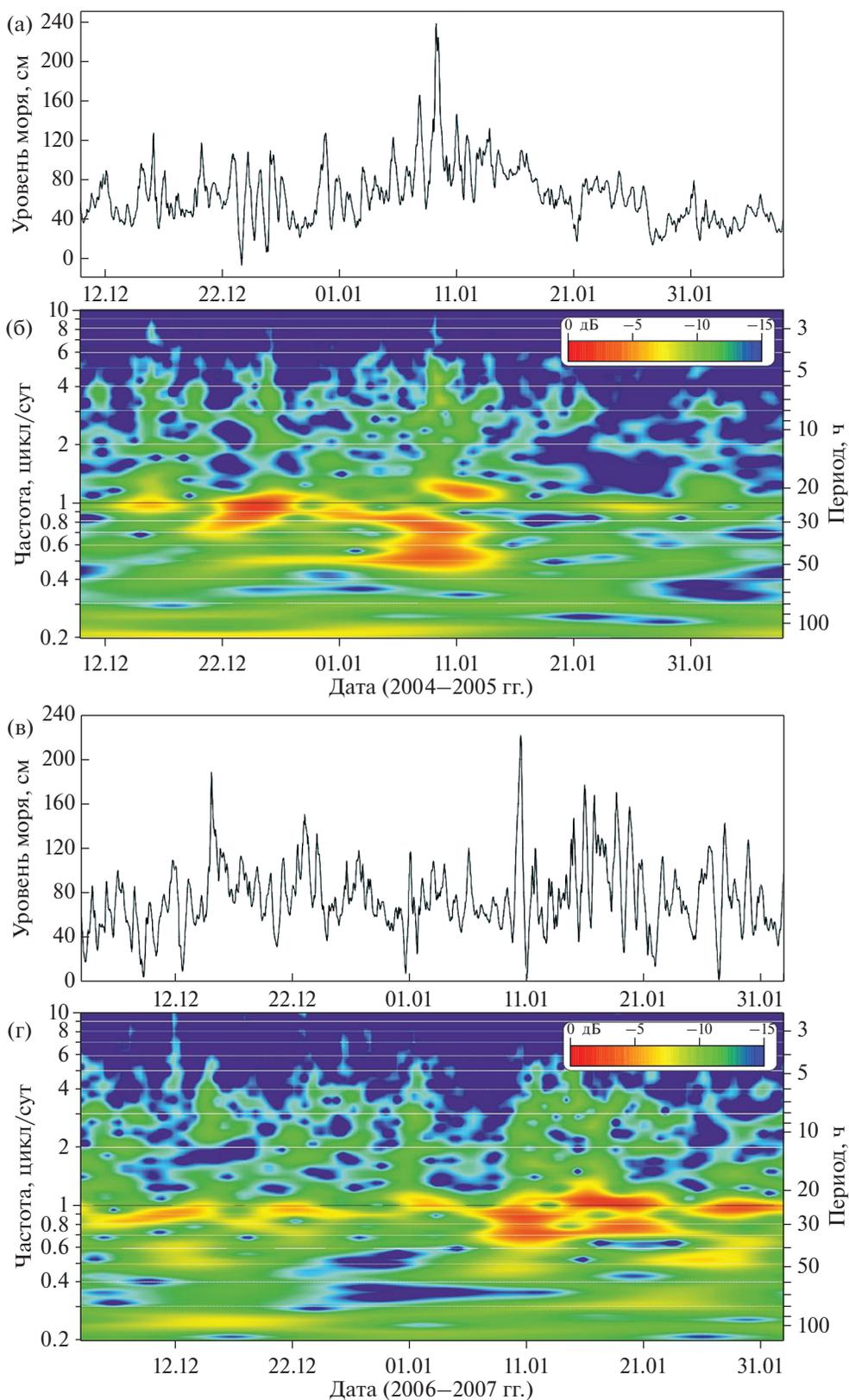


Рис. 4. Колебания уровня моря на станции Горный институт во время наводнений в (а) – январе 2005 г. и (в) – декабре–январе 2006–2007 гг., (б, г) – их частотно-временные спектры соответственно. Цветом показано изменение амплитуды колебаний уровня в дБ.

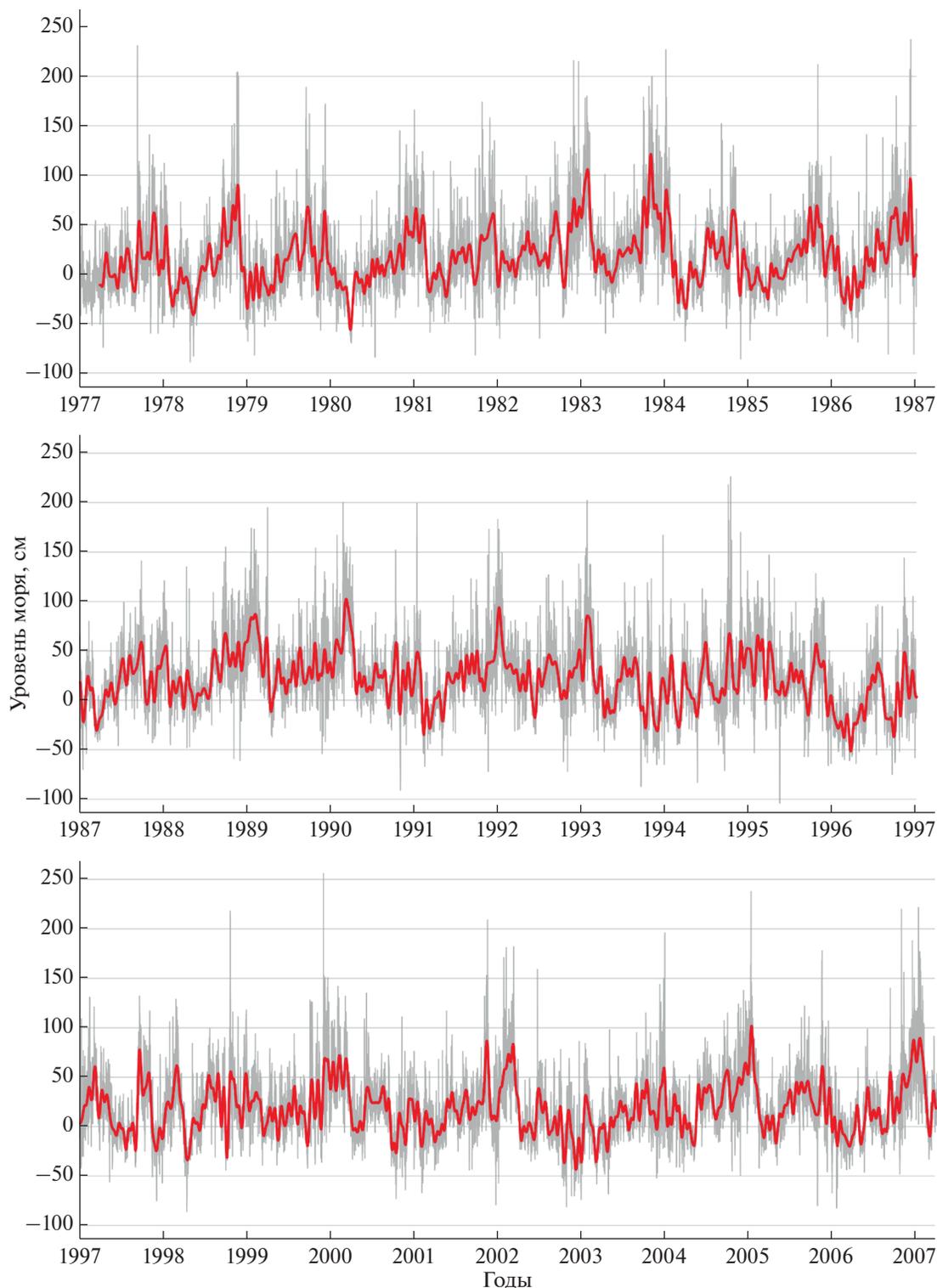


Рис. 5. Низкочастотные колебания уровня моря на станции Горный институт (красная линия). Серым цветом показана исходная ежечасная запись изменений уровня моря.

Кронштадте до 474 см и в Санкт-Петербурге — до 558 см.

Для Финского залива опасными являются штормовые нагоны с периодами 25–35 ч. Так, ос-

новная энергия колебаний уровня во время наводнения 1 января 1984 г. имела период 26–34 ч, в декабре 1986 г. — 24–34 ч, в середине октября 1994 г. — 24–30 ч, в ноябре 1999 г. — 27–34 ч, в ян-

варе 2007 г. – 25–30 ч. В случае наводнений начала октября 1994 г. преобладали колебания с большими периодами – 48–80 ч. Во время наводнения 9 января 2005 г., вызванного прохождением циклона Гадран, колебания уровня моря имели периоды от 27 до 48 ч.

Во время некоторых наводнений наблюдалось усиление высокочастотных 8-часовых колебаний. Традиционно в Балтийском море было принято выделять многоузловую сейшу с периодом около 8 ч (см. [3, 24]), одна из пучностей которой располагается в Невской губе. Эта мода была ярко выражена в период наводнения 1 января 1984 г., но также присутствовала и во время других наводнений.

Вторичные максимумы наводнения, происходящие в течение десятков часов после достижения главного пика, наблюдаются в Санкт-Петербурге достаточно часто. В [13] было показано, что второй максимум уровня в Санкт-Петербурге формируется под влиянием одноузловой сейши Балтийского моря, как это произошло в период наводнения в Санкт-Петербурге 15–17 ноября 2001 г. Собственные колебания уровня моря, приведшие к формированию вторичного максимума, были возбуждены изменением скорости и направления ветра, который в течение двух дней менялся от нагонного к сгонному и обратно.

Наиболее неблагоприятными условиями формирования экстремальных нагонов в заливе являются случаи прохождения цепочки атмосферных циклонов с периодом около 1–2 сут. Такие случаи приводят к эффекту резонансного “раскачивания” собственных колебаний Финского залива с периодом 26–29 ч [6]. В [18] на основе данных прибрежных станций Эстонии в период с 1948 по 2010 г. были рассмотрены ситуации, когда наводнения возбуждаются цепочкой из нескольких циклонов, вызывающих экстремальные колебания уровня моря в течение 7–10 дней. Было показано, что в 1967 и 2005 гг. экстремальный уровень моря был сформирован шестью прогрессивными вторичными максимумами уровня моря в течение примерно 10 дней до возникновения самого экстремального. Обе ситуации были сформированы под влиянием прохождения пяти циклонов, которые имели области низкого атмосферного давления в секторе 10° – 30° в.д., 55° – 67° с.ш. Подобные ситуации, видимо, происходили в вершине Финского залива в 1994 и 2007 гг.

Дополнительным существенным фактором являются низкочастотные фоновые колебания уровня моря. В первую очередь, они формируются сезонным циклом изменений среднего уровня Балтийского моря. Причем наибольших значений сезонный ход уровня достигает в октябре–декабре [10]. Размах сезонных колебаний уровня в вершине Финского залива в отдельные годы достигает 56–59 см [10]. В [16] было показа-

но, что интенсивный баротропный водообмен через Датские проливы в течение 40 дней может привести к существенным изменениям среднего уровня (объема) всего Балтийского моря, до нескольких десятков сантиметров [21]. Согласно данным работы [3], водообмен с Северным морем через Датские проливы, который преимущественно определяется атмосферной циркуляцией, составляет до 75% водного баланса Балтийского моря. Результаты текущего исследования показывают, что средний уровень моря в Горном институте может на протяжении практически трех месяцев не опускаться ниже 50 см. Таким образом, фоновые колебания способствуют формированию наводнений в Финском заливе. При этом штормовому нагону в таких случаях достаточно иметь высоту до 100 см, чтобы вызвать наводнение в Санкт-Петербурге (подъем уровня выше 160 см). Но, как показал анализ данных, высокий средний уровень не обязательно приводит к наводнениям в вершине Финского залива. Так, в 1990 г. на протяжении 8 дней средний уровень не опускался ниже 100 см, но наводнений с высотой выше 160 см так и не произошло.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0128-2021-0004) и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 20-77-00099).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аверкиев А.С., Клеванный К.А.* Определение траекторий и скоростей циклонов, приводящих к максимальным подъемам воды в Финском заливе // Метеорология и гидрология. 2007. № 8. С. 55–63.
2. *Аверкиев А.С., Клеванный К.А.* Расчет экстремальных уровней воды в восточной части Финского залива // Метеорология и гидрология. 2009. № 11. С. 59–68.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект “Моря СССР”. Т. III. Балтийское море. Вып. I. Гидрометеорологические условия / Под ред. Терзиева Ф.С. и др. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 451 с.
4. *Гусев А.К., Захарчук Е.А., Иванов Н.Е. и др.* Динамика вод Балтийского моря в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов. СПб.: Гидрометеоздат, 2007. 354 с.
5. *Захарчук Е.А., Тихонова Н.А., Сухачев В.Н.* О пространственной структуре и распространении волн невыхских наводнений // Метеорология и гидрология. 2020. № 4. С. 42–53.
6. *Куликов Е.А., Медведев И.П.* Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 167–174.
7. *Куликов Е.А., Медведев И.П.* Статистика экстремальных сгонно-нагонных явлений в Балтийском море // Океанология. 2017. Т. 57. № 6. С. 858–870.
8. *Куликов Е.А., Файн И.В., Медведев И.П.* Численное моделирование аномобарических колебаний уровня Балтийского моря // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 41–52.

9. *Медведев И.П.* О формировании спектра колебаний уровня Балтийского моря // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 3. С. 347–352.
10. *Медведев И.П.* Межгодовая изменчивость сезонных колебаний уровня на российском побережье Балтийского моря // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 3. С. 35–50. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46\(3\).3](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).3)
11. *Медведев И.П., Рабинович А.Б., Куликов Е.А.* Приливные колебания в Балтийском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 596–611.
12. *Медведева А.Ю., Архипкин В.С., Мысленков С.А., Зилитинкевич С.С.* Волновой климат Балтийского моря на основе результатов, полученных с помощью спектральной модели SWAN // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2015. № 1. С. 12–22.
13. *Понов С.К., Гусев А.В., Фомин В.В.* Вторичный максимум уровня моря в наводнениях в Санкт-Петербурге и его воспроизведение в численных моделях // Метеорология и гидрология. 2018. № 12. С. 48–60.
14. *Averkiev A.S., Klevannu K.A.* A case study of the impact of cyclonic trajectories on sea-level extremes in the Gulf of Finland // Cont. Shelf Res. 2010. V. 30. № 6. P. 707–714. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.10.010>
15. *Dziewonski A., Bloch S., Landisman M.* A technique for the analysis of transient seismic signals // Bull. Seismol. Soc. Am. 1969. V. 59. № 1. P. 427–444.
16. *Lehmann A., Post P.* Variability of atmospheric circulation patterns associated with large volume changes of the Baltic Sea // Adv. Sci. Res. 2015. V. 12. P. 219–225. <https://doi.org/10.5194/asr-12-219-2015>
17. *Mäll M., Suursaar Ü., Nakamura R. et al.* Modelling a storm surge under future climate scenarios: case study of extratropical cyclone Gudrun (2005) // Nat. Hazards. 2017. V. 89. P. 1119–1144. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-3011-3>
18. *Post P., Kõuts T.* Characteristics of cyclones causing extreme sea levels in the northern Baltic Sea // Oceanologia. 2014. V. 56. № 2. P. 241–258. <https://doi.org/10.5697/oc.56-2.24>
19. *Rabinovich A.B.* Seiches and harbor oscillations. – Handbook of Coastal and Ocean Engineering / Kim. Y.C. (ed.). Chapter 9. World Scientific Publ., Singapore, 2009. P. 193–236.
20. *Soomere T., Behrens A., Tuomi L., Nielsen J.W.* Wave conditions in the Baltic Proper and in the Gulf of Finland during windstorm Gudrun // Nat. Hazards & Earth Syst. Sci. 2008. V. 8. № 1. P. 37–46.
21. *Soomere T., Pindsoo K.* Spatial variability in the trends in extreme storm surges and weekly-scale high water levels in the eastern Baltic Sea // Cont. Shelf Res. 2016. V. 115. P. 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.12.016>
22. *Suursaar U., Kullas T., Otsmann M. et al.* Cyclone Gudrun in January 2005 and modelling its hydrodynamic consequences in the Estonian coastal waters // Boreal Environmental Res. 2006. V. 11. P. 143–159.
23. *Thomson R.E., Emery W.J.* Data Analysis Methods in Physical Oceanography, Third and revised edition. New York: Elsevier, 2014. 716 p.
24. *Wubber C., Krauss W.* The two-dimensional seiches of the Baltic Sea // Oceanologia Acta. 1979. V. 2. № 4. P. 435–446.

Extreme Storm Surges in the Gulf of Finland: Frequency-Spectral Properties and the Impact of Low-Frequency Sea Level Oscillations

I. P. Medvedev^{a, b, #}, E. A. Kulikov^a

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

^b*Institute of Applied Geophysics, Moscow, Russia*

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

Based on the analysis of hourly data of tide gauge observations, time-frequency estimates of storm surges in the Gulf of Finland were obtained. Using spectral analysis of long-term series, the main periods of natural oscillations of the Gulf of Finland were identified. As a result of the spectral-temporal analysis of individual floods, the time-frequency spectra of storm surges were obtained. For the Gulf of Finland, the dangerous storm surges have periods of 25–35 h. Thus, the period of sea level oscillations during the flood of January 1, 1984 was 26–34 h, in December 1986 – 24–34 h, in mid-October 1994 – 24–30 h, in November 1999 – 27–34 h, in January 2007 – 25–30 h. In the case of floods in early October 1994, oscillations prevailed with longer periods – 48–80 h. In the event of a flood on January 9, 2005, caused by the passage of cyclone Gudrun, sea level variations had periods from 27 to 48 h. In some cases of storm surges, an increase in high-frequency 8-hour oscillations is observed. The most unfavorable conditions for the formation of extreme storm surges in the gulf are the cases of the passage of a chain of atmospheric cyclones with a period of about 1–2 days. Such cases lead to the effect of resonant “rocking” of the natural oscillations of the Gulf of Finland with a period of 26–29 h. It is shown that background mean sea level variations with periods of more than 20 days contribute to the formation of floods in the Gulf of Finland. Four events were identified when the mean sea level exceeded 100 cm for several days, three of which were accompanied by floods.

Keywords: storm surges, Baltic Sea, sea level, spectral analysis, floods in Saint Petersburg

УДК 550.4.02:550:424

ПЕРВЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА В ПРОЛИВЕ АНТАРКТИК (ЮЖНЫЙ ОКЕАН)

© 2021 г. Н. С. Полоник^{1, *}, А. Л. Пономарева¹, Р. Б. Шакиров¹, А. И. Обжиров¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева
Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

*e-mail: nikpol@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 03.06.2020 г.

После доработки 24.11.2020 г.

Принята к публикации 18.03.2021 г.

В статье представлены первые данные о распределении метана в водной толще пролива Антарктик (Атлантический сектор Южного океана) по результатам комплексной экспедиции РАН на НИС “Академик Мстислав Келдыш”, 79-й рейс. В глубоководной части пролива на глубине более 400 м выявлена устойчивая зона с повышенной концентрацией растворенного метана (до 7.53 нмоль/л). По данным параллельных измерений концентрация метана в придонном слое пролива значительно превышает среднюю концентрацию метана в море Уэдделла.

Ключевые слова: растворенный метан, пролив Антарктик, Атлантический сектор Южного океана

DOI: 10.31857/S0030157421040134

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время возрастающую актуальность приобретают исследования природных источников эмиссии газа метана в Мировом океане [1–5]. Южный океан в этом отношении наименее изучен. В экспедиции 79-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” (январь–февраль 2020 г.) проведены газеохимические и геомикробиологические исследования в проливе Антарктик (Antarctic Sound), разделяющем Антарктический полуостров и острова Жуэнвилль (Joinville) и Д’Урвилль (D’Urville) (рис. 1). Основная цель этих исследований состояла в изучении распределения метана в водной толще пролива, определении возможной взаимосвязи между увеличением количества метана в воде и ростом пелагического микробного сообщества, оценке поступления метана в атмосферу как газа, провоцирующего парниковый эффект.

Через пролив Антарктик водные массы из моря Уэдделла проникают в пролив Брансфилда, где сталкиваются с водами южной ветви Антарктического Циркумполярного течения (АЦТ) и принимают участие в формировании пограничного течения пролива Брансфилд [6]. Несмотря на определенные успехи в изучении закономерностей распределения метана в море Уэдделла [7], акватории пролива Брансфилда [8], до настоящего времени остается неисследованным распределение полей метана в этом регионе Антарктики, а также влияние течений на формирование водных

масс разного происхождения и содержания метана в проливе Антарктик. В нашей работе представлены первые результаты анализа распределения метана на разных горизонтах водной толщи пролива Антарктик.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для измерения концентрации метана в водных колонках был выбран метод равновесных концентраций “Headspace” [9]. Расчет концентраций метана, растворенного в морской воде, производился по методике [10] в модификации [11] с использованием расчетных констант растворимости метана. Для газохроматографического анализа газового состава применялся газовый хроматограф “ЭХО-ЕW мод.2” (Россия), оснащенный пламенно-ионизационным детектором (ПИД) и металлической поликапиллярной колонкой (длина 2 м, толщина 0.2–0.3 мм, фаза HayesepSD).

Скорость метанотрофии и метаногенеза определяли газохроматографическим методом с использованием дифторметана в качестве ингибитора монооксигеназы. Дополнительно, фиксировали наличие биоиндикаторных термофильных метанотрофных бактерий. Микроорганизмы культивировали на среде AMS-NS стандартного состава с добавлением микроэлементов по Пфенингу при температуре +60°C в течение 3 сут. Наличие клеток подтверждали с помощью микроскопии непосредственно на борту судна.

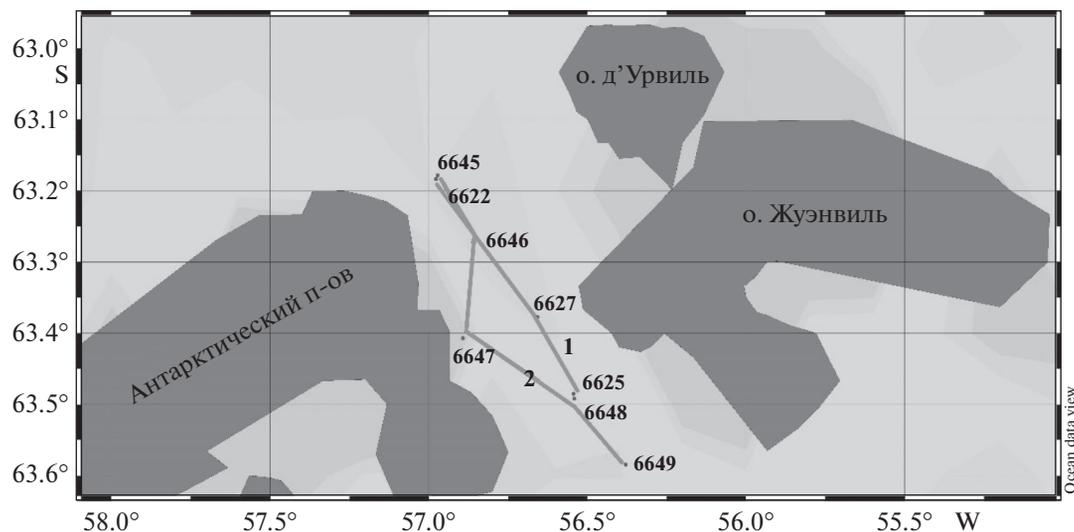


Рис. 1. Схема расположения островов и разрезов (1 и 2) в районе пролива Антарктик (рейс 79, АМК, январь–февраль 2020, Антарктика).

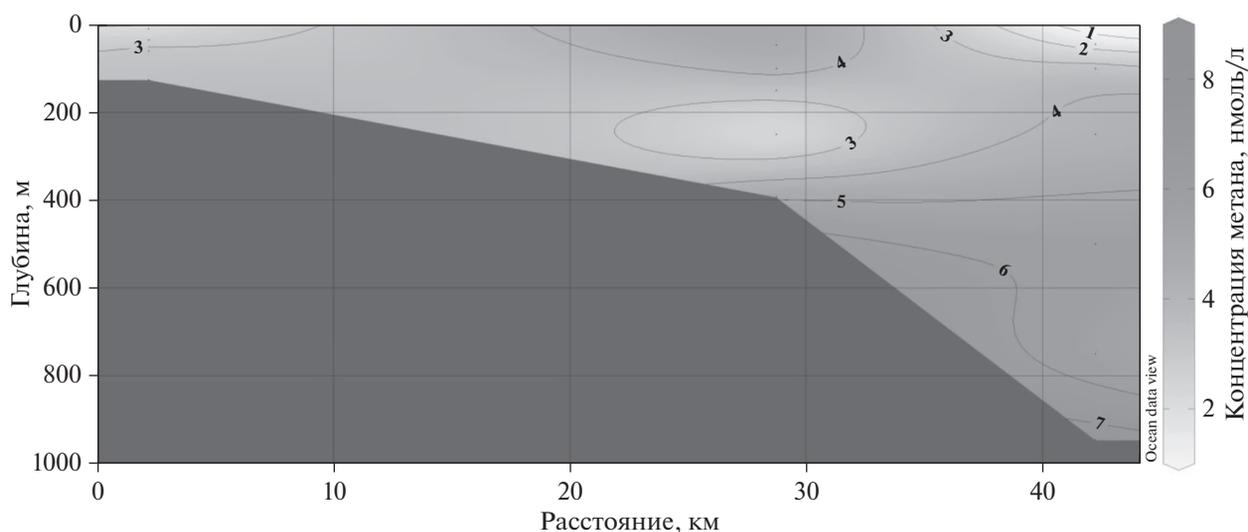


Рис. 2. Распределение метана в воде на разрезе, включающем станции 6622, 6625, 6627.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В проливе Антарктик было выполнено два продольных разреза длиной 52 и 62 км с тремя и пятью станциями, соответственно, с временным интервалом в десять суток. Карта пролива, схемы расположения разрезов и станций и показаны на рис. 1.

Первый разрез из трех станций (6622, 6625, 6627) был выполнен в диапазоне глубин от 127 до 947 м 3 февраля 2020 г. Средняя концентрация метана в водной толще разреза составляла 3.91 нмоль/л. Максимальное содержание метана (7.53 нмоль/л) было обнаружено в придонном

слое на глубине 947 м на станции 6625. Минимальная концентрация метана (1.22 нмоль/л) была приурочена к горизонту 45 м станции 6625. Распределение метана в водной толще пролива Антарктика на первом разрезе показано на рис. 2.

На рисунке хорошо виден участок с повышенной концентрацией метана (5.00–7.53 нмоль/л) в глубокой части пролива ниже изобаты 400 м. Также заметно вторжение бедных метаном водных масс (1.22–3.00 нмоль/л) из моря Уэдделла в южную часть пролива выше изобаты 100 м. Центральная часть пролива глубиной до 400 м характеризуется сильно перемешанными водными массами с концентрациями метана от 1.83 до

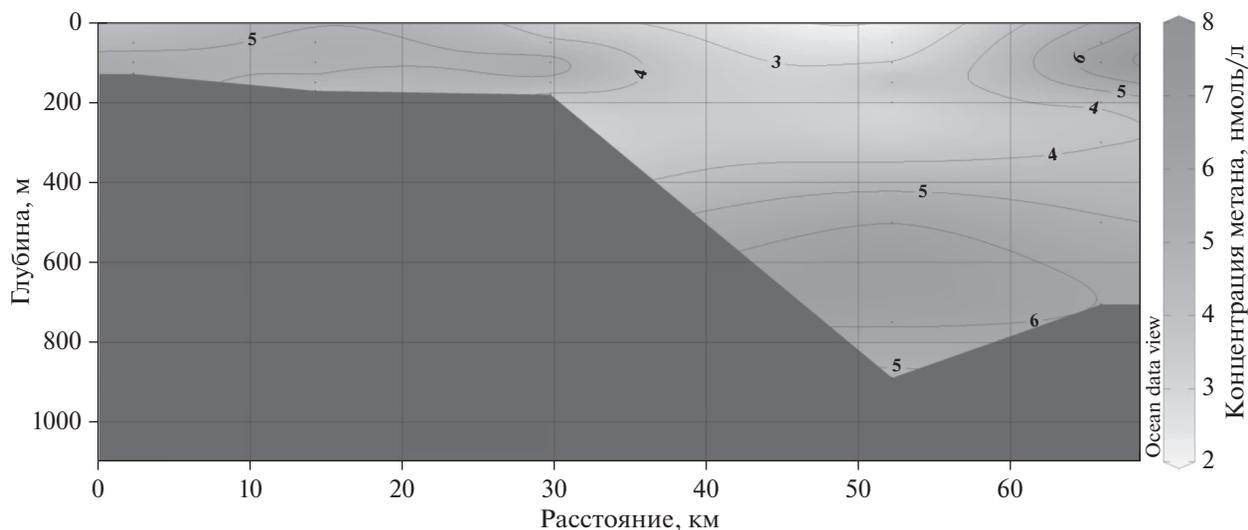


Рис. 3. Распределение метана на втором разрезе, включающем станции 6645, 6646, 6647, 6648, 6649.

5.09 нмоль/л, однако и на склоне пролива максимальное содержание метана также приурочено к придонному слою.

Второй продольный разрез в проливе Антарктик был выполнен через десять дней и состоял из пяти станций (6645, 6646, 6647, 6648, 6649). Распределение метана в водной толще пролива Антарктик на этом разрезе показано на рис. 3.

Максимальная концентрация метана составила 7.55 нмоль/л и была приурочена к горизонту 100 м на самой южной станции разреза 6649. Среднее содержание метана в морской воде составило 4.74 нмоль/л. Как и на первом разрезе, протяженная зона с повышенным содержанием метана (6.00–6.11 нмоль/л) была приурочена к глубоководной части пролива – горизонтам ниже 400 м. Северный мелководный участок пролива также обнаруживал увеличение средней концентрации метана до 4.78 нмоль/л. На этом участке не наблюдалось повышения температуры водных горизонтов либо выраженного распреснения, вызванного пресноводным стоком. Поэтому рост концентраций метана вызван, по нашему мнению, вторжением более богатых метаном вод из пролива Брансфилда в северную часть пролива Антарктик под действием ветра или течений.

Анализ микробных сообществ в водной толще пролива показал устойчивую взаимосвязь активности метанотрофов с увеличением количества растворенного в воде метана. Для станций первого разреза скорость метанотрофии была почти в 2 раза выше, чем для второго, и измеренные величины составляли 0.46 и 0.27 нмоль/л в час соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Важным результатом проведенных исследований является обнаружение устойчивой стабильной зоны с повышенной концентрацией метана в глубокой части пролива Антарктик, локализованной в придонном слое ниже изобаты 400 м, что подтверждается данными двух разрезов. В целом, район характеризуется невысокими значениями скоростей синтеза и окисления метана. На всех станциях бактериальная утилизация метана преобладала над его синтезом, что говорит о присутствии постоянного источника метана. Вероятно, повышение концентрации метана в придонном слое воды связано с процессами в глубоководной части пролива Антарктик, где на дне существуют еще не закартированные участки газовой разгрузки.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Гостемы “Комплексные исследования окружающей среды Южного океана” № FWMM-2019-0007 и Госзаданий № FWMM-2019-0006, регистрационные номера: АААА-А19-119122090009-2 и АААА-А17-117030110035-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Обжиров А.И.* Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.
2. *Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И.* Газогеохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1(21). С. 98–110.
3. *Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И.* Распределение гелия и водорода в отложениях и воде на склоне о. Сахалин // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 1. С. 68–81.

4. Jin Y.K., Kim Y.-G., Baranov B., Shoji H., Obzhairov A. Distribution and expression of gas seeps in a gas hydrate province of the Northeastern Sakhalin continental slope, Sea of Okhotsk // *Mar. Pet. Geol.* 2011. V. 28. P. 1844–1855.
5. Obzhairov A., Shakirov R., Salyuk A., Salomatin A., Suess E., Biebow N. Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea // *Geo-Marine Letters.* 2004. V. 24. P. 135–139.
6. Морозов Е.Г. Течения в проливе Брансфилд // Докл. АН. 2007. Т. 415. С. 823–825.
7. Heeschen K.U., Keir R.S., Rehder G., Klatt O., Suess E. Methane dynamics in the Weddell Sea determined via stable isotope ratios and CFC-11 // *Global Biogeochem. Cycles.* 2004. Vol. 18. GB2012. P. 1–18.
8. Tilbrook B.D., Karl D.M. Dissolved methane distributions, sources, and sinks in the western Bransfield Strait, Antarctica // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99(C8). P. 16383–16393.
9. Vereshchagina O.F., Korovitskaya E.V., Mishukova G.I. Methane in water columns and sediments of the north western Sea of Japan // *Deep Sea Res., Part II.* 2013. V. 86–87. P. 25–33.
10. Yamamoto S., Alcauskas J.B., Crozier T.E. Solubility of methane in distilled water and sea water // *J. Chem. Eng. Data.* 1976. V. 21. № 1. P. 78–80.
11. Wiesenburg D.A., Guinasso N.L. Equilibrium solubility of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and sea water // *J. Chem. Eng. Data.* 1979. Vol. 24. № 4. P. 356–360.

Methane Distribution in the Strait of Antarctic (Antarctic Sound), Antarctica

N. S. Polonik^{a, #}, A. L. Ponomareva^a, R. B. Shakirov^a, A. I. Obzhairov^a

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*
[#]*e-mail: nikpol@poi.dvo.ru*

The article presents first data on the distribution of methane in the water column in the Antarctic Sound (Atlantic sector of the Southern Ocean) according to the results of the RAS complex expedition board of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” (79th cruise). In the deep part of the strait, at a depth of more than 400 m, a stable zone with an increased concentration of dissolved methane (up to 7.53 nmol/L) was revealed. According to concurrent measurements the methane concentration in the bottom layer of the sound significantly exceeds the average methane concentration in the Weddell Sea.

Keywords: dissolved methane, Antarctica sound, Atlantic sector of the Southern Ocean

УДК 550.42

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЗОВ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ОСАДКОВ В СИСТЕМЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ШЕЛЬФ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ–ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

© 2021 г. В. С. Севастьянов^{1,*}, В. Ю. Федулова¹, А. В. Стенников¹,
О. В. Кузнецова¹, С. Г. Наймушин¹, Н. В. Душенко¹, А. П. Кривенко¹

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: vsev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 23.03.2020 г.

После доработки 25.08.2020 г.

Принята к публикации 14.02.2021 г.

Выделены углеводородные газы (CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_6 , C_3H_8 , C_4H_8 , $n\text{-C}_4\text{H}_{10}$, $i\text{-C}_4\text{H}_{10}$, $n\text{-C}_5\text{H}_{12}$, $i\text{-C}_5\text{H}_{12}$, $neo\text{-C}_5\text{H}_{12}$), CO_2 , H_2S , CH_3SCH_3 , COS из различных горизонтов морского осадка глубиной до 45 см на континентальном шельфе, склоне моря Лаптевых и дне Ледовитого океана. Измерена их концентрация, построены кривые распределения концентрации газов в зависимости от расстояния от поверхности осадка и определен изотопный состав углерода CO_2 . Показано, что содержание углеводородных (УВ) газов зависит от степени трансформации органического вещества (ОВ) в морских осадках. Выявлена общая закономерность распределения концентрации: концентрация УВ газов возрастала в области повышенной концентрации CH_3SCH_3 , а концентрация COS уменьшалась. Изотопный состав углерода CH_4 в районе сипов в вертикальном разрезе колонки 5953-3 увеличился от -80% на поверхности морского осадка и возрастал до -58% на глубине 22 см. При этом изотопный состав углерода CO_2 также возрастал с глубиной осадка, достигая величины -15.9% .

Ключевые слова: изотопный состав углерода, Арктика, морские осадки, диагенез, углеводородные газы

DOI: 10.31857/S0030157421030151

ВВЕДЕНИЕ

Море Лаптевых является уникальным на планете местом, где практически под прямым углом активный срединно океанический хребт Гаккеля упирается в широкий шельф с континентальным типом коры [3, 7]. В тектоническом отношении западная часть Лаптевоморского бассейна представляет собой сложный узел сочленения четырех крупных структур: северной части Сибирской древней (эпикарельской) платформы и южной части Лаптевоморской молодой (эпипозднекиммерийской) плиты, обрамленных Таймыро-Североземельской и Верхояно-Колымской складчатыми областями. Осадочный чехол моря Лаптевых испещрен множественными разломами, многие из которых проходят сквозь более молодые отложения (вплоть до неогеновых), а сопридельные хребту Гаккеля трансформные разломы проходят и сквозь современные осадки [1, 6, 13]. Как известно, разрывные нарушения часто выступают каналами, по которым происходит вертикальная миграция флюида [2].

По данным орбитальной съемки [18] повышенная эмиссия метана наблюдается в основном

у берегов северных морей и островов, что, вероятно, в первую очередь связано с термоабразией берегов и стоком терригенного ОВ. При этом также отмечается повышенная зона эмиссии в северо-восточной части моря Лаптевых [8], что совпадает с областью распространения сипов [32].

Мощность современной эмиссии газов в Арктике зависит от степени вовлечения в биогеохимический цикл органического углерода, накопленного в древних ледовых комплексах, подводной мерзлоте и морских осадках [12]. Известно, что нижняя граница слоя мерзлых пород поднимается с увеличением расстояния от берега и глубины моря и также зависит от геотермического потока тепла. Это приводит к значительному уменьшению мощности многолетнемерзлых пород (ММП) не только на внешнем шельфе, но и в районах рифтов [11, 14]. К таким районам можно отнести и северо-восточную часть моря Лаптевых.

Регулярные наблюдения на арктических станциях показывают, что на шельфе морей восточной части Арктики существуют естественные источники эмиссии метана, действие которых проявляется в период продолжительностью от 2 до

Таблица 1. Координаты и глубина станций пробоотбора в море Лаптевых

№ станции	Координаты		Глубина, м
	с.ш.	в.д.	
Восточный разрез			
5949	77°06′	125°53′	467
5950	77°15′	125°47′	1074
5954	77°24′	125°47′	1545
5956	78°03′	125°40′	2348
5958	78°57′	125°46′	2987
Область метановых сипов			
5947	76°47′	125°49′	73
5953-1	76°54′	127°49′	64
5953-2	76°54′	127°48′	63
5953-3	76°54′	127°48′	63
Хатангский разрез			
5960	77°48′	115°52′	354
5961	77°58′	116°47′	766
5962	78°03′	116°18′	1090
5963	78°11′	116°39′	1485
5964	78°45′	117°37′	2459
5965	78°27′	117°05′	1993
Разрез вдоль пролива Вилькицкого			
5966	78°27′	114°29′	415
5967	78°20′	113°57′	425
5968	78°05′	112°34′	345
5969	77°50′	110°13′	275
5970	77°54′	107°47′	240
Поперечный разрез пролива Вилькицкого			
5972	78°08′	105°08′	219
5944	77°60′	105°20′	210
5973	77°51′	105°16′	219
5974	77°41′	105°56′	98

3 мес., когда акватория региона имеет минимальный ледяной покров. Вклад таких относительно коротких эмиссий в среднемесячные значения концентрации метана составляет не более 1–3% [15]. Многочисленные акустические профили показывают наличие метановых факелов в толще воды моря Лаптевых, иногда объединяющихся в гигантские факелы размером до 1 км в диаметре [10, 16]. Большинство исследователей связывает их происхождение с высвобождением метана из деградирующей зоны стабильности газовых гидратов. Несмотря на то, что метан выделяется из осадка в атмосферу с небольшой скоростью и имеет более короткое время жизни, чем CO₂, его влияние на парниковый эффект в 105 раз выше [34].

С начала проекта глубоководного бурения DSDP было опубликовано огромное количество данных по обнаружению легкой фракции углеводородов в осадках разной глубины [23, 25, 27, 35]. Изучалось содержание УВ газов в верхнем 2-метровом слое морских осадков на шельфе, склоне и на дне бассейна Берингова моря [30]. В работе [24] рассматривали распределение метана в морском осадке в районе о. Борнхольма (южная часть Балтийского моря) до 6–12 м ниже поверхности осадка на морском дне (НПД). Был оценен диффузионный поток метана в этой области (17×10^3 кг С/день). Размер зоны сульфатредукции составлял 0.18 м, а область скопления пузырьков метана наблюдалась на глубине 0.6 м. Подобные немногочисленные исследования были проведены на акватории российской Арктики [9, 17].

Исследование УВ молодых морских осадков остается важной задачей в рамках понимания процесса седиментации и диагенеза, цикла углерода и роли биологических агентов в преобразовании ОВ. В зоне сульфатредукции происходит химическая реакция между сульфатом и УВ газами, приводящая к образованию сероводорода, элементарной серы, кальцита, диоксида углерода и органических соединений серы [36]. Поэтому целью данной работы являлось изучение закономерностей распределения газов и изменения изотопного состава углерода CO₂ по глубине морских осадков континентального шельфа и склона моря Лаптевых, а также в морских осадках поля сипов в море Лаптевых.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Во время проведения арктического рейса № 72 на НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2018 г. с помощью бокс-корера были отобраны образцы современных морских осадков на территории моря Лаптевых и Евразийского бассейна. При небольшой мощности отобранного осадка (25–50 см) было проведено послойное изучение содержания газов в колонке с интервалом пробоотбора 5–10 см.

Основные станции пробоотбора экспедиции рейса № 72 находились в море Лаптевых: исследовались газы в морских осадках пролива Вилькицкого, континентального шельфа и склона. На рис. 1 показаны станции пробоотбора, объединенные в четыре субмеридиональных разреза. Всего станций пробоотбора было 22 (номера с 5947 по 5974). Полная информация о станциях представлена в табл. 1.

Восточный разрез проходит примерно посередине акватории моря Лаптевых до южной границы котловины Амундсена. Разрез представлен станциями (с юга на север): 5949, 5950, 5954, 5956, 5958.

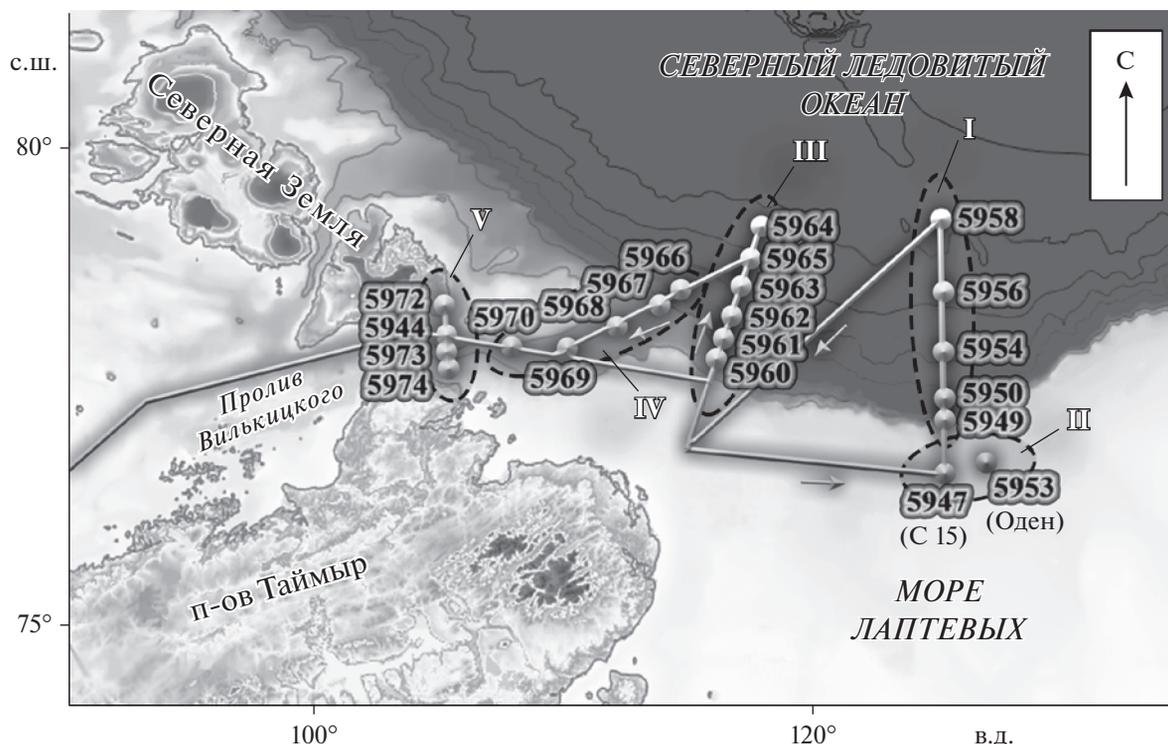


Рис. 1. Схема маршрута и положение станций рейса № 72 на НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2018 г. I – Восточный разрез, II – Область метановых сипов, III – Хатангский разрез, IV – Разрез вдоль пролива Вилькицкого, V – Поперечный разрез пролива Вилькицкого.

В начале Восточного разреза находится область метановых сипов, которая расположена вблизи сочленения хребта Гаккеля с системой разломов на шельфе. В этой области находятся два газовых поля размером несколько км: поле С 15 (станция 5947) и поле Оден (станции 5953-1, 2, 3). Расстояние между ними примерно 50 км.

Хатангский разрез проходит западнее и достигает южной части хребта Гаккеля. Разрез состоит из 6 станций (с юга на север): 5960, 5961, 5962, 5963, 5965 и 5964.

Разрез вдоль пролива Вилькицкого представлен станциями (с запада на восток): 5970, 5969, 5968 (шельф), 5967 и 5966 (континентальный склон). Разрез начинается к северу от о. Малый Таймыр и простирается в северо-восточном направлении до середины континентального склона. Колонка, отобранная на глубоководной станции 5964, представлена плотными абиссальными глинистыми осадками.

Поперечный разрез пролива Вилькицкого, между о. Большевик и п-вом Челюскин и состоит из 4 станций (с юга на север): 5974, 5973, 5944, 5972. Станции находятся на прибрежной или шельфовой зоне, средняя глубина 50–210 м.

В извлеченных колонках находились морские осадки преимущественно алеврито-пелитового типа. Верхний слой осадков континентального

шельфа окислен и имеет бурый цвет, переходящий в зеленовато-серый цвет, в нижних восстановленных слоях осадка. Морские осадки ложа океана представлены ярко-красными глубоководными глинами. Краткое литологическое описание исследуемых станций отображено в табл. 2.

Объем пробы одного горизонта (с интервалом 5–10 см между пробами) составлял 300 мл. Сразу после пробоотбора влажные осадки помещались в бутылку с насыщенным соевым раствором, куда закачивался гелиевый пузырь объемом 10 мл, в который переходили находящиеся в осадке газы. Для дегазации осадка бутылку помещали в ультразвуковую ванну на 20 мин, затем в сушильный шкаф на 12 ч, нагретый до температуры 50–55°C. Гелиевый пузырь с извлеченными газами с помощью шприца переносили в пенициллиновый флакон объемом 20 мл, заполненный насыщенным раствором NaCl и герметично закрытый крышкой. Подобная методика для извлечения газов из морских осадков была описана в статьях [4, 19, 21]. Высокая температура и насыщенный соляной раствор препятствуют микробиологической активности археев [3].

Концентрацию газов измеряли при помощи газового хроматографа «КристалЛюкс-4000М» (Йошкар-Ола, Россия) с капиллярными колонками HP-Plot Q (30 м × 0.537 мм × 40 мкм) и ZB-5

Таблица 2. Краткое литологическое описание станций пробоотбора

Станция	Литологическое описание
Восточный разрез	
5949	Алевропелитовый ил. Окисленный слой до 12 см, вязкий, среднебиотурбированный, переход заметный. От 12 см – осадок плотный, творожистый, имеется окисление вокруг ходов полихет
5950	Алевропелитовый ил. До 10 см – мелкий, с примесью песка, окисленный, слабобиотурбированный, переход четкий. После 10 см – плотный, восстановленный, сверху вниз градиент от светло-серого до темно-серого
5954	До 11 см – алевритистый пелит, окисленный, вязкий, слабобиотурбированный, переход резкий. После 11 см – пелит, плотный, с окислением вокруг ходов червей
5956	Пелит алевритистый. До 40 см – окисленный, биотурбированный, с ходами погонофор и полихет, переход ясный, После 40 см – переходный, со слабовыраженной слоистостью, граница ровная, переход резкий
5958	Пелит малоопесчаненный. До 43 см, по всей колонке, окисленный, с градиентом по плотности, от текучего к плотному, слабобиотурбированный, на глубине 30–33 см, наблюдаются примазки гидротроилита
Область метановых сипов	
5947	Алевропелитовый ил. Окисленный слой от 0 до 4 см, биотурбированный, переход резкий. От 4 см – осадок плотный, неоднородный, присутствуют примазки гидротроилита
5953-1	До 3 см – песок алевропелитистый, окисленный, биотурбация средневыраженная, переход ясный. После 3 см – алеврит, восстановленный, плотный, с ходами погонофор и полихет
5953-2	Алевропелитовый ил опесчаненный. До 3 см – окисленный, вязкий, сильнобиотурбированный. После 3 см – восстановленный, плотный, с примазками гидротроилита, слабобиотурбированный
5953-3	Алевропелитовый ил с примесью песка. Окисленный слой от 0 до 0.5 см, однородный, вязкий, сильнобиотурбированный, переход резкий. От 0.5 до 15 – восстановленный, вязкий, биотурбированный, торфяно-черного цвета, с сильным запахом сероводорода. После 15 см – восстановленный, плотный, следов биотурбации нет
Хатангский разрез	
5960	Алевропелитовый ил. От 0 до 10 см – окисленный, вязкий, сильнобиотурбированный, граница ровная, переход резкий. От 10 см – восстановленный, плотный, на слое 22–24 см имеются примазки гидротроилита
5961	От 0 до 19 см – алевропелитовый ил, окисленный, плотный, среднебиотурбированный, с ходами полихет и погонофор. От 19 см – переходный, слоистый, без следов биотурбации
5962	От 0 до 19 см – алевропелитовый ил, окисленный, сильнобиотурбированный, с градиентом по плотности сверху вниз от вязкого к плотному, граница ровная переход резкий. От 19 см – пелит, переходный, слоистый, уплотненный, следов биотурбации нет
5963	От 0 до 10 см – алевропелитовый ил, окисленный, с градиентом по плотности вниз по слою, от текучего к вязкому, слабобиотурбированный, переход резкий. От 10 см – пелит, переходный слоистый
5964	От 0 до 26 см – алевропелитовый ил, окисленный, с градиентом по плотности вниз по слою, слабобиотурбированный. От 26 см – пелит, переходный, плотный, слоистый, следов биотурбации нет
5965	От 0 до 17 см – пелит, окисленный, наблюдается градиент по плотности вниз по слою, переход ясный. От 17 см – пелит с примесью песка, переходный, слоистый, следов биотурбации нет
Разрез вдоль пролива Вилькицкого	
5966	Алевропелитовый ил. От 0 до 25 см – окисленный, плотный, биотурбированный, переход резкий. От 25 см – восстановленный, плотный, на глубине 26–27 см имеется рыжеватый уплотненный слой
5967	Алевропелитовый ил. От 0 до 26 – окисленный, плотный, слабобиотурбированный, переход постепенный. От 26 – восстановленный, плотный, с окисленными ходами полихет и погонофор

Таблица 2. Окончание

Станция	Литологическое описание
5968	От 0 до 14 см – пелит с примесью песка, окисленный, с градиентом по плотности от вязкого к плотному, биотурбированный, переход ясный. От 14 см – пелит, восстановленный, плотный, следов биотурбации нет
5969	От 0 до 5 см – алевропелитовый ил, окисленный, вязкий, биотурбированный, переход четкий. От 5 см – пелит алевролитистый, восстановленный, слабобиотурбированный, с примазками гидротроилита
5970	От 0 до 5 см – пелит алевролитистый, окисленный, сильнобиотурбированный, переход плавный. От 5 см – алевропелитовый ил, восстановленный, следов биотурбации нет
Поперечный разрез пролива Вилькицкого	
5972	Пелит алевролитистый. От 0 до 13 см – окисленный, с градиентом по плотности вниз по слою, от текучего к плотному, слабобиотурбированный, переход резкий. От 13 см – восстановленный, плотный, слабобиотурбированный
5944	От 0 до 14 см – алевропелитовый ил, окисленный, биотурбированный, переход плавный. От 14 см – пелит алевролитистый, восстановленный, на глубине 23–24 см примазки гидротроилита, биотурбации нет
5973	От 0 до 4 см – песок пелитистый, окисленный, вязкий, биотурбированный, переход резкий. От 4 см – алевропелитовый ил, восстановленный, плотный, слабобиотурбированный
5974	Песок пелитистый. От 0 до 3 см – окисленный, биотурбированный, переход плавный. От 3 см – восстановленный, плотный, слабобиотурбированный

(30 м × 0.53 мм × 5 мкм). Поток газа-носителя гелия марки 6.0 составлял 10 мл/мин, температура термостата – 120°C. Для анализа углеводородных газов использовали пламенно-ионизационный детектор и для анализа серосодержащих газов – пламенно-фотометрический. Итоговые результаты определения концентрации газов выполнены по трем измерениям.

Изотопный состав углерода газов, выделенных из осадков, измеряли методом масс-спектрометрии изотопных отношений при постоянном потоке (CF-IRMS), используя газовый хроматограф “HP 6890” (Hewlett Packard) с капиллярной колонкой Poraplot Q (30 м × 0.32 мм × 0.25 мкм), соединенный с масс-спектрометром изотопных отношений “Delta Plus” (Thermo Fisher Scientific, Бремен, Германия). Поток газа-носителя гелия марки 6.0 составлял 2 мл/мин, температура термостата – 40°C. В качестве лабораторного газового стандарта использовали CO₂, аттестованный по международному стандарту TEX-843C (OZTech), имеющего значение δ¹³C = –40.79 ‰. Стандартное отклонение результатов измерения составляло 0.2‰.

Были измерены концентрации следующих соединений: метан (CH₄), этилен (C₂H₄), этан (C₂H₆), пропилен (C₃H₆), пропан (C₃H₈), бутулен (C₄H₈), *n*-бутан (*n*-C₄H₁₀), изобутан (*i*-C₄H₁₀), *n*-пентан (*n*-C₅H₁₂), изопентан (*i*-C₅H₁₂), неопентан (*neo*-C₅H₁₂), углекислый газ (CO₂), сероксид углерода (COS), диметилсульфид (CH₃SCH₃), сероводород

(H₂S) и метилмеркаптан (CH₃SH). Для каждой станции были построены графики изменения концентрации газов по глубине осадка (рис. 2–8).

РЕЗУЛЬТАТЫ

На каждой станции пробоотбора в море Лаптевых всегда обнаруживались следующие УВ газы: CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₆, C₃H₈, C₄H₈, *n*-C₄H₁₀ и CO₂. Также на многих станциях наблюдались *i*-C₅H₁₂, *n*-C₅H₁₂, *i*-C₄H₁₀. Неопентан (*neo*-C₅H₁₂) был зарегистрирован только один раз в колонке осадка на станции 5953-3 (поле сипов Оден). У большинства этих газов наблюдались общие зависимости изменения концентраций, как по глубине осадка, так и по разрезам.

Среди отобранных газов наибольшей концентрацией обладает углекислый газ (50–3000 мкг/л), после него вторым по концентрации идет метан (0.1–5 мкг/л), затем этилен, этан, пропилен, пропан, бутулен и *n*-бутан (со значениями от 0.001 до 0.04 мкг/л). Более тяжелые углеводороды обнаружены, как было сказано выше, не на всех станциях и горизонтах и отличаются низкими значениями концентрации. В колонке осадка 5953-3 концентрации всех УВ газов возрастала на порядки. Для всех рассматриваемых разрезов, кроме области метановых сипов, приводятся графики, типичные для этого разреза, на примере одной из станций.

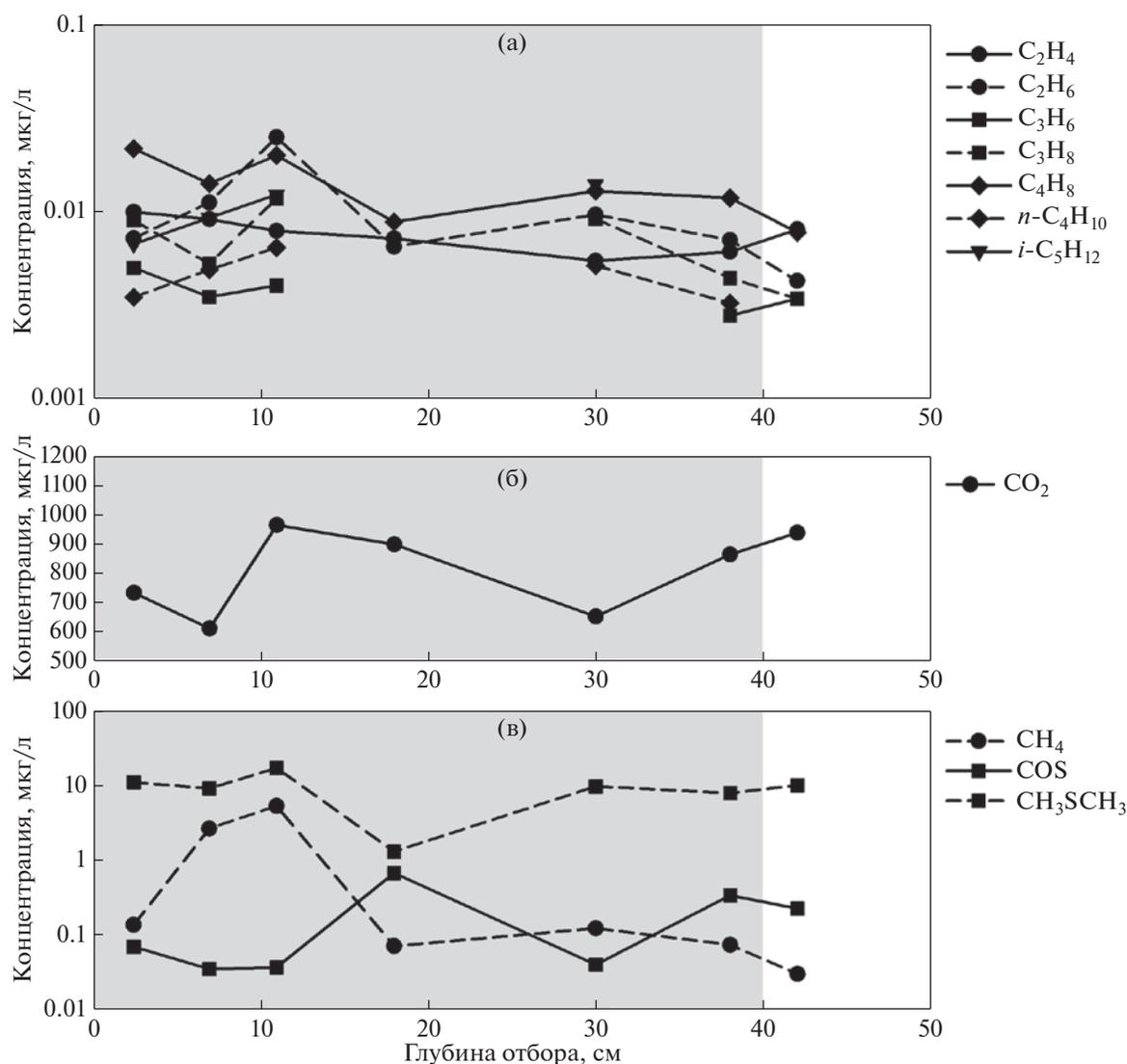


Рис. 2. Распределение концентрации газов в вертикальном разрезе морских осадков на станции 5956. Серой областью обозначена глубина окисленного слоя.

Восточный разрез начинается от поля сипов Оден и С 15. Типичные графики изменения концентрации углеводородных газов, CO_2 и соединений серы COS , CH_3SCH_3 в морском осадке в зависимости от расстояния от поверхности осадка для глубоководной станции 5956 представлены на рис. 2. Видно, что в интервале осадка 7–12 см наблюдается общая тенденция к повышению концентрации УВ газов (метан – на 2 порядка), затем в интервале 16–20 см их концентрация резко уменьшается (вплоть до предела обнаружения для пропилена, пропана, *n*-бутана, *n*-пентана, изопентана). Затем концентрация УВ газов возрастает в интервале 28–32 см и плавно уменьшается в интервале 40–44 см (рис. 2а). В последнем интервале концентрация увеличивается только у этилена и пропилена. Аналогичным образом изменяется концентрация CO_2 (рис. 2б).

Концентрации диметилсульфида и сероксида углерода изменяются синхронно с увеличением интервала осадка, но в разных направлениях (рис. 2в). Там, где повышается концентрация УВ газов, уменьшается концентрация COS и увеличивается концентрация CH_3SCH_3 . Наоборот, при уменьшении концентрации УВ газов, увеличивается концентрация COS и уменьшается концентрация CH_3SCH_3 . По наличию биогенного газа CH_3SCH_3 можно выделить зоны активной бактериальной деятельности.

Величина изотопного состава углерода CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ плавно изменяется от -18.6 до -22.7% при увеличении расстояния НПД (рис. 9а). На других станциях величины $\delta^{13}\text{C}$ CO_2 с увеличением расстояния НПД изменяются более сложным образом в зависимости от геохимических условий об-

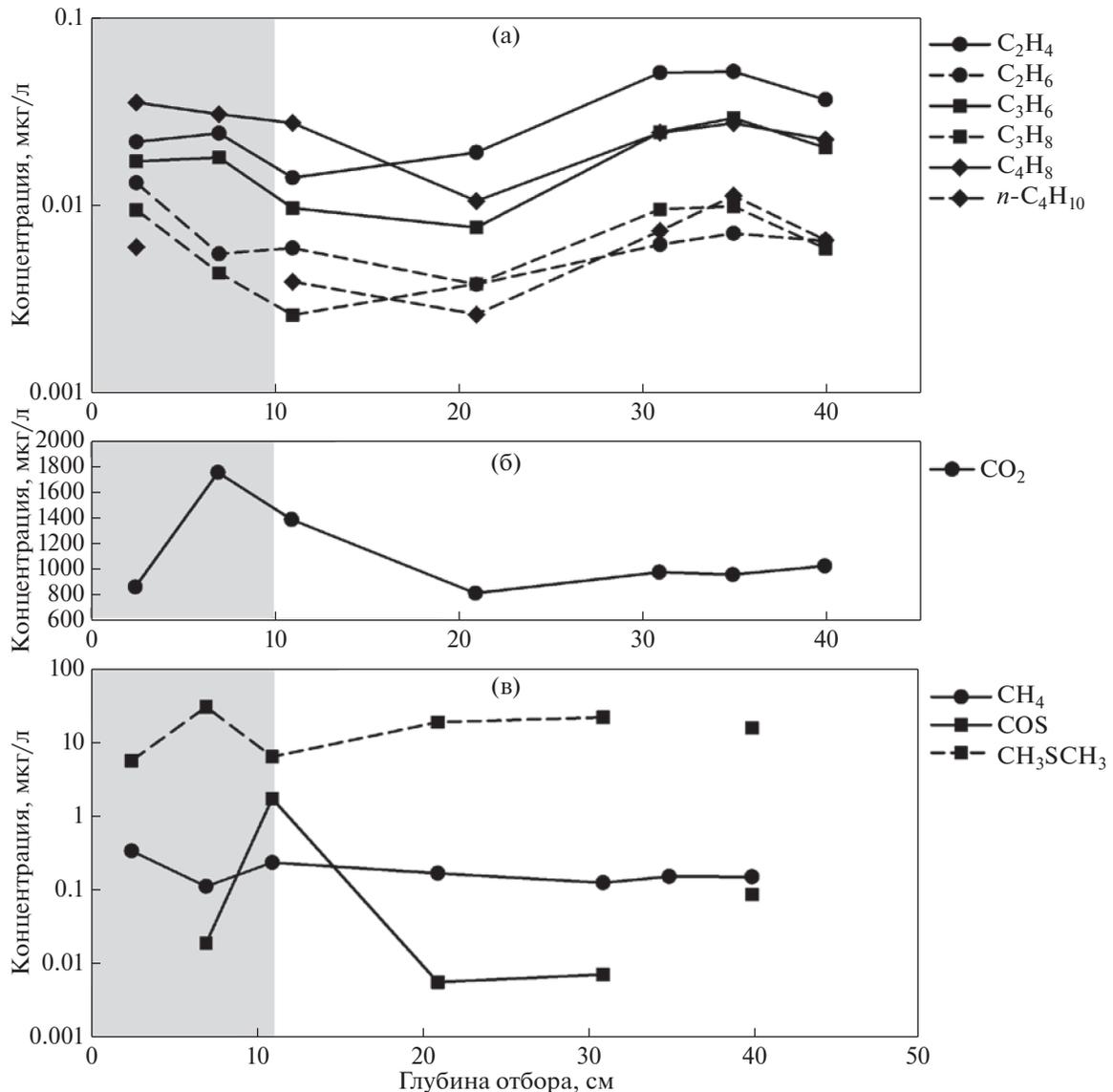


Рис. 3. Распределение концентрации газов в вертикальном разрезе морских осадков на станции 5963. Серой областью обозначена глубина окисленного слоя.

разования CO₂ и часто коррелируют с распределением содержания углеводородных газов.

Изотопный состав углерода метана и других УВ газов не измерялся из-за их низкой концентрации.

На Хатангском разрезе (от станции 5960 до станции 5965) типичный график изменения концентрации исследуемых газов построен для станции 5963 и представлен на рис. 3. Видно, что в интервале осадка 19–23 см происходит понижение содержания CO₂, COS и УВ газов гомологов CH₄. При этом содержание CH₄ остается практически неизменным по всей глубине осадка. Содержание COS в интервале осадка 9–13 см увеличивается на 2 порядка (рис. 3в). Отличительной особенностью

Хатангского разреза является превалирующая концентрация непредельных УВ газов-гомологов над предельными. При этом графики сохраняют похожий вид при изменении концентрации с глубиной отбора (рис. 3а).

Усредненные концентрации выделенных газов по вертикальному профилю морских осадков в разрезах моря Лаптевых (Восточный разрез, Хатангский разрез, разрез вдоль пролива Вилькицкого)–Ледовитый океан, в поперечном разрезе пролива Вилькицкого и в районе сипов моря Лаптевых приведены в табл. 3. Видно, что при перемещении по Восточному и Хатангскому разрезам от континентального склона в сторону Ледовитого океана наблюдается изменение средней кон-

Таблица 3. Средняя концентрация некоторых газов в морских осадках моря Лаптевых

Станции, № (глубина)	Газы, мкг/л											
	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₈	n-C ₄ H ₁₀	i-C ₄ H ₁₀	n-C ₅ H ₁₂	COS	CH ₃ SCH ₃
5949 (шельф)	779	0.45	4.1 × 10 ⁻²	1.2 × 10 ⁻²	1.4 × 10 ⁻³	1.3 × 10 ⁻²	2.9 × 10 ⁻²	8.6 × 10 ⁻³	4.5 × 10 ⁻³	7.8 × 10 ⁻³	3.5 × 10 ⁻¹	2.4
5954 (1545 м)	1267	4.9	1.7 × 10 ⁻²	2.0 × 10 ⁻²	6.5 × 10 ⁻³	5.1 × 10 ⁻³	2.0 × 10 ⁻²	4.8 × 10 ⁻³		4.6 × 10 ⁻³	1.2 × 10 ⁻¹	6.6
5958 (2987 м)	984	0.75	1.7 × 10 ⁻²	4.0 × 10 ⁻²	1.1 × 10 ⁻²	2.1 × 10 ⁻²	2.7 × 10 ⁻²	8.8 × 10 ⁻³	1.7 × 10 ⁻²	7.9 × 10 ⁻³	3.6 × 10 ⁻¹	8.3
5960 (шельф)	617	0.20	2.0 × 10 ⁻²	7.1 × 10 ⁻³	5.2 × 10 ⁻³	6.0 × 10 ⁻³	9.8 × 10 ⁻³	3.2 × 10 ⁻³		3.4 × 10 ⁻³	1.9 × 10 ⁻¹	8.7
5962 (1090 м)	2555	0.14	2.2 × 10 ⁻²	5.5 × 10 ⁻³	7.4 × 10 ⁻³	6.5 × 10 ⁻³	1.5 × 10 ⁻²	3.9 × 10 ⁻³		6.5 × 10 ⁻³	3.3 × 10 ⁻²	9.6
5964 (2459 м)	1241	0.07	9.6 × 10 ⁻³	5.4 × 10 ⁻³	6.6 × 10 ⁻³	6.5 × 10 ⁻³	1.4 × 10 ⁻²	4.1 × 10 ⁻³			1.2 × 10 ⁻¹	11.1
5970 (шельф)	706	0.36	2.7 × 10 ⁻²	1.3 × 10 ⁻²	7.9 × 10 ⁻³	1.5 × 10 ⁻²	9.2 × 10 ⁻³	6.4 × 10 ⁻³			1.3 × 10 ⁻¹	11.0
5966 (415 м)	958	0.05	2.3 × 10 ⁻²	3.1 × 10 ⁻³	5.3 × 10 ⁻³	4.5 × 10 ⁻³	9.3 × 10 ⁻³	2.6 × 10 ⁻³			1.7 × 10 ⁻¹	9.1
5972 (219 м)	184	0.14	3.4 × 10 ⁻²	1.3 × 10 ⁻²	1.6 × 10 ⁻²	2.0 × 10 ⁻²	1.9 × 10 ⁻²	9.4 × 10 ⁻³	3.2 × 10 ⁻³		4.2 × 10 ⁻³	13.4
5974 (98 м)	319	0.33	3.3 × 10 ⁻²	2.4 × 10 ⁻²	1.1 × 10 ⁻²	1.7 × 10 ⁻²	1.6 × 10 ⁻²	7.7 × 10 ⁻³	2.4 × 10 ⁻²	4.0 × 10 ⁻²		21.4
5953-1 (поле сипов)	612	0.49	3.3 × 10 ⁻²	2.9 × 10 ⁻²	1.1 × 10 ⁻²	2.5 × 10 ⁻²	3.4 × 10 ⁻²	8.5 × 10 ⁻³	5.9 × 10 ⁻³	1.2 × 10 ⁻²	4.7 × 10 ⁻²	10.4
5953-3 (поле сипов)	1151	16540	4.2 × 10 ⁻²	14.6	6.2 × 10 ⁻²	6.7 × 10 ⁻¹	2.5 × 10 ⁻²	7.1 × 10 ⁻²	1.8 × 10 ⁻¹	6.6 × 10 ⁻³	1.8 × 10 ⁻²	10.9
5947 (поле сипов)	1176	5.3	2.6 × 10 ⁻²	9.7 × 10 ⁻²	6.9 × 10 ⁻³	2.9 × 10 ⁻²	2.5 × 10 ⁻²	1.2 × 10 ⁻²	1.5 × 10 ⁻³	7.4 × 10 ⁻³	3.4 × 10 ⁻²	2.1 × 10 ⁻²

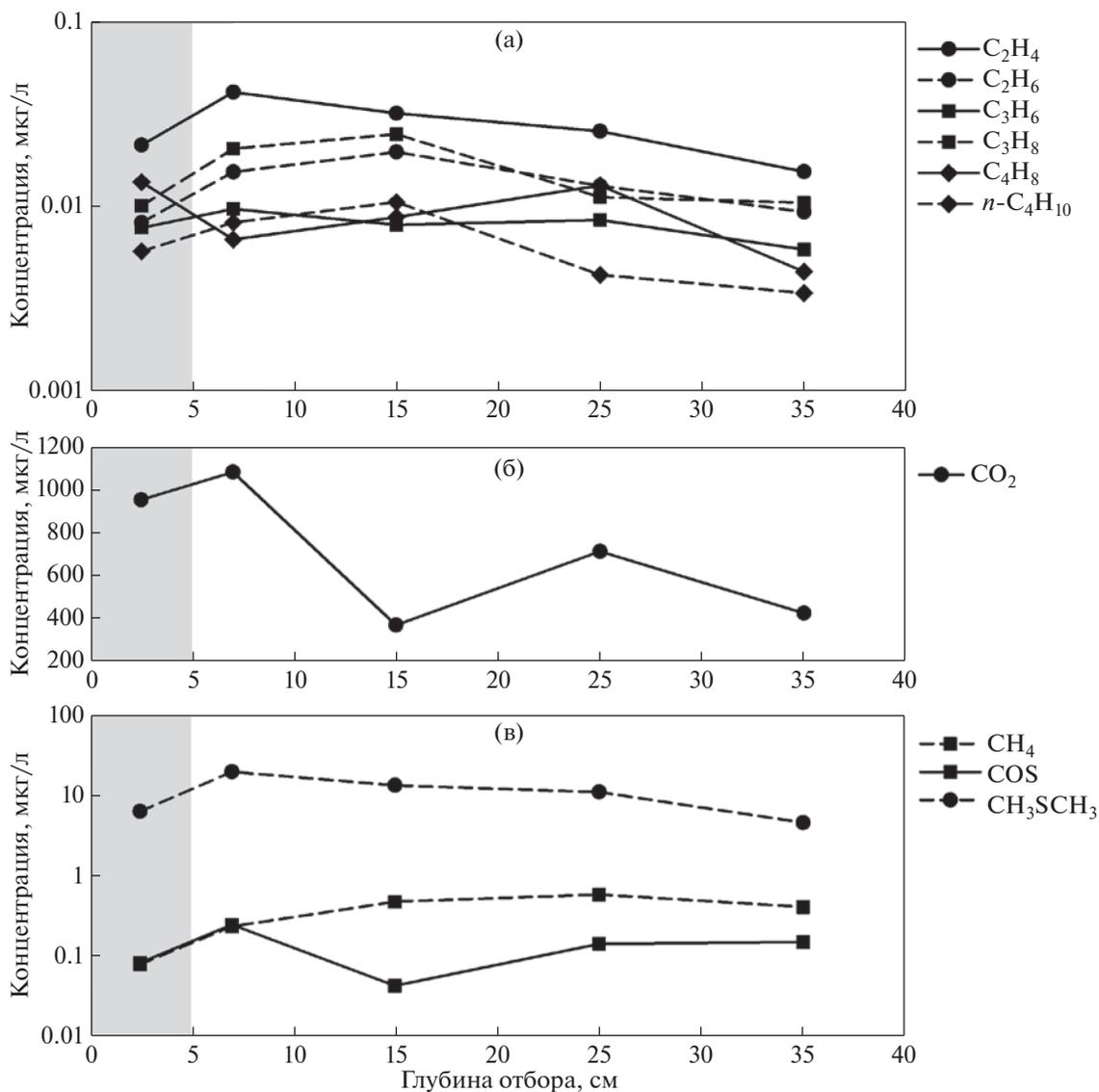


Рис. 4. Распределение концентрации газов в вертикальном разрезе морских осадков на станции 5970. Серой областью обозначена глубина окисленного слоя.

центрации углеводородных газов, CO_2 и соединений серы COS , CH_3SCH_3 . Как обычно, сероксид углерода и диметилсульфид в большинстве случаев имеют взаимно обратную картину изменения концентраций. Усредненный изотопный состав углерода CO_2 по колонке морских осадков для глубоководной станции 5964 имеет величину $\delta^{13}\text{C} = -20.8\text{‰}$ (влияние морского ОБ), а для мелководной станции 5960 величину $\delta^{13}\text{C} = -22.6\text{‰}$ (влияние терригенного ОБ).

Разрез вдоль пролива Вилькицкого начинается от станции 5970 и доходит до континентального склона. За счет близости терригенного источника осадочного вещества и органики, во всех образцах осадков поперечного разреза пролива Вилькицкого и в некоторых образцах разреза

вдоль пролива Вилькицкого наблюдаются зоны усиленной сульфатредукции, с концентрацией сероводорода выше 1 мкг/л и с заметным количеством метилмеркаптана (0.1 мкг/л), по сравнению с редкими проявлениями сероводорода в остальных разрезах. Типичные графики изменения концентрации углеводородных газов, CO_2 и соединений серы COS , CH_3SCH_3 в морском осадке в зависимости от расстояния НПД для станции пробоотбора 5970 в проливе Вилькицкого представлены на рис. 4. Концентрация CH_4 с глубиной увеличивается на порядок, затем остается на постоянном уровне (рис. 4в). Синхронно меняются значения концентраций у этана, пропана и *n*-бутана: они демонстрируют общий локальный максимум на глубине 15 см (рис. 4а); к этому го-

ризонту также приурочена пониженная концентрация сероксида и углекислого газа.

В поле сипов Оден находится станция 5953, на которой отбирали 3 колонки морских осадков (5953-1, 5953-2, 5953-3). Характерной особенностью состава газов из колонки 5953-3 (на поверхности которой находились бактериальные маты) является значительно повышенная концентрация углеводородов (табл. 3). Так, концентрация метана выше среднего уровня в этой области на 4–5 порядка, вторым по содержанию идет пропен (с концентрацией на 3 порядка выше среднего уровня концентрации в области сипов), затем все остальные газы, содержание которых превышает средний уровень на 1–2 порядка. Присутствуют практически все УВ газы (рис. 5а), отмеченные ранее, в том числе неопентан, характерный для природных газов и нефтей, не обнаруженный на других станциях.

Все углеводороды, выделенные из колонки 5953-3 (рис. 5), можно разбить на две группы по картине изменения концентрации с глубиной. К первой группе относятся предельные углеводороды, концентрация которых резко повышается до своего максимального значения от поверхности к горизонту 7 см, затем она практически остается постоянной. К этой группе относятся: метан, этан, пропан, *n*-бутан, изобутан, изопентан и неопентан. По-видимому, эти газы просачиваются из глубины, а на горизонте 7 см начинают активно рассеиваться, вследствие чего наблюдается понижение концентрации.

Ко второй группе относятся непредельные УВ, для которых характерно постоянное резкое изменение концентрации с глубиной. Так же как и в первой группе, концентрации компонентов этой группы увеличиваются с глубиной до горизонта 7 см. Затем на горизонте 10 см происходит уменьшение концентрации практически до приповерхностных значений, в некоторых случаях — до предела обнаружения. Затем на глубине 14 см вновь наблюдается максимум концентрации, на 18 см — минимум, и на 23 см — снова максимум концентрации. Поведение концентрации диоксида углерода ближе ко второй группе: на 10 см наблюдается общий минимум. Оказалось, что концентрация предельных УВ значительно (1–2 порядка) превышает концентрацию непредельных УВ.

Для колонок осадков станций 5953-1 (рис. 6), 5953-2 (рис. 7), 5947 (рис. 8), которые тоже находятся в области сипов, соотношения между концентрациями непредельных и предельных УВ в вертикальном разрезе различаются: обычно концентрация этана превышает концентрацию этана в приповерхностных слоях осадка, но на определенном горизонте осадка кривые распределения пересекаются и концентрация этана становится больше концентрации пропа-

на превышает концентрацию пропена, а концентрация бутена превышает концентрацию бутана.

Известно [20], что при бактериальной активности в морских осадках образуются серные газы в зоне сульфатредукции: H_2S , COS , CH_3SCH_3 , CH_3SH и CS_2 . При этом соединение CS_2 может окисляться с образованием COS . Содержание сероводорода радикально отличается на разных профилях, находясь либо в пределах 4–40 мкг/л, либо превышая 1000 мкг/л. Наибольшую концентрацию среди серных газов в морских осадках моря Лаптевых имеет диметилсульфид CH_3SCH_3 , достигающий концентрации 138 мкг/л. Средняя по вертикальному профилю колонки концентрации диметилсульфида практически не отличается от концентрации в других колонках области сипов, а средняя концентрация COS может на порядок уменьшаться (табл. 3). Учитывая, что диметилсульфид имеет преимущественно биогенное происхождение, можно утверждать, что бактериальная деятельность наблюдается до глубины 50 см в осадках континентального склона даже в арктических условиях.

Для колонки осадков 5947 в поле сипов С 15 характерно повышение концентрации метана и CO_2 с увеличением глубины осадка (рис. 8б, 8в) и практическое отсутствие диметилсульфида (средняя концентрация 2.1×10^{-2} мкг/л).

На рис. 9б показаны кривые изменения величины $\delta^{13}C$ метана от –85.1 до –68.7‰ при увеличении расстояния НПД в колонке осадка 5953-3. Следует отметить, что для колонки осадка 5953-3 средняя величина $\delta^{13}C$ имеет наибольшее значение –18.5‰ по сравнению со средними величинами –21.6 и –26.7‰ для колонок станций 5953-1 и 5947 соответственно (рис. 9б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из рис. 2–8 видно, что концентрация УВ газов возрастает при повышении концентрации диметилсульфида в морском осадке. Кроме того, окисление диметилсульфида в области сульфатредукции увеличивает концентрацию COS .

Диметилсульфид в морских осадках образуется при расщеплении бактериями рода *Pelagibacteriales* диметилсульфониопропионата (DMSP), входящего в состав водорослей и цианобактерий [29]. Также диметилсульфид может образовываться в осадке путем метилирования H_2S в анаэробных условиях. Например, метоксилированные ароматические соединения (например, мономеры лигнина) под действием микробов в присутствии H_2S преобразуются в метантиол:



где R обозначает ароматическую группу.

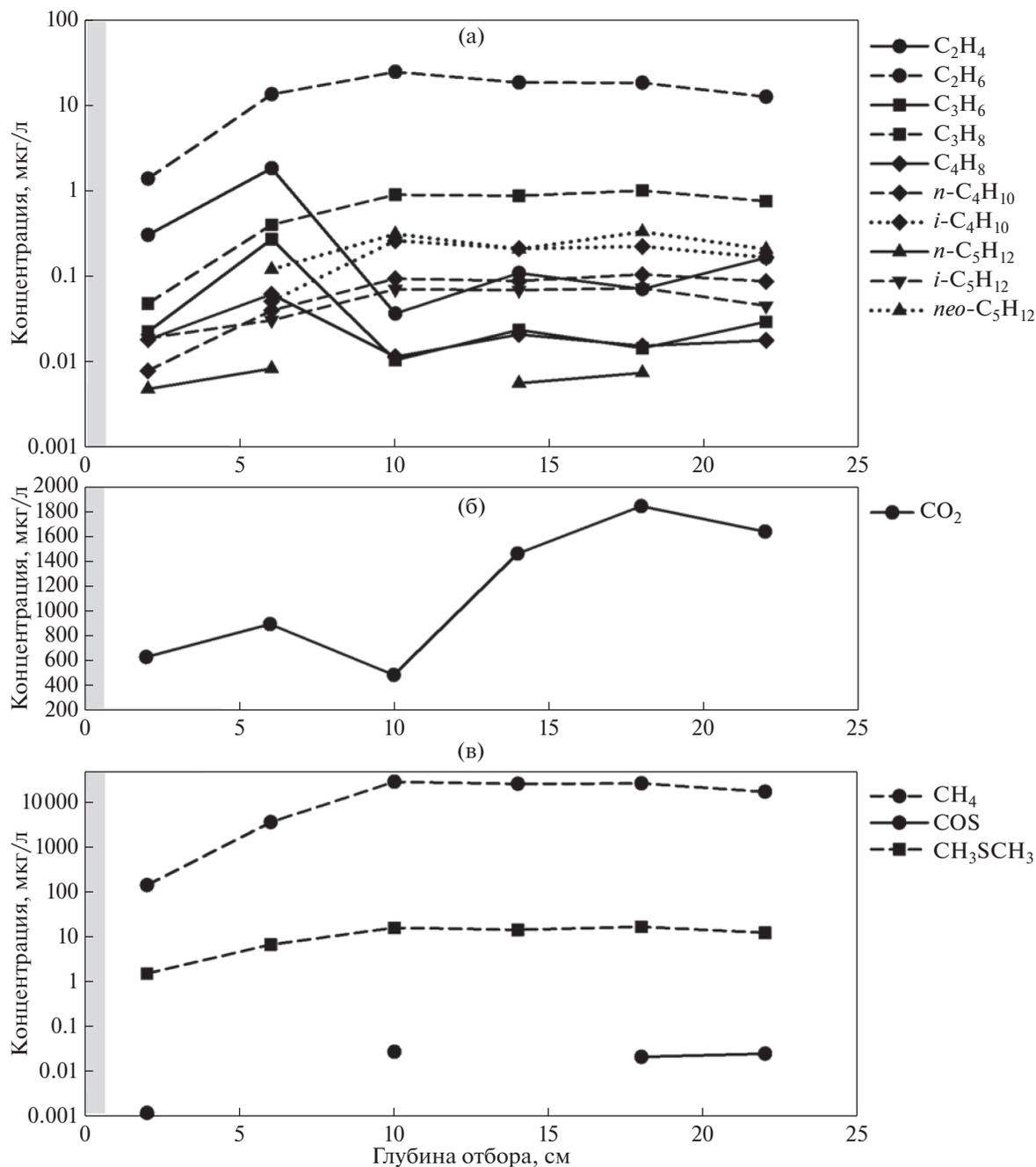
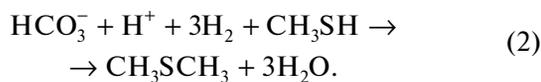
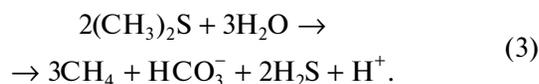


Рис. 5. Распределение концентрации газов в вертикальном разрезе морских осадков на станции 5953-3. Серой областью обозначена глубина окисленного слоя.

Затем под влиянием ферментов бактерий происходит фиксация бикарбоната и метилирование метантиола с образованием диметилсульфида [22, 31]:



В дальнейшем, в анаэробных условиях в морском осадке диметилсульфид конвертируется в метан в соотношении 1 : 1.5 [28] и другие УВ:



Таким образом, диметилсульфид является важным метаногенным субстратом в морских осадках в области сульфатредукции [37].

Известно, что присутствие сероводорода свидетельствует об активном протекании сульфатредукции, однако на исследуемых разрезах H_2S

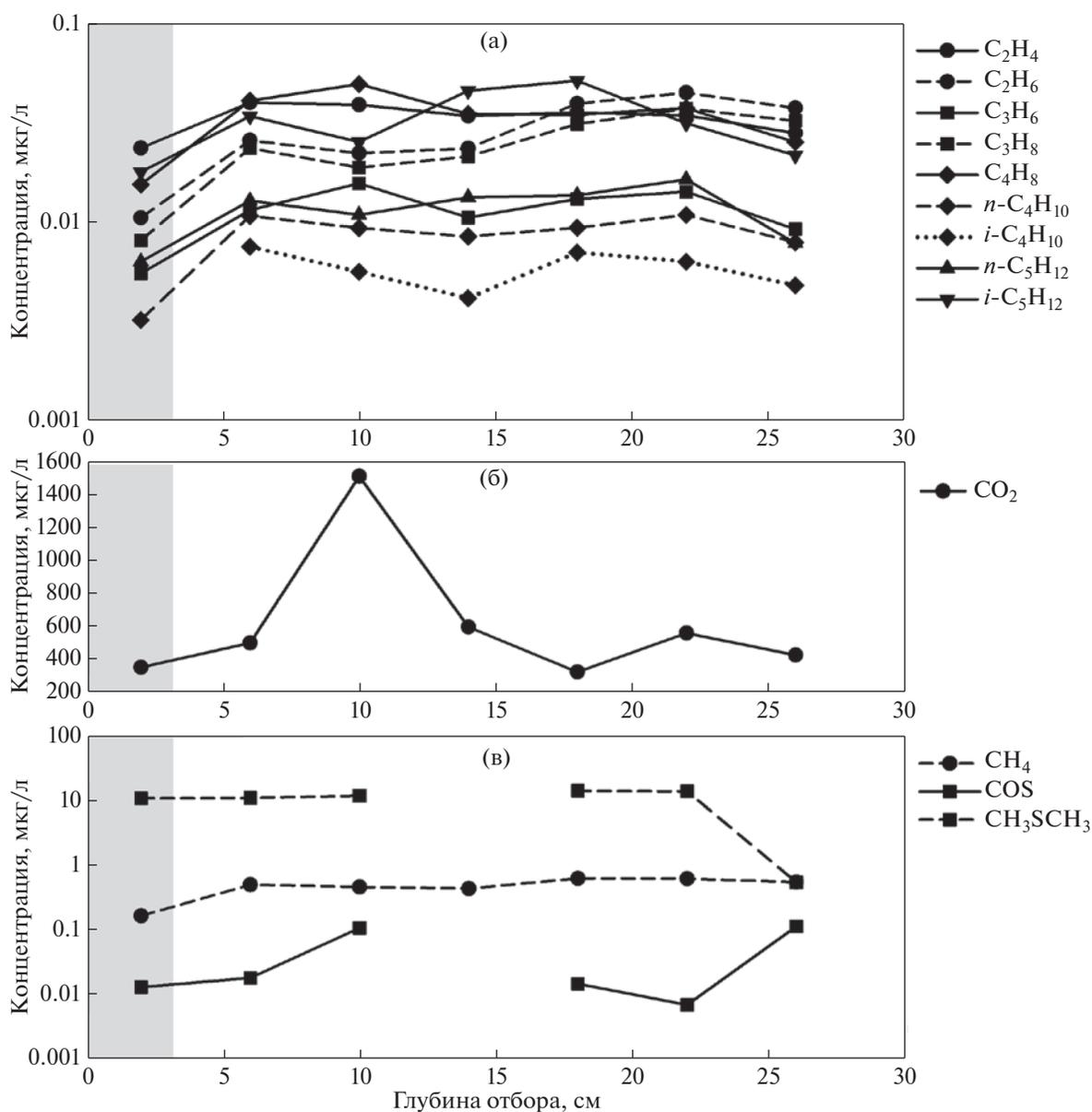
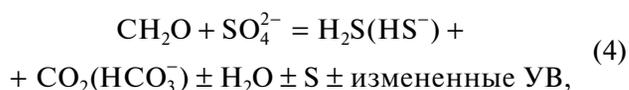


Рис. 6. Распределение концентрации газов в вертикальном разрезе морских осадков на станции 5953-1. Серой областью обозначена глубина окисленного слоя.

появляется достаточно редко, бессистемно на разной глубине и с разной концентрацией. Лишь для разреза, проходящего через пролив Вилькицкого между о. Большевик и п-вом Челюскин, характерно постоянное присутствие сероводорода и метилмеркаптана, по наличию которых можно судить об ареале распространения в морских осадках сульфатредуцирующих микроорганизмов в шельфовой и прибрежной частях моря Лаптевых. В результате окисления терригенного вещества в области сульфатредукции образуется в большом количестве CO_2 согласно реакции:



где CH_2O в общем виде описывает ОБ (углеводы).

Поэтому образовавшийся CO_2 имеет величину $\delta^{13}\text{C}$, характерную для терригенного вещества. Например, $\delta^{13}\text{C}$ в колонке осадка 5972 достигает минимального значения -31.6‰ .

В табл. 3 показано, что в области сипов моря Лаптевых в колонке 5953-3 концентрация всех УВ газов возрастает на порядки. По-видимому, существует подток глубинных УВ газов в поверх-

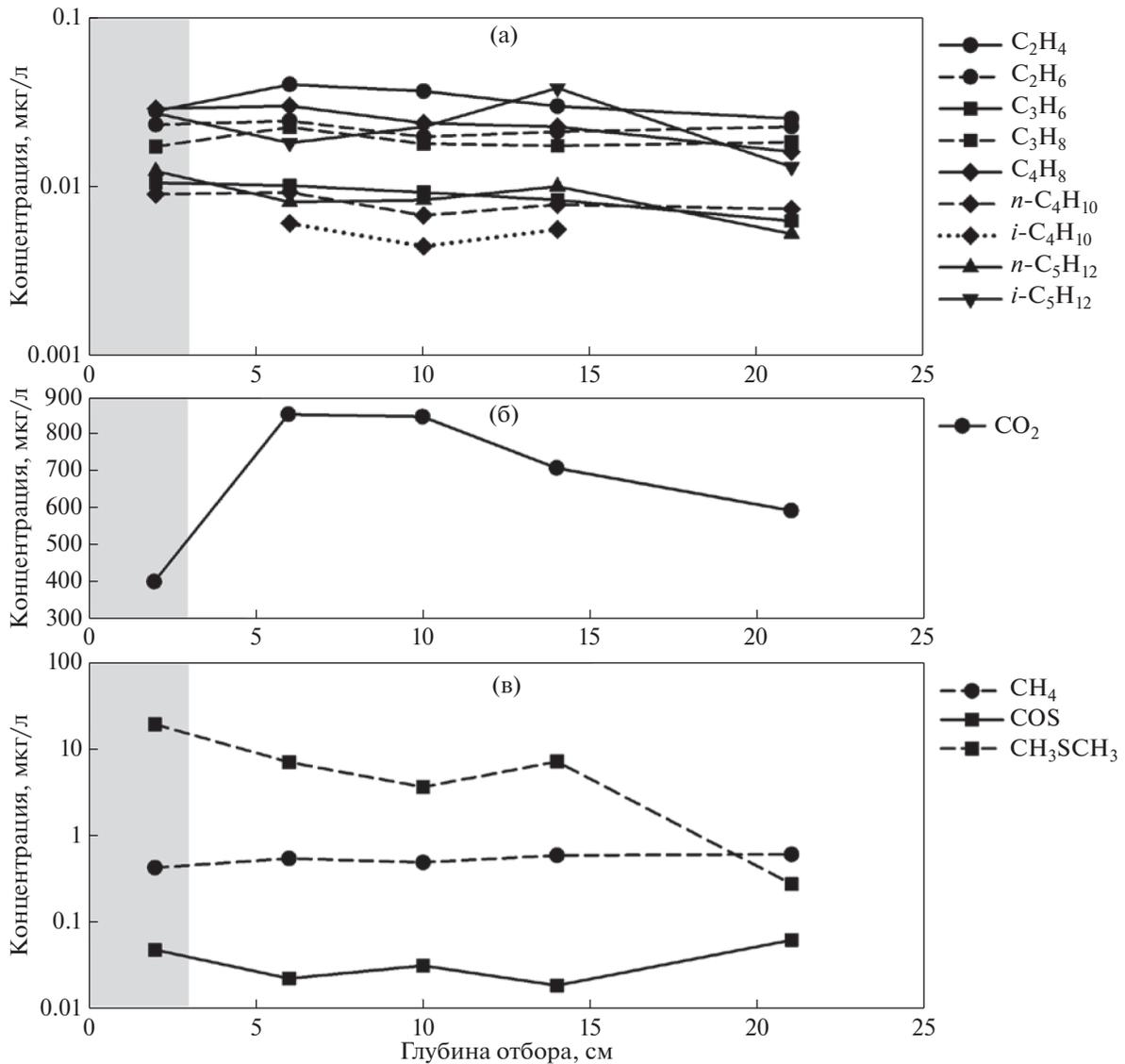


Рис. 7. Распределение концентрации газов в вертикальном разрезе морских осадков на станции 5953-2. Серой областью обозначена глубина окисленного слоя.

ностные морские осадки. Это может быть связано с тем, что поле сипов располагается на сочленении нескольких тектонических элементов, а прилегающие области испещрены многочисленными дизъюнктивными нарушениями. По последним данным [33], в области котловины Амундсена значение теплового потока несколько выше, чем обычные значения, которые принимают при построении моделей распространения зон стабильности газогидратов (вместо стандартных 40–60 мВт/м² наблюдается около 71–95 мВт/м²). Такой повышенный тепловой поток может приводить к сдвигу зоны преобразования ОВ в катагенезе “вверх” по разрезу, в менее глубокие зоны; а также к уменьшению области стабильности газогидратов и усилению их деградации. Велика ве-

роятность, что таким глубинным источником является деградировавшая ММП. Поэтому наиболее вероятно, что выделенный из морского осадка метан и другие УВ газы имеют смешанную природу происхождения. На это указывает величина $\delta^{13}\text{C}$ метана, которая достигает значения -68.7‰ в морском осадке на расстоянии 22 см НПД, и очень большая величина $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) = -15.9\text{‰}$. Подобный изотопный состав углерода CO_2 и изменение $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ с глубиной осадка наблюдался для образцов, отобранных в заливе Архус (Дания) в 2012 г. [24].

Только в колонке 5953-3 встречается неопентан, $(\text{CH}_3)_4\text{C}$, происхождение которого напрямую связано с термальным созреванием нефти и образованием сопутствующего газа. На термогенный

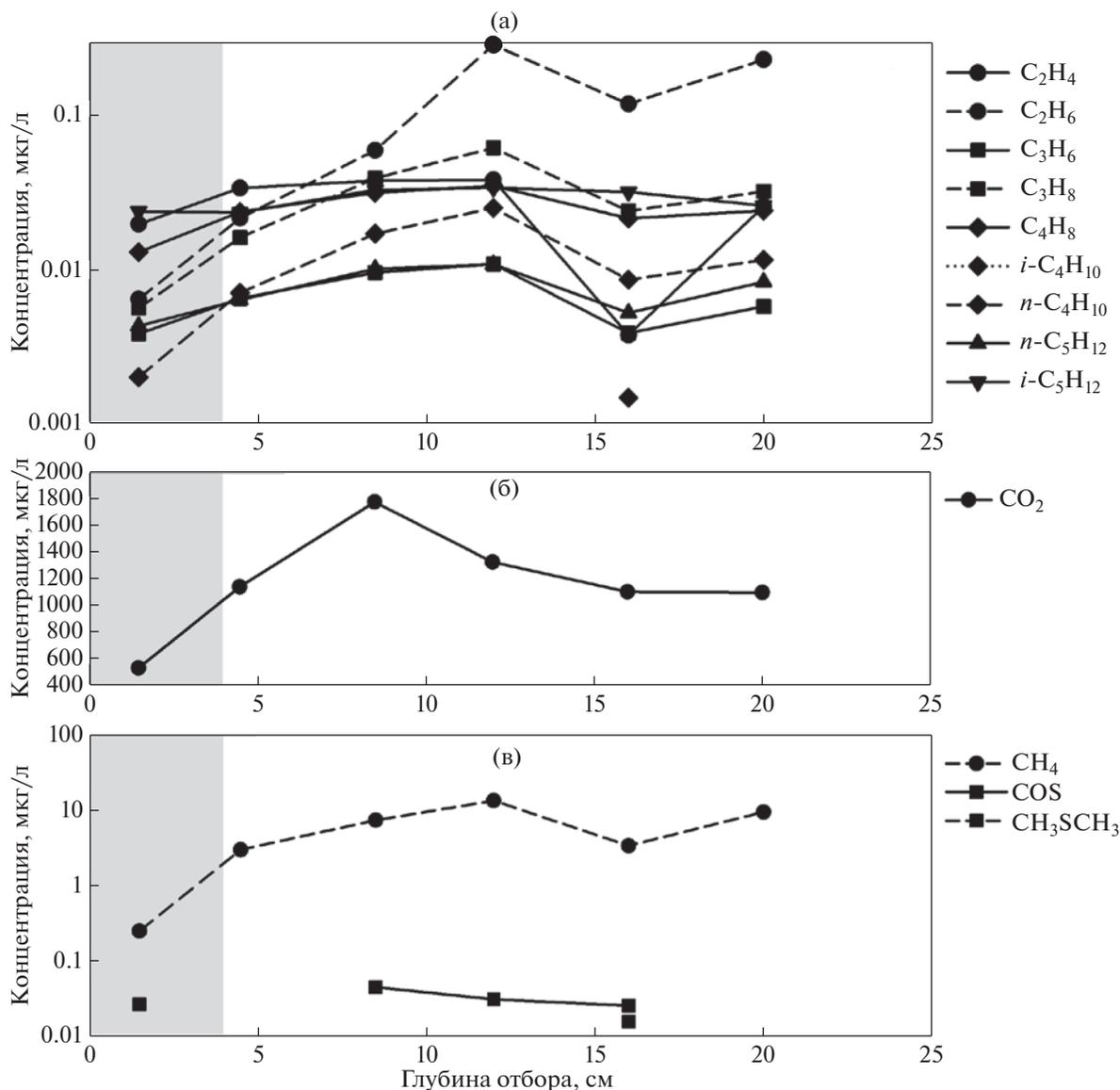


Рис. 8. Распределение концентрации газов в вертикальном разрезе морских осадков на станции 5947. Серой областью обозначена глубина окисленного слоя.

характер выделенных газов указывает наличие явных корреляций между отношениями разных групп изомеров – бутана, пентана [26]. Эти отношения для колонки 5953-3 попадают в область преимущественно высокотемпературного катагенеза.

На термогенную природу выделенных газов также указывает существенное превышение концентрации предельных УВ по сравнению с концентрацией непредельных УВ (1–2 порядка).

В колонках 5953-1, 5953-2, отобранных в нескольких метрах от колонки 5953-3 на поле сипов Оден, распределения концентрации УВ газов в вертикальном разрезе осадка не сильно различаются между собой и от распределений concentra-

ций УВ в других разрезах, но сильно отличаются от распределения УВ в колонке 5953-3. По-видимому, колонка 5953-3 находилась в непосредственной близости от места выхода пузырьковых газов из морского осадка. В распределении концентрации газов в колонке осадка 5947, отобранной в поле сипов С 15, имеются некоторые особенности. Наблюдается повышенная средняя концентрация CH₄ и CO₂ в 3–10 раз (табл. 3) по сравнению с пробами 5953-1 и 5953-2 и низкая бактериальная активность, о которой можно судить по практическому отсутствию диметилсульфида в осадке (рис. 8в). По-видимому, существует приток глубинных УВ газов в поверхностные слои морского осадка 5947.

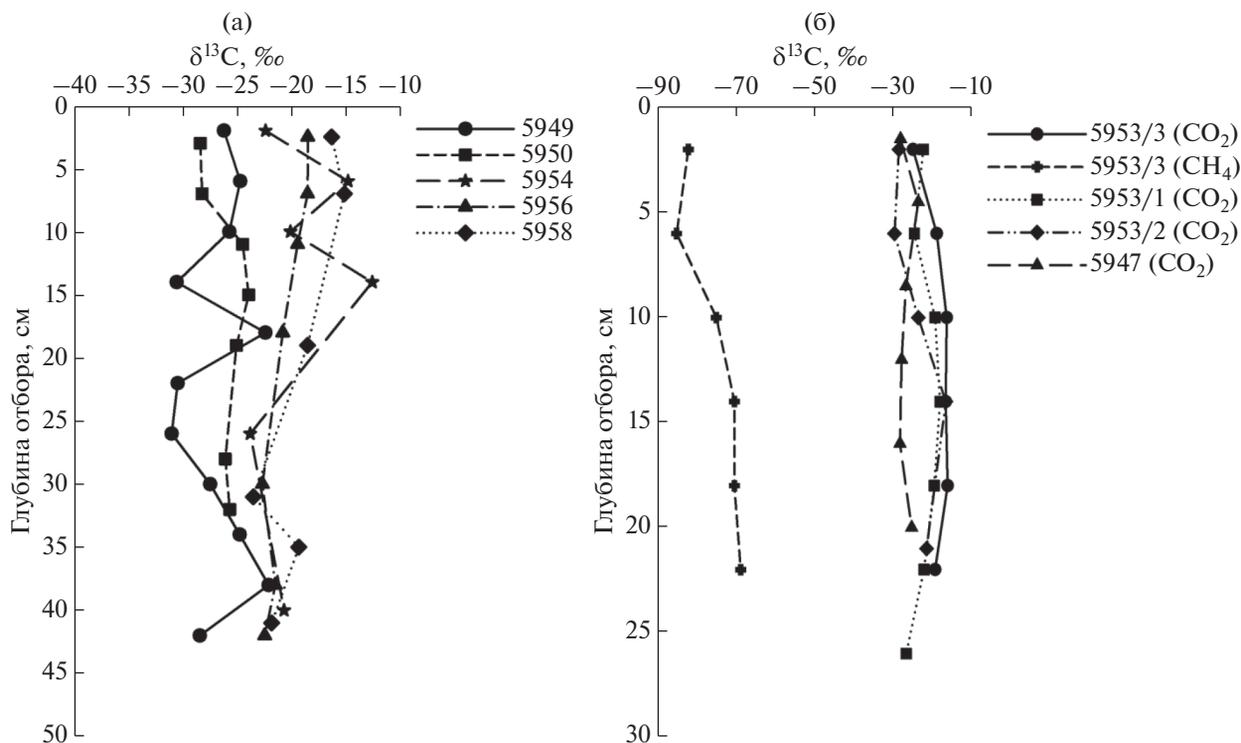


Рис. 9. Изменение $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ и $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ в зависимости от расстояния НПД осадка для станций Восточного разреза А—А' (а) и на поле сипов (б).

Для Восточного разреза моря Лаптевых характерно повышенное содержание CH_4 и CO_2 в области склона, что связано с глубинными разломами лаптевоморского шельфа [2] и небольшим притоком глубинных газов (табл. 3). Изотопный состав углерода CO_2 на различных горизонтах колонки морских осадков на станции 5954 (склон) достигает величины $\delta^{13}\text{C} = -12.6\text{‰}$, а для мелководной станции 5949 он имеет среднюю величину $\delta^{13}\text{C} = -26.2\text{‰}$. Большая разница в величинах $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ является доказательством миграции глубинного CO_2 в морском осадке.

Для Хатангского разреза характерно пониженное содержание CH_4 и повышенная концентрация CO_2 на глубоководном склоне по сравнению с пробами, отобранными на шельфе (табл. 3). По-видимому, понижение концентрации CH_4 произошло в результате его окисления в морском осадке. Подобные закономерности наблюдаются на разрезе вдоль пролива Вилькицкого. Для поперечного разреза пролива Вилькицкого характерно повышенное содержание CH_4 и CO_2 в осадке на склоне желоба по сравнению с содержанием этих газов на дне желоба (табл. 3). По-видимому, органическое вещество в морском осадке на дне желоба подвергается сильному перемешиванию под действием потока воды и более интенсивно удалению газов из него.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования морских осадков в море Лаптевых и в области сипов показали, что концентрация УВ газов возрастает при повышении концентрации диметилсульфида в морском осадке. При этом концентрация COS понижается.

Было обнаружено повышенное содержание CH_4 и CO_2 в области склона Восточного разреза моря Лаптевых, что связано с глубинными разломами лаптевоморского шельфа и небольшим притоком глубинных газов. Для Хатангского разреза и разреза вдоль пролива Вилькицкого характерно пониженное содержание CH_4 и повышенная концентрация CO_2 на глубоководном склоне по сравнению с пробами, отобранными на шельфе. Понижение концентрации CH_4 произошло в результате его окисления в морском осадке. Было обнаружено повышенное содержание CH_4 и CO_2 на дне желоба пролива Вилькицкого по сравнению с содержанием этих газов на его склонах. Это связано с процессом накопления органического вещества и его преобразованием на дне желоба.

На основании изотопно-молекулярной систематики предложена гипотеза происхождения газа в колонке осадка станции 5953-3 (поле сипов). Сформированный на глубине термогенный газ при вертикальной миграции через рыхлые осадки смешивается с биогенным газом, предположи-

тельно из газогидратов, и выходит на поверхность осадка, и рассеивается.

Благодарности. Авторы благодарят академика РАН Э.М. Галимова за помощь и консультацию при подготовке статьи, а также акад. РАН М.В. Флинта за оказанную поддержку при проведении экспедиционных исследований на НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2018 г.

Источник финансирования. Исследование содержания УВ газов и изотопного состава углерода выполнено в рамках госзадания ГЕОХИ РАН по теме № 0137-2019-0013, организация и проведение экспедиции выполнены при финансовой поддержке РНФ № 14-50-000-98.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М., Гусев Е.А. Разрывная тектоника зоны сочленения океанической и континентальной коры в море Лаптевых // Вестник Томского государственного университета. Приложение. Проблемы геологии и географии Сибири, материалы научной конференции. 2003. № 3 (1). С. 21–23.
2. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А., Цуканов Н.В. Система разломов, контролирующая метановые сипы на шельфе моря Лаптевых // ДАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 354–358.
3. Воробьева Л.И. Археи. М.: Академкнига, 2007. 447 с.
4. Галимов Э.М., Кодина Л.А., Степанец О.В., Коробейник Г.С. Биогеохимия Российской Арктики. Карское море. Результаты исследований по проекту SIRRO 1995–2003 годы // Геохимия. 2006. № 11. С. 1139–1191.
5. Драчев С.С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43–58.
6. Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Харитонов Л.Я. Осадочный чехол шельфа моря Лаптевых и его нефтегазовый потенциал // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 116–131.
7. Кириллова-Покровская Т.А. Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточнения оценки его углеводородного потенциала // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 30–38.
8. Космач Д.А., Сергиенко В.И., Дударев О.В. и др. Метан в поверхностных водах окраинных морей Северной Евразии // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 441–445.
9. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Саввичев А.С. и др. // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 194–213.
10. Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Дмитриевский Н.Н. и др. О процессах газовыделения и деградации подводных многолетнемерзлых пород на шельфе моря Лаптевых // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 312–320.
11. Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние рифтовых зон и термокарстовых озер на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейстоцене // Лед и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 231–242.
12. Панова Е.В., Рубан А.С., Дударев О.В. и др. Литологические особенности донных осадков и их влияние на распределение органического материала на территории Восточно-Сибирского шельфа // Изв. Томского политехнического ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 8. С. 94–105.
13. Пискарев А.Л. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с.
14. Разумов С.О. Прогноз изменений криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых в XXI в. // Сергеевские чтения. Инженерная геология и геоэкология. Фундаментальные проблемы и прикладные задачи. М.: РУДН, 2016. С. 560–565.
15. Решетников А.И., Ивахов В.М. Результаты непрерывных наблюдений за концентрацией метана на станции Тикси (сравнение данными судовых наблюдений на шельфе моря Лаптевых) // Труды главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 2012. № 566. С. 257–269.
16. Черных Д.В., Юсупов В.И., Саломатин А.С. и др. Новый акустический метод количественной оценки пузырькового потока метана в системе донные отложения – водная толща и его реализация на примере моря Лаптевых, Северный Ледовитый океан // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 11. С. 153–167.
17. Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И. Газохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Т. 21. № 1. С. 98–110.
18. Юрганов Л.Н., Лейфер А. Оценки эмиссии метана от некоторых арктических и приарктических районов по данным орбитального интерферометра IASI // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 3. С. 173–183.
19. Abrams A.A. Evaluation of near-surface gases in marine sediments to assess subsurface petroleum gas generation and entrapment // Geosciences. 2017. V. 7. P. 35.
20. Bodenbender J., Wassmann R., Papen H., Rennenberg H. Temporal and spatial variation of sulfur-gas-transfer between coastal marine sediments and the atmosphere // Atmos. Environ. 1999. V. 33. P. 3487–3502.
21. Chuang P.C., Yang T.F., Wallmann K. et al. Carbon isotope exchange during anaerobic oxidation of methane (AOM) in sediments of the northeastern South China Sea // Geochim. Cosmochim. Acta. 2019. V. 246. P. 138–155.
22. Finster K., King G.M., Bak F. Formation of methylmercaptan and dimethylsulfide from methoxylated aromatic compounds in anoxic marine and fresh water sediments // FEMS Microbiology Ecology. 1990. V. 74. P. 295–302.
23. Floodgate G.D., Judd A.G. The origins of shallow gas // Cont. Shelf Res. 1992. V. 12. № 10. P. 1145–1156.
24. Hilligsoe K.M., Jensen J.B., Ferdelman T.G. et al. Methane fluxes in marine sediments quantified through core analyses and seismo-acoustic mapping (Bornholm Basin, Baltic Sea) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2018. V. 239. P. 255–274.

25. *Hunt J.M.* Origin of gasoline range alkanes in the deep sea // *Nature*. 1975. V. 254. P. 411–413.
26. *Igari S., Maekawa T. and Suzuki Y.* Pentane and hexane isomers in natural gases from oil and gas fields in Akita, Niigata and Hokkaido, Japan: Determination factor in their isomer ratios // *Geochem. J.* 2007. V. 41. P. 57–63.
27. *Jasper J. P., Whelan J.K., Hunt J.M.* Migration of C₁ to C₈ volatile organic compounds in sediments from the Deep Sea Drilling Project, leg 75, hole 530A // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (U.S. Govt. Printing Office)*. 1984. V. 75. P. 1001–1008.
28. *Jonkers H.M., Koopmans G.F., van Gernerden H.* Dynamics of dimethyl sulfide in a marine microbial mat // *Microb. Ecol.* 1998. V. 36. P. 93–100.
29. *Keller M.D., Bellows W.K., Guillard R.R.* Dimethyl sulfide production in marine phytoplankton // In: *Saltzman E.S., Cooper W.J.* (eds.). *Biogenic sulfur in the environment*. Washington, D.C.: American Chemical Society, 1989. P. 167–182.
30. *Kvenvolden K.A., Redden G.D.* Hydrocarbon gas in sediment from the shelf slope, and basin of the Bering sea // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1980. V. 44. № 8. P. 1145–1150.
31. *Sela-Adler M., Said-Ahmad W., Sivan O. et al.* Isotopic evidence for the origin of dimethylsulfide and dimethylsulfoniopropionate like compounds in a warm, monomictic freshwater lake // *Environ. Chem.* 2016. V. 13. P. 340–351.
32. *Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V. et al.* The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // *Philos. Trans. R. Soc., A*. 2015. V. 373. Iss. 2052. P. 1–13
33. *Shephard G.E., Wiers S., Bazhenova E. et al.* A North Pole thermal anomaly? Evidence from new and existing heat flow measurements from the central Arctic Ocean // *J. of Geodynamics*. 2018. V. 118. P. 166–181.
34. *Shindell D.T., Faluvegi G., Koch D.M. et al.* Improved attribution of climate forcing to emissions // *Science*. 2009. V. 326. P. 716–718.
35. *Whelan J.K., Hunt J.M., Jasper J., Huc A.* Migration of C₁–C₈ hydrocarbons in marine sediments // *Org. Geochem.* 1984. V. 6. P. 683–694.
36. *Worden R.H., Smalley P.C.* H₂S-producing reactions in deep carbonate gas reservoirs: Khuff Formation Abu Dhabi // *Chem. Geol.* 1996. V. 133. P. 157–171.
37. *Zhuang G.-C., Lin Yu-S., Bowles M.W. et al.* Distribution and isotopic composition of trimethylamine, dimethylsulfide and dimethylsulfoniopropionate in marine sediments // *Mar. Chem.* 2017. V. 196. P. 35–46.

Gas Distribution Features in the Upper Layer of Marine Sediments in the Profile “Continental Shelf of Laptev Sea–Arctic Ocean”

V. S. Sevastyanov^{a, #}, V. Yu. Fedulova^a, A. V. Stennikov^a, O. V. Kuznetsova^a, S. G. Naimushin^a,
N. V. Dushenko^a, A. P. Krivenko^a

^a*Vernadsky institute of geochemistry and analytical chemistry, RAS, 119991 Moscow, Russia*

[#]*e-mail: vsev@geokhi.ru*

Hydrocarbon gases (CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₆, C₃H₈, C₄H₈, *n*-C₄H₁₀, *i*-C₄H₁₀, *n*-C₅H₁₂, *i*-C₅H₁₂, *neo*-C₅H₁₂), CO₂, H₂S, CH₃SCH₃, COS from various horizons of marine sediment depth up to 45 cm on the continental shelf, the slope of the Laptev Sea and the bottom of the Arctic Ocean were obtained. Their concentration was measured, gas concentration distribution curves were plotted as a function of the distance from the bottom surface of the sediment, and the carbon isotopic composition of CO₂ was determined. It is shown that the content of hydrocarbon (HC) gases depends on the biological activity in marine sediments. The general pattern of concentration distribution was revealed – the concentration of HC gases increased in the region of increased concentration of dimethyl sulfide, and the concentration of COS decreased. The isotopic composition of CH₄ carbon in the seep area in the vertical section of column 5953-3 varied from –80‰ on the surface of the marine sediment and increased to –58‰ at a depth of 22 cm. The isotopic composition of carbon CO₂ also increased with the sediment depth, reaching –15.9‰.

Keywords: carbon isotopic composition, Arctic, marine sediments, diagenesis, hydrocarbon gases

УДК 551.465

ВСТРЕЧАЕМОСТЬ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КИТООБРАЗНЫХ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2021 г. А. Д. Чернецкий^{1, *}, В. В. Краснова¹, А. Н. Болтунов², Е. М. Панова¹,
А. В. Агафонов¹, Р. А. Беликов¹, Е. А. Беликова¹

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

²Научно-экспедиционный центр “Морские млекопитающие”, Москва, Россия

*e-mail: adcher@ocean.ru

Поступила в редакцию 14.11.2020 г.

После доработки 27.11.2020 г.

Принята к публикации 17.03.2021 г.

Исследования черноморских китообразных были проведены в сентябре 2018 г. (11 сут, 799 км учетного маршрута) и июне 2019 г. (12 сут, 1174 км учетного маршрута). Судно следовало по учетному маршруту, расположенному у кавказского побережья Черного моря от г. Анапа до г. Адлер с удалением от берега до 165 км. Зарегистрировано 103 встречи китообразных (548 особей) в 2018 г. и 347 встреч (1280 особей) в 2019 г. Отмечены три вида: дельфин-белобочка, афалина и морская свинья, процентное соотношение которых составило 78.1 : 20.8 : 1.1 в 2018 г. и 90.1 : 7.1 : 2.8 в 2019 г. Белобочки встречались повсеместно, в июне чаще в прибрежной акватории, а сентябре – в открытом море, что, вероятно, определялось доступностью кормовых объектов. Для афалин и морских свинок, наряду с небольшими сезонными кочевками, отмечается привязанность к локальным прибрежным участкам обитания.

Ключевые слова: черноморские китообразные, дельфин-белобочка (*Delphinus delphis*), афалина (*Tursiops truncatus*), обыкновенная морская свинья, или азовка, (*Phocoena phocoena*), сезонное распределение, встречаемость, северо-восточная часть Черного моря

DOI: 10.31857/S003015742104002X

ВВЕДЕНИЕ

В Черном море обитает три вида китообразных: дельфин-белобочка (*Delphinus delphis*), афалина (*Tursiops truncatus*) и обыкновенная морская свинья, или азовка, (*Phocoena phocoena*), которые рассматриваются как эндемичные подвиды, обособленные от соседних средиземноморских популяций [1, 16, 25, 49]. В настоящее время все три вида черноморских китообразных включены в Красный список Международного союза охраны природы (МСОП). Кроме того, два из них занесены в Красную книгу РФ: афалина со статусом “сокращающиеся в численности и/или распространении” (2-И-II); азовка – “находящиеся под угрозой исчезновения” (1-КР-I).

Долгое время черноморские китообразные служили объектом масштабного промысла. Он предоставил обширный биологический материал, благодаря которому были получены данные по морфологии, анатомии и физиологии дельфинов [16]. Интенсификация промысла в 1930–1940-е гг. сопровождалась развитием авиаразведки состояния запасов черноморских китообразных, в результате чего появились первые сведения об

их численности и распределении [10, 24]. Чрезмерный практически нерегулируемый промысел белобочки, афалины и азовки привел к критическому снижению их численности к середине XX века. Стала очевидной необходимость принятия мер по их изучению и сохранению, в результате чего в 1966 г. в СССР был введен мораторий на их добычу. С целью оценки численности китообразных, изучения особенностей их распределения и миграций в Черном море с 1976 по 1987 г. в СССР Югрыбпромразведкой и Одесским отделением АзЧерНИРО осуществлялись систематические ежегодные авианаблюдения за дельфинами и судовые учеты [14, 15, 18, 28]. Однако в 1990-е гг. эти исследования были прекращены.

С 2000-х гг. и по настоящее время исследования морских млекопитающих Черного моря, по сути, представлены разрозненными локальными работами отдельных научных коллективов. Судовые и авиационные учеты, береговые наблюдения черноморских китообразных были проведены преимущественно у побережья Крыма, в Керченском проливе и Азовском море, и в меньшей

Таблица 1. Протяженность учетного маршрута и продолжительность визуальных наблюдений за черноморскими китообразными в 2018 и 2019 гг.

Сектор	Дата	Длина учетного маршрута (км)	Продолжительность наблюдений
Сентябрь 2018 г.			
Прибрежный	1.09–4.09	308	45 ч 18 мин
Морской	5.09–3.09*	491	57 ч 42 мин
ИТОГО	1.09–13.09	799	103 ч
Июнь 2019 г.			
Прибрежный	15.06–17.06; 21.06–26.06	220; 493	22 ч 50 мин; 65 ч 30 мин
Морской	17.06–21.06	461	59 ч 10 мин
ИТОГО	15.06–26.06	1174	147 ч 30 мин

* 7 и 8 сентября 2018 г. судовые исследования не проводились из-за штормовой погоды.

степени — в северо-восточной и северо-западной частях Черного моря [4, 5, 8, 11, 12, 27, 29].

После многолетнего перерыва Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН по инициативе и при поддержке ПАО «НК «Роснефть» в 2018 г. начал комплексные исследования китообразных в северо-восточной части Черного моря. Цель этого проекта — получение современных данных о состоянии популяций афалины, дельфина-белобочки и азовки, что имеет особую актуальность с учетом произошедших за последние десятилетия катастрофических изменений в экосистеме Черного моря [23, 35, 38, 45]. В этой статье представлены результаты двух морских экспедиций по изучению встречаемости и особенностей распределения китообразных в северо-восточной части Черного моря в осеннем и летнем сезонах 2018–2019 гг.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Судовые исследования проходили в северо-восточной части Черного моря в районе, ограниченном с севера 45°00′ с.ш., с юга 43°06′ с.ш. и с запада 36°30′ в.д., с 1 по 13 сентября 2018 г. и с 15 по 26 июня 2019 г. Работы были проведены с использованием парусно-моторной яхты типа *Vagabond* 42 длиной 13.4 м, оснащенной дизельным двигателем мощностью 55 л.с. Весь обследованный район был разделен на два неравных сектора: морской и прибрежный. Морской сектор располагался в исключительной экономической зоне РФ с максимальным удалением учетных маршрутов от берега до 165 км в 2018 г. и до 150 км в 2019 г. Прибрежный сектор располагался в пределах территориального моря РФ (12-мильная зона) от порта г. Анапа до Имеретинской бухты (г. Адлер). За два полевых сезона общая длина учетного маршрута составила 1973 км, всего было проведено 250 ч наблюдений (табл. 1).

Наблюдения и регистрация встреч китообразных проводились только в светлое время суток. В морском секторе исследований в темное время суток яхта продолжала следовать по заданному маршруту, а в прибрежном секторе на ночь базировалась у причала или на якорной стоянке. Наблюдения проводились вахтовым методом. Каждая вахта продолжалась 2 ч с участием двух специалистов — наблюдателей правого и левого борта. Наблюдатели заносили в протокол сведения о дате и времени наблюдений, метеоусловиях (видимость, волнение, скорость и направление ветра), скорости, курсе и координатах яхты, видовом составе и количестве встреченных животных, направлении их перемещения и поведении. Каждая встреча соответствовала отдельному животному либо группе особей. Китообразных относили к одной группе, если расстояние между ними не превышало 100 м и животные имели сходное поведение [47, 50]. При описании поведения животных придерживались общепринятой классификации [40, 44, 48] с некоторыми дополнениями из-за специфики работ (яхта как фактор воздействия на дельфинов) и ограниченности обзора наблюдений (табл. 2).

Распределение китообразных в районе исследования оценивалось по их встречаемости в зависимости от (1) удаления от берега и (2) фактического местоположения в пределах всей обследованной акватории.

Для оценки распределения китообразных в зависимости от удаления от берега акватория моря была разбита на полосы шириной 5 км, расположенные параллельно береговой линии. В пределах каждой пятикилометровой полосы была определена длина пройденного судном учетного маршрута и рассчитано количество встреченных китообразных на 1 км этого пути. Учетный маршрут включал путь судна только в светлое время суток, когда велись визуальные наблюдения.

Таблица 2. Характеристика форм поведения черноморских китообразных

Форма поведения	Описание
Перемещение	Размеренное движение в одном направлении с кратковременными погружениями под воду (≤ 30 с)
Подход к судну (исследовательское)	Подход животных к судну без последующего сопровождения
Сопровождение судна	Подход животных к судну и следование за ним в течение 3–5 мин и дольше
Социо-половое	Движение как при перемещении (размеренно в одном направлении со средней скоростью и интервалами нахождения под водой ≤ 30 с), но с элементами социо-полового поведения: параллельное и перекрестное плавание двух особей, контакты брюшными частями тела, садки, прикусывания друг друга
Охотничье (кормовое)	Движение животных хаотично с непостоянными интервалами погружения. У афалины и дельфина-белобочки наблюдаются прыжки с обилием брызг. Также возможно присутствие скопления птиц или выпрыгивающей рыбы

Для оценки встречаемости животных в пределах всей обследованной акватории район работ был разделен на квадраты 20×20 км. В каждом квадрате рассчитывалась встречаемость каждого вида китообразных на 1 км пути исходя из протяженности учетного маршрута судна и количества животных, встреченных на этом маршруте. Значения встречаемости, полученные для квадратов, в которых проходил учетный маршрут, были использованы для оценки встречаемости каждого вида китообразных на всей обследованной акватории с применением метода пространственной интерполяции ArcGIS.

Количество особей в группах оценивалось для прибрежной полосы (от 0 до 5 км от берега) и открытого моря (дальше 5 км от берега). Для каждого вида китообразных в разные сезоны наблюдений представлены медиана, минимальные и максимальные значения количества особей в группах, среднее значение и стандартное отклонение.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общее количество китообразных, встреченных в ходе судовых наблюдений, составило 548 особей в сентябре 2018 г. и 1280 особей в июне 2019 г. (табл. 3). В оба сезона преобладали встречи белобочек, реже всего наблюдались азовки. Процентное соотношение учтенных белобочек, афалин и азовок составило $78.1 : 20.8 : 1.1$ в сентябре 2018 г. и $90.1 : 7.1 : 2.8$ в июне 2019 г. Сводные данные о встречах черноморских китообразных в период судовых наблюдений в 2018 и 2019 гг. приведены на рис. 1.

Особенности распределения черноморских китообразных в районе исследований

Дельфин-белобочка. В районе исследований дельфины-белобочки встречались практически по всей исследуемой акватории, с некоторыми отличиями в зависимости от сезона наблюдений. В июне дельфины наблюдались ближе к берегу: большая часть животных была зарегистрирована на удалении до 80 км от берега с максимальным показателем встречаемости 3.4 особи/км в полосе 75–80 км, за пределами которой количество встреч резко падает (рис. 2а). Встречаемость в прибрежной пятикилометровой полосе составила 0.54 особи/км. Напротив, в сентябре наблюдается некоторое перемещение дельфинов в открытое море: в прибрежной полосе животных вообще не наблюдались, а большая часть встреч была отмечена на удалении от 75 до 155 км от берега с максимальной встречаемостью в полосе 150–155 км (3 особи/км).

Максимальные значения встречаемости белобочек по пути следования судна в июне были выше, чем в сентябре, практически в два раза. Распределение дельфинов на маршруте было неравномерным и мозаичным (рис. 3). В июне большая встречаемость выявлена на широте г. Новороссийск (1.03 – 1.51 особей/км маршрута) и п. Новомихайловский (1.51 – 2.39 особей/км маршрута), а самая высокая встречаемость показана в южной части исследуемой акватории севернее г. Сочи (4 особи/км маршрута) (рис. 3). В сентябре наибольшая встречаемость (до 2.45 особей/км маршрута) белобочек была не только в южной части маршрута на широте г. Адлер–г. Сочи, но и в северной части исследуемой акватории – от г. Анапа до широты п. Б. Утриш и на широте г. Геленджик и г. Туапсе (рис. 3).

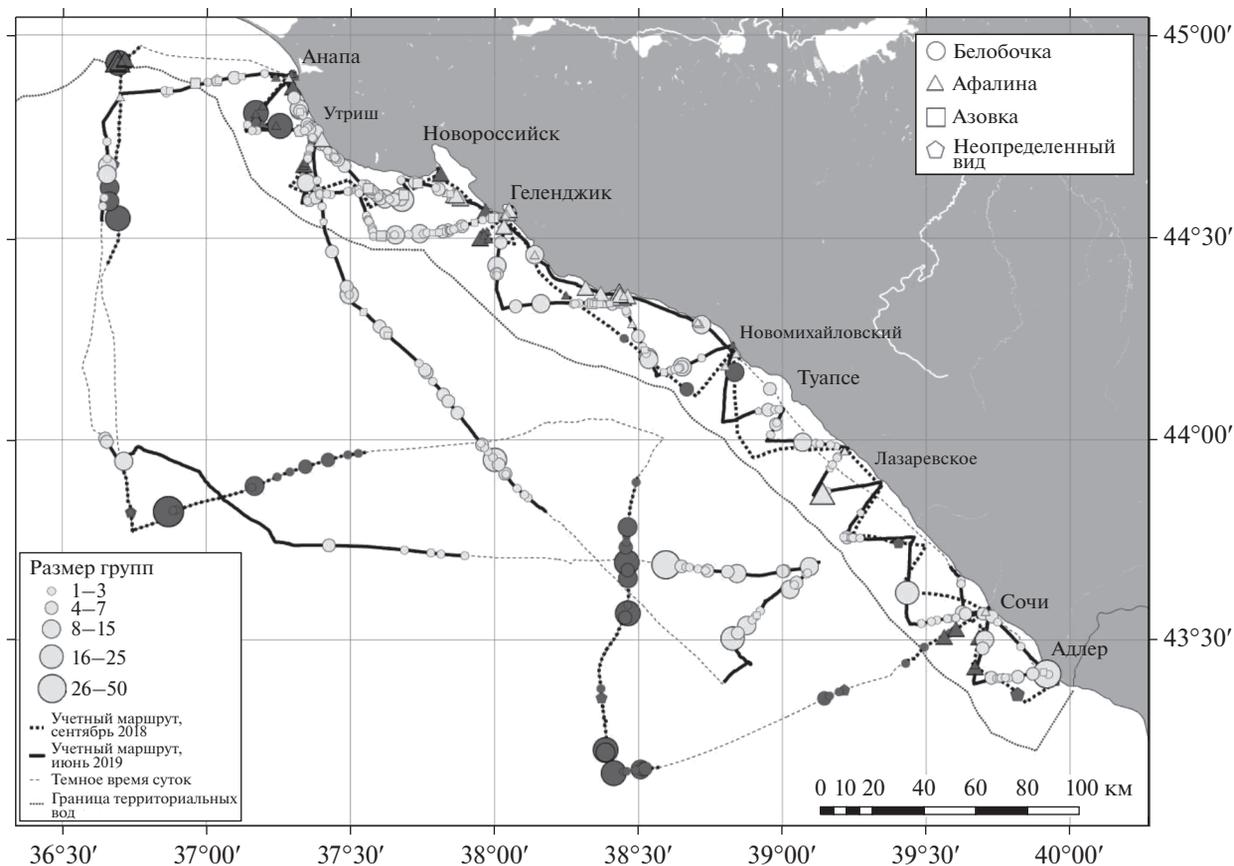


Рис. 1. Распределение китообразных по маршруту следования судна в северо-восточной части Черного моря в сентябре (черные метки) и июне (серые метки) 2018–2019 гг.

Афалина. В июне район распределения афалины охватывал акваторию до 45 км от берега, при этом самая высокая встречаемость отмечалась в прибрежной пятикилометровой полосе (0.17 особей/км). Напротив, в сентябре на фоне общего сужения района их встречаемости (до 30 км от

берега) отмечается незначительное смещение дельфинов дальше в море (рис. 26). Встречаемость в пятикилометровой прибрежной полосе составила 0.09 особей/км, в полосе 10–15 км – 0.21 особей/км, а самая высокая встречаемость афалины (2.46 особей/км) была отмечена в поло-

Таблица 3. Число встреч и количество китообразных в период судовых наблюдений в июне и сентябре (2018–2019 гг.)

Этапы наблюдений	Дельфин-белобочка		Афалина		Азовка		Вид не определен		Всего	
	встреч	особей	встреч	особей	встреч	особей	встреч	особей	встреч	особей
Сентябрь 2018 г.										
Морской	43	353	7	35	0	0	6	10	56	398
Прибрежный	5	60	35	75	4	6	3	9	47	150
Всего	48	413	42	110	4	6	9	19	103	548
Июнь 2019 г.										
Прибрежный	198	732	28	83	18	26	9	11	253	852
Морской	82	409	2	7	8	9	2	3	94	428
Всего	280	1141	30	90	26	35	11	14	347	1280

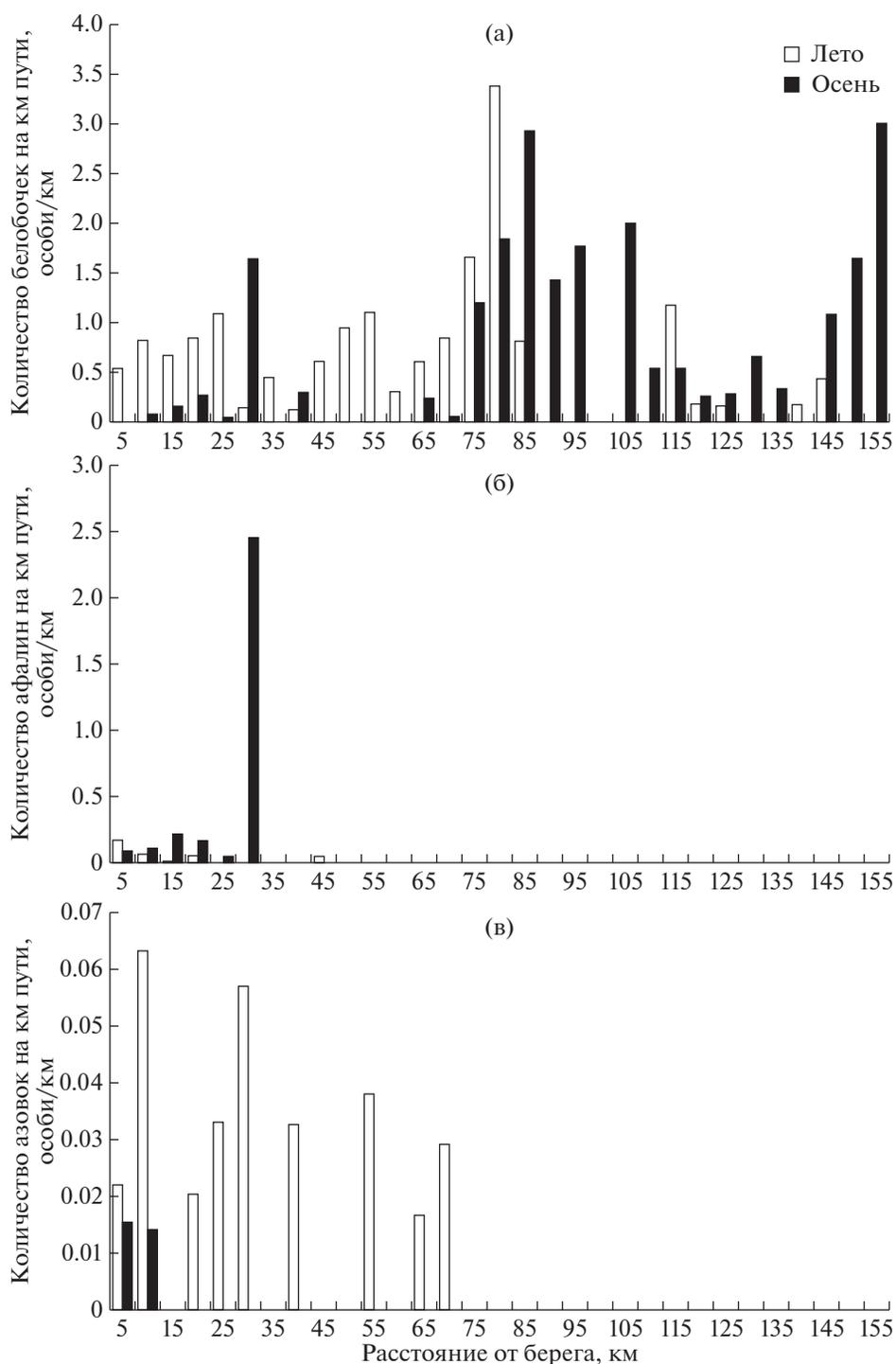


Рис. 2. Встречаемость черноморских китообразных (особь/км) в зависимости от удаления от берега в сентябре 2018 г. и июне 2019 г.: (а) — дельфин-белобочка, (б) — афалина, (в) — азовка.

се 25–30 км в шельфовой зоне в предпроливье Керченского пролива (рис. 2б).

Максимальные значения встречаемости афалин по маршруту следования судна были выше в сентябре, чем июне (рис. 3). Однако в целом, независимо от сезона наблюдений, распределение

афалины вдоль берега было связано с относительно регулярными участками обитания. Так, в оба сезона исследований дельфины встречались на акватории в районе г. Геленджик–Геленджикская бухта (рис. 3). В целом же распределение афалин в сентябре было смещено от г. Геленджик

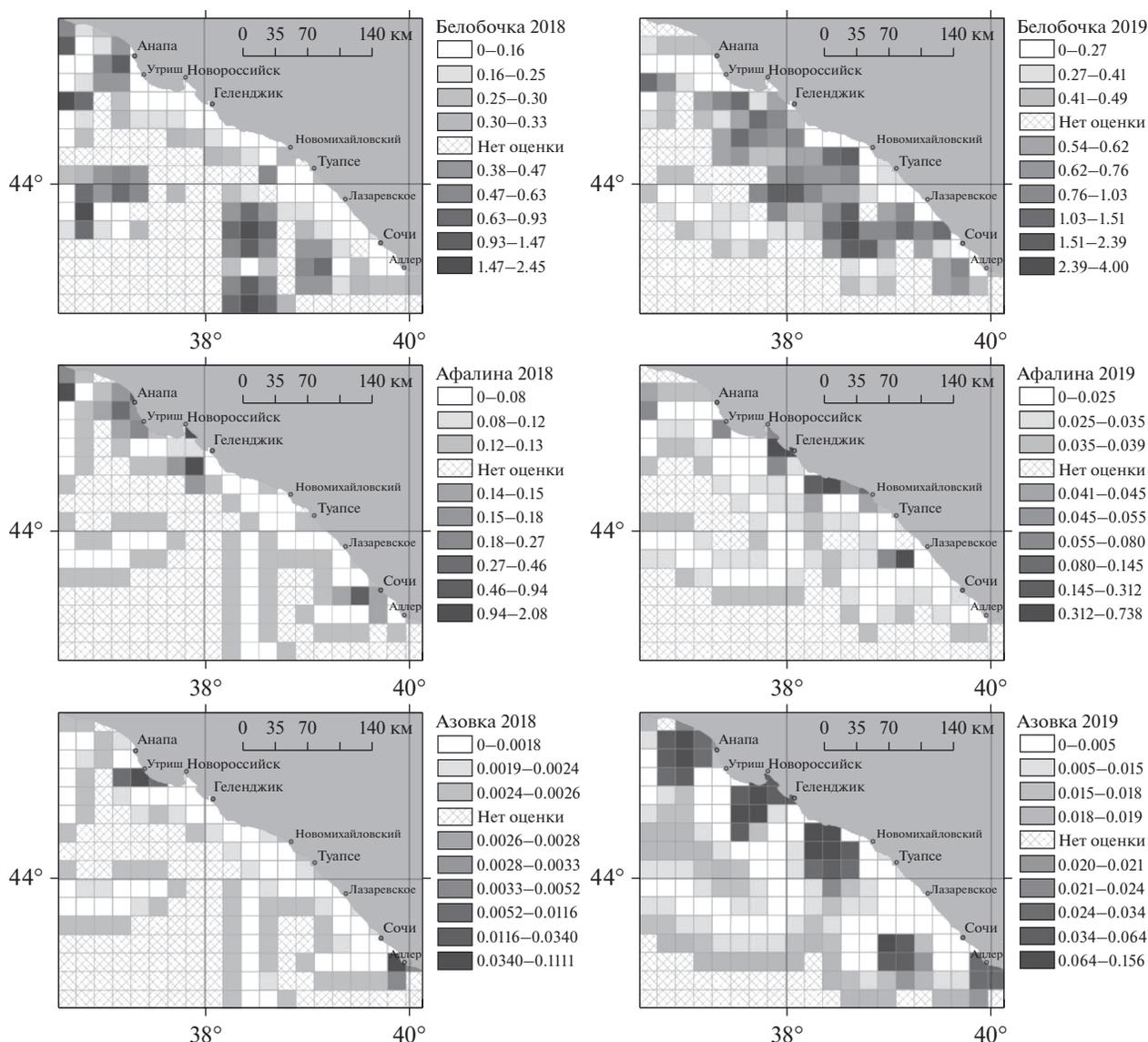


Рис. 3. Распределение интерполированной встречаемости (особей на 1 км маршрута) афалины, белобочки и азовки в сентябре 2018 г. и июне 2019 г. по результатам судовых наблюдений.

на север в сторону г. Анапа и предпроливья Керченского пролива, а в июне – от г. Геленджик на юг в сторону п. Новомихайловский. Самая высокая встречаемость афалин составила 0.74 особей/км маршрута в июне и 2.08 особей/км маршрута – в сентябре (рис. 3).

Морская свинья, или азовка. Наибольшие значения встречаемости морских свинок как в июне, так и в сентябре были отмечены не далее 10 км от берега: 0.06 и 0.015 особей/км соответственно. Однако если в сентябре на большем удалении азовки вообще не встречались, то в июне несколько встреч было отмечено в полосе от 35 до 70 км от берега (рис. 2в).

На маршруте следования судна в июне максимальные значения встречаемости азовок была не-

сколько выше, чем в сентябре (рис. 3). В июне на маршруте выявлены четыре района с высокой встречаемостью животных (от 0.2 до 0.16 особей/км): на северном участке маршрута в предпроливье Керченского пролива, вдоль побережья на широте г. Анапа и п. Новомихайловский и на южном участке маршрута на широте севернее г. Сочи. В сентябре единичные встречи морских свинок были приурочены к акваториям в районе г. Адлер и п. Большой Утриш (0.6 особи/км) (рис. 3).

Размер групп черноморских китообразных и их поведенческая активность

У белобочек количество особей в группах менялось в зависимости от сезона наблюдений и удаления от берега (табл. 4). Если в сентябре бе-

Таблица 4. Размер групп китообразных, встреченных в прибрежной полосе и открытом море в сентябре 2018 г. и июне 2019 г. Представлены медиана (Me), минимальные (Min) и максимальные (Max) значения количества особей в группах, среднее значение и стандартное отклонение ($M \pm SD$)

Удаленность от берега		Дельфин-белобочка	Афалина	Азовка
Сентябрь 2018 г.				
Прибрежная полоса (<5 км)	Me (Min–Max) $M \pm SD$	–	2 (1–5) 2.3 ± 1.15 $n = 10$	1 (1–2) 1.33 ± 0.58 $n = 3$
Открытое море (>5 км)	Me (Min–Max) $M \pm SD$	4 (1–50) 8.60 ± 9.49 $n = 48$	2 (1–10) 2.71 ± 1.81 $n = 32$	2 $n = 1$
Июнь 2019 г.				
Прибрежная полоса (<5 км)	Me (Min–Max) $M \pm SD$	3 (1–12) 4.23 ± 3.08 $n = 52$	2.5 (1–10) 3.13 ± 2.27 $n = 22$	1 (1–3) 1.5 ± 0.84 $n = 6$
Открытое море (>5 км)	Me (Min–Max) $M \pm SD$	3 (1–30) 3.97 ± 4.08 $n = 232$	1.5 (1–7) 2.75 ± 2.3 $n = 8$	1 (1–3) 1.3 ± 0.57 $n = 20$

Таблица 5. Встречаемость различных форм поведения у черноморских китообразных в осенний и летний сезоны наблюдений

Форма поведения	Сентябрь 2018 г.			Июнь 2019 г.		
	Дельфин-белобочка	Афалина	Азовка	Дельфин-белобочка	Афалина	Азовка
Перемещение	16% ($n = 8$)	60% ($n = 24$)	100% ($n = 4$)	45% ($n = 126$)	41% ($n = 12$)	96% ($n = 24$)
Подход к яхте (исследовательское)	24% ($n = 12$)	20% ($n = 8$)	–	17% ($n = 48$)	21% ($n = 6$)	4% ($n = 1$)
Сопровождение яхты	39% ($n = 19$)	5% ($n = 2$)	–	17% ($n = 49$)	14% ($n = 4$)	–
Охотничье	16% ($n = 8$)	15% ($n = 6$)	–	20% ($n = 55$)	24% ($n = 7$)	–
Социо-половое	4% ($n = 2$)	–	–	1% ($n = 2$)	–	–

лобочки в прибрежной полосе (от 0 до 5 км) совсем не наблюдались, то в июне они встречались здесь группами до 12 особей (в среднем 4.23 ± 3.08 особей). Самые большие группы, насчитывавшие до нескольких десятков дельфинов, наблюдались в открытом море (от 5 км и дальше), причем в июне они были меньше по численности (3.97 ± 4.08 особей), чем в сентябре (8.60 ± 9.49 особей).

У афалин размер групп мало варьировал (табл. 4). Чаще всего встречались группы из двух животных, наиболее крупные насчитывали 5–10 особей.

Встречи морских свиной, независимо от сезона наблюдений и расстояния от берега, чаще всего были представлены одиночными животными (табл. 4). В июне наблюдались группы до 3 особей (1.5 ± 0.84 особей в прибрежной полосе и 1.3 ± 0.57 особей в открытом море). В сентябре в при-

брежной полосе размер группы не превышал двух особей (1.33 ± 0.58 особей), а в открытом море была зарегистрирована единственная встреча группы из двух животных.

Поведенческая активность у белобочек и афалин менялась в зависимости от сезона наблюдений (табл. 5). В сентябре у белобочек преобладало поведение, “сфокусированное” на экспедиционном судне: подходы к яхте и ее сопровождение наблюдалось в 63% случаев. Самое длительное сопровождение яхты у белобочек наблюдалось 2 и 3 сентября 2018 г., когда большие группы (порядка 50 животных) преследовали судно в течение 45 мин. Напротив, в июне самой распространенной формой активности у этого вида дельфинов было перемещение по акватории и охота.

Афалины независимо от сезона наблюдений большую часть своего времени тратили на пере-

мещения по акватории (табл. 5). Однако в июне у них чаще отмечалось охотничье поведение, и в то же время они чаще стали сопровождать яхту.

Самое однообразное поведение наблюдалось у азовок. Как правило, животные проплывали мимо яхты с очень короткими выныраниями (несколько секунд) и только однажды подошли близко к борту яхты (табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ

Известно, что на распределение и перемещение китообразных, в том числе и дельфинов, влияет большое количество факторов. К ним относятся наличие и доступность кормовых объектов [16, 33], температура поверхности моря [36, 44], строение морского дна [41], время года и суток [21, 31, 44], а также гидрологические условия, например, приливно-отливное состояние воды [40].

Несмотря на сравнительно небольшой объем материала, полученный в ходе двух экспедиций, были выявлены сезонные особенности пространственного распределения, структуры групп и поведенческой активности черноморских китообразных.

Дельфин-белобочка

В районе исследований по результатам наблюдений чаще всего и практически повсеместно встречались белобочки, которые действительно являются самым распространенным и многочисленным видом морских млекопитающих Черного моря [7, 14, 16, 21].

В целом, полученные современные данные о структуре групп и перемещениях белобочек в северо-восточной части Черного моря в июне и сентябре подтверждают выявленные ранее закономерности сезонного распределения этих дельфинов по результатам судовых и авиационных учетов 1970–80-х гг. [21].

В июне белобочки наблюдались по всему морю, наиболее часто встречаясь в полосе от 0 до 80 км от берега. Дельфины формировали небольшие группы, размер которых существенно не менялся с расстоянием от берега (среднее количество особей в группе в прибрежной пятикилометровой полосе составляло 4.0; в открытом море – 4.2). В бюджете времени у наблюдаемых белобочек преобладали охотничье поведение и перемещения, которые могли быть вызваны активным поиском добычи. Известно, что кормовые ресурсы редко распределяются равномерно в окружающей среде, что требует от дельфинов постоянных перемещений между возможными местами нагула [44]. В то же время было показано, что чем равномернее распределяются кормовые

объекты в пространстве, тем мельче размеры групп у охотящихся дельфинов [32].

К сентябрю отмечается некоторое смещение белобочек в открытое море (рис. 2а): наибольшее количество животных наблюдалось за пределами 80-километровой полосы. По сравнению с июнем, на фоне общего понижения встречаемости белобочек в районе исследования у них отмечается укрупнение групп (среднее количество особей в группе – 8.6) или “скосячивание” [6, 21]. По визуальным наблюдениям, самая большая группа насчитывала порядка 50 особей, скопления численностью от 100 и более особей, характерные для этих дельфинов [16, 21, 30], не наблюдались. Несмотря на то, что в сентябре активность встреченных животных преимущественно была сфокусирована на экспедиционном судне, что проявлялось в регулярных подходах к яхте и продолжительном ее сопровождении, доля охотничьего поведения у белобочек была сопоставима с таковой в июне (16 и 20% соответственно). Вероятно, наблюдаемое пространственное перераспределение белобочек и увеличение размеров их групп было вызвано смещением кормовых объектов с прибрежной акватории и их концентрацией в открытом море. Действительно, было показано, что обитающие вдали от берега дельфины при неравномерном распределении ресурсов в присутствии крупных рыбных косяков обычно охотятся большими группами [32, 50]. Сопровождение дельфинами яхты, возможно, также являлось следствием увеличения размеров их групп: считается, что в больших группах белобочки более стрессоустойчивы, благодаря чему начинают подходить к судам и реже их избегают [44].

Похожая схема сезонного распределения белобочек наблюдается и в других районах их обитания, например, в заливе Меркурия о. Северный Новой Зеландии [44] и в Ирландском море [39]. Авторы этих исследований связывают местные сезонные колебания численности белобочек с наличием пищи, обилие которой, в свою очередь, зависит от температуры поверхностной воды. Напротив, распределение белобочек в заливе Айлендс (о. Северный, Новая Зеландия) имело противоположный характер: зимой (июнь–август) с понижением температуры воды животные перемещались ближе к берегу, а летом (декабрь–февраль) чаще встречались на глубоководье вдали от залива. Предположительно, в этом районе распределение питательных веществ и добычи главным образом зависит от гидрологических условий в заливе, а не от температуры поверхностной воды [34].

Таким образом, дельфины-белобочки, традиционно рассматриваемые как пелагический вид [7], встречались не только в открытых, но и в прибрежных водах северо-восточной части Черного

моря, что было показано и в более ранних исследованиях [21]. Несмотря на то, что состав и обилие кормовых объектов черноморских китообразных не являлись предметом исследования данной работы, в результате анализа поведенческой активности белобочек прослеживается связь их сезонного распределения с доступностью пищевых ресурсов [7, 16]. Спектр питания белобочек в Черном море широк и может варьировать в течение года, определяясь текущим обилием, распределением и стадией жизненного цикла конкретных видов рыб [16, 17, 22]. Обнаруженная повышенная встречаемость дельфинов на акваториях вблизи портовых городов, вероятно, также вызвана наличием кормовых объектов в этих районах. Действительно, нетипичное для белобочек обитание в урбанизированных районах с высоким риском антропогенного воздействия связывают с предсказуемостью распределения пищевых ресурсов в прибрежных водах, что повышает у дельфинов эффективность нагула [42, 43]. В свою очередь, увеличение количества учтенных белобочек в июне по сравнению с сентябрем, вероятно, главным образом было вызвано перемещением дельфинов в прибрежную акваторию моря, где проходил основной маршрут исследовательского судна.

Афалина

В районе исследований афалины наблюдались чаще всего парами или небольшими группами до 10 особей, средний размер которых практически не зависел от места и времени наблюдений. Небольшой размер групп характерен не только для черноморских афалин, но и вида в целом [19, 28, 46].

Результаты регулярных авиаучетов, проведенных в 1970–80-е гг., показали, что черноморские афалины обитают на всей акватории моря, совершая в течение года сезонные кочевки [19]. Отмечается, что ранней весной дельфины чаще встречаются у побережья, к середине лета распространяются по всему морю, предпочитая открытые воды, а к осени вновь смещаются ближе к берегу. Согласно этим данным, в общей сложности встречаемость афалин в открытом море была лишь на 28% ниже, чем в прибрежной акватории, ширина которой была принята равной 50 км в районе кавказского берега и 75 км — в предпроливье Керченского пролива со стороны моря. Напротив, в наших исследованиях независимо от сезона наблюдений район распространения афалин не превышал 50-километровую зону моря, которая по Ю.А. Михалеву [19] соответствует “прибрежной акватории”. Кроме того, в более мелком масштабе анализа показана привязанность дельфинов в июне к пятикилометровой прибрежной полосе, а сентябре на фоне некоторого сужения общего района встречаемости отмечается замет-

ное смещение животных дальше в открытое море. Наибольшее количество афалин наблюдали на акватории предпроливья Керченского пролива в полосе 25–30 км от берега. Вероятно, это было связано с тем, что акватория предпроливья, в отличие от кавказского берега, представлена обширной шельфовой зоной (до 50 км), которая является предпочтительным местом обитания афалин [16, 22, 28]. С другой стороны, такой выброс данных по встречаемости дельфинов на этом участке акватории может иметь методологическое объяснение: путь, пройденный исследователем судном в пределах 25–30-километровой полосы, был самым коротким на учетном маршруте, что повлияло на расчеты встречаемости афалин. Следует добавить, что похожая схема сезонных перемещений отмечалась у афалин в районе западного побережья п-ова Крым: в июле дельфины наблюдались у берега, а в конце лета откочевывали дальше в море [13].

В отличие от белобочек, по результатам этого исследования показана некоторая привязанность черноморских афалин к прибрежному локальным участкам акватории, что соответствует общим представлениям о распределении этого вида [2, 3, 9, 16, 37]. Вероятно, одним из таких мест является акватория Геленджикской бухты. Таким образом, мнение о широком распространении афалин в пелагических водах Черного моря [19] до сих пор остается дискуссионным.

Количество учтенных афалин в районе исследования было значительно ниже, чем белобочек (в июне — на порядок), но больше, чем азовок, что в целом соответствует долевым соотношениям этих видов в Черном море, представленному по результатам авиаучетов 1970–80-х гг.: 24.3% : 68.1% : 7.6% [19].

Морская свинья, или азовка

Самыми редкими китообразными на исследуемой акватории были морские свиньи. Однако такое соотношение численности трех видов в Черном море было не всегда. Так, в период промысла количество добытых азовок было меньше белобочек, но значительно превышало число отловленных афалин, и их количественное соотношение составляло 10 : 200 : 1 [26]. Позднее, после объявленного моратория на промысел, по результатам авианаблюдений начала 1970-х гг., численность азовок уже была представлена практически в равных долях с афалинами (азовка 12 : белобочка 77 : афалина 11) [14]. Наконец, по данным последних регулярных авиаучетов [19, 20], количество азовок в Черном море значительно сократилось. Вероятно, промысел, а также истощение кормовой базы нанесли ущерб популяции черноморских морских свиных, после чего их численность так и не восстановилась.

В то же время низкое число учтенных азовок отчасти могло быть связано с особенностями внешнего вида и поведения этих животных [20]. Действительно, небольшие размеры тела с невысоким спинным плавником и кратковременное появление на поверхности воды для вдоха между погружениями усложняли визуальный учет морских свиной с борта яхты.

По результатам проведенных исследований, морские свиньи наблюдались как в прибрежной акватории, так и на значительном удалении от берега. Таким образом, полученные данные согласуются с общими закономерностями распределения азовок в черноморском регионе, выявленными на основе анализа авиаучетных карт 1970–1980-х гг.: преимущественно обитая в прибрежных мелководных районах, морские свиньи также регулярно наблюдались в открытом море [20]. Причем при обоих видах учета в летний и осенний сезоны наибольшая их встречаемость была приурочена к шельфовой зоне между Керченским проливом и г. Новороссийском [20; собственные наблюдения]. Считается, что для морских свиной в летне-осеннее время характерна привязанность к одним и тем же районам Черного моря на период размножения, где они образуют предположительно обособленные скопления [20]. По всей видимости, обнаруженные морские свиньи могут принадлежать к “крымско-кавказскому” скоплению, основная часть которого весной совершает миграции в Азовское море вслед за азовской хамсой (*Engraulis encrasicolus maoticus*), осенью возвращаясь обратно, а некоторая часть из них постоянно обитает в черноморских водах, в том числе у кавказского побережья.

По сравнению с сентябрем, рост встречаемости азовок, наблюдаемый в июне, вероятно, во многом был обусловлен особенностями учетного маршрута, прибрежная часть которого в летнем сезоне была значительно длиннее (см. табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые после многолетнего перерыва представлены результаты морских наблюдений за китообразными в северо-восточной части Черного моря. Показаны некоторые особенности распределения дельфинов-белобочек, афалин и морских свиной в летнем и осеннем сезонах наблюдений. Наиболее выраженные сезонные перемещения, которые, вероятно, определялись главным образом доступностью и обилием кормовых объектов, были характерны для белобочек. В отличие от белобочек, у афалин и морских свиной, наряду с небольшими сезонными кочевками, отмечается привязанность к локальным прибрежным участкам обитания. Численное соотношение трех видов черноморских китообразных изменилось со временем окончания промысла, но, вероятно, оста-

лось без изменений с периода регулярных авиаучетов конца XX столетия. Получение актуальных оценок состояния популяции черноморских китообразных требует продолжения начатых работ и расширения района исследований.

Благодарности. Авторы выражают благодарность экипажу яхты “Agiar” за помощь проведение морских исследований.

Источники финансирования. Работа была выполнена в рамках совместного договора ИО РАН и ПАО “НК “Роснефть” “Изучение и мониторинг морских млекопитающих как индикаторов устойчивого состояния экосистем Черного моря” и Госзадания 0149-2019-0009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барабаш-Никифоров И.И.* Фауна китообразных Черного моря, ее состав и происхождение. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та., 1940. С. 1070–1074.
2. *Белькович В.М.* Поведение и биоакустика дельфинов // Сборник статей под ред. Бельковича В.М. М.: ИО АН СССР. 1978. 199 с.
3. *Белькович В.М.* Поведение и биоакустика китообразных // Сборник статей под ред. Бельковича В.М. М.: ИО АН СССР. 1987. 218 с.
4. *Биркун А.А., Кривохижин С.В.* Распределение и тенденции в динамике численности китообразных у берегов Крыма // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. межд. конф. Архангельск, 2000. С. 23–27.
5. *Биркун А.А. мл., Кривохижин С.В., Глазов Д.М. и др.* Оценка численности китообразных в прибрежных водах северной части Черного моря: результаты судовых учетов в августе–октябре 2003 г. // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. III межд. конф. Коктебель, Крым, Украина, 2004. С. 64–67.
6. *Бушуев С.Г.* Основные результаты авианаблюдений черноморских дельфинов в 1970–80-х гг. // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. II межд. конф. Байкал, Россия, 2002. С. 60–61.
7. *Гептнер В.Г., Чапский К.К., Арсеньев В.А., Соколов В.Е.* Млекопитающие Советского Союза. Под ред. В. Г. Гептнера и Н. П. Наумова. Том II. Часть 3. Ластоногие и зубатые киты / Под ред. Гептнера В.Г. М.: Высшая школа, 1976. 718 с.
8. *Гладилина Е.В., Гольдин Е.Б., Гольдин П.Е.* Наблюдения китообразных в прибрежных водах юго-восточного Крыма в 2006–2008 гг. // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. V межд. конф. Одесса, Украина, 2008. С. 198–201.
9. *Гладилина Е.В.* Структура локальных популяций и биология афалины (*Tursiops truncatus*) в прибрежных водах северо-восточной части Черного моря // Диссертация на соискание ученой степени кандидата биол. наук. Киев, 2017. 167 с.
10. *Голенченко А.П.* Наставление по авиационной разведке рыбы и дельфина в Азово-Черноморском бассейне. М.: Вып. Пищепромиз, 1955. 44 с.

11. Гольдин Е.Б. Китообразные в Керченском проливе и эколого-географический метод в их изучении // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. V между. конф. Одесса, Украина, 2008. С. 208–214.
12. Гольдин Е.Б. Китообразные прибрежной зоны южного Крыма: современная ситуация // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. VIII между. конф. Санкт-Петербург, 2014. Т. I. С. 148–157.
13. Затевахин И.И. Особенности распределения и ритмики активности афалины у западного побережья Крыма // Изучение, охрана и рациональное использование морских млекопитающих. Тез. докл. Восьмого всесоюз. совещ. Астрахань, 1982. С. 134–136.
14. Земский В.А. Сколько дельфинов в Черном море? // Природа. 1975. № 6. С. 97–98.
15. Земский В.А., Михалев Ю.А., Минеев В.Н., Боровской В.С. Опыт наблюдения за черноморскими дельфинами с судна и самолета // Морские млекопитающие. Тез. докл. IX Всесоюз. совещ. 1986. С. 152–154.
16. Клейнберг С.Е. Млекопитающие Черного и Азовского морей. Опыт биолого-промыслового исследования. М.: Издательство Академии наук СССР, 1956. 288 с.
17. Кривохижин С.В., Биркун, А.А. мл. Спектр питания китообразных в Черном море // Морской экологический журн. 2009. Т. 8. № 4. С. 67–78.
18. Михалев Ю.А., Савусин В.П., Зеленая Ф.Е. О численности черноморских дельфинов // Морские млекопитающие. Тез. докл. VII всесоюз. совещ. М.: ВНИРО, 1978. С. 226–227.
19. Михалев Ю.А. Особенности распределения афалины, *Tursiops truncatus* (Cetacea), в Черном море // Вестник зоологии. 2005. Т. 39(3). С. 29–42.
20. Михалев Ю.А. Особенности распределения морской свиньи, *Phocoena phocoena relicta* (Cetacea), в Черном море // Вестник зоологии. 2005. Т. 39(6). С. 25–35.
21. Михалев Ю.А. Особенности распределения белобочки, *Delphinus delphis* (Cetacea), в Черном море // Вестник зоологии. 2008. Т. 42(4). С. 325–337.
22. Томилин А.Г. Звери СССР и прилежащих стран. Том IX. Китообразные. М.: Издательство Академии наук СССР, 1957. 756 с.
23. Хорошилов В.С., Лукашева Т.А. Изменения зоопланктонного сообщества Голубой бухты после вселения в Черное море гребневика мнемнопсиса // Океанология. 1999. Т. 33. № 4. С. 558–562.
24. Цалкин В.И. Научно-промысловая разведка на Черном море в 1936 г. // Рыбное хозяйство СССР. 1937. № 5. С. 16–17.
25. Цалкин В.И. Морфологическая характеристика, систематическое положение и зоографическое значение морской свиньи Азовского и Черного морей // Зоол. журн. 1938. Т. 17. Вып. 4. С. 705–732.
26. Цалкин В.И. Материалы к биологии морской свиньи (*Phocoena phocoena relicta* Abel) Азовского и Черного морей // Зоол. журн. 1940. Т. 19. Вып. 1. С. 160–171.
27. Шпак О.В., Глазов Д.М., Крюкова А.А., Мухаметов Л.М. Применение метода фотоидентификации с целью изучения сезонного распределения черноморских дельфинов вдоль курортного побережья Большого Сочи // Морские млекопитающие Голарктики. Тез. докл. IV между. конф. Санкт-Петербург, 2006. С. 561–563.
28. Яскин В.А., Юхов В.Л. Численность и распределение черноморских афалин // Черноморская афалина *Tursiops truncatus ponticus*: Морфология, физиология, акустика, гидродинамика / Ред. Соколов В.Е., Романенко Е.В. М.: Наука. 1997. С. 19–26.
29. Birkun A., Glazov D., Krivokhizin S., Mukhametov L. First aerial surveys of cetaceans in the Azov Sea and Kerch Strait // Bul. ACCOBAMS. 2002. № 4. P. 25–27.
30. Birkun A. Jr., Northridge S.P., Willstead E.A., James F.A., Kilgour C., Lander M., Fitzgerald G.D. Studies for Carrying Out the Common Fisheries Policy: Adverse Fisheries Impacts on Cetacean Populations in the Black Sea // Final report to the European Commission. Brussels. 2014. 347 p.
31. Bräger S. Diurnal and seasonal behavior patterns of bottlenose dolphins (*Tursiops truncatus*) // Mar. Mammal. Sci. 1993. V. 9. P. 434–438.
32. Burgess E.A. Foraging ecology of common dolphins (*Delphinus* sp.) in the Hauraki Gulf, New Zealand // Master of Science (Zoology). Massey University Albany, New Zealand, 2006. 143 p.
33. Cockcroft V.G., Peddemors V.M. Seasonal distribution and density of common dolphins, *Delphinus delphis*, off the south-east coast of Southern Africa // South African J. of Marine Science. 1990. V. 9. P. 371–377.
34. Constantine R., Baker C.S. Monitoring the commercial swim-with-dolphins operations in the Bay of Islands // Wellington, New Zealand: Department of Conservation, 1997. 59 p.
35. Daskalov G.M. Overfishing drives a trophic cascade in the Black Sea // Marine Ecology Progress Series. 2002. V. 225. P. 53–63.
36. Gaskin D.E. 1968. Distribution of *Delphinidae* (Cetacea) in relation to sea surface temperatures off eastern and southern New Zealand // N. Z. J. Mar. Freshwater Res. 1968. V. 2. P. 527–534.
37. Genov T., Kotnijek P., Lesjak J., Hace A., Fortuna C.M. Bottlenose dolphins (*Tursiops truncatus*) in Slovenian and adjacent waters (Northern Adriatic Sea) // ANNALES. Ser. hist. nat. 2008. V. 18.2. P. 227–244.
38. Gomoiu M.T. *Scapharca inaequivalvis* (Bruguière), a new species in the Black Sea // Cercetări marine / IRCM. 1984. V. 17. P. 131–141.
39. Goold J.C. Acoustic assessment of populations of common dolphin off the West Wales coast, with perspectives from satellite infra-red imagery // J. Mar. Biol. Assoc. U. K. 1998. V. 78. P. 1353–1364.
40. Hanson M.T., Defran R.H. The behaviour and feeding ecology of the Pacific coast bottlenose dolphin, *Tursiops truncatus* // Aquatic Mammals. 1993. V. 19. P. 127–142.
41. Hui C.A. Undersea topography and distribution of the genus *Delphinus* in the Southern California Bight // J. Mammal. 1979. V. 60. P. 521–527.
42. Mason S., Salgado K.C., Donnelly D., Weir J., Bilgmann K. Atypical residency of short-beaked common dolphins (*Delphinus delphis*) to a shallow, urbanized embayment

- in south-eastern Australia // R. Soc. Open Sci. 2016. Sep 28; 3(9):160478.
<https://doi.org/10.1098/rsos.160478>
43. Meynier L., Pusineri C., Spitz J., Santos M.B., Pierce G.J., Ridoux V. Intraspecific dietary variation in the short-beaked common dolphin *Delphinus delphis* in the Bay of Biscay: importance of fat fish // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2008. V. 354. P. 277–288.
<https://doi.org/10.3354/meps.07246>
44. Neumann D.R., Orams M.D. Behaviour and ecology of common dolphins (*Delphinus delphis*) and the impact of tourism in Mercury Bay, North Island, New Zealand // Science for conservation 254. Wellington: Department of Conservation, 2005. 40 p.
45. Purcell J.E., Shiganova T.A., Decker M.B., Houde E.D. The ctenophore *Mnemiopsis* in native and exotic habitats: U.S. estuaries versus the Black Sea basin // Hydrobiologia. 2001. V. 451. P. 145–176.
46. Scott M.D., Wells R.S., Irvine A.B. A long-term study of bottlenose dolphins on the West coast of Florida // In: The Bottlenose Dolphin / Leatherwood S., Reeves R.R. (eds.). San Diego: Academic Press, 1990. P. 235–244.
47. Shane S.H., Wells R.S., Würsig B. Ecology, behavior and social organization of the bottlenose dolphin: a review // Mar. Mamm. Sci. 1986. V. 2(1). P. 34–63.
48. Shane S.H. Behaviour and ecology of the bottlenose dolphin at Sanibel Island, Florida // In: The bottlenose dolphin / Leatherwood S., Reeves R.R. (eds.). San Diego: Academic Press, 1990. P. 245–265.
49. Viaud-Martinez K.A., Vergara M.M., Gol'din P.E. et al. Morphological and genetic differentiation of the Black Sea harbor porpoise *Phocoena phocoena* // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2007. V. 338. P. 281–294.
50. Wells R.S., Scott M.D. Bottlenose dolphin *Tursiops truncatus* (Montagu, 1821) // In: Handbook of marine mammals / Ridgway S.H., Harrison R. (eds.). V. 6: The second book of dolphins and the porpoises. San Diego, CA, USA: Academic Press, 1999. P. 137–182.

Occurrence and Distribution of Cetaceans in the Northeastern Part of the Black Sea

A. D. Chernetsky^{a, #}, V. V. Krasnova^a, A. N. Boltunov^b, E. M. Panova^a,
 A. V. Agafonov^a, R. A. Belikov^a, E. A. Belikova^a

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

^b*Marine Mammal Research and Expedition Center, Moscow, Russia*

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

The study of the Black Sea cetacean distribution was performed in September 2018 (11 days, 799 km route) and June 2019 (12 days, 1174 km route). A research vessel sailed survey routes covering marine area along the Caucasian coast of the Black Sea from Anapa to Adler with a maximum distance from the coast up to 165 km. A total of 103 and 347 sightings (548 and 1280 individuals) of cetaceans were recorded in 2018 and 2019, respectively. Three cetacean species were encountered in the following proportion: common dolphins *Delphinus delphis* : bottlenose dolphins *Tursiops truncatus* : harbour porpoises *Phocoena phocoena* = 78.1 : 20.8 : 1.1 in 2018 and 90.1 : 7.1 : 2.8 in 2019. Common dolphins were found throughout the research area, being more common in coastal waters in June and the open sea in September. Probably this depended on the availability and abundance of their prey. Bottlenose dolphins and porpoises showed some fidelity to specific coastal areas, but small seasonal movements also were observed.

Keywords: cetaceans of the Black Sea, common dolphins (*Delphinus delphis*), bottlenose dolphin (*Tursiops truncatus*), harbor porpoise (*Phocoena phocoena*), seasonal distribution in the northeastern part of the Black Sea, occurrence

УДК 57.088.5(262.5)

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И АБСОЛЮТНЫХ МАСС ДОННЫХ ОСАДКОВ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2021 г. Н. Н. Терещенко¹, *, А. В. Пархоменко¹, **¹Федеральный исследовательский центр “Институт биологии южных морей
им. А.О. Ковалевского РАН”, Севастополь, Россия

*e-mail: ntereshchenko@yandex.ru

**e-mail: parkhomenko.al@yandex.ua

Поступила в редакцию 23.05.2020 г.

После доработки 05.06.2020 г.

Принята к публикации 18.03.2021 г.

Статья посвящена изучению особенностей осадконакопления на северо-западном шельфе и в глубоководной области западной части Черного моря на основе анализа собственных и литературных данных, полученных методом радиоизотопной геохронологии донных отложений. Установлено, что взаимосвязь между абсолютными массами донных осадков и первичной продукцией носила линейный характер, обусловленный комплексом биогеографических, гидрологических и гидрохимических условий. Особенности формирования донных осадков в открытой части моря связаны с наличием сероводорода (H_2S) в глубинных водах (глубже 100–200 м). Показано, что из кислородсодержащего слоя в H_2S -зону моря поступает на континентальном склоне – 20, а в глубоководной области – 17 г/(м² год) органического осадочного вещества. При этом преобладающую долю в осадках составляло минерализованное биогенное осадочное вещество: 54 и 68.5% соответственно. Оценен вклад органического, минерализованного биогенного и литогенного осадочного вещества в формирование абсолютных масс донных осадков и показано изменение их соотношения с расстоянием от берега. По характеру формирования абсолютных масс донных осадков выделено 3 группы акваторий моря, в которых отношение биогенной и литогенной составляющих в абсолютных массах отражают изменение роли этих составляющих в формировании донных осадков.

Ключевые слова: Черное море, донные осадки, абсолютные массы, скорости седиментации, первичная продукция

DOI: 10.31857/S0030157421040146

ВВЕДЕНИЕ

Седиментационные процессы в морских экосистемах, преобразование взвешенного осадочного вещества и его состава в водной толще играют важную роль, как в продукционных процессах, так и в самоочищении морских вод и обеспечении качества водной среды водоемов, которые все в той или иной мере подвержены антропогенному влиянию [13, 15, 16, 28, 34]. Это связано с большой значимостью этих процессов в формировании направленности и интенсивности биогеохимического круговорота вещества и энергии в морских экосистемах [5, 22–24].

Особенность Черного моря состоит в том, что водная толща моря разделена на две относительно изолированные зоны: кислородсодержащую и сероводородную [30]. В верхнем кислородсодержащем слое (0–100, 200 м) протекает основная часть продукционно-деструкционных процессов

оксифионтов. Проведенными ранее исследованиями перераспределения техногенных веществ в Черном море установлено, что для сорбционно-активных консервативных веществ основным потоком их элиминации из воды служат процессы седиментации [7, 13, 15, 16, 31, 32] с рассеянным осадочным веществом из водной толщи в донные осадки. Эти процессы можно охарактеризовать скоростью осадконакопления и абсолютными массами донных осадков (АМДО) [22, 25]. Очевидно, что на вариабельность АМДО значительное влияние может оказывать количество автохтонного (продуцируемого в экосистеме водоема) и аллохтонного (привносимого в водную экосистему) осадочного вещества. В целом, источником осадочного вещества в Черном море, как и в других морских и океанических акваториях, является взвешенное терригенное вещество, образовавшееся при стоке рек, из-за процессов абразии берегов и дна, эолового переноса, а также

взвешенное органическое и минерализованное вещество, основу которого составляет первичная продукция [20, 22, 27]. Ранее показано, что в глубоководной области Черного моря осадочное вещество, как в водной толще, так и в донных отложениях преимущественно состоит из автотонного биогенного вещества, образовавшегося за счет продукции фитопланктона [9, 11]. Поэтому исследование роли первичной продукции (ПП), в сравнении с другими источниками осадочного вещества, очень важно для понимания процессов осадконакопления в разных районах Черного моря.

Исследования по оценке скорости осадконакопления в западной части Черного моря (ЗЧМ) проводились на станциях в районах прибрежного шельфа, континентального склона и в глубоководной части моря с использованием радиотрассеров методом радиоизотопной геохронологии осадков [7, 21, 29, 38, 49]. Однако в этих исследованиях связь АМДО с уровнем ПП и концентрацией органического вещества в осадочном материале и его минерализованной части не рассматривалась.

Поэтому цель работы состояла в выявлении особенностей осадконакопления на шельфе северо-западной части и в глубоководной области ЗЧМ, отличающихся по уровню ПП.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Районы и материалы исследования. Изучению осадкообразования и вертикальным потокам осадочного вещества в Черном море посвящено много работ, краткий обзор которых представлен в работах [7, 17]. В настоящей работе анализируются собственные и литературные данные по определению скорости осадконакопления с использованием радиоизотопных трассеров [28]: природного (^{210}Pb) и техногенных (^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{241}Am , ^{238}Pu , ^{239}Pu , ^{240}Pu) радиоизотопов и их сочетаний [7, 9, 21, 29, 32, 43, 47, 49] без учета турбидных зон в этих акваториях [21, 49]. В наших исследованиях отбор проб донных отложений осуществлялся в ЗЧМ на станциях 11 (2007 г.) и 12, 28 (2013 г.) (рис. 1). На рис. 1 также приведены станции отбора проб в период с 1988 по 2003 г., данные по которым были взяты из литературных источников.

Глубина на станциях исследования, год отбора проб, данные определения АМДО и источник данных представлены в табл. 1. При обобщении данных по АМДО районирование ЗЧМ принимали идентичным предложенному в работе по обобщению данных по ПП (рис. 1) [10]. Из этих районов были рассмотрены некоторые: Д, СЗ₁, СЗ₂, ЗС, ЗГ (рис. 1), где проводилось от 3 до 9 определений скорости осадконакопления на район исследования (табл. 1), а также были получены

оценки роли биогенного и литогенного осадочного вещества в изменении скорости осадконакопления [9]. Для этих районов ЗЧМ были использованы обобщенные данные по ПП с оценкой среднемноголетней годовой ее величины за несколько десятилетий (период 1973–1997 г.) [10]. Более поздними исследованиями межгодовой изменчивости температуры, хлорофилла “а” и ПП в открытой части Черного моря, ограниченной изобатой 200 м, за период с 1978 по 2008 гг. было установлено, что в изменчивости этих показателей не выявлено достоверных трендов. В целом, полученные результаты указывают на стационарность процессов, происходящих в этот период в открытой части Черного моря [18]. Так, среднемноголетняя годовая величина ПП в открытой части моря за период (1978–2008 гг.) составляла 136 гС/(м² год) [18], что практически совпадает с годовым значением ПП, равным 140 гС/(м² год), полученным за период 1978–1992 гг. [3], и 135 гС/(м² год) – за период с 1998 по 2007 г. [33]. Поэтому допустимо принять среднемноголетние годовые величины ПП, полученные для исследуемых районов Черного моря за период 1973–1997 гг. [10], в качестве средних величин ПП для оценок скоростей осадконакопления на масштабе нескольких десятилетий, которые включают период от начала 60-х гг. XX века до 2013 г.

Методы исследования. В открытой части моря пробы донных осадков отбирали мультикорером с герметично закрывающимися трубками, а также бокс-корером. Из последнего керны донных отложений были получены с помощью пластиковой трубки. В мелководных прибрежных районах для отбора проб использовали грунтовую трубку с вакуумным затвором. Отобранные керны донных осадков высотой до 7–32 см в зависимости от ожидаемой скорости осадконакопления резали с помощью винтового экструдера на слои толщиной 0,25, 0,5, 1, 2 см с последующим измерением активности радиоизотопов ^{238}Pu и $^{239} + ^{240}\text{Pu}$ в каждом слое осадка.

Метод радиоизотопных трассеров позволяет оценивать среднемноголетнее годовое значение АМДО в масштабе десятилетий с учетом всех процессов, происходящих в толще вод и придонном слое воды, включая деструкцию и ремобилизацию взвешенного вещества, горизонтальную и вертикальную составляющую гидрологических процессов, суточные, сезонные и другие вариации в разные временные периоды, что и определяет количество осадочного вещества, осевшего и задепонированного в донные осадки. Результаты наших исследований были получены с использованием техногенных радиоизотопов плутония ^{238}Pu и $^{239} + ^{240}\text{Pu}$. Следует отметить, что использование плутония имеет ряд преимуществ относительно других радиоизотопов. Так, высокая

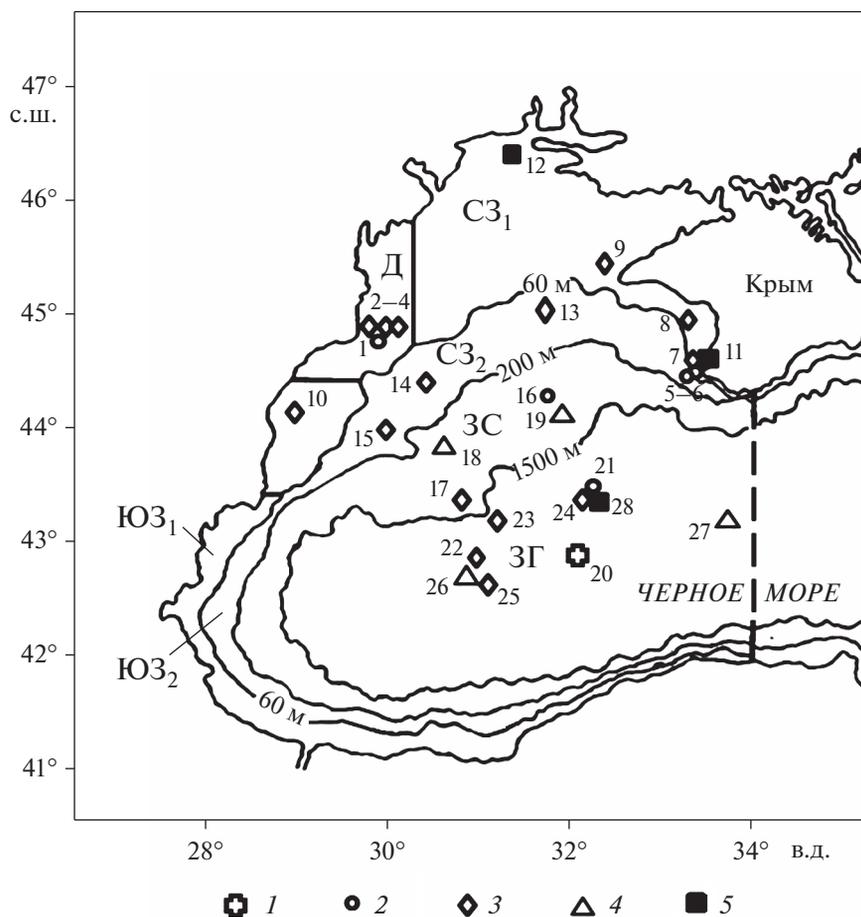


Рис. 1. Схема деления западной части Черного моря на районы, в которых определялась первичная продукция [10], и расположение в этих районах станций (1–28) по отбору проб донных отложений для определения скорости осадконакопления, где: Д – придунайский район, СЗ₁ – северо-западный шельф (<60 м); СЗ₂ – северо-западный шельф (60–200 м); ЮЗ₁ – юго-западный шельф (<60 м); ЮЗ₂ – юго-западный шельф (60–200 м); ЗС – западный континентальный склон (200–1500 м); ЗГ – западный глубоководный район (>1500 м), вертикальной штриховой линией обозначена граница западной части Черного моря. Станции соотношены в соответствии с источником натуральных данных: 1 – [38], 2 – [7, 9], 3 – [21, 43], 4 – [49], 5 – [32, 47].

чувствительность и длительный период применимости радиотрассерного метода с использованием радиоизотопов плутония ^{238}Pu и $^{239+240}\text{Pu}$ обеспечивается их большими по времени величинами периода полураспада ($T_{1/2} = 87, 24000, 6500$ лет соответственно), в отличие от техногенных радиоизотопов ^{90}Sr и ^{137}Cs ($T_{1/2} = 29, 30$ лет соответственно). Известно, что в Черное море после аварии на ЧАЭС в 1986 г. поступили в большом количестве антропогенные радиоизотопы плутония ^{238}Pu , $^{239+240}\text{Pu}$. При этом в глобальных и чернобыльских выпадениях изотопный состав плутония существенно различался по отношению активности $^{238}\text{Pu}/^{239+240}\text{Pu}$. Для северного полушария в глобальных выпадениях это отношение в среднем составляло 0.032 на 1970 г. [39], а в чернобыльском выбросе – 0.47 на 1986 г. [37]. Таким образом, в современный период после 1986 г. появилась новая возможность датирова-

ния слоев донных осадков в Черном море по отношению активностей $^{238}\text{Pu}/^{239+240}\text{Pu}$. Кроме того, в Черном море плутоний проявляет ярко выраженный педотропный тип биогеохимического поведения: около 95% этих радиоизотопов связывается со взвесью – осадочным веществом и перераспределяется в донные отложения [31, 47].

Радиоизотопы (^{238}Pu и $^{239, 240}\text{Pu}$) в донных осадках определяли по известным методикам [28, 48]. Для оценки химического выхода плутония в пробы осадков вносили радиоизотоп ^{242}Pu . После термического и химического разложения проб дальнейшую очистку и выделение плутония проводили посредством ионообменной колонной хроматографии [48]. Измерения активности радиоизотопов плутония (^{238}Pu и сумму $^{239+240}\text{Pu}$) проводили на альфа-спектрометре ORTEC PC (США). Концентрацию активности радиоизотопов плутония рассчитывали на сухую массу пробы

Таблица 1. Абсолютные массы донных осадков (АМДО) в пяти районах западной части Черного моря и метаданные исследованных проб

Район моря	Номер станции отбора проб осадков	Год отбора проб донных осадков и глубина моря	АМДО среднееголетнее значение на станции, г/(м ² год)	Источник первичных данных
Д – придунайский район	1	1994 г., 26 м	3994	[7]
	2, 3, 4	2000 г., 20–40 м	6300; 2700; 800	[21]
СЗ ₁ – северо-западный шельф (<60 м)	5	1998 г., 15 м	607	[7]
	6	1998 г., 22 м	664	[9]
	7, 8, 9, 10	2000 г., 60 м	607; 450; 500; 320	[21]
СЗ ₂ – северо-западный шельф (60–200 м)	13	2000 г., 100 м	125	[21]
	14	2000 г., 70 м	150	
	15	2000 г., 100 м	115	
ЗС – западный континентальный склон (200–1500 м)	16	1994 г., 607 м	138	[7]
	17	1998 г., 1375 м	41	[43]
	18	2001 г., 500 м	94	[21]
	19	2001 г., 957 м	106	[49]
ЗГ – западный глубоководный район (>1500 м)	20	1988 г., 2010 м	69	[38]
	21	1993 г., 1983 м	70	[7]
	22	2000 г., 2008 м	45	[43]
	23, 24, 25	2001 г., >1500 м	55; 55; 69	[21]
	26	2003 г., 2159 м	72	[49]
	27	2003 г., 2197 м	93	[49]

осадка в Бк/кг. Относительная ошибка измерения активности $^{239} + ^{240}\text{Pu}$ в пробах донных отложений не превышала 13%. Стандартную статистическую обработку результатов проводили с использованием программы Microsoft Excel [28].

Процесс осаднения оценивали по двум параметрам [22, 25]: скорость осадконакопления (СОН, мм/год) и абсолютные массы донных осадков (АМДО, г/(м² год)) на основе результатов, полученных с помощью известной методики радиоизотопной геохронологии донных отложений [28]. Определение величин СОН проводили посредством датировки профиля осадков по трем временным точкам: 1) максимум глобальных радиоактивных выпадений после мощных термоядерных взрывов в 1963 г. при испытании ядерного оружия, 2) максимум чернобыльских атмосферных радиоактивных выпадений после аварии на ЧАЭС в 1986 г., 3) год отбора проб донных отложений [32, 48]. Далее рассчитывали СОН согласно общепринятой формуле:

$$\text{СОН} = h / (T_0 - T), \quad (1)$$

где: СОН – скорость осадконакопления, мм/год; h – глубина исследуемого слоя на разуплотненный или естественный осадок, мм; T_0 – время отбора пробы, год; T – абсолютный возраст слоя донных осадков, год [7].

На базе СОН (1) и кумулятивного веса донных отложений рассчитывали АМДО согласно формуле:

$$\text{АМДО} = [(m_{6/c} \text{СОН}) / (S_c h_c)], \quad (2)$$

где: АМДО – абсолютная масса донных осадков, г/(м² год); $m_{6/c}$ – кумулятивный вес осадка высотой h_c за вычетом солей поровой воды, г; СОН – скорость осадконакопления, мм/год; S_c – площадь поперечного сечения керна, м²; h_c – высота слоя исследуемого осадка, мм [7].

В работе рассматривались следующие составляющие АМДО: по происхождению осадочного вещества: биогенная (АМДО_{БГ}) и литогенная (АМДО_{ЛГ}) составляющие, а также в составе АМДО_{БГ} – органическое осадочное вещество (АМДО_{ОРГ}) и минерализованное биогенное осадочное вещество (АМДО_{МБГ}).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Определение СОН и АМДО в глубоководной области и шельфовых районах ЗЧМ с использованием радиотрассеров ^{238}Pu и $^{239} + ^{240}\text{Pu}$. Для определения СОН и АМДО были получены профили вертикального распределения ^{238}Pu и $^{239} + ^{240}\text{Pu}$ в кернах донных отложений на шельфе и в глубоководной

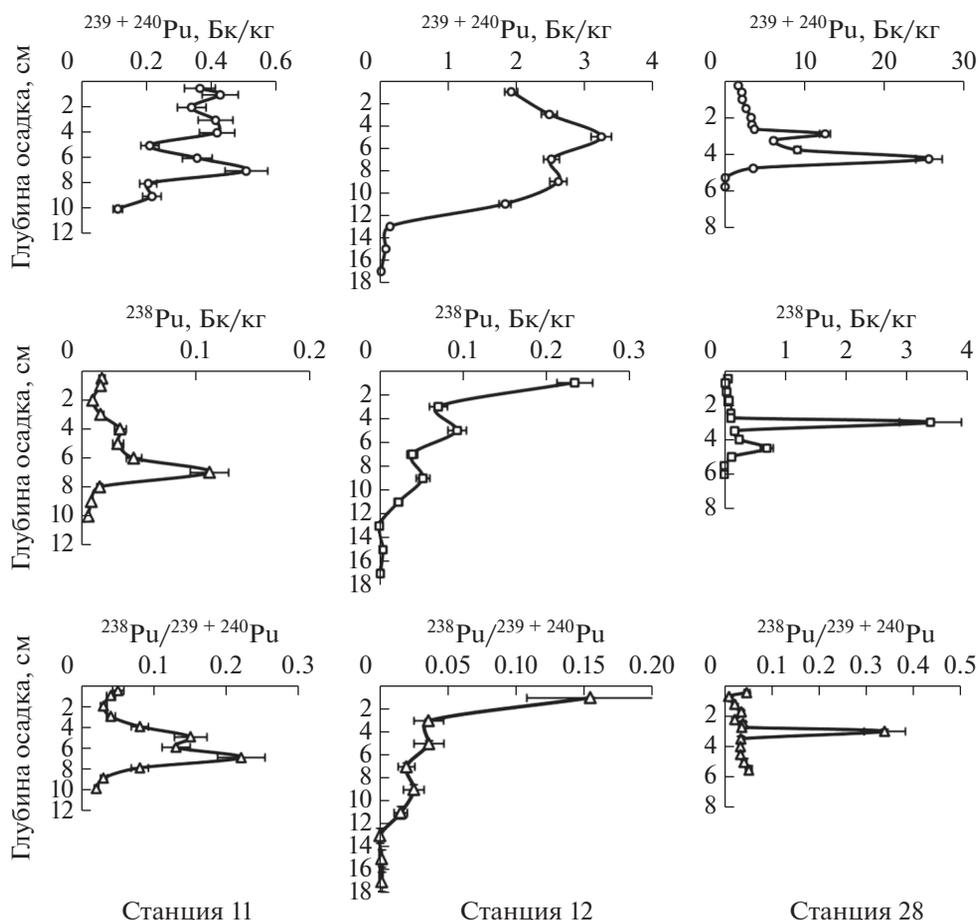


Рис. 2. Вертикальные профили $^{239} + ^{240}\text{Pu}$, ^{238}Pu и отношения активностей $^{238}\text{Pu}/^{239} + ^{240}\text{Pu}$ в кернах донных отложений на шельфе (станции 11, 12) и в глубоководной котловине западной части Черного моря (ст. 28).

водной области ЗЧМ (станции 11, 12, 28) (рис. 1). Результаты измерений концентрации активности и расчетные значения отношения активностей этих радионуклидов представлены на рис. 2.

Как видно из приведенных данных, в отличие от профилей в глубоководной области (ст. 27), на шельфе вертикальные профили ^{238}Pu и $^{239} + ^{240}\text{Pu}$ имеют в большей или меньшей степени размытую структуру (станции 11 и 12, рис. 2). Возможно, в мелководных районах это связано с процессами перемешивания и переосаждения донных отложений, преимущественно приуроченных к холодному периоду года, а также с историей поступления радионуклидов с речным стоком после аварии на ЧАЭС [8]. Поэтому только совместный анализ вертикальных профилей концентрации активности радионуклидов плутония и отношения их активностей позволяет провести геохронологию профилей, определить принадлежность максимумов к черновобильским или глобальным выпадениям и рассчитать величины, определяющие процесс осадконакопления: СОН и АМДО.

Результаты расчетов СОН и АМДО по трем исследуемым станциям представлены в табл. 2.

Полученные характеристики скорости осадконакопления показали, что их величины значительно отличались в прибрежных мелководных станциях и глубоководной области моря (табл. 2). При этом разница значений АМДО превышала порядок величин. Величины АМДО на станциях, расположенных на шельфе, различались между собой незначительно. Приведенные результаты на этих трех станциях были сопоставимы с литературными данными, полученными в этих же районах с использованием радиотрассеров ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{90}Sr (табл. 1). СОН в шельфовых районах, полученные методом радионуклидовой геохронологии, составляли 2.5–4.1 мм/год [7, 9, 21] и были близки значениям, полученным методом постановки ловушек для шельфа Черного моря, равным в среднем 5.3 мм/год [13].

Связь величины АМДО и ПП в районах ЗЧМ. Для оценки связи между АМДО и уровнем ПП использовали среднееголетние годовые значения ПП в изучаемых районах (рис. 1) [10] и сред-

Таблица 2. Скорость осадконакопления (СОН) и абсолютные массы донных осадков (АМДО) на шельфе (ст. 11, 12) и в глубоководном районе (ст. 28) западной части Черного моря (рис. 1) в масштабе последних десятилетий, где H – глубина моря

Параметр	Характеристика исследованных станций		
	район – СЗ ₁ ст. 11, $H = 15$ м (за период с начала 60-х гг. XX века до 2007 г.)	район – СЗ ₁ ст. 12, $H = 20$ м (за период с начала 60-х гг. XX века до 2013 г.)	район – ЗГ ст. 28, $H = 2030$ м (за период с начала 60-х гг. XX века до 2013 г.)
СОН в, мм/год	2.5	4.1	0.8
АМДО, г/(м ² год)	630	702	60

Таблица 3. Среднемноголетние годовые значения первичной продукции (ПП) и абсолютных масс донных осадков (АМДО) в западной части Черного моря

Район моря	Годовые значения по районам: в числителе среднеарифметическое значение/ в знаменателе срединное значение диапазона изменения величины	
	ПП, гС/(м ² год) [10]	АМДО, г/(м ² год) (по данным табл. 1, 2)
Д	422/418	3449/3550
СЗ ₁	184/205	560/511
СЗ ₂	132/143	130/133
ЗС	125/148	95/90
ЗГ	106/139	65/69

немноголетние годовые значения АМДО, рассчитанные по результатам исследований в этих же районах (табл. 1, 2). Среднемноголетние годовые значения анализируемых величин приведены в табл. 3. В ней представлены две оценки усредненных значений АМДО и ПП по средним арифметическим величинам и срединным значениям диапазона изменениям величин. Рассчитанные величины АМДО по среднеарифметическим значениям и срединным значениям диапазона практически не различались (табл. 3). Поэтому в дальнейших расчетах использовали среднеарифметические значения ПП и АМДО. Характеристика взаимосвязи между годовыми значениями АМДО и ПП представлена на рис. 3. Как видно на рис. 3а, связь между значениями АМДО и ПП имеет линейный пропорциональный характер с высокой степенью достоверности $R^2 = 0.99$. Аппроксимационная прямая не проходит через начало координат, а пересекает ось абсцисс (ось ПП) в области положительных значений ПП. Это характеризует наличие отклонения от прямо пропорциональной зависимости между АМДО и ПП и указывает на тот факт, что при низких значениях ПП ее вклад в формирование АМДО стремится к предельно малым величинам. Вероятнее всего, это связано с активным процессом минерализации осадочного вещества и повторным использованием минеральных биогенных веществ фито-

планктоном [27], а формирование АМДО происходит в основном за счет литогенной и биогенной минерализованной части осадочного вещества, включая предельно малые остаточные величины неокисленной части органического осадочного вещества в водной толще кислородсодержащего и H_2S -слоя.

По литературным данным о процентном соотношении биогенной (АМДО_{БГ}) и литогенной (АМДО_{ЛГ}) составляющих АМДО в исследуемых районах ЗЧМ [9] рассчитывали их вклад в суммарную величину АМДО. Аппроксимационный анализ связи этих составляющих АМДО с ПП показал, что для них (рис. 3б, 3в), как и для суммарной АМДО (рис. 3а), связь с уровнем ПП носила линейный характер. При этом угол наклона прямой, характеризующей изменения АМДО_{БГ}, был значительно меньше, чем таковой для АМДО_{ЛГ}, что свидетельствует о более значимом влиянии АМДО_{ЛГ} на изменение суммарной величины АМДО (рис. 3). Очевидно, это связано с тем, что в северо-западной части моря высокопродуктивные акватории расположены в прибрежных районах, которые находятся под влиянием стока рр. Дуная, Днепра, Буга и Днестра. Поэтому терригенное осадочное вещество, представленное в основном обломочными осадками (станции 11–13, 14), играет ведущую роль в формировании АМДО.

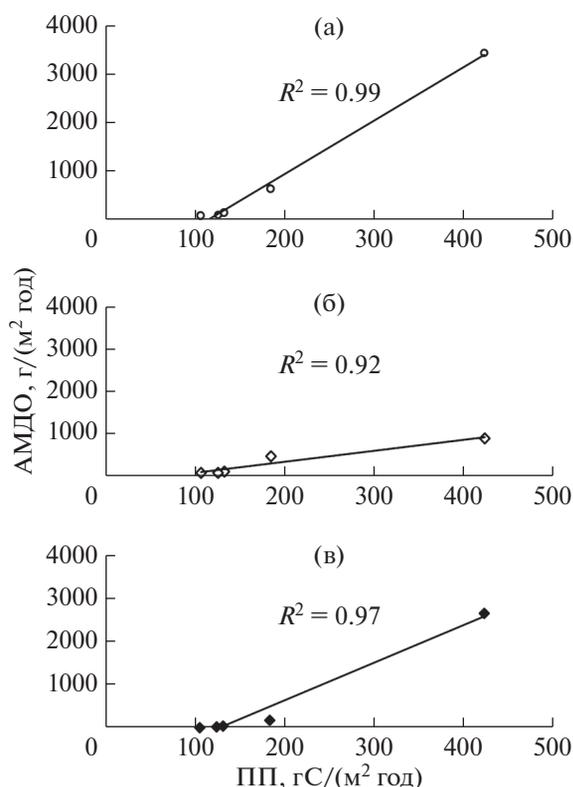


Рис. 3. Тренды изменения абсолютных масс донных осадков (АМДО) с увеличением уровня первичной продукции (ПП) в районах исследования: (а) – суммарная АМДО, (б) – биогенная составляющая часть (АМДО_{БГ}), (в) – литогенная составляющая (АМДО_{ЛГ}), где: значки – натурные данные, линия – аппроксимационная прямая, R^2 – величина достоверности аппроксимации.

Следовательно, в связи с географическими особенностями исследуемых акваторий, АМДО_{БГ} и АМДО_{ЛГ} – это две составляющие, величины которых одинаково коррелируют в этих районах моря. В шельфовых районах, подверженных влиянию стока рек, с этим стоком с одной стороны поступает большое количество литогенной взвеси, а с другой стороны, поступают биогенные элементы, способствующие увеличению ПП. В глубоководные районы ЗЧМ поступает только остаточное количество терригенного осадочного вещества, так как его основная масса оседает на шельфе, и остаточные количества биогенных элементов, которые также утилизируются фитопланктоном преимущественно на шельфе [20], вследствие чего уменьшаются абсолютные значения ПП и АМДО. Это и служит причиной сходного характера полученной связи АМДО и ее составляющих АМДО_{БГ} и АМДО_{ЛГ} с величиной ПП в ЗЧМ.

Анализ изменений величин соотношения ПП и АМДО в исследуемых районах ЗЧМ в порядке

возрастания глубины и удаленности от источников терригенного осадочного материала (табл. 4) показал, что уровень АМДО изменяется практически в одинаковое число раз синхронно с изменением ПП только в удаленных глубоководных акваториях ЗС и ЗГ при переходе от района СЗ₂ к району ЗС, а затем к району ЗГ. В приустьевых районах при переходе от района Д к районам СЗ₁ и СЗ₂ увеличение АМДО происходит в разы быстрее, чем увеличение ПП (табл. 4). Разница в изменении указанных отношений между районами Д и ЗГ превышает один порядок величин и указывает на ведущее влияние терригенной взвеси, приносимой Дунаем, на величину АМДО в районе Д и СЗ₁ и СЗ₂, убывающую с глубиной района (табл. 4). Очевидно, что в этом случае имеет место влияние и других рек, впадающих в северо-западную часть моря, но по масштабу влияния ведущую роль играет р. Дунай. Это подтверждается при сравнении величин твердого стока рек, который у Дуная составляет величину, более чем на порядок превышающую сток Днепра – 6.8×10^7 и 2.12×10^6 т/год соответственно [14]. Следует отметить, что существенное влияние оказывает тот факт, что каскад водохранилищ на р. Днепр и Днепро-Бугский лиман служат буферными акваториями для Черного моря, аккумулируя в себе основную часть осадочного материала из водосборного бассейна Днепра. Это подтверждает и сравнение величин АМДО на взморье Дуная (3449 г/(м² год), станции 1–4, табл. 1), в Днепро-Бугском лимане (3670 г/(м² год) [7]) и на взморье Днепра (702 г/(м² год), ст. 12, табл. 2). Кроме того, проведенный ранее анализ многолетних данных в СЗЧМ по изменению потоков биогенных элементов, хлорофилла “а” и биомассы фитопланктона показал существенное влияние стока рек на эти величины в приустьевых областях и мелководной части шельфа (СЗ₁) и их убывание с увеличением глубины и удаленности от устьевых районов [20]. Поэтому к существенным географическим особенностям исследованных районов моря следует отнести наличие в северо-западной части моря пологого удлиненного шельфа. Наряду с другими особенностями, он играет важную роль в формировании количественных показателей АМДО и ПП. Таким образом, совокупность условий и процессов, протекающих в этих акваториях, приводит к тому, что ведущую роль ПП играет в формировании величины АМДО только в районах ЗС и ЗГ.

Роль осадочного органического вещества и его преобразования в толще вод в формировании АМДО в глубоководной области ЗЧМ. В формировании АМДО к основным составляющим осадочного вещества относят: автохтонное осадочное органическое вещество (ОВ) и аллохтонное терригенное осадочное вещество [17, 22, 30], которые и

Таблица 4. Кратность увеличения величин первичной продукции (ПП) и абсолютных масс донных осадков (АМДО) от района к району в западной части Черного моря

Сравниваемые исследованные районы моря (согласно рис. 1)	Кратность увеличения величин	
	ПП	АМДО
Д/СЗ ₁	2.3	6.2
СЗ ₁ /СЗ ₂	1.4	4.3
СЗ ₂ /ЗС	1.1	1.4
ЗС/ЗГ	1.2	1.5
Д/ЗГ	4.0	53.1

определяют его количество в прибрежных районах и в открытой части Черного моря. Вклад ВОВ в формирование АМДО в глубоководных районах оценивали по результатам исследований седиментационных потоков взвешенного органического углерода ($C_{\text{ВОВ}}$) [41], взвешенного органического азота ($N_{\text{ВОВ}}$) [45] и взвешенного органического фосфора ($P_{\text{ВОВ}}$) в кислородсодержащем слое и в верхнем слое H_2S -зоны Черного моря [27, 41, 45,] и океанических водах [42, 44].

Анализ результатов этих исследований показал, что в черноморских и океанических водах в слое 0–350 м с увеличением глубины наблюдается общая тенденция закономерного уменьшения величин потоков осаждения $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и $P_{\text{ВОВ}}$. При этом величины отношения $C_{\text{ВОВ}} : N_{\text{ВОВ}}$ и $C_{\text{ВОВ}} : P_{\text{ВОВ}}$ с увеличением глубины были близки, что указывает на сопряженность потоков $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и $P_{\text{ВОВ}}$ и отсутствие их избирательной минерализации в процессе седиментации [27, 42, 44, 45]. В отличие от океанических вод, где кислород присутствует во всей толще вод до дна, в Черном море наиболее интенсивный процесс минерализации органического вещества отмечается в относительно небольшом по толщине кислородсодержащем слое [27, 42, 45]. Согласно данным [42], в кислородсодержащем слое ЗЧМ уровень минерализации $C_{\text{ВОВ}}$ составлял 95% от годовой величины ПП. Примерно такие же величины уровня минерализации $N_{\text{ВОВ}}$ и $P_{\text{ВОВ}}$, равные 92 и 96%, были получены в южной части Черного моря и его глубоководной области моря соответственно [27, 45]. Следовательно, из кислородсодержащего слоя в глубинные воды H_2S -зоны доля потоков осаждения $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и $P_{\text{ВОВ}}$ составляла всего лишь 5, 8 и 4% от годовой величины ПП, выраженной в углеродных, азотных и фосфорных единицах соответственно [27, 42, 45]. Таким образом, в результате минерализации и биохимической трансформации (выедания зоопланктоном) ВОВ в кислородсодержащем слое глубоководной области моря только малая часть рассеянного осадочного вещества может перейти в донные осадки.

Учитывая сопряженность потоков $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и $P_{\text{ВОВ}}$ и отсутствие их избирательной минерализации в процессе седиментации и использование при переходе от величин ПП, выраженной в $гС/(м^2 \text{ год})$, к потокам взвешенного вещества в единицах сухого веса $г/(м^2 \text{ год})$, в дальнейших расчетах использовали величину потока $C_{\text{ВОВ}}$, равную 5.0% от годовой величины ПП [42]. Для оценки вертикального потока $C_{\text{ВОВ}}$ в весовом выражении из кислородсодержащего слоя в воды H_2S -зоны в ЗЧМ с глубиной >1500 м (район ЗГ, станции 20–28 на рис. 1) годовую величину ПП принимали равной 106 $гС/(м^2 \text{ год})$ (табл. 3) [10]. При пересчете $C_{\text{ВОВ}}$, выраженного в $мгС$ на сухой вес взвешенного вещества принимали, что 1 $мгС$ эквивалентен 3.2 $мг$ сухого веса взвеси [4]. Тогда в весовых единицах вертикальный поток осадочного вещества составляет 17.0 $г/(м^2 \text{ год})$ (на сухой вес). В акватории континентального западного склона (200–1500 м) (район ЗС, станции 16–19 на рис. 1) при годовой величине ПП, равной 125 $гС/м^2 \text{ год}$ (табл. 3) [10] величина этого потока в весовых единицах в верхнем слое H_2S -зоны составляет 20.0 $г/(м^2 \text{ год})$.

В водах анаэробной зоны при полном отсутствии растворенного кислорода и наличии восстановленных форм химических соединений (H_2S , NH_4 , CH_4) [35, 36] процесс окисления осадочного вещества часто связывают с кислородом сульфатов, образующимся в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий [4, 19]. В связи с этим, можно предположить, что в водах H_2S -слоя при отсутствии растворенного кислорода между процессами минерализации осадочного вещества и образованием продукции хемосинтезирующих бактерий устанавливается динамическое равновесие, что стабилизирует количество ОВ, осаждающегося на дно. Подтверждением этому служат результаты исследований в водной толще H_2S -слоя Черного моря, где при изучении вертикального распределения взвеси с увеличением глубины отмечалось практически постоянное ее количество [17].

Следовательно, особенностью формирования величины АМДО на северо-западном шельфе и в глубоководной области ЗЧМ являются как процессы преобразования ОВ, так и биогеографические характеристики районов. Это, прежде всего, удаленность от источников терригенной взвеси и уровень ПП, а также гидрологические и гидрохимические условия, поддерживающие в Черном море существование H_2S -слоя, обеспечивая динамическое равновесие между кислородсодержащей и сероводородной толщами вод; наличие в толще черноморских вод постоянного галоклина, холодного промежуточного слоя, сезонного термоклина и ряда других особенностей вертикальной структуры солености, плотности и температуры, а также существование верхнего опресненного и мощного нижнего осолоненного квазиоднородного слоев вод, разделенных постоянным галоклином [2].

В глубоководной области моря большой вклад в формирование АМДО вносит биогенное минерализованное осадочное вещество (АМДО_{БГМ}) [7, 17, 26, 40]. Ранее было показано, что в летний сезон биогенные карбонаты (створки кокколитофорид) могут составлять до 87% сухой массы донных отложений в глубоководной области Черного моря [40], но в разные сезоны и в разные годы их доля существенно изменяется [27]. В зимне-весенний период к основному компоненту АМДО_{БГМ}, оседающему из кислородсодержащего слоя в глубинные воды H_2S -зоны, относятся силикатные створки диатомовых водорослей [6]. Оценка роли АМДО_{БГМ} по среднесуточной годовой скорости седиментации взвешенного вещества на дно содержит в себе осредненные годовые и сезонные колебания величины АМДО_{БГМ}. Очевидно, что в водной толще глубоководной области моря АМДО_{БГМ} вносит существенный вклад в формирование АМДО. Эта особенность формирования АМДО характерна для Черного моря как меромиктического водоема с сероводородной толщей глубинных вод и ограниченным верхним слоем вод (до глубины 150–200 м), пригодным для обитания оксибионтов. Согласно литературным данным, количество литогенного и биогенного осадочного вещества в ЗЧМ связано с глубиной моря [9] и удаленностью исследуемых районов от берега и от устьев крупных рек (табл. 3, рис. 1).

Ранее было показано, что основная часть твердого стока рек и абразивного материала (порядка 90%) оседает на шельфе, частично достигая глубоководного склона, и практически не влияет на количество осадочного материала в океанической пелагиали и глубоководной котловине моря [1, 12, 22]. Следовательно, в глубоководной области Черного моря осадочный материал состоит в основном из биогенного осадочного вещества

(АМДО_{БГ}) [9, 17]. Учитывая эти данные и результаты по определению количества автохтонного ОВ и процента его окисления в процессе седиментации из водной толщи на дно в глубоководной области моря, нами были рассчитаны вклады биогенного (органического и минерализованного АМДО_{БГ}) и литогенного (АМДО_{ЛГ}) осадочного вещества в формирование АМДО (табл. 5).

Оценки вклада трех составляющих в формирование АМДО свидетельствуют, что вклад по массе взвешенного органического вещества на континентальном склоне по сравнению с глубоководной котловиной моря увеличивался незначительно – на 3 г/(м² год), но его процентная доля уменьшалась на 5.1% (табл. 5). Процентная доля АМДО_{БГМ} в глубоководной котловине была почти на 15% больше таковой на континентальном склоне, а процентный вклад литогенной составляющей уменьшался в 5 раз. При этом показатели абсолютных масс органического и минерализованного осадочного вещества были меньше на 3 и 6.83 г/(м² год) в глубоководной котловине. Доля же литогенного осадочного вещества, как в процентном, так и в массовом выражении уменьшалась (табл. 5). Следовательно, тенденции изменения абсолютных масс составляющих осадочного вещества, формирующих АМДО, имеют ту же направленность: самый высокий вклад вносит АМДО_{БГМ}, а вклад литогенного вещества становится минимальным, уменьшаясь в 6.8 раза. Это подтверждает, что уменьшение АМДО в глубоководной зоне происходит в основном за счет уменьшения поступления литогенного вещества. Изменение вклада биосинтетических и биогеохимических деструктивных процессов менее выражено, что, вероятно, обусловлено восстановительными условиями в водной толще H_2S -слоя и, как отмечалось выше, динамическим равновесием между процессом минерализации осадочного вещества и продукцией хемосинтезирующих бактерий (новообразованного осадочного вещества).

Роль биогенной и литогенной составляющей в формировании АМДО в разных районах ЗЧМ. Полученные результаты (табл. 4, 5) подтверждают определяющее влияние биогеографических условий на формирование АМДО в разных районах ЗЧМ. К основным из них относятся: 1) наличие стока крупных рек, 2) удаленность акватории от приустьевых участков, 3) пологий удлиненный шельф (рис. 1), что обеспечивает оседание основного количества терригенного осадочного материала на шельфе; 4) удаленность акваторий от берега в сторону глубоководной области моря – увеличение глубины моря, 5) различные уровни ПП, 6) обеднение биоты в H_2S -зоне глубоководной области моря вследствие отсутствия кислорода, 7) наличие восстановительных условий в H_2S -зоне и ряда особенностей структуры вод, как

Таблица 5. Вклад составных частей осадочного вещества в формирование абсолютных масс донных отложений (АМДО) на глубоководном склоне (ЗС) и в глубоководной котловине (ЗГ) в западной части Черного моря

Составные части осадочного вещества, формирующие АМДО		Вклад составных частей в формирование АМДО в глубоководных районах моря		
		ЗС	ЗГ	
Литогенная часть (АМДО _{ЛГ})	% от АМДО [9]	25.0	5.4	
	массовая доля в АМДО, г/м ² год	23.7	3.5	
Биогенная часть (АМДО _{БГ})	% от АМДО [9]	75.0	94.6	
	массовая доля в АМДО, г/(м ² год)	71.3	61.5	
Состав биогенной части (АМДО _{БГ})	осадочное органическое вещество (АМДО _{ОРГ})	% от АМДО _{БГ}	28.1	27.6
		% от АМДО	21.0	26.1
		массовая доля в АМДО, г/(м ² год)	20.0	17.0
	биогенное минерализованное осадочное вещество (АМДО _{БГМ})	% от АМДО _{БГ}	71.9	72.4
		% от АМДО	54.0	68.5
		массовая доля в АМДО, г/(м ² год)	51.3	44.5

Таблица 6. Вклад биогенной части абсолютных масс донных отложений (АМДО_{БГ}) и литогенной (АМДО_{ЛГ}) составляющей в формирование АМДО и отношение их величин (АМДО_{БГ}/АМДО_{ЛГ}) на шельфе и в глубоководной области в разных группах акваторий по характеру формирования АМДО в западной части Черного моря

Район исследования (согласно рис. 1)	Процентная доля составляющих АМДО, % [9]		Массовая доля составляющих АМДО, г/(м ² год)		Отношение величин АМДО _{БГ} /АМДО _{ЛГ} и (№ группы акватории)
	АМДО _{БГ}	АМДО _{ЛГ}	АМДО _{БГ}	АМДО _{ЛГ}	
Д	24.6	75.4	848	2601	0.3 ≤ 1(I)
СЗ ₁	72.6	27.4	407	153	2.7 ≤ 3 (II)
СЗ ₂	70.5	29.5	92	38	2.4 ≤ 3 (II)
ЗС	75	25	71.3	23.7	3.0 ≤ 3 (II)
ЗГ	94.6	5.4	61.5	3.5	17.6 > 15(III)

было отмечено выше. Все эти условия оказывают влияние на поступление и распространение аллохтонного терригенного осадочного материала, а также образование и трансформацию автохтонного органического осадочного вещества в исследуемых акваториях Черного моря. В целом в ЗЧМ можно выделить 3 группы акваторий, отличающихся по характеру формирования АМДО: I – приустьевая область (Д); II – шельфовые районы (СЗ₁ и СЗ₂) и континентальный склон (ЗС); III – глубоководная область моря (ЗГ) (табл. 6).

Отношение величины биогенной и литогенной составляющих АМДО (АМДО_{БГ}/АМДО_{ЛГ}) увеличивалось не меньше, чем в 3–5 раз при переходе от одной группы акваторий к другой группе. В первой группе оно не превышало – 1, во второй – 3, и в третьей – было выше 15 единиц. При этом уменьшение доли литогенного вещества происходит не за счет увеличения ПП в этих рай-

онах, а в результате резкого уменьшения поступления литогенного осадочного вещества (табл. 6).

Поэтому при достаточно близких значениях ПП в районах континентального склона и глубоководной котловины моря относительный вклад биогенного осадочного вещества в формирование АМДО в глубоководной котловине моря увеличивался и достигал 94.6% [9]. Это связано с минимальным поступлением аллохтонного литогенного вещества в эту область моря и, как следствие, возрастанием относительного вклада органического осадочного вещества, доля которого достигала 26.1% от АМДО. При этом относительный вклад АМДО_{БГМ} составлял в глубоководной области 54–68.5% от АМДО, что близко к оценке этой величины, изменявшейся в пределах 37–50%, в слое 0–4 см донных отложений в абиссали Черного моря [46].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе обобщения собственных и имеющихся в литературе данных установлено, что особенности формирования АМДО в исследуемых районах северо-западного шельфа и глубоководной области ЗЧМ определяются комплексом биогеографических условий, включая гидрологические и гидрохимические особенности Черного моря. Оценить характер формирования АМДО можно с использованием величин отношения биогенной и литогенной составляющих осадочного вещества, которые отражают изменение их роли в седиментогенезе в исследованных районах.

В приустьевых районах и на шельфе в смежных районах моря увеличение значений АМДО (в 4.3–6.2 раз) было выше по сравнению с увеличением уровня ПП (в 1.4–2.3 раза) в отличие от глубоководных районов, где кратность увеличения как ПП, так и АМДО была близка к единице.

По характеру формирования среднесезонных годовых значений АМДО и снижению их абсолютных величин от прибрежных районов северо-западного шельфа до континентального склона и глубоководной котловины ЗЧМ выделены 3 группы районов, в которых отношение вклада биогенного и литогенного осадочного вещества от группы к группе возрастало не менее чем в 3–5 раз. Величины отношений в I, II и III группе изменялись от $AMDO_{БГ}/AMDO_{ЛГ} \leq 1$ (I группа) и $1 < AMDO_{БГ}/AMDO_{ЛГ} \leq 3$ (II группа) до $AMDO_{БГ}/AMDO_{ЛГ} > 15$ (III группа). Значения АМДО повышались в направлении от глубоководной котловины к приустьевым районам от 65 до 3449 г/(м² год).

Взаимосвязь между значениями АМДО (как суммарной, так и отдельно биогенной и литогенной ее составляющими) и величинами ПП носила линейный характер. При этом ПП не является определяющим фактором в формировании АМДО в приустьевых районах и на шельфе, но играет ведущую роль в глубоководной области ЗЧМ.

Особенность формирования АМДО в глубоководной области Черного моря связана с наличием H₂S-зоны. При уменьшении абсолютных значений АМДО в глубоководной котловине ЗЧМ относительная роль биогенного осадочного вещества в процессе формирования АМДО возрастала. При этом на континентальном склоне доля органического осадочного вещества составляла 21%, а в глубоководной котловине – 26.1% от величины АМДО. Наибольший вклад в формирование донных осадков был характерен для биогенного минерализованного осадочного вещества (АМДО_{БГМ}). На континентальном склоне он составлял 54%, а в глубоководной котловине моря – 68.5% от АМДО.

Источники финансирования. Работа подготовлена по теме государственного задания ФИЦ ИнБЮМ тема НИР № 0828–2018–0006 “Молисмологические и биогеохимические основы гомеостаза морских экосистем” номер гос. регистрации АААА-А18-118020890090-2 и по теме НИР № 0828-2019-0003 “Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом” номер гос. регистрации АААА-А18-118021490093-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н.А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 271 с.
2. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
3. Ведерников В.И., Демидов А.Б. Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла в различные сезоны в глубоководных районах моря // Океанология. 1997. Т. 37. № 3. С. 414–423.
4. Виноградов М.Е., Шушкина Э.А. Функционирование планктонных сообществ эпипелагиали океана. М.: Наука, 1987. 240 с.
5. Виноградов М.Е., Сапожников В.В., Шушкина Э.А. Экосистема Черного моря. М.: Наука, 1992. 112 с.
6. Гулин С.Б. Оценка интенсивности биоседimentации в Черном море с помощью уран-ториевого метода // Радиоэкологический отклик Черного моря на чернобыльскую аварию. Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2008. С. 480–498.
7. Гулин С.Б., Егоров В.Н., Стокозов Н.А., Мирзоева Н.Ю. Определение возраста донных отложений и оценка скорости осадконакопления в прибрежных и глубоководных акваториях Черного моря с использованием природных и антропогенных радионуклидов // Радиоэкологический отклик Черного моря на чернобыльскую аварию. Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2008. С. 499–503.
8. Гулин С.Б., Мирзоева Н.Ю., Егоров В.Н. и др. Вторичное загрязнение Черного моря техногенными радионуклидами после аварии на Чернобыльской АЭС // Докл. Нац. АН Украины. 2013. № 10. С. 184–191.
9. Гулин С.Б., Сидоров И.Г., Гулина Л.В. Биогенная седimentация в Черном море: радиотрассерное исследование // Морской эколог. журнал. 2013. Т. 12. № 2. С. 19–25.
10. Демидов А.Б. Сезонная изменчивость и оценка годовых величин первичной продукции фитопланктона в Черном море // Океанология. 2008. Т. 48. № 5. С. 718–733.
11. Денисов В.И. Потоки взвешенного вещества в прибрежной части шельфа в российском секторе Черного моря // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 397–425.
12. Денисов В.И., Латун В.В. Потоки химических элементов в составе осаждающегося взвешенного вещества на шельфе Черного моря (по данным седи-

- ментационных ловушек) // Изв. вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2018. № 4. С. 77–85.
13. Денисов В.И., Хрусталеv Ю.П., Черноусов С.Я. Некоторые особенности и закономерности седиментогенеза в северо-западной части Черного моря (вещественный состав и распределение взвеси) // Океанология. 1990. Т. 30. Вып. 2. С. 288–294.
14. Джаошвили Ш. Реки Черного моря: Техн. отчет № 71. Европейское агентство по охране окружающей среды, 2002. 58 с.
15. Егоров В.Н., Гулин С.Б., Поповичев В.Н. и др. Биогеохимические механизмы формирования критических зон в Черном море в отношении загрязняющих веществ // Морской экологический журн. 2013. Т. 12. № 4. С. 5–26.
16. Емельянов В.А., Митропольский А.Ю., Наседкин Е.И. и др. Геоэкология черноморского шельфа Украины. Киев: Академперіодика, 2004. 296 с.
17. Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д., Лисицын А.П. и др. Вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества в глубоководной части Черного моря // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 350–396.
18. Ковалева И.В. Межгодовые и сезонные изменения концентрации хлорофилла “а”, и первичной продукции в глубоководной части Черного моря // Гидробиол. журнал. 2014. Т. 50. № 3. С. 38–50.
19. Коновалов С.К., Еремеев В.Н. Региональные особенности, устойчивость и эволюция биохимической структуры вод Черного моря // Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря. Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2012. С. 273–299.
20. Кукушкин А.С., Пархоменко А.В. Вариабельность взвешенного органического фосфора в северо-западной части Черного моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 1–17.
21. Лантев Г.В., Войцехович О.В. Перспективы радиометрического датирования как базового инструмента морской литодинамики // Литодинамика донной контактной зоны океанов: Материалы Международной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения проф. В.В. Лонгинова М.: ГЕОС, 2009. С. 151–156.
22. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
23. Лисицын А.П. Седиментосистемы океана: Новый подход к изучению глобальных и региональных загрязнений // Вест. АН СССР. 1989. № 4. С. 57–67.
24. Лисицын А.П., Демина Л.Л., Гордеев В.В. и др. Биогеохимия океана / Отв. ред. Монин А.С., Лисицын А.П. М.: Наука, 1983. 368 с.
25. Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Алиев Р.А. и др. Сравнительное изучение вертикальных потоков взвеси из водной толщи, скоростей осадкообразования и абсолютных масс донных осадков в Белом море (бассейн Северного Ледовитого океана) // Докл. РАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 489–493.
26. Микаэлян А.С., Силкин В.А., Паутова Л.А. Развитие кокколитофорид в Черном море: межгодовые и многолетние изменения // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 45–53.
27. Пархоменко А.В., Кукушкин А.С. Седиментационный поток взвешенного органического фосфора в пелагиали Черного моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 258–268.
28. Поликарпов Г.Г., Егоров В.Н., Гулин С.Б. и др. Радиоэкологический отклик Черного моря на чернобыльскую аварию. Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2008. 667 с.
29. Проскурнин В.Ю., Терещенко Н.Н., Чужикова-Проскурнина О.Д. Геохронологическая реконструкция депонирования плутония в глубоководных донных отложениях Черного моря // Радиационная биология. Радиоэкология. 2018. Т. 58. № 6. С. 664–670.
30. Скопинцев Б. А. Формирование современного химического состава Черного моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 336 с.
31. Терещенко Н.Н. Ведущая роль донных отложений в перераспределении плутония в черноморских экосистемах // Наукові праці: науково-методичний журнал. Техногенна безпека. 2011. Т. 169. № 157. С. 63–70.
32. Терещенко Н.Н., Проскурнин В.Ю., Гулин С.Б., Параскив А.А. Геохронологическая реконструкция седиментационных потоков техногенного плутония на основе радиоизотопного определения скорости седиментации взвешенного вещества в осадки на полувекровом масштабе // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 641–659.
33. Финенко З.З., Суслин В.В., Чурилова Т.Я. Оценка продуктивности фитопланктона Черного моря по спутниковым данным // Докл. РАН. 2010. Т. 432. № 6. С. 845–848.
34. Христофорова Н.К., Журавель Е.В., Миронова Ю.А. Рекреационное воздействие на залив Восток (Японское море) // Биол. моря. 2002. Т. 28. № 4. С. 300–303.
35. Часовников В.К. Особенность вертикального распределения гидрохимических параметров в Черном море // Комплексные исследования Черного моря. М.: Научный мир, 2011. С. 224–239.
36. Якушев Е.В., Лукашев Ю.Ф., Часовников В.К., Чжу В.П. Современное представление о вертикальной гидрохимической структуре редокс-зоны Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 119–133.
37. Aarkrog A. The radiological impact of the Chernobyl debris compared with that from nuclear weapons fallout // J. Environ. Radioact. 1988. V. 6. P. 151–162.
38. Buesseler K.O., Benitez C.R. Determination of mass accumulation rates and sediment radionuclide inventories in the deep Black Sea // Deep-Sea Res. 1994. V. 11. № 12. P. 1605–1615.
39. Hardy E.P., Krey P.W., Nolchor H.L. Global Inventory and Distribution of Fallout Plutonium // Nature. 1973. V. 241. № 5390. P. 444–445.
40. Hay B.J., Honjo S., Kempe S. et al. Interannual variability in particle flux in the southwestern Black Sea // Deep-Sea Res. 1990. V. 37. № 6. P. 911–928.

41. *Karl D.M., Knauer G.A.* Microbial production and particle flux in the upper 350 m of the Black Sea // *Deep-Sea Res.* 1991. V. 38. P. 921–942.
42. *Knauer G.A., Martin J.H., Bruland K.W.* Fluxes of particulate carbon, nitrogen and phosphorus in the upper water column of the northeast Pacific // *Deep-Sea Res.* 1979. V. 26. P. 97–108.
43. *Laptev G., Voitsekhovitch O., Kostezh A., Osvath I.* Mass accumulation rates and fallout radionuclides ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am inventories determined in radiometrically dated abyssal sediment of the Black Sea // International conference on isotopes in environmental studies – Aquatic forum. 2004. Monaco, iaea-cn-118.
44. *Martin J.H., Knauer G.A., Karl D.M., Broenkow W.W.* VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific // *Deep-Sea Res.* 1987. V. 34. P. 267–285.
45. *McCarthy J.J., Yilmaz A., Coban-Yildiz Y., Nevins J.L.* Nitrogen cycling in the offshore waters of the Black Sea // *Estuarine, Coastal Shelf Sci.* 2007. V. 74. P. 493–514.
46. *Pilskaln C.H., Pike J.* Formation of Holocene sedimentary laminae in the Black Sea and the role of the benthic flocculent layer // *Paleoceanography.* 2001. V. 16. № 1. P. 1–19.
47. *Tereshchenko N.N., Gulin S.B., Proskurnin V.Yu.* Distribution and migration of $^{239,240}\text{Pu}$ in abiotic components of the Black Sea ecosystems during the post-Chernobyl period // *J. of Environmen. Radioact.* 2018. № 188. P. 67–78.
48. *Tereshchenko N.N., Proskurnin V.Yu., Paraskiv A.A., Chuzhikova-Proskurnina O.D.* Man-made plutonium radioisotopes in the salt lakes of the Crimean peninsula // *Chinese Journal of Oceanology and Limnology.* 2018. V. 36. № 6. P. 1917–1929.
49. *Yücel M., Moore W.S., Butler I.B. et al.* Recent sedimentation in the Black Sea: New insights from radionuclide distributions and sulfur isotopes // *Deep Sea Res., Part I.* 2012. V. 66. P. 103–113.

Features of Formation of the Sedimentation Rate and the Mass Accumulation Rate in the Western Black Sea Bottom Sediments

N. N. Tereshchenko^{a, #}, A. V. Parkhomenko^{a, ##}

^aFederal Research Center “Kovalevskii Institute of biology of the southern seas RAS”, Sevastopol, Russia

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

^{##}e-mail: parkhomenko.al@yandex.ua

The article is devoted to studying of the features of sedimentation to the bottom on the northwestern shelf and in the western deep-water area of the Black Sea based on an analysis of our own and published data obtained by the bottom sediment radioisotope geochronology method. It was defined that the relationship between the mass accumulation rate and primary production was linear one, due to the complex of biogeographic, hydrological and hydrochemical conditions. Features of the bottom sediment formation in the open part of the sea were associated with the presence of hydrogen sulfide (H_2S) in deep waters (deeper than 100–200 m). It was shown that 20 (on the continental slope) and 17 $\text{g}/(\text{m}^2 \text{ year})$ of particulate organic matter (in the deep-sea basin) entered from the oxygen-containing zone. In this case, the predominant fractions in the bottom sediment were mineralized biogenic matter: 54 and 68.5%, respectively in these areas. The contribution of organic, mineralized biogenic and lithogenic sedimentary matter to the formation of mass accumulation rate was estimated and the changes in their ratio with the distance from the coast and estuaries were shown. According to the nature of the formation of mass accumulation rate 3 groups of the sea areas were identified in which the ratio of biogenic and lithogenic components in absolute masses reflected a change in the role of these components in the bottom sediment formation.

Keywords: Black Sea, bottom sediments, mass accumulation rates, sedimentation rates, primary production

УДК 550.83(86)

ОСАДОЧНЫЕ ВОЛНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА МОРЯ (п-ов КАНИН–ЧЕШСКАЯ ГУБА)

© 2021 г. С. Л. Никифоров¹, *, Р. А. Ананьев¹, Н. Н. Дмитриевский¹, Н. В. Либина¹,
Н. О. Сорохтин¹, Е. А. Сухих², А. А. Разумовский², Г. А. Торопов¹

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: nikiforov@ocean.ru

Поступила в редакцию 15.10.2020 г.

После доработки 27.12.2020 г.

Принята к публикации 12.01.2021 г.

Осадочные волны представляют собой серии волнообразных аккумулятивных образований разной морфологической выраженности. Эти формы рельефа являются наложенными на подстилающую поверхность с четким стратиграфическим несогласием, одним из главных рельефообразующих факторов являются гидрофизические процессы. В 38-м и 41-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” (2018–2019 гг.) между полуостровом Канин и горлом Чешской губы было выполнено картирование морского дна и получены новые данные о формировании этих осадочных образований. Полученные в летнее время (июль–август) данные о формировании этих осадочных образований свидетельствуют о быстрых изменениях природных обстановок. Наличие опасных природных процессов и современных геолого-геоморфологических рисков определяет уровень угроз, особенно при активизации судоходства в условиях увеличения сроков навигации по трассе Северного морского пути.

Ключевые слова: Арктика, Баренцево море, Чешская губа, геология, геоморфология, природные риски, динамика рельефа и картирование морского дна, осадочные волны, придонные течения, батиметрия, приливо-отливные течения

DOI: 10.31857/S0030157421040122

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время происходит изменение природных обстановок на арктическом шельфе, в том числе связанное с сокращением площади ледового покрова. Как следствие, происходит усиление гидродинамического режима, что приводит к усилению термоабразивных процессов на побережье и увеличению объема выноса осадочного материала в зону прибрежного мелководья. Эти явления могут изменить фарватер Северного морского пути, который в ряде районов находится в относительной близости к береговой линии. Поэтому исследования особенностей развития современных геолого-геоморфологических процессов на арктическом шельфе приобретают особую значимость.

Экспедиционные работы в 38-м и 41-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” в 2018–2019 гг. проводились сотрудниками ИО РАН при участии ряда других организаций [10, 12]. В юго-восточной части шельфа Баренцева моря, по данным сейсмоакустического картирования морско-

го дна, были обнаружены песчаные осадочные волны различной морфологической выраженности. Осадочные волны представляют собой серии волнообразных образований аккумулятивного генезиса, подобные формы рельефа широко распространены в различных морях Мирового океана на мелководье и в глубоководных районах [8, 15, 21, 22]. Миграция и изменение характеристик песчаных волн представляют опасность для судоходства, в результате действия этих процессов существует вероятность обнажения подводных трубопроводов и кабелей, повышая риск их повреждения [18].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

НИС “Академик Николай Страхов” оборудован штатной судовой гидроакустической системой картирования морского дна фирмы *Reson*, использовавшейся по всему маршруту движения судна и включающей в себя многолучевой эхолот *SeaBat 8111* с рабочей частотой 100 кГц и сейсмо-

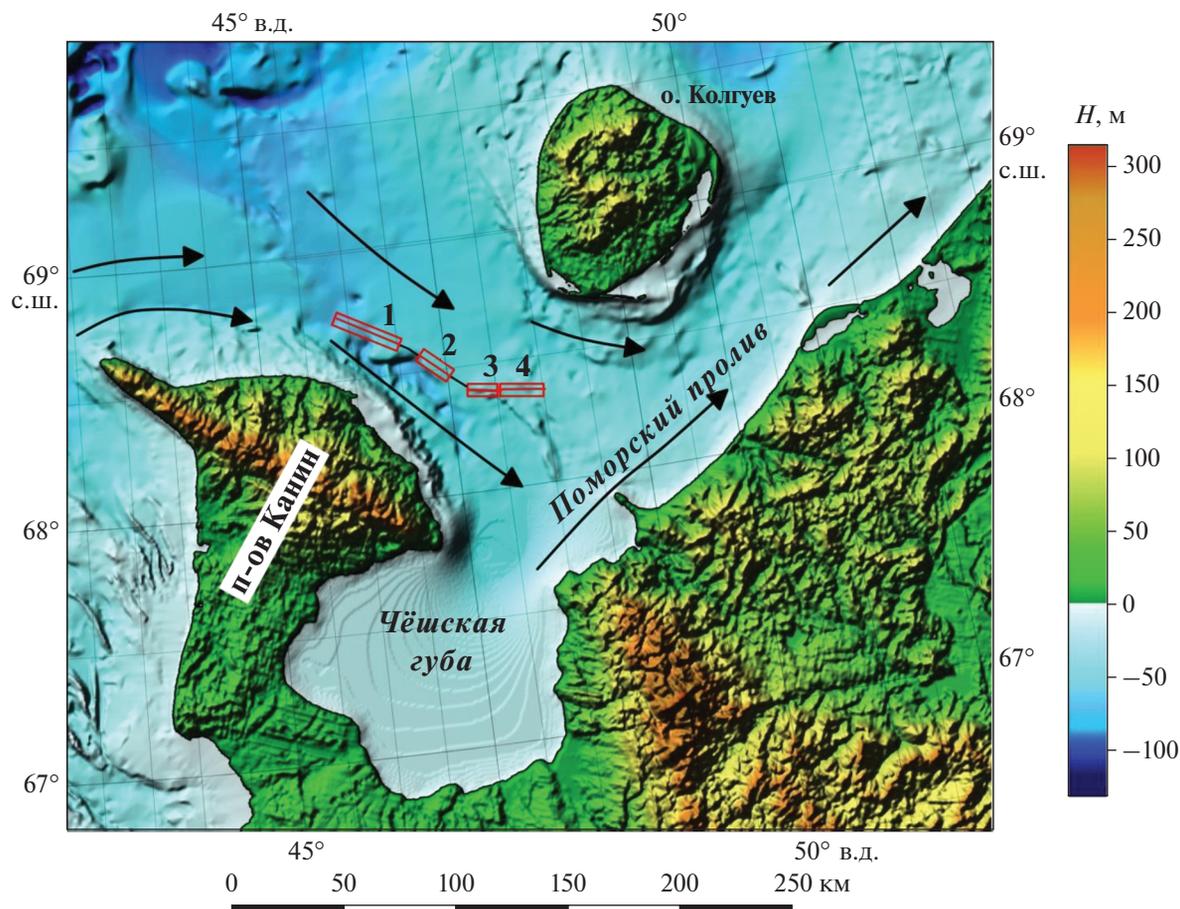


Рис. 1. Район исследований, цифрами указаны номера полигонов, черными стрелками показаны местные течения (по [1]). Картографическая основа построена по [11].

профилограф *EdgeTech 3300* с частотами от 2 до 12 кГц.

Помимо судового комплекса, для получения первичных данных использовалось оборудование высокочастотного гидроакустического комплекса в составе многолучевого эхолота *WASSP WMB-3250* с частотой 160 кГц и эхолота-профилографа *SES-2000 Standard* с рабочими частотами от 4 до 15 кГц, приемно-передающие антенны этих приборов крепились на опускающуюся поворотную штангу.

Район работ располагался между п-вом Канин и горлом Чешской губы, по результатам выполненных батиметрических и сейсмоакустических исследований по морфологическим признакам было выделено четыре полигона (рис. 1).

При описании рельефа морского дна за основу была принята морфогенетическая классификация [19, 20]. На данный момент разработан ряд классификаций рельефа, в основе которых заложены палеогеографические события, либо струк-

турно-тектонические особенности, современные процессы, морфометрические параметры и т.п. [3, 5, 7, 19, 20].

Создание идеальной научной систематизации тех или иных природных объектов, которая удовлетворяла бы абсолютно всем требованиям, вряд ли возможно. Одна из первых попыток создания классификации рельефа на морфогенетических принципах была предпринята в конце XX века [4]. В ее основу была положена роль ведущих рельефообразующих активных и пассивных факторов и процессов в их сложном взаимодействии, следствием чего является образование определенных форм рельефа или их комплексов. Однако эта классификация была генерализирована и в ней не были учтены региональные особенности формирования рельефа шельфа Арктики. В основу используемой авторами классификации [19, 20] положен анализ происхождения, морфологии, геологического строения форм рельефа шельфа именно арктических морей.

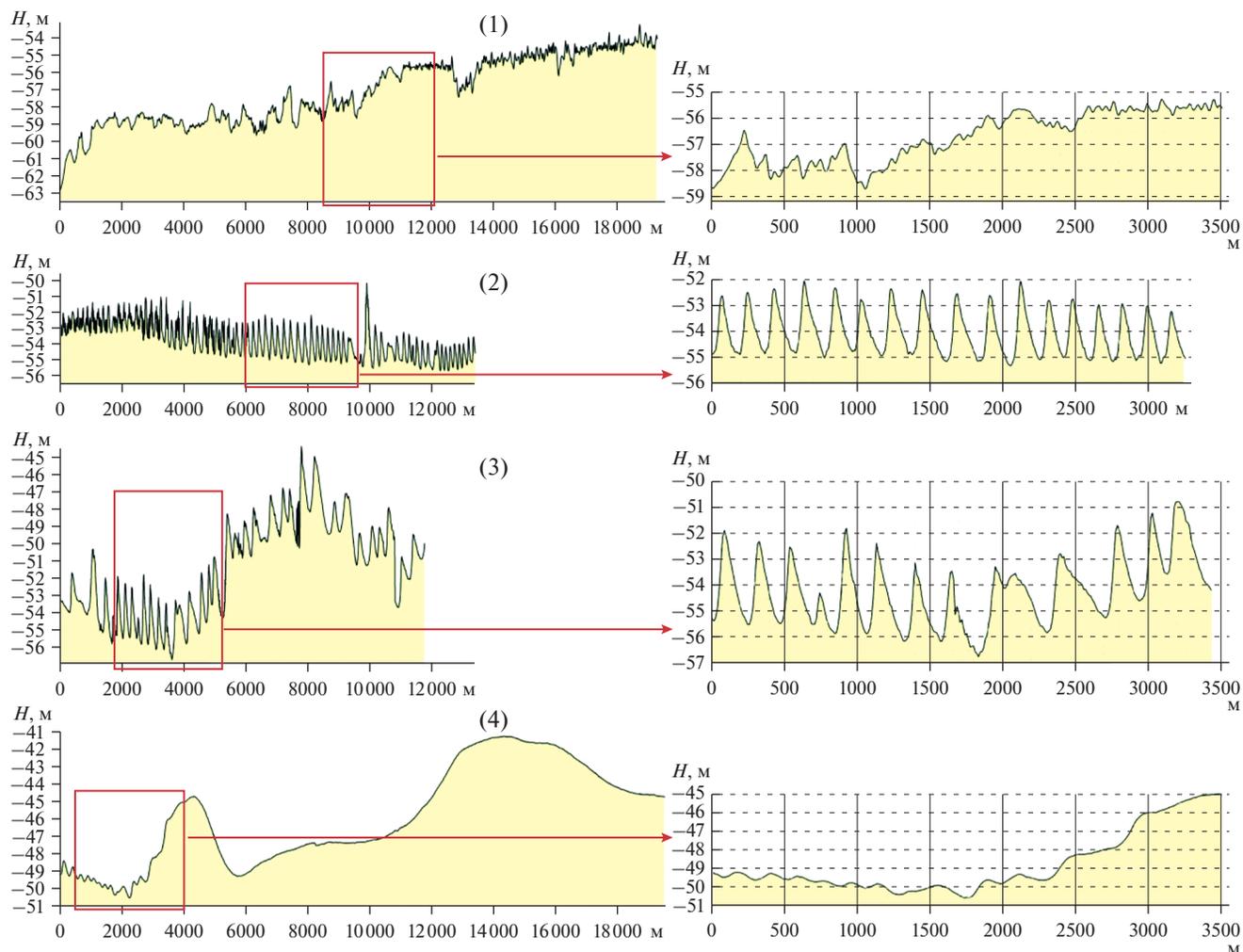


Рис. 2. Рельеф морского дна на полигонах 1–4, местоположение полигонов показано на рис. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Обнаруженные на полигонах 1–4 (рис. 2) аккумулятивные формы мезорельефа можно разделить на два основных типа. Осадочные волны образуют серии до более 40 следующих друг за другом ритмичных образований (ширина их основания – до 500 м), в то время как осадочные гряды имеют более значительные размеры и чаще формируются как одиночные валообразные структуры.

Согласно сейсмоакустическим данным, аккумулятивные формы рельефа дна на полигонах имеют отличающиеся морфологические параметры, но все они являются наложенными образованиями, обычно с резкой стратиграфической границей с подстилающей поверхностью (рис. 3). Необходимо отметить, что песчаный материал на поверхности дна препятствуют распространению высокочастотных акустических

сигналов, поэтому в некоторых случаях под слоем песков наблюдаются лишь фрагменты отражающих границ.

Общая длина полигона 1 – около 20 км с относительным перепадом высот около 10 м. Поверхность осложнена грядами разного порядка. Наиболее крупные имеют ширину основания 1–2 км и более, на некоторых из них расположены относительно небольшие рифели с шириной основания – метры. Относительная высота гряд первого порядка составляет 5–8 м, рифелей – около полуметра. Полигон 4 также расположен на положительной структуре с приблизительно одинаковым относительным перепадом высот. Подстилающая поверхность четко фиксируется на сейсмоакустической записи и представлена сильно расчлененной поверхностью, сформированной предположительно в позднем плейстоцене. Расчлененность рельефа дна, вероятно, связана с активизацией

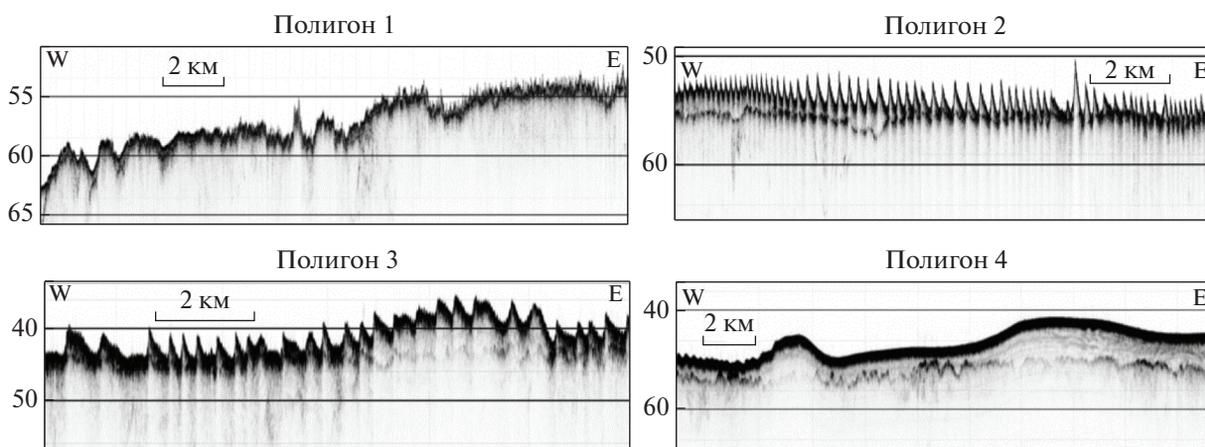


Рис. 3. Сейсмоакустические разрезы на полигонах 1–4 по данным сейсмопрофилирования.

флювиальных процессов во время последнего регрессивно-трансгрессивного изменения уровня моря. В пределах полигона обнаружено две крупные осадочные гряды с разной шириной основания – от 2 до 10 км и более, относительная высота – около 8 м.

На полигонах 2 и 3 осадочные волны четко выражены в рельефе дна (рис. 2, 3). На полигоне 2 их относительная высота достигает 6 м, ширина основания – до 200 м, количество гряд на 1 км – около 5, форма симметричная. На полигоне 3 осадочные волны имеют приблизительно одинаковую с полигоном 2 относительную высоту, но они более мощные – ширина основания 200–500 м, количество на 1 км – от 3 до 5. Форма ассиметричная, западный склон более крутой, а восточный выположен. Ассиметричная форма и высокая крутизна западного склона, вероятно, связана, в отличие от полигона 2, с более сильным придонным течением, что приводит к быстрым изменениям рельефа дна.

Согласно данным пробоотбора, осадочные волны сложены средне-крупнозернистым, хорошо сортированным песком темно-желтого цвета кварц-полевошпатового состава с обломками алевролита красного цвета размером до 5 мм с небольшим количеством двустворчатых раковин и других фракций.

Полигон 3 с осадочными волнами, обнаруженными в августе 2018 г., был повторно закартирован в июле 2019 г. с целью определения динамики положения этих форм рельефа в пространстве. Гребни волн ориентированы по нормали к направлению течений. Выполненный дублирующий профиль свидетельствует о динамике изменения осадочных волн, составляющей от десятков сантиметров до метров в год (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гидрологический режим Баренцева моря во многом определяется системой квазистационарных и нестационарных течений, а также приливными движениями [1]. В Печорском море система общей квазистационарной циркуляции формируется Канинским и Колгуево-Печорским потоками теплых и соленых вод атлантического происхождения, Беломорским и Печорским сточными течениями, а также притоком холодных вод из Карского моря течением Литке [2]. Водобмен Чешской губы с открытой акваторией Баренцева моря осуществляется приточным течением вдоль Канинского побережья и сточным по северо-восточной периферии губы (рис. 1), при этом скорость преобладающих поверхностных течений достигает 0.5 узла [1, 2].

Баренцево море относится к морям приливного типа, скорость приливных течений здесь значительно больше скорости постоянных неперидических течений [14]. Приливо-отливные течения в западной части Печорского моря имеют реверсивный характер, близкий к правильному полусуточному, и вызывают значительные колебания уровня моря, в Чешской губе амплитуда колебаний достигает 320 см [2, 14].

В Чешскую губу с юга впадает большое количество рек (Великая, Пеша, Черная, Ома и др.), обеспечивающих интенсивную поставку осадочного материала разной размерности (преимущественно песков) за счет речного стока [20]. Кроме того, северо-восточное побережье п-ва Канин в настоящее время подвергается абразии [9], что также является источником поставки осадочного материала.

Выполненные ранее исследования позволили сделать вывод о том, что осадочные волны фор-

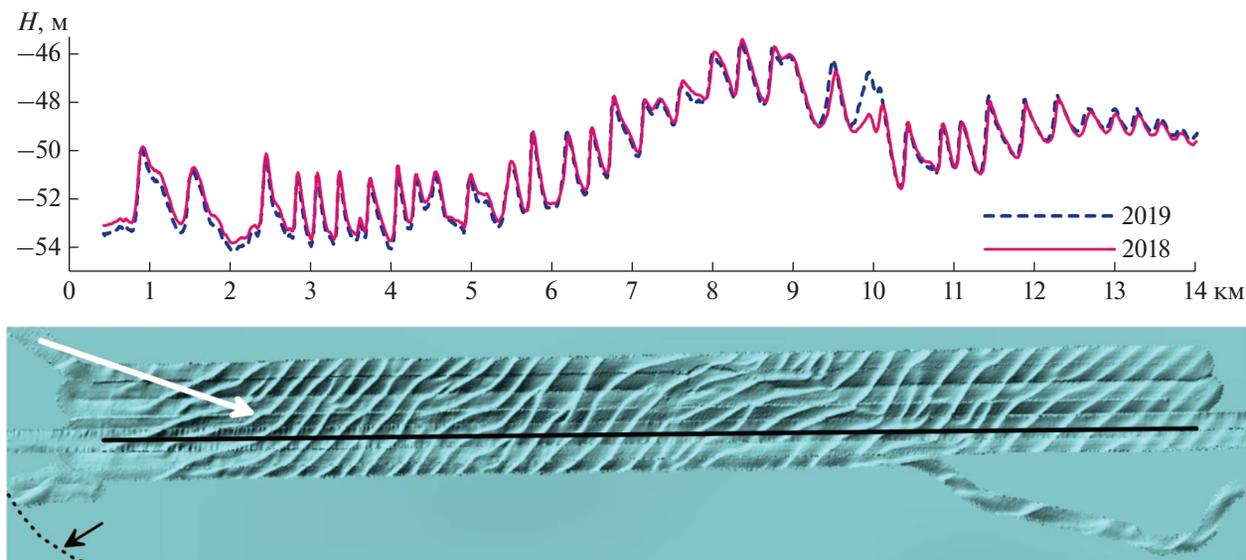


Рис. 4. Осадочные волны на полигоне 3. Снизу — акустическое изображение полигона по данным многолучевого эхолота. Белая стрелка указывает направление течения, а черная — направление на береговую линию по нормали. Сверху — профили морского дна, полученные в результате повторного картирования в 2018 и 2019 гг., черной линией снизу показано расположение профилей.

мируются постоянными во времени, нестратифицированными потоками с высокой концентрацией материала [23].

Район работ характеризуется активным гидродинамическим режимом, что приводит к интенсивной абразии берегов и дна, а также к переработке и сортировке обломочного материала с образованием полей песчаных осадочных волн. Их длинные оси ориентированы перпендикулярно направлению течений (рис. 4), как и на других шельфах, где были обнаружены подобные приливо-отливные формы рельефа [6, 21].

На полигонах 1 и 4 были обнаружены осадочные гряды, полигоны 2 и 3 — области развития осадочных волн. Образование разных форм аккумулятивного рельефа на близлежащих участках связано с тем, что геолого-геоморфологические обстановки на полигонах отличаются друг от друга. На границах между участками 1 и 2, а также между участками 3 и 4 выделяются достаточно резкие поднятия морского дна (рис. 1), которые могут служить своеобразным барьером для приливо-отливных волн, что ведет к изменению гидродинамического режима. В соответствии с картой распространения грунтов [13], вблизи этих границ меняется тип донных осадков — с чистого песка на илистый, что ведет к изменению условий формирования аккумулятивных форм рельефа.

Важная роль изначального рельефа дна в образовании осадочных волн подтверждена предыдущими исследованиями [16], моделирование пове-

дения потока над волнистым рельефом показало заметно более высокое осаждение в понижениях [17]. Сильная расчлененность современной подстилающей поверхности, выделяемой на сейсмических разрезах (рис. 3), вероятно, стимулировала формирование осадочных волн в данном месте.

Таким образом, осадочные волны в юго-восточной части шельфа Баренцева моря в проливе между п-вом Канин и горлом Чешской губы являются экзогенными скульптурными формами рельефа шельфа, созданными гидрофизическими процессами — придонными или приливоотливными течениями. Формирование и развитие осадочных волн связано с особенностями гидрофизического режима и подстилающей поверхности, а их быстрая изменчивость во времени представляет природный геориск, что необходимо учитывать при индустриальном освоении и активизации судоходства по трассе Северного морского пути.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 38-м и 41-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” (2018–2019 гг.) между п-вом Канин и горлом Чешской губы было выполнено картирование морского дна. В результате обнаружены осадочные волны, которые представляют собой серии волнообразных аккумулятивных образований разной морфологической выраженности. Эти формы рельефа являются наложенными об-

разованиями на подстилающую поверхность с четким стратиграфическим несогласием, одним из главных рельефообразующих факторов являются гидрофизические процессы. Осадочные волны сложены хорошо сортированным песком кварц-полевошпатового состава.

Обнаруженные аккумулятивные формы мезорельефа можно разделить на две группы – осадочные волны в пределах полигонов 2, 3 и гряды на полигонах 1, 4. Их формирование происходит под влиянием совместного кумулятивного воздействия вдольберегового течения и мощного приливо-отливного течения. Разная морфологическая выраженность этих осадочных образований свидетельствует о различном гидродинамическом режиме в районах их распространения.

Осадочные волны характеризуются быстрым изменением рельефа, что представляет потенциальные геориски. Данные повторного профилирования, выполненного в 2018 и 2019 гг., свидетельствуют о быстрой динамике осадочных волн, составляющей метры в год. Наличие опасных природных процессов и современных геолого-геоморфологических рисков определяет уровень угроз, особенно при активизации судоходства в условиях увеличения сроков навигации по трассе Северного морского пути.

Благодарности. Авторы благодарят руководство и экипаж НИС “Академик Николай Страхов” за помощь в проведении работ.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИО РАН № 0149-2019-0006, финансирование исследований сотрудников ГИН РАН осуществлялось за счет грантов РФФИ №№ 18-35-20060 и 18-05-70040.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Мурманской области. М.: Главное управление геодезии и картографии при совете министров СССР, 1971. 45 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 279 с.
3. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
4. *Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Юркевич М.Г.* Морфогенетическая классификация форм рельефа шельфа Мирового океана // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 24–50.
5. *Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
6. *Левченко О.В., Щербаков Ф.А.* Приливно-отливные формы мезорельефа и структура донных осадков восточной части Белого моря (по данным высоко- разрешающей сейсмоакустики) // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 6. С. 796–800.
7. *Леонтьев О.К., Гершанович Д.Е.* Шельф: некоторые вопросы терминологии, геоморфологии и геологической истории // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 13–19.
8. *Лонгинов В.В.* Очерки литодинамики океанов. М.: Наука, 1973. 243 с.
9. *Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.* Абразия морских берегов России // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2009. № 4. С. 40–44.
10. *Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитриевский Н.Н. и др.* Геолого-геофизические исследования в морях Северного Ледовитого океана в 41-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2019 г. // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 334–336.
11. *Никифоров С.Л., Кошель С.М., Либина Н.В.* Цифровая модель рельефа дна Белого и Баренцева морей // Геоинформатика. 2018. № 2. С. 32–36.
12. *Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Дмитриевский Н.Н. и др.* Комплексные исследования в 38-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в Баренцевом море // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 885–887.
13. *Новиков М.А.* Применение цифровой модели донных отложений Баренцева моря для анализа загрязнения // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018. № 10. С. 1–5.
14. *Попов С.К.* Моделирование и прогноз изменений уровня и скорости течений в морях России. Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. М., 2019. 46 с.
15. *Путанс В.А.* Осадочные волны: современное состояние знаний // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2012. Т. 87. Вып. 1. С. 25–37.
16. *Kubo Y., Nakajima T.* Laboratory experiments and numerical simulation of sediment wave formation by turbidity currents // Mar. Geol. 2002. V. 192. P. 105–121.
17. *Lamb M.P., Toniolo H., Parker G.* Trapping of sustained turbidity currents by intraslope minibasins // Sedimentology. 2006. № 53. P. 147–160.
18. *Morelissen R., Hulscher S.J.M.H., Knaapen M.A.F., Németh A.A., Bijker R.* Mathematical modelling of sand wave migration and the interaction with pipelines // Coastal Engineering. 2003. V. 48. P. 197–209.
19. *Nikiforov S.L., Pavlidis Yu.A., Rachold V., Grigoryev M.N., Rivkin F.M., Ivanova N.V., Koreisha M.M.* Morphogenetic classification of the Arctic coastal zone // Geo-Mar. Lett. 2005. V. 25. № 2. P. 89–97.
20. Seabed Morphology of the Russian Arctic Shelf / *Nikiforov S.* (ed.). N.Y.: Nova Science Publishers, 2010. 202 p.
21. *Swift D.J.P.* Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs // Marine Geol. 1975. V. 18. № 2. P. 105–134.
22. *Viana A.R., Faugères J.C., Stow D.A.V.* Bottom-current-controlled sand deposits — a review of modern shallow-to deep-water environments // Sedimentary Geology. 1998. V. 115(1–4). P. 53–80.
23. *Wynn R.B., Stow D.A.V.* Classification and characterization of deep-water sediment waves // Mar. Geol. 2002. V. 192. P. 7–22.

Sedimentary Waves of the Southeastern Part of the Barents Sea Shelf (Kanin Peninsula–Cheshskaya Bay)

S. L. Nikiforov^{a, #}, R. A. Ananiev^a, N. N. Dmitrevsky^a, N. V. Libina^a, N. O. Sorokhtin^a,
E. A. Sukhikh^b, A. A. Razumovskii^b, G. A. Toropov^a

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

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

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

Sedimentary waves are represented by a series of wavelike accumulative features of various morphological expressions. These morphological forms are superimposed on the underlying surface with a clear stratigraphic unconformity. The hydrophysical processes are the main relief-forming factors of such features. During the 38 (2018) and 41 (2019) expeditions of the R/V *Akademik Nikolay Strakhov* the mapping of the seabed between the Kanin peninsula and the inlet of the Cheshskaya bay was conducted and the new data was gained regarding sedimentary waves morphology. New data obtained in the summer season (July–August) of 2019 shows quick changes of the natural hydrodynamic environment influencing the alternation of the sedimentary waves. Occurrence of hazardous natural processes, geological and geomorphological risks and the level of threats, especially in relation with the conduction of prolonged navigation period along the Northern Sea Route were identified.

Keyword: Arctic, the Barents Sea, the Cheshskaya Bay, geology, geomorphology, natural risks, relief dynamics and the sea floor mapping, sedimentary waves, bathymetry, bottom currents, tidal currents

УДК 504.422

ИСТОЧНИКИ МАТЕРИАЛА ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ ВОСТОКА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ (РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

© 2021 г. А. В. Маслов*

*Геологический институт РАН, Москва, Россия***e-mail: amas2004@mail.ru*

Поступила в редакцию 08.12.2020 г.

После доработки 29.12.2020 г.

Принята к публикации 14.02.2021 г.

На основе аналитических материалов, полученных в 2008 г. в экспедиции на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” по региональному газогеохимическому профилю, протягивавшемуся от мыса Биллингса на 550 км в сторону подводного хр. Менделеева, выполнена реконструкция особенностей формирования состава поверхностных донных осадков (пелитовых алевритов и алевритовых пелитов) в восточной части Восточно-Сибирского моря. Установлено, что исследованная совокупность проб по величинам Cr/Th , Th/Co , La/Sc , а также Eu/Eu^* и $(Eu/Sm)_N$ состоит из двух групп. В состав первой группы входят пробы, отобранные на станциях 70...350 газогеохимического профиля, в состав второй группы – пробы, отобранные на станциях 370...560. На диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* и $(La/Yb)_N$ – $(Eu/Sm)_N$ точки проб сосредоточены в зоне перекрытия областей состава алеврито-пелитовых осадков устьевых частей крупных рек и рек, питающихся преимущественно продуктами размыва осадочных пород. Распределение точек донных осадков на данных диаграммах, так же как и на диаграмме $(La/Yb)_N$ – Th , отличается от распределения точек неопротерозойских амфиболитов, гранитоидов и риолитов о. Врангеля, поэтому последние, скорее всего, не могли являться источниками тонкой алюмосиликокластики. Пробы первой группы по величинам Eu/Eu^* и $(Eu/Sm)_N$ и ряду других параметров достаточно близки к поверхностным донным осадкам Восточно-Сибирского моря. Напротив, пробы второй группы ближе к поверхностным донным осадкам Чукотского моря. По всей видимости, поверхностные донные осадки к северо-западу от о. Врангеля сформированы под влиянием течений, выносящих тонкую алюмосиликокластику из Чукотского моря. К западу от него состав осадков контролируется в основном материалом, поступающим из западных и центральных районов Восточно-Сибирского моря.

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, поверхностные донные осадки, геохимия, источники тонкой алюмосиликокластики

DOI: 10.31857/S0030157421040109

ВВЕДЕНИЕ

История изучения поверхностных донных осадков морей Российской Арктики похожа на историю всех подобных работ – от первичного сбора разрозненных фактов, их оценки и обобщения путь этот неминуемо ведет к исследованию ассоциаций обломочных и глинистых минералов, а затем изотопно-геохимическим работам. И хотя детальность всех перечисленных работ еще далека от желаемой, имеющиеся факты уже позволяют сделать весьма интересные выводы об особенностях формирования и источниках материала, слагающего донные отложения обширных шельфовых морей Северного Ледовитого океана. Более того, будучи иногда сугубо целенаправленными, эти работы дают в ряде случаев значительно больше фактического материала, чем требуется

для достижения декларируемых в их рамках целей, что позволяет впоследствии вернуться к его осмыслению под новым углом зрения. В настоящей публикации мы покажем это на примере регионального газогеохимического профиля, пройденного в восточной части Восточно-Сибирского моря западнее о. Врангеля [37–39].

Площадь акватории Восточно-Сибирского моря составляет немногим менее 900 000 км², почти половина его характеризуется глубинами <30 м [36]. Главными источниками терригенного материала являются продукты разрушения ледового комплекса побережья и речной аллювий [36], но соотношение между ними – до сих пор предмет дискуссий. В целом для Восточно-Сибирского моря характерны три литодинамические обстановки: 1) аседиментогенная (типичные осадки –

средне- и мелкозернистые пески подводных банок и зоны волновой сепарации на подводном береговом склоне); 2) стабильной аккумуляции (доминируют пелиты, пелиты алевроитовые, миктиты алевроитовые и пелитовые, распространенные на глубинах >30 м). Именно такая обстановка характерна для рассматриваемого нами в данной работе района к западу от о. Врангеля; 3) неустойчивой аккумуляции (характерны алевроитовые и пелитовые пески, песчаные и пелитовые алевроиты, алевроитовые пелиты, пелиты и другие типы осадков, залегающие на глубинах <30 м). Для восточной части моря характерно поле дисперсных пелитов, приуроченное к предполагаемому здесь циклоническому квазистационарному круговороту. Алевроито-пелитовые осадки западной части моря отражают, по всей видимости, существование антициклонических течений [36]. Вдоль побережья Восточно-Сибирского моря проходит Сибирское прибрежное течение, переносящее воды с запада на восток. У мыса Биллингса часть из них поворачивает на север и северо-запад, выносится к северной границе моря и включается в течение, направленное на запад. Через пролив Лонга часть вод из Восточно-Сибирского моря выносится в Чукотское море. Ветра делают Сибирское прибрежное течение достаточно переменчивым; ветровые течения нередко бывают сильнее постоянных [41].

По представлениям [15, 16, 40 и др.], голоценовые осадки морей Российской Арктики в прибрежной части шельфа формируются под заметным влиянием крупных аллювиальных систем, а на севере акватории – ледово-морских обстановок. Последнее особенно заметно в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. Накопление осадков на шельфе Восточно-Сибирского моря контролируется двумя крупными реками – Индигиркой и Колымой, а на востоке – также и прибрежными течениями [67]. Для моря в целом типична иллит-хлорит-каолинит-сметитовая ассоциация глинистых минералов (количество иллита может достигать 70%, количество смектита <10%) [12, 14, 67 и ссылки в этих работах]. Источниками смектита считаются р. Юкон, северные районы Берингова моря [59] и, возможно, р. Колвилл, впадающая в море Бофорта; в осадках ее дельты содержание смектита достигает 10–30% [60]. Транзит тихоокеанских вод в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив подтверждается также наличием южно-бореальных, субтропических и тропических видов диатомей в голоценовых отложениях Чукотского моря [6].

На формирование позднекайнозойских отложений шельфа Восточной Арктики в результате деятельности рек указывают и авторы работ [7, 9, 10, 31 и др.]. Продвижение крупных сибирских рек на север было особенно заметным во время последнего ледникового максимума и мессин-

ского кризиса миоцена [7]. Существенную роль в поверхностной континентальной осадочной толще играют и образования ледового комплекса. По данным [9], “оголенный” сарганской/вюрмской регрессией (20–18 тыс. лет назад) шельф Восточно-Сибирского моря пересекали многочисленные реки. Примерно 5–6 тыс. лет назад он был затоплен, и береговая зона приобрела современные очертания.

Исследования в рамках 69-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” (сентябрь 2017 г.) показали, что верхние 0–20 см донных осадков Восточно-Сибирского моря представлены пелитовыми, алевроито-пелитовыми и мелкоалевритовыми вязко-текучими и вязкими илами с содержанием пелитового (<0.01 мм) компонента от 40 до 80% [30]. Глинистый комплекс тонкопелитовой фракции представлен иллитом, смектитом, хлоритом, каолинитом и смешанослойными образованиями при преобладании (80–85%) хлорит-иллитовой ассоциации. Существенная однородность его состава обусловлена стабильным поступлением терригенного материала с речным стоком и береговой термоабразией на протяжении всего голоцена. Вклад материала ледового разноса в формирование поверхностных донных осадков Восточно-Сибирского моря представляется авторам публикации [30] незначительным.

Работы по региональному газогеохимическому профилю, протягивавшемуся западнее о. Врангеля от мыса Биллингса на 550 км в сторону хр. Менделеева (рис. 1) [37–39], позволили установить, что содержание органического углерода ($C_{орг}$) в поверхностных осадках коррелирует с количеством в них пелитовой фракции. Высокую степень корреляции с $C_{орг}$ в осадках имеют железо и тяжелые металлы. Выяснено, что содержание V, Sc и Zn по профилю в 1.5–2 раза выше среднего содержания этих элементов в осадочных породах континентов, минимальные значения приходятся на станции, где в осадке наименьшие количества пелита и $C_{орг}$. Для Cr и Co коэффициенты концентрирования <1. Содержание Pb в осадках сопоставимо со средним содержанием этого элемента в осадочных породах континентов, тогда как содержание U, Th и Hf ниже. Между содержанием пелитовых фракций в осадке, количеством в нем $C_{орг}$ и Fe и суммой редкоземельных элементов (РЗЭ) наблюдается положительная корреляция. Показано, что распределение большинства редких и рассеянных элементов в поверхностных осадках профиля контролируется, в том числе и аномалиями метана, создающими в них специфические физико-химические условия [39].

В публикации [1] распределение РЗЭ проанализировано в донных осадках всего восточно-арктического шельфа России. Авторами работы [1] установлено обогащение РЗЭ отложений моря

Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря, что связано с влиянием речных выносов Лены, водосбор которой в существенной степени сложен древними кристаллическими и магматическими породами с высоким содержанием легких лантаноидов. В донных осадках Чукотского моря, в которое через Берингов пролив поступает материал со специфическим составом РЗЭ, сумма РЗЭ, напротив, минимальна. Распределение РЗЭ в Восточно-Сибирском море контролируется гранулометрическим составом осадков; связь между суммой РЗЭ и содержанием $C_{орг}$ не выражена. Вместе с рядом других фактов это дает основание предполагать, что преобладающая часть РЗЭ поступает в составе материала терригенного сноса (размыв ледового комплекса и твердый сток рек). Корреляция содержаний лантаноидов с крупными фракциями осадков указывает, по мнению авторов работы [1], на привнос РЗЭ в осадки относительно глубоководных районов Восточно-Сибирского моря с материалом ледового разноса.

МАТЕРИАЛ

Для расшифровки особенностей формирования состава поверхностных донных осадков в восточной части Восточно-Сибирского моря использованы аналитические материалы (данные о содержании пелитовой фракции, $C_{орг}$, редких и рассеянных элементов в пелитовых алевролитах и алевроитовых пелитах¹, табл. 1), полученные в 2008 г. в экспедиции сотрудников ТОИ ДВО РАН и ФГУНПП “Севморгео” на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” [37–39]. Гранулометрический анализ осадков выполнен лазерно-дисперсионным методом на установке “Microtrac-100” в Тюменском отделении “СургутНИПИнефть” [39]. Определение элементного состава донных отложений проведено в ДВГИ ДВО РАН методами ICP-OES и ICP-MS [38]. Перед указанными исследованиями пробы не подвергались какой-либо предварительной обработке. Содержание $C_{орг}$ определено на анализаторе TOC-VCPN с приставкой для сжигания твердых проб SSV-5000A “SHIMADZU” в ТОИ ДВО РАН [39]. С учетом того, что пробы донных осадков были отобраны с использованием оборудования, не сохраняющего ненарушенный поверхностный слой и наилок, можно предполагать полученные авторами публикаций [37–39] содержания $C_{орг}$ несколько заниженными, однако они достаточно хорошо согласуются с результатами исследований, опубликованными в работах [3, 5, 30, 32, 33, 63], и, по всей видимости, могут рассматриваться как адекватно отражающие реальную ситуацию. Основываясь на данной в работе [30] оценке возможной средней скорости осадконакопления в Восточно-

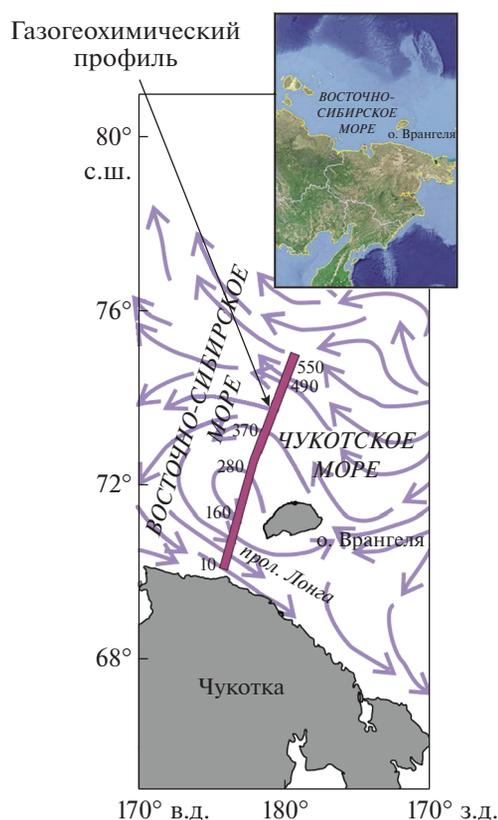


Рис. 1. Положение газогеохимического профиля, геохимические особенности проб поверхностных донных осадков которого обсуждаются в настоящей работе. Схема циркуляции вод на поверхности показана в соответствии с [2].

Сибирском море ~ 2 мм/год, можно думать, что интервал донных осадков мощностью 20 см формируется за период времени около 100 лет, т.е. не может фиксировать какие-то принципиальные изменения систем течений, обстановок седиментации и других параметров осадконакопления как в названном бассейне, так и в Чукотском море.

В ходе экспедиции по региональному газогеохимическому профилю длиной 550 км (от мыса Биллингса, $69^{\circ}58.07'$ с.ш., $175^{\circ}48.38'$ в.д., к подводному хр. Менделеева, $74^{\circ}42.63'$ с.ш., $179^{\circ}36.41'$ в.д.) на 56 станциях, располагавшихся через 10 км, ее участниками был выполнен отбор кернов поверхностных донных отложений и изучены особенности распределения концентраций углеводородных газов в их толще. Отбор проб проводился ударной прямооточной трубкой (длина 4 м, внутренний диаметр 60 мм) [37, 38].

Исходя из региональной ситуации, можно также предполагать, что определенный вклад в формирование поверхностных донных осадков вдоль регионального газогеохимического профиля, пройденного западнее о. Врангеля, могут оказывать и слагающие его образования. В геологической структуре

¹ Классификация осадков в соответствии с [37 и ссылки там].

Таблица 1. Содержание пелитовой фракции, $C_{орг}$, некоторых редких и рассеянных элементов (г/т) и значения их индикаторных отношений в пробах пелитовых алевроитов и алевроитовых пелитов, отобранных вдоль газогеохимического профиля в восточной части Восточно-Сибирского моря

Компоненты, индикаторные отношения	Номер станции										
	70	90	100	110	120	130	160	230	280	290	300
	Глубина моря, м										
	43	39	39	38	37	37	31	33	45	45	46
	Пелит, об. %										
	46.97	48.03	46.67	43.96	46.18	49.59	41.27	39.52	59.11	56.08	50.18
	$C_{орг}$, мас. %										
	1.72	1.58	1.39	1.74	1.65	1.46	1.27	1.44	2.15	2.08	2.06
Mn	300	300	300	300	300	300	200	300	300	300	300
Sc	6.20	12.60	12.00	11.70	12.10	11.70	10.10	10.60	12.70	13.20	12.50
V	125.90	146.60	136.30	142.70	145.00	140.50	121.20	130.10	179.80	183.90	173.50
Cr	68.00	73.00	68.00	68.00	72.00	82.00	59.00	59.00	78.00	83.00	76.00
Co	8.00	10.00	9.00	9.00	9.00	11.00	8.00	8.00	9.00	10.00	9.00
Ni	25.94	28.05	28.50	27.82	27.96	27.87	30.96	27.45	29.08	29.98	28.93
Cu	13.50	16.71	16.54	15.94	16.89	15.43	13.34	14.64	20.07	18.48	18.42
Y	13.45	17.17	16.69	15.57	16.21	15.99	15.33	16.20	15.60	16.27	16.13
La	22.76	24.97	22.80	23.04	24.84	23.27	24.05	23.10	20.57	21.65	22.67
Sm	4.45	4.99	4.74	4.61	5.03	4.70	4.75	4.67	4.34	4.49	4.63
Eu	0.89	0.98	0.95	0.89	0.94	0.94	0.94	0.91	0.86	0.94	0.92
Gd	4.00	4.52	4.15	4.08	4.21	4.09	4.09	4.07	3.74	4.10	3.97
Yb	1.59	1.75	1.78	1.64	1.76	1.70	1.61	1.73	1.67	1.61	1.75
Hf	1.71	2.40	2.22	2.12	2.28	2.37	2.23	2.26	2.02	2.16	2.24
Pb	12.72	18.73	15.25	14.51	14.74	14.54	12.86	13.37	16.47	16.23	16.70
Th	7.81	8.75	8.18	8.06	8.42	8.34	8.06	7.64	7.99	8.38	8.22
U	2.03	2.78	2.44	2.64	3.33	2.06	1.81	1.68	2.00	1.95	1.94
La/Sc	3.71	1.98	1.92	1.97	2.07	1.45	2.38	2.17	1.65	1.67	1.84
Th/Sc	1.26	0.70	0.68	0.69	0.69	0.71	0.80	0.72	0.63	0.64	0.66
Th/Co	0.98	0.88	0.91	0.90	0.93	0.75	1.01	0.95	0.89	0.84	0.91
Cr/Th	8.72	8.30	8.29	8.40	8.57	9.88	7.28	7.76	9.75	9.88	9.27
Th/U	3.85	3.15	3.35	3.05	2.53	4.05	4.45	4.55	4.00	4.30	4.24
Eu/Eu*	0.64	0.63	0.65	0.63	0.62	0.66	0.65	0.64	0.65	0.67	0.66
(La/Yb) _N	9.67	9.64	8.66	9.49	9.54	9.25	10.09	9.02	8.32	9.09	8.75
(Eu/Sm) _N	0.53	0.52	0.53	0.51	0.5	0.53	0.53	0.52	0.53	0.56	0.53

Таблица 1. Окончание

Компоненты, индикаторные отношения	Номер станции									
	330	350	370	380	410	440	470	500	520	560
	Глубина моря, м									
	61	54	55	55	56	63	70	99	127	200
	Пелит, об. %									
	45.93	46.47	48.72	72.51	39.51	45.34	39.29	45.69	47.76	55.27
	C _{орг} , мас. %									
	2.13	1.92	1.94	1.48	1.47	1.79	1.76	2.27	2.12	1.77
Mn	400	300	300	600	300	300	300	2700	7200	3200
Sc	12.40	11.90	12.90	15.00	11.20	12.30	12.20	14.04	13.50	15.50
V	189.00	175.30	177.20	157.80	159.80	173.30	165.20	215.80	214.20	276.80
Cr	75.00	73.00	76.00	92.00	66.00	73.00	81.00	86.00	80.00	82.00
Co	11.00	10.00	11.00	16.00	10.00	11.00	12.00	24.00	26.00	34.00
Ni	29.23	29.39	39.88	45.96	38.48	35.41	46.60	45.02	49.17	67.11
Cu	18.52	17.89	20.51		18.71	17.50	16.77	21.68	22.57	32.45
Y	16.05	15.64	16.21	18.36	15.24	15.44	16.16	15.91	15.28	16.46
La	20.84	21.59	22.49	26.11	23.36	23.88	24.21	22.93	22.32	23.46
Sm	4.44	4.64	4.60	5.40	4.38	4.68	4.83	4.75	4.48	4.90
Eu	0.85	0.91	1.08	1.21	1.03	1.07	1.09	1.09	1.03	1.13
Gd	3.96	4.09	4.42	4.93	4.22	4.46	4.46	4.39	4.32	4.64
Yb	1.69	1.65	1.86	2.03	1.62	1.81	1.81	1.79	1.68	2.02
Hf	2.14	1.93	2.08	2.30	1.88	2.12	2.08	2.15	2.00	2.23
Pb	17.57	16.80	19.12	19.91	15.42	16.57	15.34	18.81	18.45	19.78
Th	7.78	7.73	8.09	8.86	7.47	7.99	8.06	8.37	8.19	8.96
U	2.02	2.09	2.21	2.83	2.53	2.56	2.51	2.32	2.11	3.43
La/Sc	1.69	1.85	1.71	1.40	2.05	1.95	1.48	0.71	0.89	1.48
Th/Sc	0.63	0.65	0.63	0.59	0.67	0.65	0.66	0.60	0.61	0.58
Th/Co	0.71	0.77	0.74	0.56	0.75	0.73	0.68	0.35	0.32	0.26
Cr/Th	9.62	9.48	9.38	10.34	8.80	9.13	10.00	10.24	9.76	9.11
Th/U	3.85	3.70	3.66	3.13	2.95	3.12	3.21	3.61	3.88	2.61
Eu/Eu*	0.62	0.64	0.73	0.72	0.73	0.72	0.72	0.73	0.72	0.72
(La/Yb) _N	8.33	8.84	8.17	8.69	9.74	8.92	9.04	8.66	8.98	7.85
(Eu/Sm) _N	0.51	0.52	0.62	0.59	0.62	0.61	0.6	0.61	0.61	0.61

В данной таблице приведены сведения о содержании в поверхностных донных осадках газогеохимического профиля только тех редких и рассеянных элементов, что использованы при построении рассматриваемых нами диаграмм.

о. Врангеля выделяются метаморфический фундамент (врангелевский комплекс) и осадочный чехол, объединяющий отложения верхнего силура—среднего девона, верхнего девона—нижнего карбона, собственно карбона, перми и верхнего триаса [4, 13, 34, 35]. В составе врангелевского комплекса присутствуют тела гранито-гнейсов, мусковитовых и двуслюдяных гранитов (в том числе рассланцованных и милонитизированных), гранит-порфиоров и габбро-амфиболитов. Сведения об их геохимических особенностях приведены в публикациях [34, 52] и использованы в настоящей работе.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При работе с указанным материалом мы применили геохимические методы реконструкции состава пород-источников сноса, обычно используемые при исследовании осадочных пород разного возраста [23] и с успехом опробованные нами ранее на примере поверхностных донных осадков Белого, Каспийского и Баренцева морей [18–22, 24, 25, 27, 28]. Это анализ положения фигуративных точек состава поверхностных донных осадков на различных парных диаграммах (Cr/Th–Th/Sc, La/Sc–Th/Co, Sc–Th/Sc и др.), рассмотрение нормированных к тем или иным референтным геохимическим объектам (хондрит, PAAS, NASC и др.) спектров распределения РЗЭ, а также исследование вариаций значений различных индикаторных отношений редких и рассеянных элементов (Th/Cr, La/Sc и др.).

При этом мы считаем, что: 1) унаследованные от материнских пород содержания и отношения редких и рассеянных элементов в глинистых породах в большинстве случаев существенно не меняются в процессах литогенеза и регионального метаморфизма; 2) определенные типы магматических пород характеризуются определенными ассоциациями и соотношениями редких и рассеянных элементов (так, для кислых магматических образований характерны на один-два порядка более высокие, нежели для пород основного состава, значения отношений Th/Sc, La/Sc, La/Co, Th/Co, Th/Cr и V/Ni, и, наоборот, основные магматические породы имеют на один-два порядка более высокие значения Cr/Zr, Cr/V и ряда других индикаторных отношений); 3) состав пород источников сноса и тип размывавшейся верхней континентальной коры в определенной степени контролируют и разнообразие нормированных по хондриту спектров распределения РЗЭ в осадочных породах (например, магматические породы основного состава характеризуются низкими отношениями легких лантаноидов к тяжелым ($ЛРЗЭ/ТРЗЭ < 4–5$) и не имеют выраженной отрицательной Eu аномалии, тогда как кислым породам свойственны высокие отношения ЛРЗЭ/

ТРЗЭ (>8) и отчетливая отрицательная Eu аномалия). Эти представления, впервые высказанные в публикациях середины 1980-х гг. [11, 17, 29, 46–49, 51, 53–56, 61–65 и др.], актуальны и в настоящее время.

Для оценки локальных окислительно-восстановительных обстановок в бассейне седиментации использовано отношение Th/U [44, 69 и ссылки в этих работах]. Торий имеет только одну валентность (4+), и его концентрация в осадках не зависит от редокс-параметров среды. Уран принадлежит к категории элементов, чувствительных к вариациям окислительно-восстановительных характеристик водной колонны или поровых флюидов осадка, и, обладая в восстановительных обстановках валентностью 4+, выводится из морской воды в осадки [57, 58]. Исходя из сказанного, в окислительных фациях значения параметра Th/U будут сходны с его величиной в континентальной коре (3.89, [62]), тогда как удаление U в осадок в аноксических обстановках способствует существенному снижению Th/U (например, в черных сланцах зон апвеллинга Намибийского шельфа величина Th/U составляет ~ 0.34 [45 и ссылки там]), а в черных сланцах кембрия Северо-Таримского бассейна этот параметр варьируется от 0.02 до 0.31 [68]).

Учитывая, что большинством специалистов признается существенным вклад в формирование поверхностных донных осадков Восточно-Сибирского моря речных выносов, мы рассмотрели также положение фигуративных точек осадков его восточной части на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* , $(La/Yb)_N$ – $(Eu/Sm)_N^2$ и $(La/Yb)_N$ –Th [20, 26], позволяющих судить о типах речных систем, транспортировавших тонкую алюмосиликокластику в конечные водоемы стока.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Среднее содержание пелитовой фракции в использованных нами для данного исследования пробах (всего – 21 шт.) пелитовых алевритов и алевритовых пелитов составляет 48.29 ± 7.60 об. % (минимальное содержание – 39.29, максимальное – 72.51 об.%). Среднее содержание $C_{орг}$ в этой выборке равно 1.77 ± 0.29 мас. % (минимум – 1.27, максимум – 2.27 мас. %).

Свойственные пелитовым алевритам и алевритовым пелитам содержания марганца (200–7200 г/т), а также значения отношения Th/U

² Так как во многих литературных источниках сведения о распределении РЗЭ в современных донных осадках морей Российской Арктики и впадающих в них крупных рек в силу разных причин неполные, мы [26] были вынуждены использовать не только диаграмму $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* , но и оперировать при анализе величины Eu аномалии ее “заместителем” – $(Eu/Sm)_N$ [8]. Это сделано и в настоящей работе.

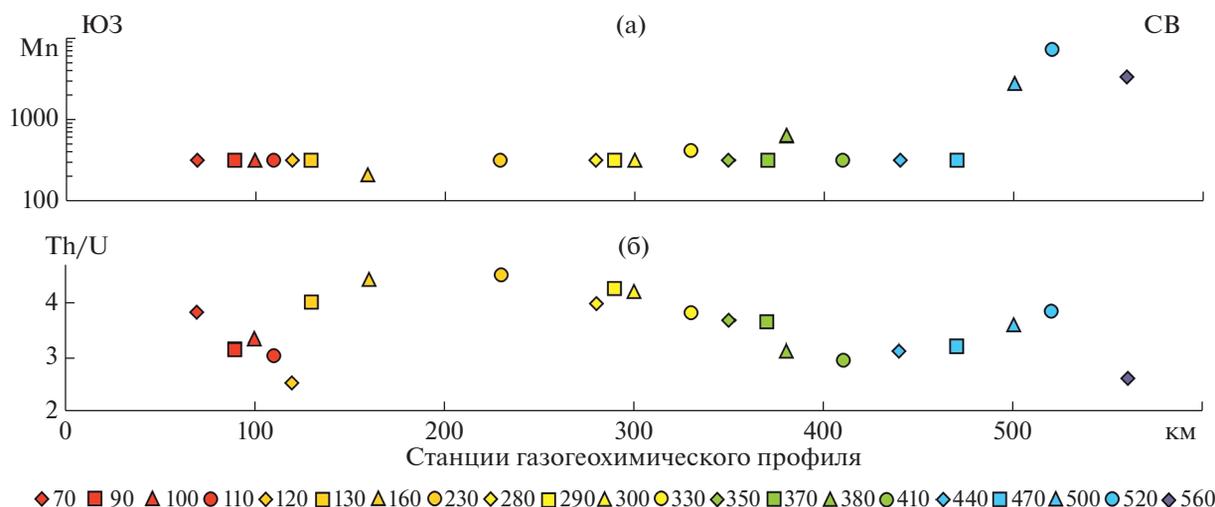


Рис. 2. Распределение содержания Mn (г/т) (а) и значений Th/U (б) в пробах поверхностных донных осадков газогеохимического профиля.

(2.53–4.55) позволяют считать, что на всем протяжении исследованного в 45-м рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” газогеохимического профиля поверхностный слой осадков характеризовался окисленным состоянием. В распределении величин указанных параметров вдоль профиля нет каких-либо определенных закономерностей (рис. 2), за исключением того, что наличие в осадках аномалий метана создает специфические физико-химические условия и способствует концентрированию на ряде станций Mn [39].

Между содержанием в пробах пелитового компонента и некоторых редких и рассеянных элементов наблюдается умеренная или выраженная положительная корреляция. Так, для La, V, Co, Hf и U значения коэффициента корреляции (r) составляют от 0.32 до 0.49, а для Yb, Th, Pb, Cr и Sc они несколько выше (0.66...0.75).

Между содержанием $C_{орг}$ и некоторыми редкими и рассеянными элементами также можно видеть умеренную или выраженную положительную корреляцию. Для Yb, Co, Hf и U величины коэффициента корреляции с $C_{орг}$ варьируются от 0.19 до 0.49; при этом между содержанием La и $C_{орг}$ корреляция практически отсутствует ($r = 0.05$). Напротив, Th, V, Pb, Cr и Sc обладают величинами r от 0.59 (Th) до 0.76 (V и Cr).

Эти данные не противоречат представлениям о том, что распределение редких и рассеянных элементов в поверхностном слое осадков вдоль газогеохимического профиля контролируется рядом факторов — содержанием $C_{орг}$, пелитовой фракции и органоминеральных/металлоорганических комплексов (Fe, V, Cr, Pb, Ba, Th, Hf, U, PЗЭ и др.), а также присутствием в осадках аномалий метана (Mn, Cu) [38, 39], однако точно

оценить вклад каждого фактора на имеющемся материале достаточно трудно.

Между величинами индикаторных отношений Th/Co, Th/Sc, La/Sc и Th/Cr и содержанием в пелитовых алевритах и алевритовых пелитах пелитового компонента и $C_{орг}$ наблюдается отрицательная корреляция.

Нормирование содержаний ряда редких и рассеянных элементов в поверхностных донных осадках по профилю, расположенному к западу от о. Врангеля, к среднему постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS, [64]) показало, что только среднее содержание V в рассматриваемой нами выборке несколько больше, чем в данном референтном геохимическом объекте (1.12 PAAS). Среднее содержание остальных элементов (Sc, Cr, Co, Ni, Cu, Y, La, Gd, Yb, Hf, Pb, Th и U) варьируется от 0.37 (Cu) до 0.91 (Gd) PAAS. Максимальные концентрации перечисленных элементов изменяются от 0.48 (Hf) до 1.85 (V) PAAS (рис. 3). Сумма лантаноидов, за исключением Ho, варьируется в исследованных нами пробах от ~105 до ~135 г/т. В PAAS сумма PЗЭ составляет ~185 г/т. Это показывает (при условии хорошего качества аналитики), что содержание пелитового компонента — одного из основных концентраторов многих редких и рассеянных элементов в донных осадках — в исследованных пробах несколько меньше, чем в PAAS. Предполагать же специфический состав размывавшихся в области питания комплексов пород, веских оснований у нас нет. В целом по профилю в однотипных по гранулометрическому составу образцах (пелитовые алевриты и алевритовые пелиты) не наблюдается какой-либо выраженной тенденции к росту содержания элементов от континента в сторону открытого моря.

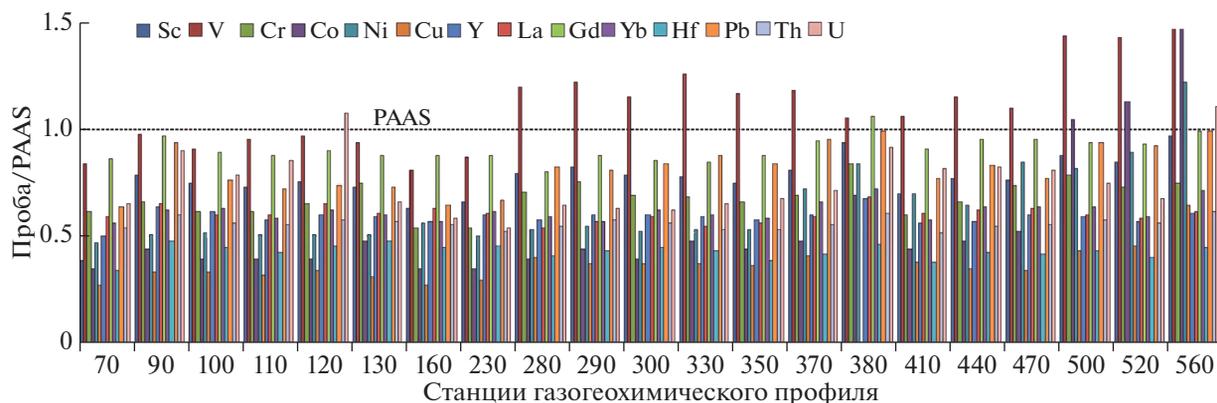


Рис. 3. Нормированное к РААС распределение некоторых редких и рассеянных элементов в пробах поверхностных донных осадков, отобранных на газогеохимическом профиле, расположенном к западу от о. Врангеля.

На диаграмме Cr/Th–Th/Sc [43, 47] точки проб поверхностных донных осадков из рассматриваемой нами выборки весьма компактно расположены в области значений, предполагающих, что в их составе присутствует порядка 20–30% продуктов размыва основных магматических пород (рис. 4а). В то же время, если рассматривать положение каждой индивидуальной пробы на данном графике, видно, что те из них, что отобраны мористее (например, пробы 290...560), характеризуются несколько большей долей основного компонента (рис. 4б).

На диаграмме La/Sc–Th/Co [49] все фигуративные точки проб донных осадков также тяготеют к области составов, характерных для продуктов разрушения магматических пород кислого состава (рис. 4в). В то же время пробы, отобранные на станциях 500, 520 и 560, занимают здесь несколько обособленное положение, будучи смещенными от остальной совокупности точек в сторону меньших значений отношения Th/Co. Это дает основание считать, что доля продуктов разрушения пород основного состава в них, по всей видимости, немного выше, чем в остальных пробах.

Весьма компактно расположены все точки проб и на диаграмме Sc–Th/Sc [50] (рис. 4г). К сожалению, в известной нам литературе отсутствуют сведения о содержании Cr, Th, Sc и Co в поверхностных донных осадках Чукотского моря, а также западной и центральной частей Восточно-Сибирского моря (или всего моря в целом). Это не позволяет сравнить распределение на приведенных выше диаграммах точек состава поверхностных проб осадков, отобранных по профилю к западу от о. Врангеля, с данными по составу поверхностных осадков указанных морей.

Средняя величина индикаторного отношения La/Sc для всей выборки проб составляет 1.81 ± 0.59 (минимум – 0.71, максимум – 3.71; последнее значение характерно для пробы 70, отобранной в начале газогеохимического профиля). Распреде-

ление его значений в индивидуальных пробах вдоль профиля достаточно равномерное (рис. 5а), хотя ряд проб (например, отобранные на станциях 500 и 520), расположенных на максимальном расстоянии от берега, по присущим им величинам La/Sc несколько ближе к средним известково-щелочным базальтам позднего протерозоя (0.39, по [46]), чем основная масса проб в анализируемой нами выборке.

Примерно так же распределены вдоль газогеохимического профиля величины Th/Sc. Среднее значение данного индикаторного отношения для всей совокупности проб составляет 0.69 ± 0.14 (в средних известково-щелочных базальтах позднего протерозоя – 0.08 [46]). Минимальная величина Th/Sc составляет 0.58 (проба 560), максимальная равна 1.26 (проба 70). Это как будто бы указывает на заметное снижение значения данного отношения в сторону от берега, но при исключении “аномальной” пробы 70 можно видеть, что распределение значений Th/Sc в индивидуальных пробах вдоль газогеохимического профиля достаточно однообразное (рис. 5б).

Почти столь же однообразным представляется распределение в пробах по профилю значений отношения Cr/Th (рис. 5в). Его средняя величина составляет 9.15 ± 0.83 при изменении в коридоре от 7.32 до 10.38. Как и в случае двух других рассмотренных выше индикаторных отношений, величины Cr/Th в поверхностных донных осадках западной о. Врангеля заметно ближе к значению данного параметра в РААС (7.53), нежели к тем, что характерны для средних известково-щелочных базальтов позднего протерозоя (58.46) или средним протерозойским гранитам (1.00, все по [46]).

Распределение значений индикаторного отношения $(La/Yb)_N^3$ в индивидуальных пробах вдоль профиля имеет, напротив, иной характер (рис. 5г). Средняя величина данного параметра для всей

³ Здесь и далее все нормировано по хондриту [64].

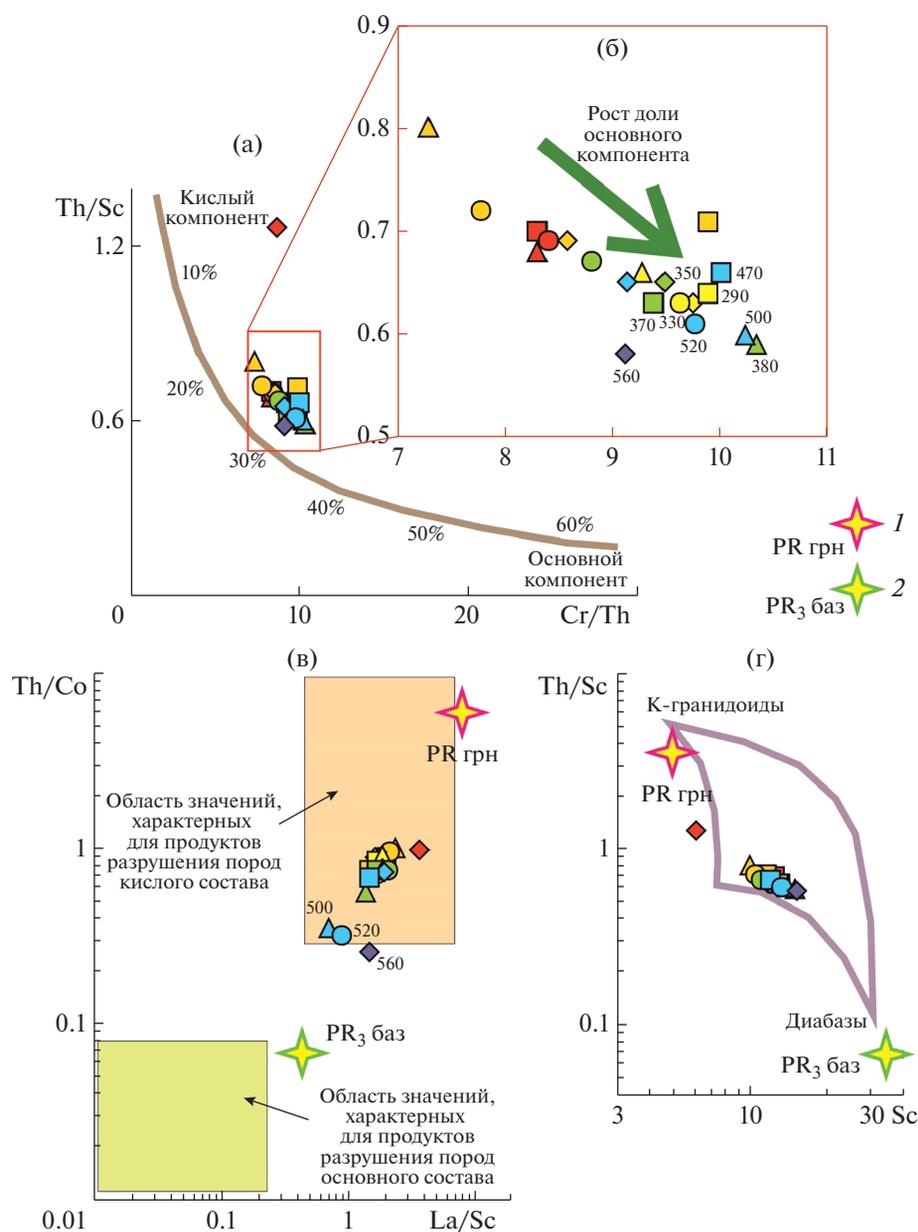


Рис. 4. Положение точек состава поверхностных донных осадков, отобранных на газогеохимическом профиле западнее о. Врангеля на диаграммах Cr/Th–Th/Sc (а, б), La/Sc–Th/Co (в) и Sc–Th/Sc (г).

1 – средние протерозойские граниты; 2 – средние позднепротерозойские известково-щелочные базальты, все по [46]. Здесь и далее число у точки индивидуальной пробы отвечает номеру станции, на которой они отобраны.

выборки проб составляет 8.99 ± 0.57 (минимум – 7.85, максимум – 10.09). Это заметно выше, чем среднее значение $(La/Yb)_N$ для известково-щелочных базальтов позднего протерозоя (3.38, по [46]) и коридор значений $(La/Yb)_N$ (1.15...3.72) для амфиболитов о. Врангеля. Для гранитов, милонитизированных и расланцованных их разностей и риолитов о. Врангеля свойственен диапазон значений $(La/Yb)_N$, полностью перекрывающий вариации данного параметра в поверхностных донных осадках газогеохимического профиля (соответственно 3.49...34.70 и 7.85... 10.09). Если

рассматривать только мусковитовые граниты (образцы 14-012-03 и 14-040-01 [52]), то значения $(La/Yb)_N$ для них составляют 3.49 и 10.75, и это позволяет думать, что названные магматические образования могли являться источниками тонкой алюмосиликоккластики для поверхностных донных осадков восточной части Восточно-Сибирского моря.

Примечательно, что в целом вся рассматриваемая нами совокупность проб характеризуется величинами $(La/Yb)_N$, заметно меньшими, чем поверхностные донные осадки западной части

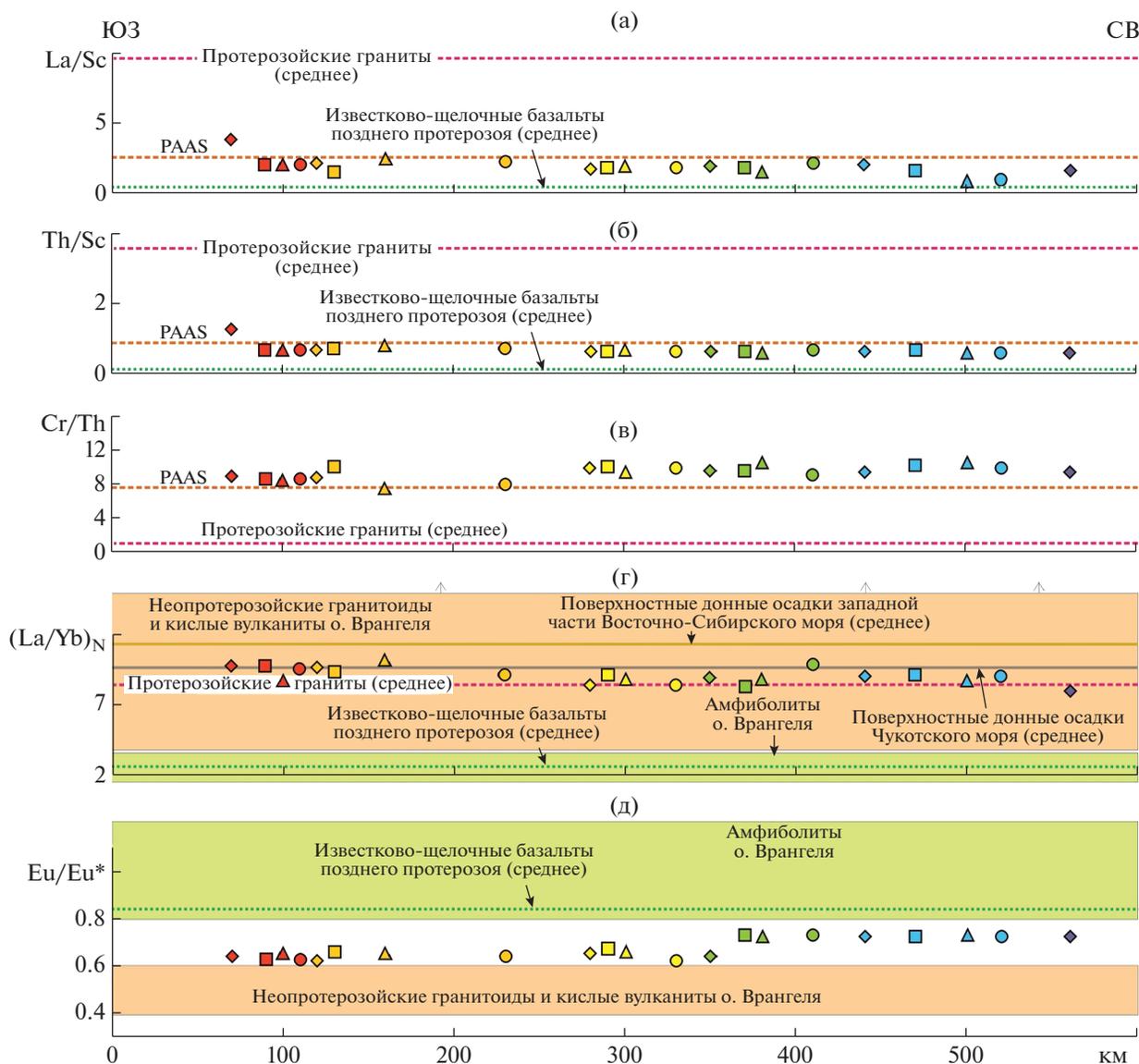


Рис. 5. Распределение значений La/Sc (а), Th/Sc (б), Cr/Th (в), (La/Yb)_N (г) и Eu/Eu* (д) в пробах поверхностных донных осадков газогеохимического профиля. Условные обозначения – см. рис. 2.

Восточно-Сибирского моря, для которых данный параметр равен 11.30 (рассчитано по данным [1]). Для многих из проб (например, пробы, отобранные на станциях 100, 230, 280, 300...380, 440 и др.) величина отношения (La/Yb)_N также меньше, чем средняя величина данного параметра для поверхностных донных осадков Чукотского моря (9.80, рассчитано по данным, приведенным в публикации [1]).

Наконец, величина отрицательной европейской аномалии в поверхностных осадках профиля ведет себя заметно иначе, чем все другие, рассмотренные выше индикаторные отношения. В целом для исследуемой выборки проб пелитовых алевролитов и алевролитовых пелитов ее среднее

значение составляет 0.67 ± 0.04 (минимум – 0.62, максимум – 0.73). Однако на рис. 5д хорошо видно, что в пробах со станций 70...350 значение $Eu/Eu^*_{\text{среднее}}$ равно 0.64 ± 0.01 , а в пробах, отобранных мористее (пробы со станций 370...560), этот параметр составляет 0.72 ± 0.01 , т.е. отрицательная европейская аномалия значимо ниже. Хорошо выражено различие проб двух указанных групп и на графике распределения РЗЭ, нормированных к хондриту (рис. 6).

Обратимся теперь, учитывая, что формирование поверхностных донных осадков шельфовых морей Российской Арктики происходит при существенном влиянии речного стока, к распределению точек состава проб пелитовых алевролитов и

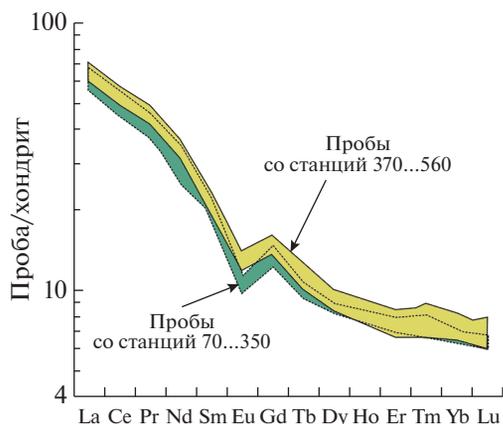


Рис. 6. Спектры распределения нормированных к хондриту лантаноидов в поверхностных донных осадках газогеохимического профиля.

алевритовых пелитов газохимического профиля на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N - (Eu/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N - Th$ [20, 26], где с учетом данных публикации [42] показаны области состава алеврито-пелитовых осадков, образованных под влиянием крупных рек, а также рек, дренирующих водосборы, сложенные преимущественно осадочными, магматическими и метаморфическими и вулканическими образованиями.

На диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ точки исследуемой нами совокупности проб сосредоточены в зоне перекрытия областей состава алеврито-пелитовых осадков крупных рек и рек, питающихся преимущественно продуктами размыва осадочных пород (рис. 7а). На этом графике по данным, приведенным в работах [34, 52], показаны также

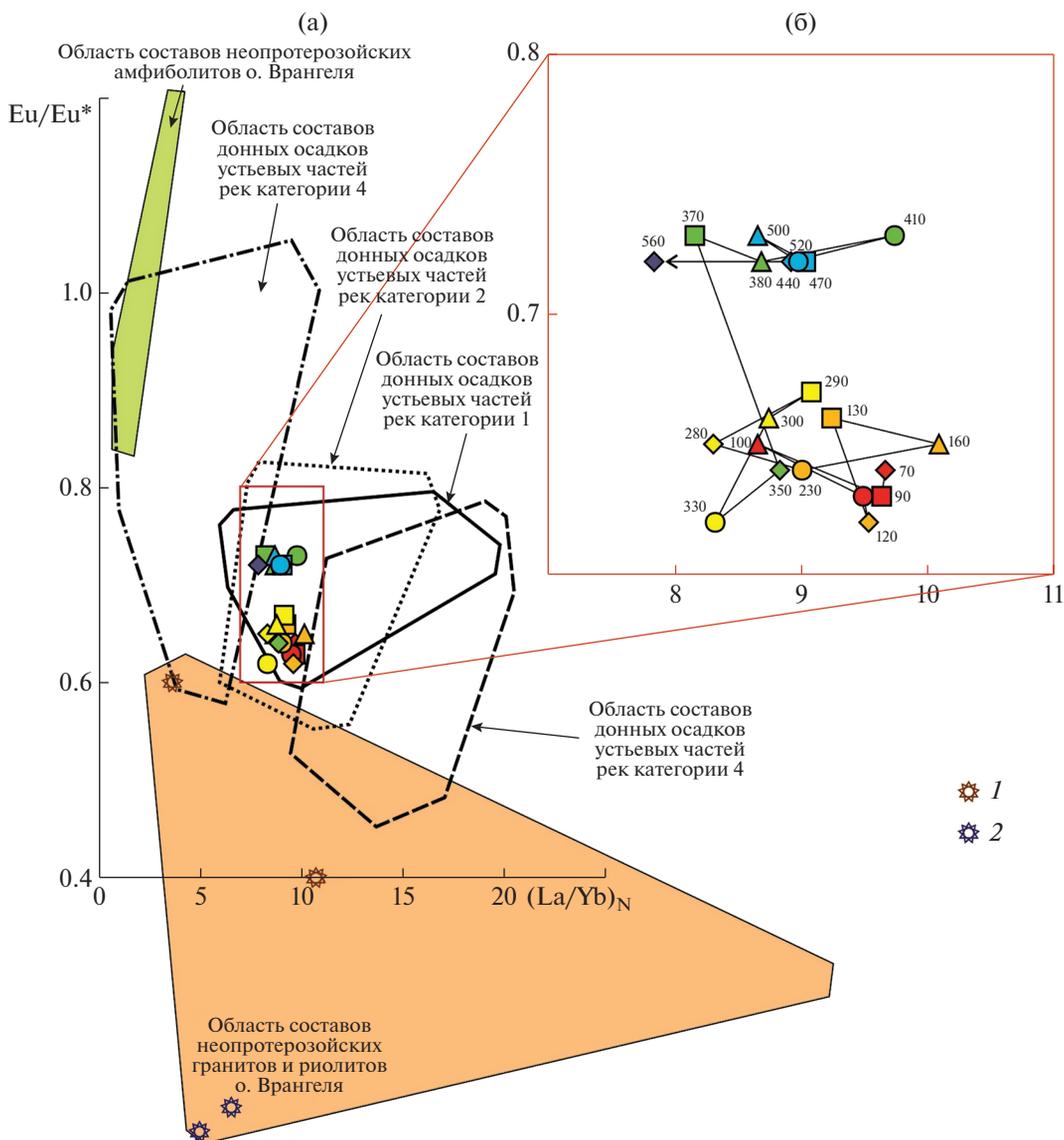


Рис. 7. Распределение точек проб пелитовых алевритов и алевритовых пелитов, отобранных вдоль газогеохимического профиля, на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$. 1 – мусковитовые граниты; 2 – риолиты.

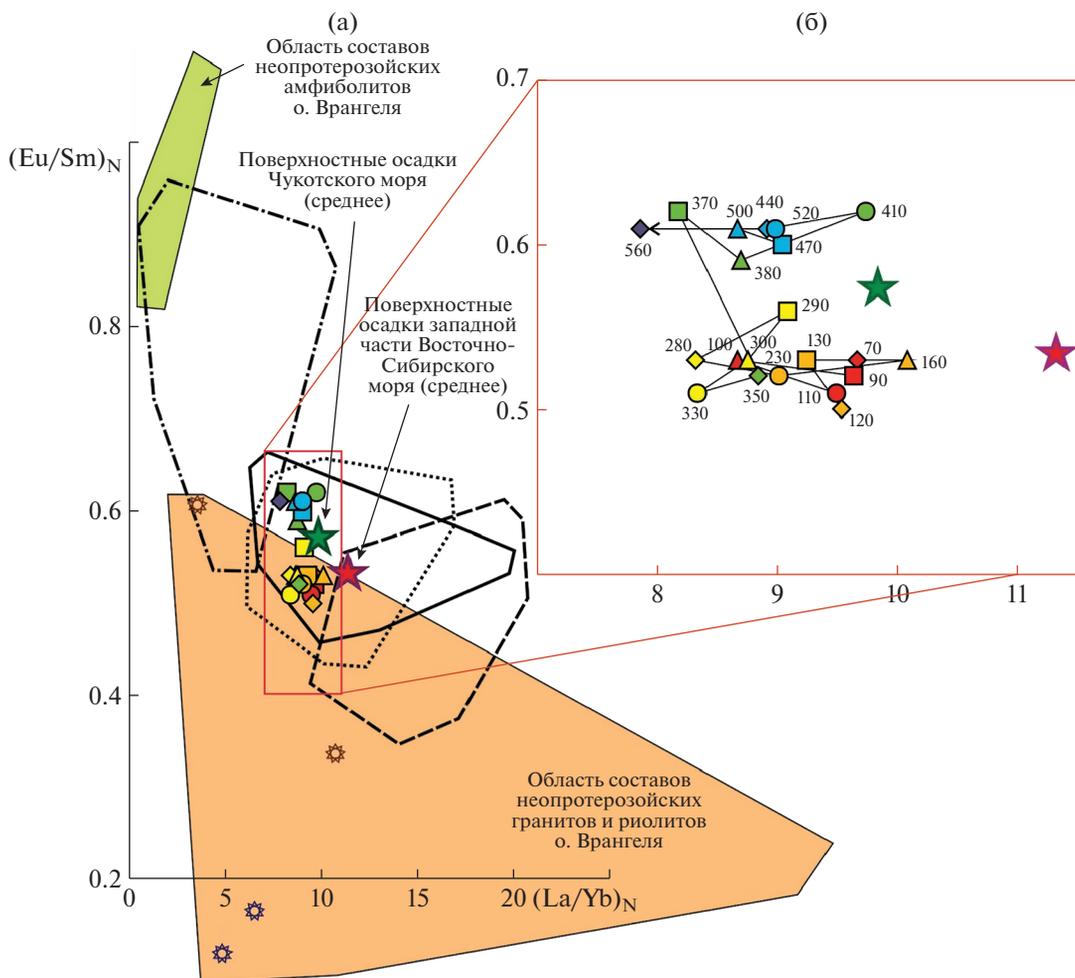


Рис. 8. Распределение точек проб пелитовых алевроитов и алевроитовых пелитов, отобранных вдоль газогеохимического профиля, на диаграмме $(La/Yb)_N - (Eu/Sm)_N$. Условные обозначения – см. рис. 2 и 7.

области состава неопротерозойских амфиболитов, гранитов и риолитов о. Врангеля. Очевидно, что последние, скорее всего, не могут рассматриваться как источники тонкой алюмосиликокластики для поверхностных донных осадков газогеохимического профиля, расположенного западнее о. Врангеля, так как присущие им значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* заметно отличаются от тех, что характерны для восточной части Восточно-Сибирского моря. И на основной диаграмме, и на врезке к ней (рис. 7б) хорошо видно, что в составе совокупности проб осадков, отобранной вдоль указанного профиля, есть две группы. К первой, обладающей значениями $Eu/Eu^* < 0.67$, относятся пробы, отобранные на станциях 70...350. Пробы второй группы имеют меньшие величины отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* > 0.70$) при примерно тех же значениях $(La/Yb)_N$, что и пробы первой группы.

На графике $(La/Yb)_N - (Eu/Sm)_N$ (рис. 8а) вся совокупность проб, отобранных вдоль газогеохи-

мического профиля, сосредоточена в зоне перекрытия областей состава алевроито-пелитовых осадков крупных рек и рек, дренирующих водосборы, сложенные в основном осадочными породами. Указанная совокупность проб также распадается на две группы, характеризующиеся разными величинами $(Eu/Sm)_N$. К первой группе принадлежат пробы, отобранные на станциях 70...350, ко второй – пробы со станций 370...560 (рис. 8б). По величине $(Eu/Sm)_N$ пробы первой группы сопоставимы с поверхностными донными осадками западной части Восточно-Сибирского моря, тогда как в пробах второй группы названный параметр несколько выше, чем средняя его величина для поверхностных донных осадков Чукотского моря. Положение области составов неопротерозойских амфиболитов о. Врангеля на данном графике, так же как и на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$, заметно отличается от положения точек поверхностных донных осадков газогеохимического профиля, тогда как область со-

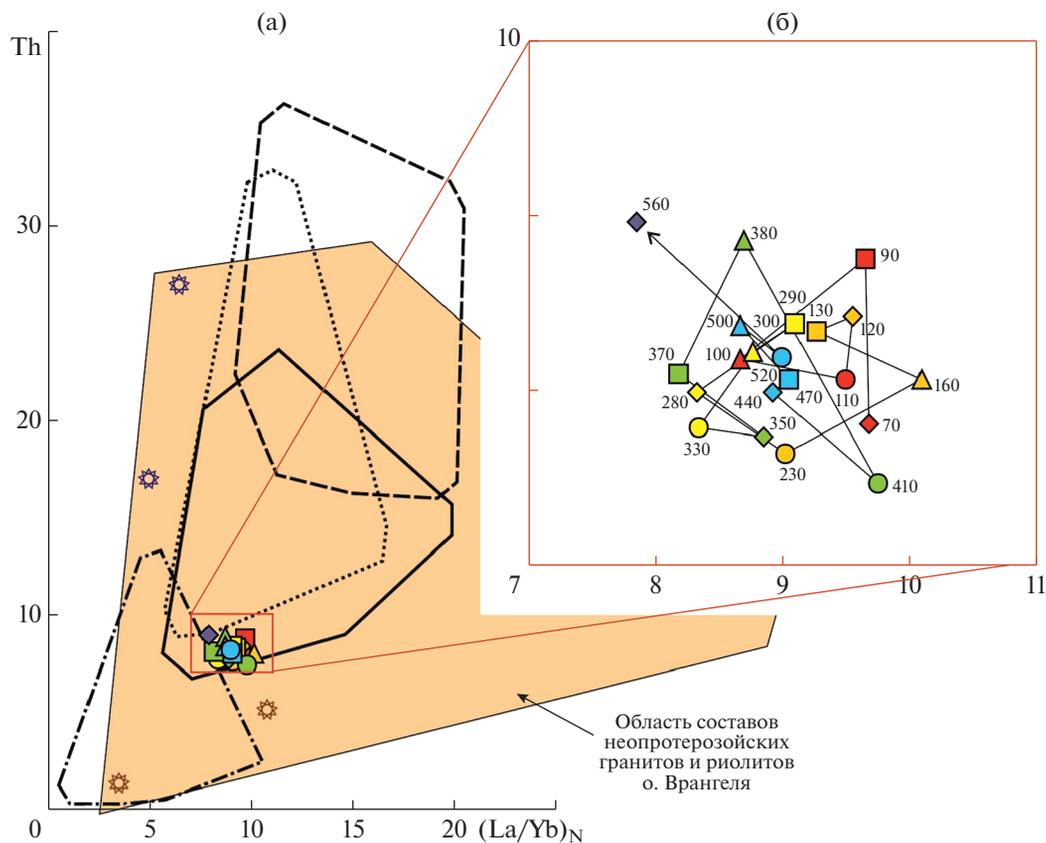


Рис. 9. Распределение точек проб пелитовых алевритов и алевритовых пелитов, отобранных вдоль газеогимического профиля, на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Th. Условные обозначения – см. рис. 2 и 7.

ставов гранитов и риолитов того же возраста имеет перекрытие с осадками первой группы. Однако представляется, что указанное обстоятельство не свидетельствует в пользу того, что кислые магматические породы врангелевского комплекса могли быть реально источниками тонкой алюмосиликокластики для осадков первой группы. Положение индивидуальных точек и мусковитовых гранитов, и их тектонизированных разновидностей, и риолитов на данном графике заметно иное, чем точек поверхностных донных осадков. Существенное сходство распределения точек состава поверхностных донных осадков на графиках $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu* и $(La/Yb)_N$ -(Eu/Sm)_N показывает, что (Eu/Sm)_N действительно является хорошим “заменителем” Eu/Eu* в случаях отсутствия в распоряжении исследователя полных спектров РЗЭ.

Наконец, на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Th точки пелитовых алевритов и алевритовых пелитов, пробы которых отобраны вдоль газеогимического профиля западнее о. Врангеля, весьма компактно расположены в области составов алеврито-пелитовых осадков крупных рек (рис. 9а). Какие-либо группы в составе данной совокупности выделены

здесь быть не могут (рис. 9б). Представленная на данном графике область составов неопротерозойских кислых магматических пород врангелевского комплекса характеризуется существенным перекрытием с областями состава алеврито-пелитовых осадков всех четырех категорий рек, но образующие его индивидуальные точки гранитов и риолитов характеризуются заметно иным положением, нежели рассматриваемая нами совокупность проб восточной части Восточно-Сибирского моря. Это делает предположение о формировании последних за счет материала, поступавшего с о. Врангеля, маловероятным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенная на рис. 1 схема циркуляции поверхностных вод на западе Чукотского и востоке (в окрестностях о. Врангеля) Восточно-Сибирского морей и данные работ [6, 36, 59, 67 и др.], предполагают, что в указанной части Российского восточно-арктического шельфа происходит перенос тонкой алюмосиликокластики из Берингова моря в Чукотское море и далее на запад. Так как в районе о. Врангеля течения характеризуются

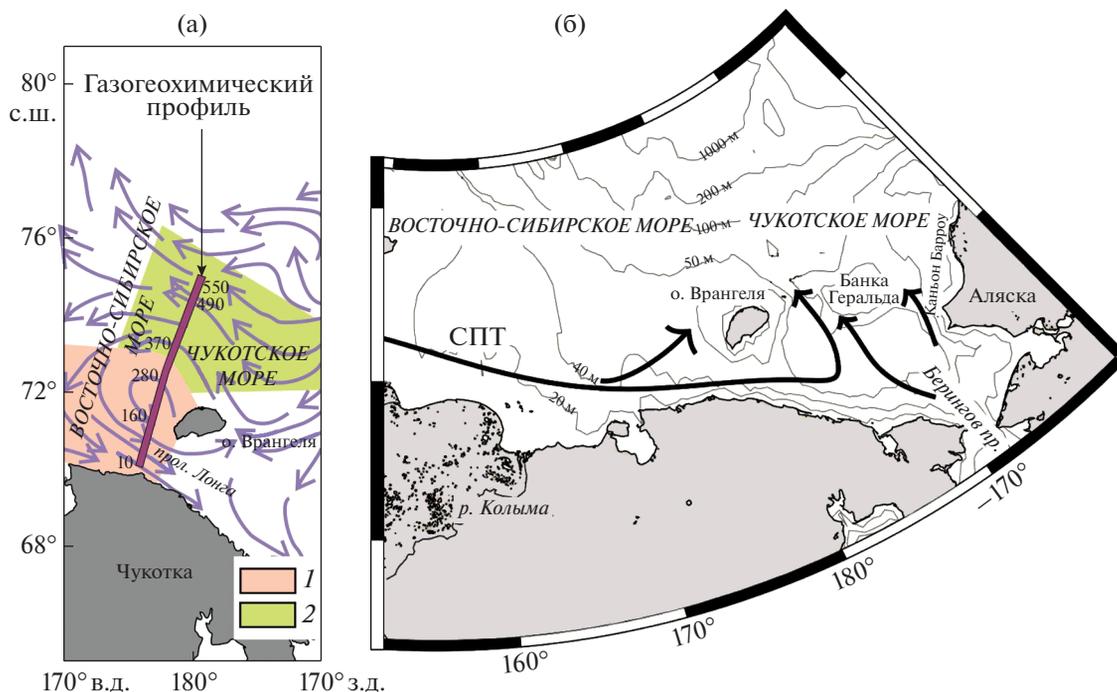


Рис. 10. Предполагаемое по геохимическим данным распределение поверхностных донных осадков, сформированных за счет разных источников в окрестностях о. Врангеля (а) и схема распределения здесь основных течений по данным [66] (б).

1 – осадки с геохимическими характеристиками, сходными с осадками Восточно-Сибирского моря; 2 – осадки с геохимическими характеристиками, сходными с осадками Чукотского моря. СПТ – Сибирское прибрежное течение. Остальные условные обозначения – те же, что на рис. 1.

ся циклонической направленностью, то можно ожидать, что на всем протяжении 550-километрового газогеохимического профиля, пройденного в 2008 г. западнее о. Врангеля экспедицией на НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, состав тонкозернистых поверхностных данных осадков должен быть схожим с составом донных отложений Чукотского моря.

Выполненный нами анализ геохимических особенностей проб пелитовых алевроитов и алевроитовых пелитов, отобранных вдоль указанного газогеохимического профиля, показал, однако, что это не совсем так. Исследованная совокупность проб по величинам индикаторных соотношений Cr/Th , Th/Co , La/Sc , а также европиевой аномалии, Eu/Eu^* и $(Eu/Sm)_N$, разбивается на две группы. В состав первой входят пробы, отобранные на станциях 70...350 регионального газогеохимического профиля, в состав второй – пробы, отобранные на станциях 370...560, т.е. дальше от берега и северо-западнее о. Врангеля, как раз в области течений из Чукотского моря.

На диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N - (Eu/Sm)_N$ точки исследованной совокупности проб сосредоточены в зоне перекрытия областей состава алевроито-пелитовых осадков крупных рек (реки категории 1 по [26]) и рек, питающихся

преимущественно продуктами размыва осадочных пород (реки категории 2 [26]). Состав поверхностных донных осадков газогеохимического профиля на данных диаграммах, так же как и на диаграмме $(La/Yb)_N - Th$, достаточно отчетливо отличается от состава известных на о. Врангеля неопротерозойских амфиболитов, гранитоидов и риолитов, поэтому последние, скорее всего, не могли являться источниками тонкой алюмосиликокластики для них.

Положение точек индивидуальных проб поверхностных донных осадков, отобранных западнее и северо-западнее о. Врангеля на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N - (Eu/Sm)_N$, также показывает существование в составе исследованной нами выборки двух групп проб. К первой относятся пробы, отобранные на станциях 70...350, ко второй – пробы со станций 370...560. Пробы первой группы по величинам Eu/Eu^* и $(Eu/Sm)_N$ сопоставимы или достаточно близки к поверхностным донным осадкам западной и центральной частей Восточно-Сибирского моря. Пробы второй группы по указанным параметрам ближе к их средним величинам, характерным для поверхностных донных осадков Чукотского моря. Это дает основание думать, что поверхностные донные осадки к северо-западу от о. Врангеля сфор-

мированы под влиянием течений, выносящих тонкую алюмосиликокластику из Чукотского моря, тогда как в их “тени”, западнее о. Врангеля (рис. 10а), состав осадков контролируется в основном материалом, поступающим из западных и центральных районов Восточно-Сибирского моря с Сибирским прибрежным течением и проходящими, по представлениям авторов работы [66 и ссылки в этой статье], западнее и северо-западнее о. Врангеля его ветвями (рис. 10б).

Благодарности. Автор искренне признателен М.И. Тучковой за помощь в подборе литературы, М.Д. Кравчишиной и В.П. Шевченко за консультации по ряду вопросов и Н.С. Глушковой за подготовку иллюстраций к данной работе.

Источник финансирования. Исследования выполнены в рамках госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Астахов А.С., Семилетов И.П., Саттарова В.В. и др.* Редкоземельные элементы донных осадков восточно-арктических морей России как индикаторы терригенного сноса // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 4. С. 451–455.
2. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. М.: Управление навигации и океанографии МО РФ, 1980. 184 с.
3. Биогеохимия органического вещества арктических морей / Под ред. Грамберга И.С. М.: Наука, 1982. 240 с.
4. *Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.* Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника. 2015. № 3. С. 3–35.
5. *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.
6. *Вологина Е.Г., Калужин И.А., Дарьин А.В. и др.* Позднеголоценовое осадконакопление в активных геологических структурах Чукотского моря // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 199–219. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0345>
7. *Друщиц В.А., Садчикова Т.А.* Позднекайнозойское терригенное осадконакопление на шельфе Восточной Арктики // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2013. Т. 1. С. 280–282.
8. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
9. *Дударев О.В.* Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. 49 с.
10. *Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е. и др.* Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Томск: Изд-во ТПУ, 2016. 192 с.
11. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Скларова Е.В. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
12. *Калиненко В.В.* Глинистые минералы в осадках Арктических морей // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 418–429.
13. *Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др.* Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
14. *Левитан М.А., Васнер М., Нюрнберг Д., Шелехова Е.С.* Средний состав ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Северного Ледовитого океана // Докл. АН. 1995. Т. 344. № 3. С. 364–366.
15. *Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
16. *Лисицын А.П.* Ледовая седиментация в морях и океанах. М.: Наука, 1994. 448 с.
17. *Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.
18. *Маслов А.В., Козина Н.В., Ключиткин А.А. и др.* Распределение редкоземельных элементов и систематика $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современных донных осадках Каспийского моря // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 2. С. 203–207.
19. *Маслов А.В., Козина Н.В., Ключиткин А.А. и др.* Распределение ряда редких и рассеянных элементов в современных донных осадках Каспийского моря // Океанология. 2016. Т. 56. № 4. С. 605–617.
20. *Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П. и др.* Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек Мира: опыт сопоставления // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 2. С. 195–201.
21. *Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Политова Н.В. и др.* Изотопный состав Nd, Pb и Sr современных донных осадков Баренцева моря // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 1. С. 71–75.
22. *Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Политова Н.В. и др.* Распределение редких и рассеянных элементов и изотопный состав Nd, Pb и Sr в современных донных осадках Баренцева моря // Геохимия. 2020. Т. 65. № 6. С. 566–582.
23. *Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Титов Ю.В., Червяковская М.В.* Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20. № 1. С. 40–62.
24. *Маслов А.В., Политова Н.В., Козина Н. и др.* Редкие и рассеянные элементы в современных донных осадках Баренцева моря // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 1. С. 3–27.
25. *Маслов А.В., Политова Н.В., Шевченко В.П. и др.* Систематика Co, Hf, Se, Sr, Th и редкоземельных элементов в современных донных осадках Баренцева моря // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 2. С. 81–86.
26. *Маслов А.В., Шевченко В.П.* Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий/классов рек мира и ряда крупных рек Российской Арктики // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 59–78.

27. Маслов А.В., Шевченко В.П., Подковыров В.Н. и др. Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 6. С. 463–492.
28. Маслов А.В., Шевченко В.П., Ронкин Ю.Л. и др. Систематика Th, Sr, Hf, Co и редкоземельных элементов в современных донных осадках Белого моря и бассейна нижнего течения р. Северная Двина // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 214–220.
29. Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф. и др. Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018. 382 с.
30. Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Асадулин Э.Э. и др. Экологическое состояние и минералого-геохимические характеристики донных осадков Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 595–610.
31. Николаева Н.А., Деркачев А.Н., Дударев О.В. Особенности минерального состава осадков шельфа восточной части моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 529–538.
32. Панова Е.В., Рубан А.С., Дударев О.В. и др. Литологические особенности донных осадков и их влияние на распределение органического материала на территории восточно-сибирского шельфа // Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 8. С. 94–105.
33. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 300 с.
34. Соколов С.Д., Силантьев С.А., Моисеев А.В. и др. Амфиболиты метаморфического фундамента о. Врангеля: возраст, природа протолита и условия метаморфизма // Геохимия. 2019. Т. 64. № 12. С. 1222–1246.
35. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В. и др. Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 3–18.
36. Чаркин А.Н. Особенности современного осадкообразования в Восточно-Сибирском море. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2012. 26 с.
37. Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И. Некоторые газогеохимические особенности осадков Восточно-Сибирского моря // Региональные проблемы. 2012. Т. 15. № 1. С. 33–40.
38. Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И. Газогеохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. № 21. С. 98–110.
39. Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И., Зарубина Н.В. Газогеохимические особенности осадков Восточно-Сибирского моря // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 101–108.
40. Яшин Д.С. Голоценовый седиментогенез арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 57–67.
41. Anderson L.G., Bjork G., Jutterstrom S. et al. East Siberian Sea, an Arctic region of very high biogeochemical Activity // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 1745–1754. www.biogeosciences.net/8/1745/2011/
<https://doi.org/10.5194/bg-8-1745-2011>
42. Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 170. P. 17–38.
43. Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry / Arribas J., Critelli S., Johnsson M.J. (eds.). Geological Society of America Special Papers. 2007. V. 420. P. 73–93.
44. Brennecke G.A., Herrmann A.D., Algeo T.J., Anbar A.D. Rapid expansion of oceanic anoxia immediately before the end-Permian mass extinction // Proceedings of the National Academy of Sciences, USA. 2011. V. 108. P. 17631–17634.
45. Brumsack H.-J. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2006. V. 232. P. 344–361.
46. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
47. Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267.
48. Cullers R.L. The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, USA // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 107–131.
49. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.
50. Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W. Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition // Precambrian Res. 1997. V. 86. P. 201–223.
51. Inorganic geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / Lentz D.R. (ed.). Geological Association of Canada, GeoText 4, 2003. 184 p.
52. Luchitskaya M.V., Moiseev A.V., Sokolov S.D. et al. Neoproterozoic granitoids and rhyolites of Wrangel Island: Geochemical affinity and geodynamic setting in the Eastern Arctic region // Lithos. 2017. V. 292–293. P. 15–33.
53. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements / Lipin B.R., McKay G.A. (eds.). Rev. Mineral. Geochem. 1989. V. 21. № 1. P. 169–200.
54. McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / Johnsson M.J., Basu A. (eds.). Geological Society of America Special Papers. 1993. V. 284. P. 21–40.

55. *McLennan S.M., Taylor S.R.* Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geol.* 1991. V. 99. P. 1–21.
56. *McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B.* Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 2015–2050.
57. *McManus J., Berelson W., Severmann S. et al.* Molybdenum and uranium geochemistry in continental margin sediments: paleoproxy potential // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 4643–4662.
58. *Morford J.L., Emerson S.* The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. P. 1735–1750.
59. *Naidu A.S., Creager J.S., Mowatt T.C.* Clay mineral dispersal patterns in the North Bering and Chukchi seas // *Mar. Geol.* 1982. V. 47. P. 1–15.
60. *Naidu A.S., Mowatt T.C.* Sources and dispersal patterns of clay minerals in surface sediments from the continental-shelf areas off Alaska // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1983. V. 94. P. 841–854.
61. *Rollinson H.R.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
62. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise of Geochemistry.* 2003. V. 3. P. 1–64.
63. *Salvado J.A., Tesi T., Sundbom M. et al.* Contrasting composition of terrigenous organic matter in the dissolved, particulate and sedimentary organic carbon-pools on the outer East Siberian Arctic Shelf // *Biogeosciences.* 2016. V. 13. P. 6121–6138.
64. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Sci. Publ.: Oxford, Great Britain, 1985. 312 p.
65. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The chemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.
66. *Viscosi-Shirleya C., Pisiya N., Mammone K.* Sediment source strength, transport pathways and accumulation patterns on the Siberian-Arctic's Chukchi and Laptev shelves // *Cont. Shelf Res.* 2003. V. 23. P. 1201–1225.
67. *Wahsner M., Müller C., Stein R. et al.* Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways – a synthesis // *Boreas.* 1999. V. 28. № 1. P. 215–233.
68. *Yu B., Dong H., Widom E., Chen J., Lin C.* Geochemistry of basal Cambrian black shales and cherts from the Northern Tarim Basin, Northwest China: Implications for depositional setting and tectonic history // *J. of Asian Earth Sciences.* 2009. V. 34. P. 418–436.
69. *Zhang F., Zhu X., Yan B. et al.* Oxygenation of a Cryogenian ocean (Nanhua Basin, South China) revealed by pyrite Fe isotope compositions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 429. P. 11–19.

Sources of Bottom Sediments in the East Part of Eastern Siberian Sea (Reconstruction on Geochemical Data)

A. V. Maslov[#]

Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]*e-mail: amas2004@mail.ru*

Based on the analytical materials obtained in 2008 during the expedition to the R/V “Akademik M.A. Lavrentiev” along the regional gas-geochemical profile, stretching 550 km from Billings Point towards the underwater Mendeleev ridge, a reconstruction of the features of the formation of the composition of bottom sediments (pelitic aleurites and aleurite pelites) in the eastern part of the East Siberian Sea was carried out. It was found that the studied set of samples for the values of Cr/Th, Th/Co, La/Sc, as well as Eu/Eu* and (Eu/Sm)_N, consists of two groups. The first group includes samples taken at stations 70...350 of the gas geochemical profile. The second group includes samples taken at stations 370...560. On the diagrams (La/Yb)_N–Eu/Eu* and (La/Yb)_N–(Eu/Sm)_N, the sample data points are concentrated in the overlap zone of the compositional areas of silty-pelitic sediments of large rivers and rivers feeding mainly on products of erosion of sedimentary rocks. The distribution of the data points of bottom sediments on these diagrams, as well as on the (La/Yb)_N–Th diagram, differs from the distribution of data points of the Neoproterozoic amphibolites, granitoids, and rhyolites of Wrangel Island; therefore, the latter, most likely, could not be sources of thin aluminosiliciclastics. The samples of the first group are quite close to the surface sediments of the East Siberian Sea in terms of Eu/Eu* and (Eu/Sm)_N values and a number of other parameters. On the contrary, the samples of the second group are closer to the bottom sediments of the Chukchi Sea. Apparently, the bottom sediments northwest of Wrangel Island were formed under the influence of currents carrying thin aluminosilicoclastic material from the Chukchi Sea. To the west of Wrangel Island, the composition of the sediments is controlled mainly by material coming from the western and central regions of the East Siberian Sea.

Keywords: East Siberian Sea, bottom sediments, geochemistry, sources of fine-grained aluminosiliciclastics

УДК 551.3.051:551.35:551.795(262.54)

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ МАЛАКОФАУНЫ НА КОСЕ ДОЛГОЙ)

© 2021 г. Г. Г. Матишов^{1, 2, *}, В. В. Польшин¹, Е. П. Коваленко¹, К. С. Григоренко¹

¹Федеральный исследовательский центр Южный научный центр РАН,
Ростов-на-Дону, Россия

²Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра РАН,
Мурманск, Россия

*e-mail: matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru

Поступила в редакцию 18.09.2020 г.

После доработки 11.10.2020 г.

Принята к публикации 19.11.2020 г.

В статье представлены результаты исследований, проводимых сотрудниками ЮНЦ РАН на косе Долгой в 2019–2020 гг. Анализируются данные космоснимков, измерения прибрежных течений, бурения скважин, изучения малакофауны и определения абсолютного возраста береговых отложений. В соответствии с простиранием древних береговых валов, последовательностью их приращения друг к другу выделяются шесть геоморфологических генераций, отражающих ход нимфейской и отчасти более ранней трансгрессий. Данные радиоуглеродного датирования раковин моллюсков позволяют предположить, что основная часть аккумулятивного тела косы была образована за одну тысячу лет, в интервале 2.5–1.5 тыс. л.н. По результатам натурных наблюдений показано, что при слабом восточном ветре скорость течений у западного берега косы в 2–3 раза выше, чем у восточного. Приводится список, включающий порядка 20 видов и надвидовых таксонов моллюсков из береговых отложений косы Долгой. Отмечается, что основную массу (более 90%) ракушечных отложений, слагающих береговые валы, составляют створки раковин *Cerastoderma glaucum*.

Ключевые слова: Азовское море, коса Долгая, вдольбереговые потоки наносов, течения, ракушечные отложения, скважины, таксономический состав малакофауны, *Cerastoderma glaucum*, береговые валы

DOI: 10.31857/S0030157421030084

ВВЕДЕНИЕ

Азовское море на 30% представлено мелководьями с глубинами до 3 м. До сих пор нет четких представлений о развитии этого морского водоема в конце плейстоцена и в голоцене. Существуют расхождения во взглядах, касающиеся количества, амплитуды и продолжительности регрессивно-трансгрессивных циклов [1, 2, 5, 6, 8, 9, 12, 14, 20, 22, 27, 29, 30, 32–36, 41, 43, 44]. Среди характерных геоморфологических образований северного, западного и восточного побережий выделяются азовские косы. Осадочная толща кос сформирована преимущественно из створок моллюсков и ракушечного песка [3, 4, 11, 15, 19, 39].

Единственной в своем роде является коса-стрелка Долгая. Ее строение и история развития остаются неясны и требуют уточнения. За всю историю изучения косы Долгой не была опубликована характеристика отложений из карьеров по добыче ракушечного сырья, не выполнялось целенаправленное бурение, не выяснены конкретные источники и пути переноса раковин моллюс-

ков. В ходе работы нам предстояло восстановить палеогеографическую обстановку в морском бассейне, определить таксономический состав малакофауны из отложений косы Долгой, выяснить предпосылки, способствовавшие формированию высокой биопродуктивности донных организмов и воссоздать оптимальную среду обитания для *Cerastoderma glaucum* Poiret, 1789 – ключевого осадкообразующего вида бентоса.

Цель работы заключалась в том, чтобы, опираясь на геоморфологический анализ морского дна, данные бурения скважин и исследование малакофауны, получить новые представления о палеоокеанологии Азовского моря в голоцене и реконструировать историю развития косы Долгой.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

С 2016 г. ЮНЦ РАН проводит планомерное бурение на побережье Таганрогского залива, а именно на косах: Очаковской, Чумбурской, Беглицкой и Долгой [20, 21].

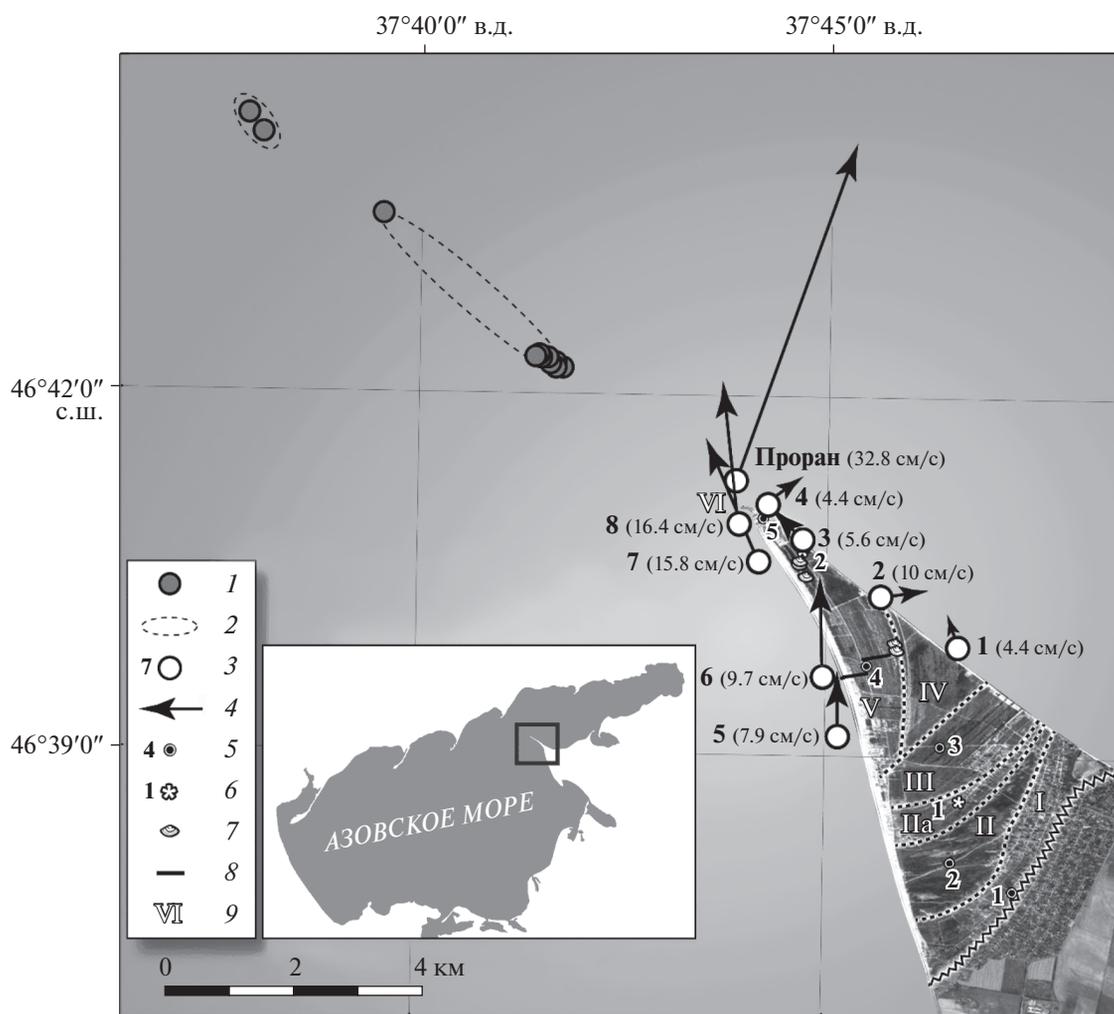


Рис. 1. Районы экспедиционных исследований ЮНЦ РАН в 2019–2020 гг.:

1 – точки отбора проб; 2 – остров; 3 – станции измерения течений Aanderra RCM9LW (макс. скорость, см/с); 4 – скорость и направление течений, 5 см/с; 5 – бурение 2020 г.; 6 – бурение 2019 г.; 7 – малакофауна; 8 – маршруты ревизий древних береговых валов; 9 – геоморфологические районы (стадии развития косы Долгой).

В 2019–2020 гг. нами было пробурено 7 скважин с отбором керна в корневой, центральной и дистальной частях косы Долгой. В 2019 г. было пробурено 2 скважины глубиной 11 м. Глубина выработки скважин, пробуренных в 2020 г., составила: 1 – 19.40 м; 2 – 26.50 м; 3 – 25.50 м; 4 – 20.00 м; 5 – 21.50 м. Кроме этого были изучены 10 обнажений (мощностью от 1.7 до 2.5 м), расположенных в карьерах по добыче ракушечного сырья (рис. 1).

В прибрежных районах моря колонки донных осадков отбирались гравитационной трубкой с НИС “Денеб” и “Профессор Панов”, а также вибрационной трубкой с несамостоятельным понтоном. Особое внимание уделялось отбору ракушечного материала по вертикали изученных разрезов. Отбор проб из обнажений, кернов скважин и грунтовых колонок производился послойно, с

описанием видовой принадлежности, степени сохранности и фотографированием ракушечного материала. В результате в ракушечных отложениях аккумулятивного тела косы было выявлено порядка 20 видов и надвидовых таксонов моллюсков (табл. 1).

Зообентос отбирался в прибрежных районах с поверхностного горизонта дна с помощью дночерпателя Ван-Вина. Пробы бентоса разбирались на месте и фиксировались 70%-ным этанолом. Организмы, попавшие в крупную фракцию (>0.5 см), определяли в живом виде.

В комплекс работ входила закладка контрольных точек геодезическим GNSS приемником “EFT M4 GNSS” для фиксации точек бурения и привязки аэрофотосъемки, а также измерения течений на участках акватории, прилегающей к косе Долгой. Используемый нами доплеровский

Таблица 1. Малакофаунистический состав береговых отложений косы Долгой

Таксон	% от общего количества створок и раковин в отложениях				
	0.5 м	1.0 м	1.5 м	2.0 м	2.5 м
	радиоуглеродный возраст раковин моллюсков				
	1590 ± 100	2420 ± 120	2300 ± 130	2110 ± 110	1960 ± 90
<i>Cerastoderma glaucum</i>	96.14	90.82	93.57	80.83	76.54
<i>Bittium reticulatum</i>	1.51	6.01	2.75	10.25	13.14
Pholadidae gen. sp.	0.00	0.52	0.47	2.37	3.11
<i>Tritia reticulata</i>	1.51	0.94	1.18	1.33	1.14
<i>Hydrobia</i> sp.	0.00	0.00	0.16	2.47	1.14
<i>Chamelea gallina</i>	0.17	0.34	0.86	0.66	1.67
<i>Abra segmentum</i>	0.00	0.17	0.24	0.09	1.14
<i>Theodoxus</i> sp.	0.00	0.86	0.63	0.47	0.76
Mytilidae gen. sp.	0.67	0.00	0.08	0.38	0.76
<i>Lentidium mediterraneum</i>	0.00	0.09	0.00	0.38	0.23
<i>Rissoa</i> sp.	0.00	0.09	0.08	0.19	0.30
<i>Abra</i> sp.	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00
<i>Hydrobia acuta</i>	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
<i>Cylichnina</i> sp.	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00
Raphitomidae gen. sp.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
Общее количество створок Bivalvia и раковин Gastropoda	596	1165	1275	1054	1317

Примечание. Кроме того, в отобранном керне и изученных обнажениях отмечались единичные раковины моллюсков: *Parthenina* sp., *Ebala pointeli* (Folin, 1867), *Tragula fenestrata* (Forbes, 1848), *Retusa* sp., *Gastrana fragilis*, *Solen vagina*, *Barnea candida*.

измеритель течений Aanderaa RCM 9LW с дискретность измерений 5 мин был укомплектован датчиками температуры и солености. Для сравнения полученных результатов были привлечены данные предыдущих съемок Южного научного центра РАН [18, 19].

Абсолютный возраст отложений определялся радиоуглеродным методом по образцам раковин моллюсков из керна скважин и обнажений в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кёппена (Санкт-Петербургский государственный университет). Значения календарного возраста были получены с помощью программы “OxCal 4.3” (калибровочная кривая “IntCal 13”).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрология. Для современного Азовского моря характерно существование течений, направленных с обеих сторон косы Долгой к ее дистальной части. По результатам экспедиции, проводимой летом 2020 г., было установлено, что в условиях слабого восточного ветра (1–3 м/с) вдольбереговые течения с обеих сторон косы Долгой направ-

лены от основания к ее оконечности. При этом течения у западного берега косы в 2–3 раза сильнее (10–15 см/с), чем у восточного. У восточного берега, в средней части косы, течения имеют разнонаправленный характер и к дистальной части усиливаются до 4–6 см/с. В узостях между островами косы течения имеют максимальные скорости (более 32 см/с) (рис. 1). Даже при слабом ветре из Азовского моря в Таганрогский залив скорость водотока сохраняется. Очевидно, что и на ранних стадиях формирования аккумулятивного тела косы основной поток наносов осуществлялся из юго-восточного района моря [28].

Геоморфология голоцена. Исходя из анализа космических снимков, коса Долгая представляет собой чередование валов и ложбин, фиксирующих стадии последовательного выдвигания аккумулятивной формы в море [45]. Общая протяженность системы коса–острова – более 20 км. Длина собственно косы составляет более 10 км, а ширина ее основания около 4 км. Высота береговых валов над уровнем моря достигает 2.5 м.

В соответствии с простираем древних береговых валов и лагун, последовательностью их приращения друг к другу выделяются шесть геоморфологических генераций, отражающих ос-

цилляции нимфейской и отчасти более ранней трансгрессий.

Первая стадия развития косы Долгой соотносится с образованием прикорневой террасы вдоль обрыва коренного берега — по возрасту самая ранняя, вероятно 6–7 тыс. л.н. [3].

Вторая стадия — стадия лиманов и лагун, выражена в рельефе системой из порядка 30 вытянутых впадин. Абсолютное превышение перемычек, разделяющих лагуны, составляет 0.6–0.8 м Балтийской системы высот (БСВ). Лагуны возникли на низком стоянии уровня Азовского моря. В периоды высокого стояния уровня, при западных штормах эта часть косы затопливается, что фиксировалось в 1914, 1960, 1969 и 1970 гг. В условиях же низкого стояния уровня лагуны полностью осушались, давая толчок к возникновению растительности [3].

Третья и четвертая стадии возникновения береговых валов отражают различные фазы нимфейской трансгрессии (2.4–1.5 тыс. л.н.). Определенный по ^{14}C возраст моллюсков из ракушечных валов составил 1670–2300 л. [3]. Коса Долгая в это время была гораздо короче и не являлась стрелкой в геоморфологическом смысле.

Пятая стадия развития косы Долгой относится к историческому времени (0.5–0.1 тыс. л.н.). В это время она развивалась по типу косы-стрелки. Современную литодинамику отражает **шестая** стадия развития косы. С 1890 по 2000 гг. прослеживалась устойчивая тенденция уменьшения длины оконечности косы. Этот процесс интенсивно происходил с 1890 по 1958 гг., когда протяженность косы уменьшилась на 1.35 км. За период с 1964 по 1966 гг. оконечность отступила на юг на 0.75 км, а за 2006–2016 гг. — еще на 50–60 м [3, 4].

К этой же стадии развития косы можно отнести возникновение гряды островов и отмелей, протягивающихся на 12 км к северо-западу от ее дистальной оконечности. В литературе нет описаний этих образований. В ходе экспедиционных исследований нами был выполнен пеший и водный (на маломерном судне) осмотр, аэрофото съемка, а также заложен шурф глубиной 1.6 м на одном из островов. В результате было установлено, что численность песчаных островов (у одного из них координаты $46^{\circ}44'14.6''$ с.ш. и $37^{\circ}37'51.9''$ в.д.) постоянно изменяется от 15 до 20, в зависимости от штормовых сгонно-нагонных явлений. Островная гряда возвышается над уровнем моря в среднем на 1–2.5 м. Три самых высоких острова имеют длину до 1 км. Сложены острова ракушечным детритом и целыми створками раковин.

Бурение. Геологические работы. Бурение, проведенное в 2019–2020 гг., позволило нам получить представление о строении и литологии отложений косы Долгой. Точки бурения в 2020 г. на-

мечались в соответствии с пятью предварительно обозначенными геоморфологическими районами: скв. 1 — на верхней террасе в 50 м от обрывов коренного берега, скв. 2 — на осушке лагуны, скв. №№ 3 и 4 (координаты $46^{\circ}38'49.4''$ с.ш., $37^{\circ}46'35.1''$ в.д. и $46^{\circ}39'33.5''$ с.ш., $37^{\circ}45'37.3''$ в.д. соответственно) были пробурены на двух береговых валах, а скв. № 5 — на дистальном окончании косы (рис. 1).

Вскрытая скважинами верхняя часть отложенной косы Долгой повсеместно сложена ракушечным материалом с примесью глины и суглинка. Мощность ракушечных отложений увеличивается от корневой к дистальной части косы с 4 до 7 м (рис. 2). Мористее оконечности косы залегают новоазовские отложения, представленные песчано-ракушечными осадками, мощность которых может достигать 10 м [41].

В ракушечных отложениях по вертикали разреза отмечается резкое преобладание створок раковин и детрита моллюсков рода *Cerastoderma* Poli, 1795 (более 95%). Значительно реже встречаются *Mytilus galloprovincialis* Lamarck, 1819, *Chamelea gallina* (Linné, 1758), *Abra segmentum* (Récluz, 1843), *Gastrana fragilis* (Linné, 1758) и раковины *Rissoa* sp. и *Tritia reticulata* (Linné, 1758). Цвет ракушечных отложений меняется от белого и светло-желтого (в верхней части) до серо-черного (в нижней части). Верхняя часть ракушечной толщи уплотнена, а средняя сильно обводнена.

Уровень безнапорных грунтовых вод в районах бурения повышается от корневой к дистальной части косы от 3.5 до 1.6 м. По всей площади косы под ракушечными наносами с прослоями иловой глины и суглинка прослеживаются коричневые тугопластичные суглинки с включениями гидроокислов Fe, Mn и карбонатов. Местами в суглинках отмечаются прослойки мелкозернистого обводненного песка. В нижней части разрезов скважинами №№ 2, 4 и 5 вскрыты обводненные мелкозернистые пески коричневого цвета. Отмечено ожелезнение песчаных зерен по поверхности и редкие прослойки тугопластичной глины. В песках, отобранных из низов керна скв. 4, присутствуют включения раковинного материала до 10% от объема отобранной пробы. Здесь массово отмечаются раковины моллюсков: *Viviparus* sp., *Bittium* sp., *Lithoglyphus* sp., *Planorbis* sp., *Dreissena* sp., *Theodoxus* sp., *Cerastoderma* sp. и *Abra* sp. Найденные совместно с ними зубы *Arvicola* cf. *mosbachensis* и *Microtus* cf. *gregalis* (примитивный морфотип) позволяют коррелировать эти слои с началом среднего неоплейстоцена (определения А.С. Тесакова, ГИН РАН).

Исследование малакофауны. В настоящее время ключевую роль в образовании карбонатных осадков в Азовском море играет моллюск *Cerastoderma glaucum*, характеризующийся высокой про-

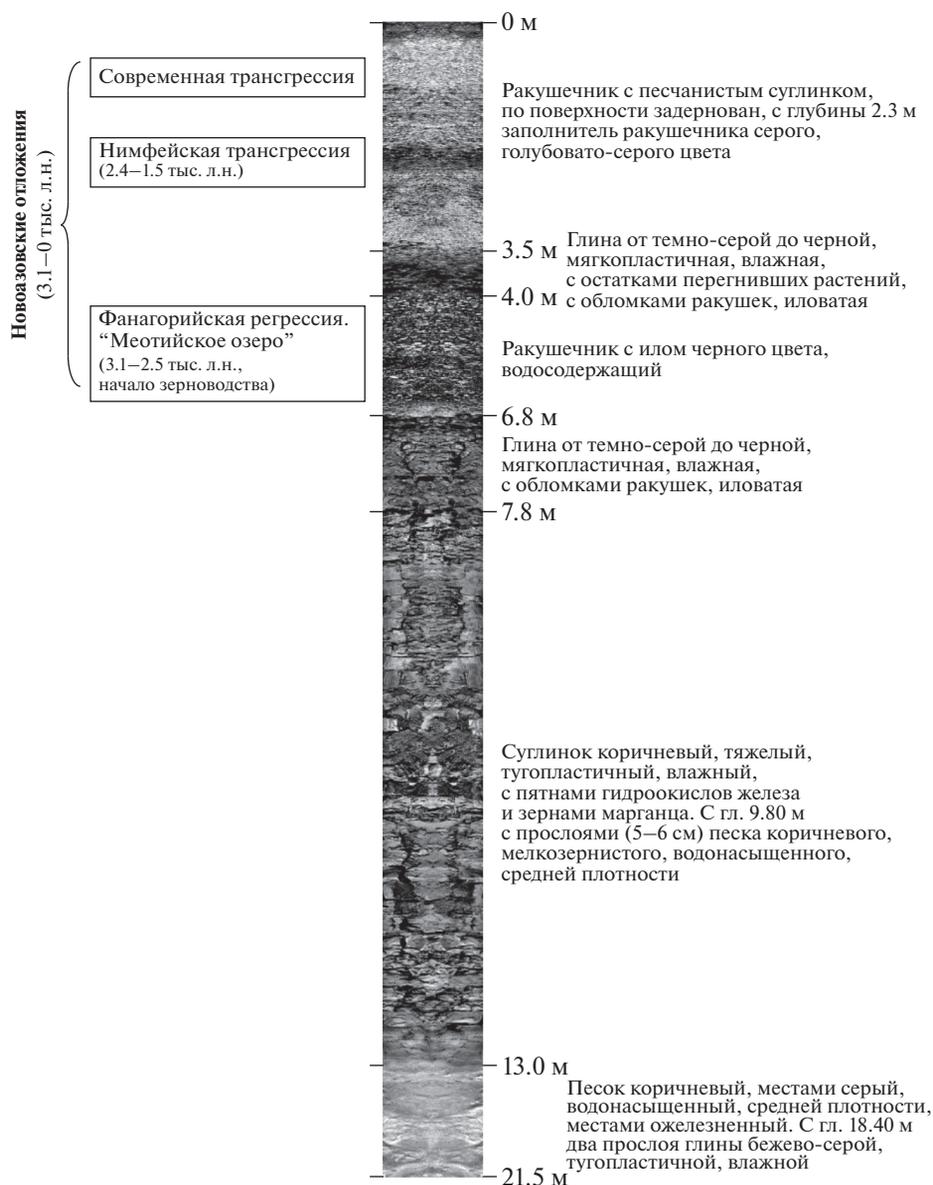


Рис. 2. Геологический разрез скв. 5 (по результатам бурения 2020 г.).

дуктивностью и прочностью створки, а также *Abra segmentum* и *Mytilaster lineatus* (Gmelin, 1790) [7, 37]. Заметное влияние на этот процесс также оказывают *Mytilus galloprovincialis* и вселенцы *Mya arenaria* Linné, 1758 и *Anadara kagoshimensis* (Tokunaga, 1906). Общая годовая продукция зообентоса в Азовском море оценивается в 19–20 млн т, в том числе продукция *Cerastoderma glaucum* составляет 13–14 млн т в год, достигая биомассы 2 кг/м² [7, 13].

При изучении обнажений на косе Долгой нами было отмечено, что ракушечные отложения преимущественно состоят из раковин моллюска *Cerastoderma glaucum* разной степени сохранности (табл. 1).

В дистальной части косы исследовались обнажения в стенках карьеров по добыче ракушечного сырья. Вся толща отложений представляет собой чередование слоев хорошо сохранившихся раковин с прослоями раковинного детрита. Цвет отложений – от светло-желтого до желто-коричневого. Нижние горизонты обводнены, ракушка окрашена в серый и черный цвета и имеет характерный запах сероводорода.

К основанию изученных обнажений в отложениях отмечается увеличение содержания более крупных и массивных створок раковин руководящего вида *Cerastoderma glaucum*. В виде прослоев и единичных включений также были отмечены крупные, хорошо сохранившиеся, створки *Cha-*

melea gallina. Кроме того, на разных глубинах встречаются раковины и обломки *Theodoxus* sp., *Solen vagina* Linné, 1758, *Bittium reticulatum* (Costa, 1799), *Tritia reticulata*, Pholadidae gen. sp. и сильно разрушенные обломки Mytilidae gen. sp. В отложениях, отобранных на глубине 2.5 м от дневной поверхности, отмечено резкое увеличение количества *Bittium reticulatum* (до 13.14%) при сокращении доли *Cerastoderma* (до 76.5%) (табл. 1). Этот морской моллюск обитает на водной растительности и илисто-песчаных грунтах до глубины 20 м и выносит опреснение до 10‰ [40].

Ракушечные отложения центральной части косы в основном сложены имеющими различный размер и толщину целыми и слаборазрушенными створками раковин *Cerastoderma glaucum* с примесью песчано-илистых частиц. Отмечается переслаивание слоев, преимущественно сложенных целыми створками раковин, с маломощными прослоями, в составе которых преобладает ракушечный детрит. В основании расчистки встречаются крупные раковины *Chamelea gallina*. На разных горизонтах отмечены единичные раковины *Barnea candida* (Linné, 1758), *Abra segmentum*, *Lentidium mediterraneum* (Costa, 1829), *Bittium reticulatum*, *Tritia reticulata*, *Rissoa* sp., *Hydrobia* sp. и *Theodoxus pallasi* Lindholm, 1924.

Исследование островов у оконечности косы Долгой показали, что их толща сложена в основном хорошо сохранившимися створками *Cerastoderma glaucum*. В меньшем количестве встречаются преимущественно скрепленные раковины *Mytilaster lineatus*. Много створок моллюсков-вселенцев *Mya arenaria* и *Anadara kagoshimensis*, впервые отмеченных в Азовском море в середине прошлого века. На поверхности островов, кроме вышеперечисленных, отмечены створки *Solen vagina*, *Gastrana fragilis*, *Chamelea gallina*, *Mytilus galloprovincialis*, единичные раковины *Bittium reticulatum*, *Hydrobia* sp., свежая раковина *Viviparus viviparus* (Linné, 1758), на отдельных створках отмечены раковины рака *Balanus improvisus* Darwin, 1854. Наличие в пробе недавних вселенцев, створок мидий, скрепленных лигаментом, позволяют предположить, что верхняя часть островов сложена современным раковинным материалом.

Таким образом, основную массу ракушечных отложений, образующих аккумулятивное тело косы Долгой, составляют раковины эвригаллиновых видов *Cerastoderma glaucum* (содержание в отложениях более 90%), *Abra segmentum*, *Hydrobia* sp., способных выносить опреснение до 5‰. Присутствие в отобранных пробах створок умеренно стеногаллинового моллюска *Gastrana fragilis*, который в настоящее время обитает в Черном море, может свидетельствовать о периодическом увеличении солености водоема, а наличие раковин солоноватоводного брюхоногого моллюска рода *Theodoxus*

Monfort, 1810, способного обитать при солености не более 5–7‰ — на его опреснение. Также в исследованных пробах в большом количестве были встречены раковины *Barnea candida*, образующие устойчивые биоценозы на плотных и твердых грунтах [10, 26].

Предварительный анализ малакофауны из исследованных обнажений, подкрепленный полученными данными абсолютного датирования возраста (по ¹⁴C), позволяет предположить, что основная часть аккумулятивного тела косы была образована в интервале времени от 1920 ± 110 (ЛУ-9756) до 2500 ± 150 (ЛУ-9757) лет, во время нимфейской трансгрессии (табл. 1).

Мелководье банок на востоке моря. Важное место в формировании биопродуктивности Азовского моря занимает прибрежный шельф в 100-километровой зоне к западу от Приморско-Ахтарска и Должанской косы, имеющий ряд отличительных геоморфологических черт. Здесь широко развиты крупные подводные гряды — банки Еленина, Железинская, Ахтарская и Ачувская, длина которых достигает 35–50 км (рис. 3) [16].

Глубины над вершинами банок минимальные, возрастают от 3 до 7 м, а над банкой Еленина составляют 1–2 м. Высота гряд по отношению ко дну прилегающих ложбин варьирует от 2 до 5 м. На вершинах распространены самые значительные для открытого моря площади песчано-ракушечных отложений (фракция 1.0–0.1 мм >70%), а на подводном склоне банок залегают илистые пески с содержанием фракции 1.0–0.1 мм в пределах 50–70% (рис. 3). Во многих местах донные осадки представляют собой заиленный ракушечник. Железинская и Ахтарская банки разделены между собой сравнительно узкой ложбиной, заполненной илистыми отложениями со значительным включением раковинного материала [16, 17, 31]. По периферии Железинской банки возраст отложений в интервалах 80–90 и 210–220 см составил 5900 ± 140 л.н. (ЛУ – 6799) и 6480 ± 120 л.н. (ЛУ – 7047) соответственно [23].

Опираясь на данные о структуре донных сообществ Азовского моря и закономерностях их распределения, представленные в наших ранних публикациях [24–26, 42], можно отметить, что зонами современного карбоната накопления остаются заливы Северного Приазовья, район Арабатской стрелки и банок Еленина, Ахтарской и Железинской [17, 38]. Ряд отличительных черт этих районов способствуют формированию благоприятных условий для развития здесь высокопродуктивных бентосных сообществ.

Проведенные исследования показали, что центральную роль в формировании донных сообществ в районах с пересеченным рельефом дна играют два вида моллюсков — *Mytilaster lineatus* и *Cerastoderma glaucum*. В распространении зообен-

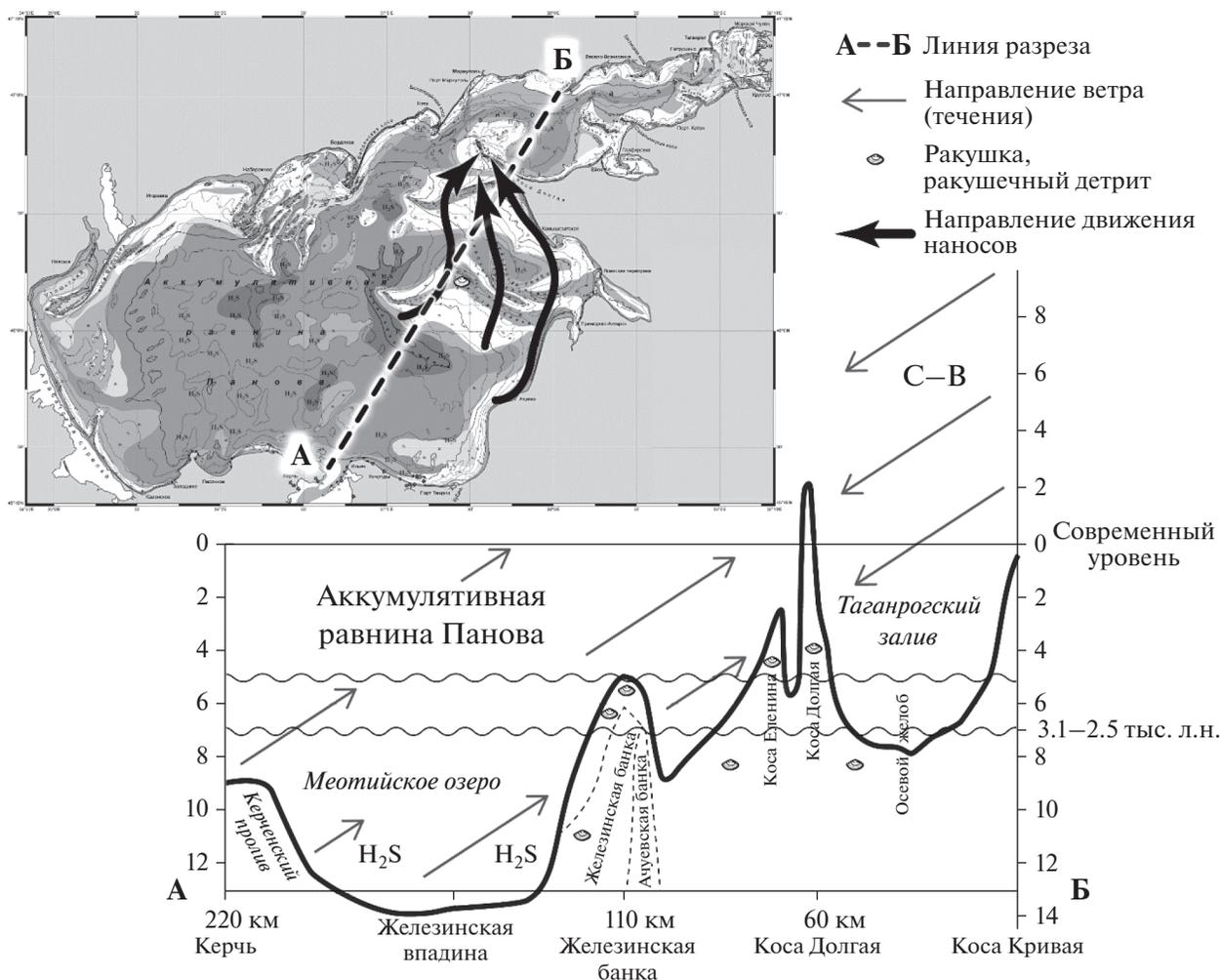


Рис. 3. Рельеф дна и состав донных отложений Азовского моря.

тоса в обозначенном районе прослеживаются четкие закономерности. Сообщества *Mytilaster* населяют гребни банок и с увеличением глубины сменяются сообществом *Cerastoderma*, которое спускается к ложбинам у основания банок, окантовывает их и проникает внутрь расчлененных участков шельфа.

Mytilaster lineatus формирует богатые органикой друзовые сообщества с высокими показателями биомассы, достигающими максимального значения на Железинской банке – 5 кг/м².

Сообщество *Cerastoderma* в основном приурочено к алевротовым и алевротово-глинистым илам. В его состав входят пелофильные виды: *Hydrobia acuta* (Draparnaud, 1805), *Nephtys hombergii* Savigny in Lamarck, 1818, *Neanthes succinea* (Leuckart, 1847), биомасса зообентоса не превышает 300 г/м² [24].

Современный геоморфологический и литологический облик отмеченных мелководий глубиной 1–7 м, расположенных на вершинах банок,

создавался в течение последних 2 тыс. лет в ходе нимфейской трансгрессии. В фанагорийскую регрессию или в античное время уровень моря опускался на 6–7 м ниже современного его положения [20]. При этом вся акватория Таганрогского залива, Железинская и другие банки осушались, и вышедший на поверхность участок дна подвергался воздействию денудации.

ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности развития косы Долгой. Феноменальным по размеру представляется ракушечное тело косы Долгой: 20 км × 4 км × 4–7 м (длина, ширина, толщина). О масштабе аккумуляции раковинного материала свидетельствует объем его промышленного изъятия (порядка 1.451 млн т с 1956 по 1970 г.) из одного из карьеров, расположенных на оконечности косы [3, 4]. Исходя из данных радиоуглеродного датирования моллюсков, период накопления колоссального объема ракушки охватывал временной промежуток в че-

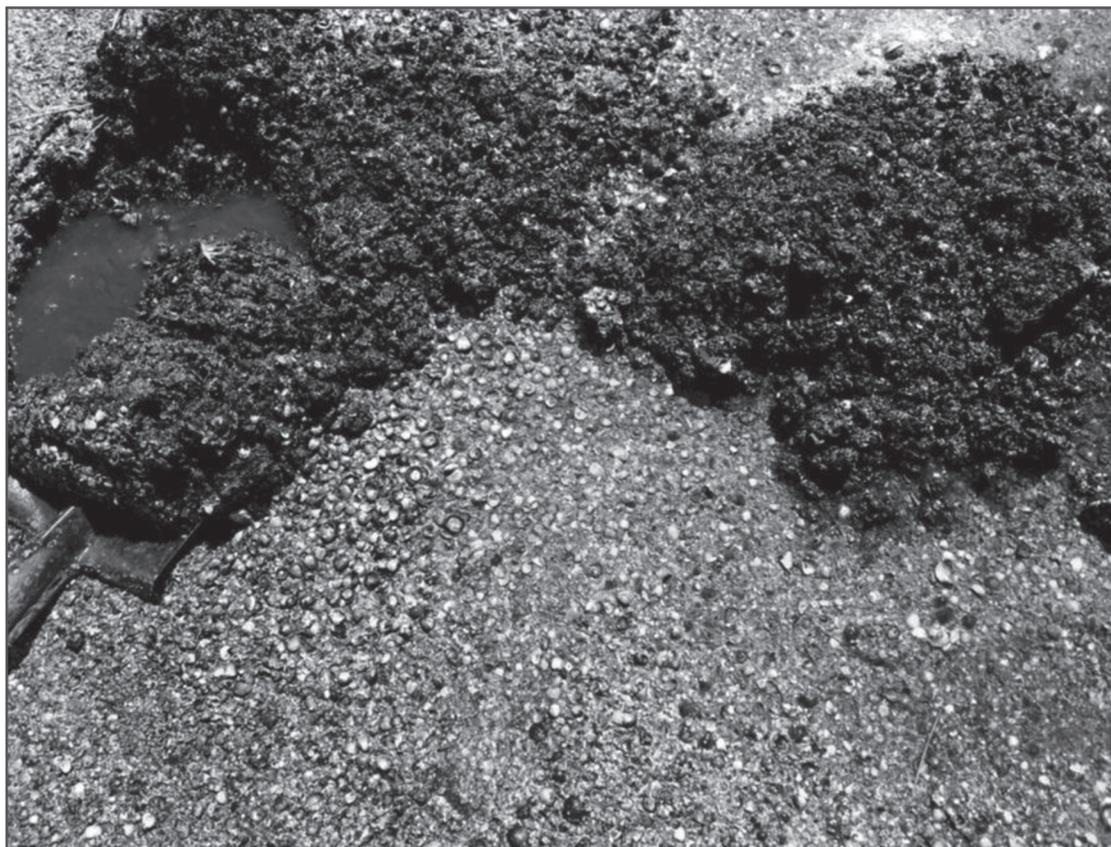


Рис. 4. Ракушечные отложения с нижних горизонтов аккумулятивного тела косы Долгой.

тыре тысячи лет. Однако основная часть органического материала косы сформировалась примерно за одну тысячу лет, в интервале 2.5–1.5 тыс. л.н.

Сочетание на косе Долгой генераций реликтовых береговых валов (порядка 150), залежей ракушняка и ракушечного детрита, видовое разнообразие моллюсков, для которых установлен радиоуглеродный возраст, господство среди видов зообентоса *Cerastoderma* sp., в совокупности открывают неизвестные черты палеогеографии Азовского моря в голоцене.

Геоморфологические черты азовских кос сформировались в середине голоцена в условиях новочерноморской (4–6 тыс. л.н.) и нимфейской (2.4–1.5 тыс. л.н.) трансгрессий. Эти рубежи подтверждаются датировками абсолютного возраста отложений (по ^{14}C) [20, 22]. Ракушечные образования кос Долгой, Бердянской, Обиточной в открытой части шельфа могли вступить в начальную стадию развития с момента поступления черноморских вод и затопления впадины Азовского моря около 5–6 тыс. л.н.

К концу древнеазовского этапа развития господствовали морские эвригалитные моллюски [27]. Последующее осолонение моря с одновременным поступлением пресных вод привело к массовому развитию донных биоценозов с доминиро-

ванием *Bivalvia* Linne, 1758. Это способствовало продуцированию гигантского объема створок моллюсков, которые обеспечили формирование значительных по площади и объему аккумулятивных тел [2, 3].

В эпоху фанагорийской регрессии (Меотийское озеро) уровень моря был ниже современного на 6–7 м, а морской край дельты Дона неоднократно смещался [12, 20]. Наличие на современном шельфе площадей древней суши подтверждается нахождением античных следов ниже современного уровня моря. Артефакты отмечены в ракушечных отложениях Песчаных островов (центральная часть Таганрогского залива), на пляжах косы Долгой, к северу от Керченско-Таманского побережья [2, 3, 20].

Скважины, пробуренные в 2019–2020 гг., дополняют представления о фанагорийских озерно-морских отложениях эпохи “Меотийского озера” (3.1–2.5 тыс.л.н.). В керне, отобранном с глубины от 2 до 5 м, периодически встречались ракушечные отложения темно-серого до черного цвета с запахом сероводорода. Заражение сероводородом – особенность отложений Азовского моря, которые формировались в обстановке дефицита кислорода в условиях лагун, болот и плавней (Меотийское море) (рис. 4). Судя по видовому со-

ставу малакофауны, в этот этап развития моря соленость превышала 5–8‰ [26].

С началом нимфейской трансгрессии Меотийское озеро стало превращаться в полноценную морскую акваторию. Активное развитие береговых кос происходило, когда соленость водоема возросла до 11–12‰. В противном случае отложения кос формировали бы тонкостенные и неустойчивые к волновому воздействию раковины двусторчатых моллюсков родов *Dreissena* Beneden, 1835, *Monodacna* Eichwald, 1838, *Anodonta* Lamarck, 1799 и др. [2].

В целом нимфейская трансгрессия ассоциируется с накоплением отложений новоазовского возраста (возраст 3.1–0 тыс. л.н.), которые имеют повсеместное распространение. В центре моря они представлены глинистыми, алевроито-глинистыми и мелкоалевритовыми илами с маломощными (1–2, реже 5–7 см) прослоями ракушки [20, 31].

На косе Долгой вначале формировалась генерация валов у Ейского коренного выступа с простираем на северо-восток. На Ейском побережье преобладают восточные ветры, но разгон волн невелик. Юго-западные ветры более редки, но имея значительную длину разгона, возбуждают крупные волны. Поскольку отмель косы Долгая играет роль “барьера” на входе в Таганрогский залив, у ее оконечности в проранах возникают штормовые течения, скорость которых может достигать 1–1/5 м/с [3, 19]. Такой силы водотоки способствуют активному размыву песчаных аккумулятивных тел (рис. 1).

В завершающую стадию аккумулятивные дуги косы выстраивались в северо-западном направлении. Господствовали южные ветровые течения и вдольбереговые потоки наносов. В этот же период возникшие ранее валы активно срезались течениями из Таганрогского залива. При двустороннем питании происходило выдвигание оконечности косы в открытое море и формирование стрелки косы.

Основной причиной образования и дальнейшего роста прибрежных кос явилось то, что в береговую зону непрерывно поступал интенсивно продуцируемый органогенный материал из центра Азовского моря [11, 39]. Крупнейший источник наносов для формирования надводно-подводной части косы Долгой очевидно существовал на юго-востоке азовского шельфа в районе Железинской, Ахтарской, Елениной банок. Площадь этих положительных структур составляет порядка 100 км². Господство южных румбов в Азовском море предопределило вектор перемещения органогенных наносов в сторону косы Долгой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на большой объем проведенных ранних исследований, вопросы формирования и

трансформации кос Азовского моря продолжают оставаться актуальными и в настоящее время. Прежде всего, это относится к вопросам определения возраста этих аккумулятивных форм. Непрямую это пересекается с неопределенностью, касающейся установления границ береговой линии Азовского моря в разные периоды голоценовой истории. Зачастую мнения исследователей по этому вопросу кардинально расходятся. Как нам представляется, причина таких разночтений во многом заключается в том, что проводимые исследования, как правило, не носят комплексный и систематический характер. Между тем, наш опыт показывает, что наилучший результат получается только при совместном анализе одновременно полученных океанологических, геофизических, литологических и биостратиграфических данных. Подобный комплексный подход позволяет взглянуть на научную проблему с разных сторон, что значительно снижает вероятность ошибочной трактовки полученных результатов.

Таким образом, целенаправленное применение на азовских косах комплекса океанологических исследований и бурения в сочетании с расшифровкой по космоснимкам рельефа береговых валов, радиоуглеродными датировками моллюсков и анализом малакофауны открывает новые возможности для реконструкций палеобиопродуктивности водоема и истории голоцена Азово-Черноморского бассейна. При этом полученные результаты могут быть актуальны при освоении акватории Азовского моря. Их всесторонний анализ будет способствовать решению проблем, связанных с управлением и минимизацией экологических рисков и выработки стратегии устойчивого развития региона.

Источники финансирования. Публикация подготовлена в рамках реализации гранта РФФ № 20-17-00196.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюхин Ю.В.* К геоморфологической интерпретации природных условий античной колонизации вершины Таганрогского залива // *Древности Боспора*. Т. 14. М.: Таус, 2010. С. 28–38.
2. *Артюхин Ю.В.* Факторы изменчивости природных условий существования греческих колоний на берегах Меотийского озера и Киммерийского Боспора в позднеантичную эпоху // *Боспорские исследования*. Вып. XXXIII. Керчь: Керченская городская типография, 2016. С. 163–185.
3. *Артюхин Ю.В., Артюхина О.И., Родионова Н.Б.* Ейское морское побережье: история и проблемы освоения, природные основы реконструкции. Ейск: Фонд науки и образования, 2015. 205 с.
4. *Артюхин Ю.В., Артюхина О.И., Сулов О.Н., Шереметьев В.М.* Природные условия северного региона Краснодарского края и проблемы хозяйствен-

- ного освоения его морского побережья. Ростов-на-Дону: Фонд науки и образования, 2016. 142 с.
5. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режимов Черного и Азовского морей за последние двадцать тысяч лет // Водные ресурсы. 1988. № 6. С. 54–62.
 6. Барг И.М. О возрасте и образовании Керченского пролива и Азовского моря // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 2. С. 220–222.
 7. Воробьев В.П. Бентос Азовского моря. Симферополь: Крымиздат, 1949. 193 с.
 8. Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М.: Наука, 1970. 491 с.
 9. Дикарёв В.А. О фанаторийской регрессии Черного моря // Вестник Московского государственного университета. Сер. 5. География. 2011. № 1. С. 35–40.
 10. Зенкевич Л.А. Биология морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 740 с.
 11. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. М.: Географгиз, 1958. 374 с.
 12. Иванов В.В., Кортаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А. и др. Строение поймы и динамика русла Нижнего Дона // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2013. № 5. С. 60–66.
 13. Ивлиева О.В., Фроленко Л.Н. Биогенное карбонатное накопление донных отложений Азовского моря во второй половине XX века // Изв. ВУЗов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2009. № 4. С. 96–100.
 14. Маев Е.Г., Мысливец В.И., Зверев А.С. Строение верхнего слоя осадков и рельеф дна Таганрогского залива Азовского моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2009. № 5. С. 78–82.
 15. Мамыкина В.А., Хрусталеv Ю.П. Береговая зона Азовского моря. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1980. 176 с.
 16. Матишов Г.Г. Новые данные о геоморфологии дна Азовского моря // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 3. С. 375–380.
 17. Матишов Г.Г. Сейсмопрофилирование и картирование новейших отложений дна Азовского моря // Вестник ЮНЦ РАН. 2007. Т. 3. № 3. С. 32–40.
 18. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Причины осолонения Таганрогского залива // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 1. С. 92–96.
 19. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Динамический режим Азовского моря в условиях осолонения // Докл. РАН. Науки о земле. 2020. Т. 429. № 1. С. 107–112.
 20. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Ковалёва Г.В., Титов В.В. Литология и биостратиграфия голоценовых отложений Азовского моря: итоги 15-летних исследований // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 3. С. 24–34.
 21. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В. Исследования отложений кос Азовского моря (на примере косы Долгой) // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 158–161.
 22. Матишов Г.Г., Польшин В.В. Новые результаты по истории Азовского моря в голоцене // Докл. РАН. 2019. Т. 489. № 2. С. 190–194.
 23. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В., Шевурдяев И.В. Голоценовая история азовского шельфа // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 1. С. 42–53.
 24. Матишов Г.Г., Польшин В.В., Шохин И.В. Влияние геоморфологических особенностей дна Азовского моря на распределение бентоса // Вестник ЮНЦ РАН. 2010. Т. 6. № 2. С. 14–20.
 25. Матишов Г.Г., Шохин И.В., Набоженко М.В., Польшин В.В. Многолетние изменения донных сообществ Азовского моря в связи с характером осадконакопления и гидрологическим режимом моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 425–435.
 26. Набоженко М.В. Реконструкция и динамика таксоценоза двустворчатых моллюсков (Mollusca: Bivalvia) Азовского моря в позднем голоцене в связи с изменением солёности // Тр. Зоол. ин-та РАН. 2013. № 3. С. 182–191.
 27. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология // Тр. Палеонт. ин-та АН СССР. 1965. Т. 105. 390 с.
 28. Определитель Черного и Азовского морей / Под ред. Мордухай-Болтовского Ф.Д. Т. 3. Киев: Наукова Думка, 1972. 340 с.
 29. Панов Д.Г. История развития Азовского моря в голоцене // Океанология. 1965. Т. 5. № 4. С. 673–682.
 30. Панов Д.Г., Хрусталеv Ю.П. Об истории развития Азовского моря в голоцене // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166. № 2. С. 429–432.
 31. Польшин В.В. Донные отложения позднего голоцена Азовского моря // Геология, география и экология океана / Под ред. Г.Г. Матишова. Ростов-на-Дону: изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 269–272.
 32. Попов Г.И. Плейстоцен черноморско-каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
 33. Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М.: ГЕОС, 2003. 362 с.
 34. Свиточ А.А., Янина Т.А. Новые данные по малакофауне морского плейстоцена Маныча // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 4. С. 570–573.
 35. Семенов В.Н., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений азово-черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа // Геологический журнал. 1973. Т. 33. № 6. С. 91–97.
 36. Федоров П.В. Последлениковская трансгрессия Черного моря и проблема изменений уровня океана за последние 15000 лет // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет / Под ред. Каплина П.А., Клиге Р.К., Чепалыги А.Л. М.: Наука, 1982. С. 151–156.
 37. Фроленко Л.Н. Зообентос Азовского моря и особенности его развития в современный период // Изв. ВУЗов Сев.-Кав. регион. Естеств. науки. 2000. № 4. С. 62–65.
 38. Хрусталеv Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.
 39. Хрусталеv Ю.П., Шербаков Д.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1974. 148 с.

40. Чухчин В.Д. Экология брюхоногих моллюсков Черного моря. Киев: Наукова Думка, 1984. 176 с.
41. Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П., Григорьев А.В., Гордиевич В.А. Геология Азовского моря. Киев: Наукова думка, 1974. 248 с.
42. Шохин И.В., Набоженко М.В., Сарвилина С.В., Титова Е.П. Современное состояние и закономерности распределения донных сообществ Таганрогского залива // Океанология. 2006. Т. 46. № 3. С. 432–441.
43. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: био-стратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географ. ф-тет МГУ, 2012. 264 с.
44. Brückner H., Kelterbaum D., Marunchak O. et al. The Holocene sea level story since 7500 BP – Lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas // Quaternary International. 2010. V. 225. № 2. P. 160–179.
45. World Imagery ESRI. URL: http://goto.arcgisonline.com/maps/World_Imagery (Accessed 12 December 2019).

Paleoceanology of the Azov Sea in Holocene (Based on Geological Examination Data and Investigation of Malacofauna on the Dolgaya Spit)

G. G. Matishov^{a, b, #}, V. V. Polshin^a, E. P. Kovalenko^a, K. S. Grigorenko^a

^aFederal Research Centre the Southern Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russia

^bMurmansk Marine Biological Institute, Kola Scientific Centre, Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

[#]e-mail: matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru

The article presents the results of investigations conducted by the members of the SSC RAS on the Dolgaya Spit in 2019–2020. The data of satellite imagery, measurements of coastal currents, drilling of wells, study of malacofauna and determination of the absolute age of coastal sediments are analyzed. In accordance with the extension of the ancient longshore bars, the sequence of their connection to each other, six geomorphological generations are distinguished, reflecting the course of the Nymphaean and partly earlier transgressions. The data of radiocarbon dating of mollusk shells allows to suggest that the main part of the accumulative body of the spit was formed for one thousand years, in the interval of 2.5–1.5 thousand years ago. Based on the results of field observations, it was concluded that the currents velocity at the western coast of the spit is in 2–3 times higher than at the eastern one. A list including about 20 species and supraspecific taxon of shellfishes from the coastal sediments of the Dolgaya Spit is presented. It is noted that the main body (more than 90%) of the shell sediments composing the longshore bars are the valves of the *Cerastoderma glaucum* shells.

Keywords: The Azov Sea, the Dolgaya Spit, shore parallel sediment flows, sea currents, shell sediments, well, malacofauna taxonomic composition, *Cerastoderma glaucum*, longshore bars

УДК 551.242.2

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ НА РАННИХ СТАДИЯХ РАЗДЕЛЕНИЯ ИБЕРИИ И НЬЮФАУНДЛЕНДА

© 2021 г. Е. П. Дубинин^{1, 2, *}, А. Л. Грохольский¹, А. О. Ращупкина^{2, **}¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения,
Москва, Россия²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: edubin08@rambler.ru

**e-mail: anastasiaforo@gmail.com

Поступила в редакцию 08.06.2020 г.

После доработки 26.10.2020 г.

Принята к публикации 14.02.2021 г.

На основе анализа геолого-геофизических данных и физического моделирования рассмотрены особенности структурообразования на сопряженных окраинах Иберии и Ньюфаундленда. Данные окраины представляют собой эталон пассивных окраин, сформированных при гиперрастяжении континентальной коры, с асимметричным ее расколом по крупному разлому-детачменту и обедненным магмоснабжением. Для этого типа окраин характерно развитие в условиях длительного рифтогенного растяжения континентальной коры, переходящего в ультрамедленный и затем медленный спрединг. Особенностью Иберийской и Ньюфаундлендской окраин является наличие погруженных плато (Галиция и Флэмиш-Кэп), подстилаемых утоненной континентальной корой, которые отделены от материка рифтогенными грабенами. Физическое моделирование формирования разных типов рельефа при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу при изменяющихся скоростях растяжения позволило выявить разный характер структурообразования на каждом этапе развития сопряженных переходных зон Западной Иберии и Ньюфаундленда. Эксперименты показали, что формирование краевого плато Галиция возможно при наличии двух рифтов, продвигающихся навстречу друг другу.

Ключевые слова: пассивные окраины Иберии и Ньюфаундленда, краевые плато, физическое моделирование

DOI: 10.31857/S0030157421040031

ВВЕДЕНИЕ

Сопряженные окраины Западной Иберии и Ньюфаундленда являются эталонным примером окраин, сформированных в результате длительного континентального рифтогенеза и очень сильного растяжения (гиперрастяжения) и утонения континентальной коры с последующим ее асимметричным расколом по разлому-детачменту в условиях относительно холодной мантии и обедненного магмоснабжения [6, 12, 15, 20, 22, 34]. Эти окраины почти полностью лишены синрифтовых магматических образований и характеризуются эксгумацией серпентинитов вдоль границы “континент–океан”, а в пределах самой окраины в области утоненной континентальной коры – значительной тектонической раздробленностью (рис. 1) [7, 15]. Длительное рифтогенное растяжение континентальной коры переходит в ультрамедленный и затем медленный спрединг с формированием океанической коры с разной степенью расчлененности рельефа фундамента [12].

Примерами окраин такого же типа могут служить также сопряженные окраины Австралии и Антарктиды [4, 13, 14], окраины Антарктиды в районе моря Содружества [5] и окраины восточной Индии в районе бассейна Кришна-Годавари [32], окраины Западной Африки в районе Ангольского бассейна и Восточной Бразилии в районе бассейна Эспирито Санто [26].

Выделяют четыре основные стадии развития окраин этого типа и формирования соответствующих областей (рис. 2) [26]. Стадия растяжения континентальной коры с образованием внутренней проксимальной области, характеризующейся системой горстов и грабенов и небольших разломов-детачментов. На второй стадии происходит утонение континентальной коры, подъем границы Мохо и формирование крупных разломов-детачментов, закладывающих асимметричное развитие сопряженных окраин. Третья стадия ассоциируется с внешней проксимальной областью, характеризующейся сильным утонением континентальной коры.

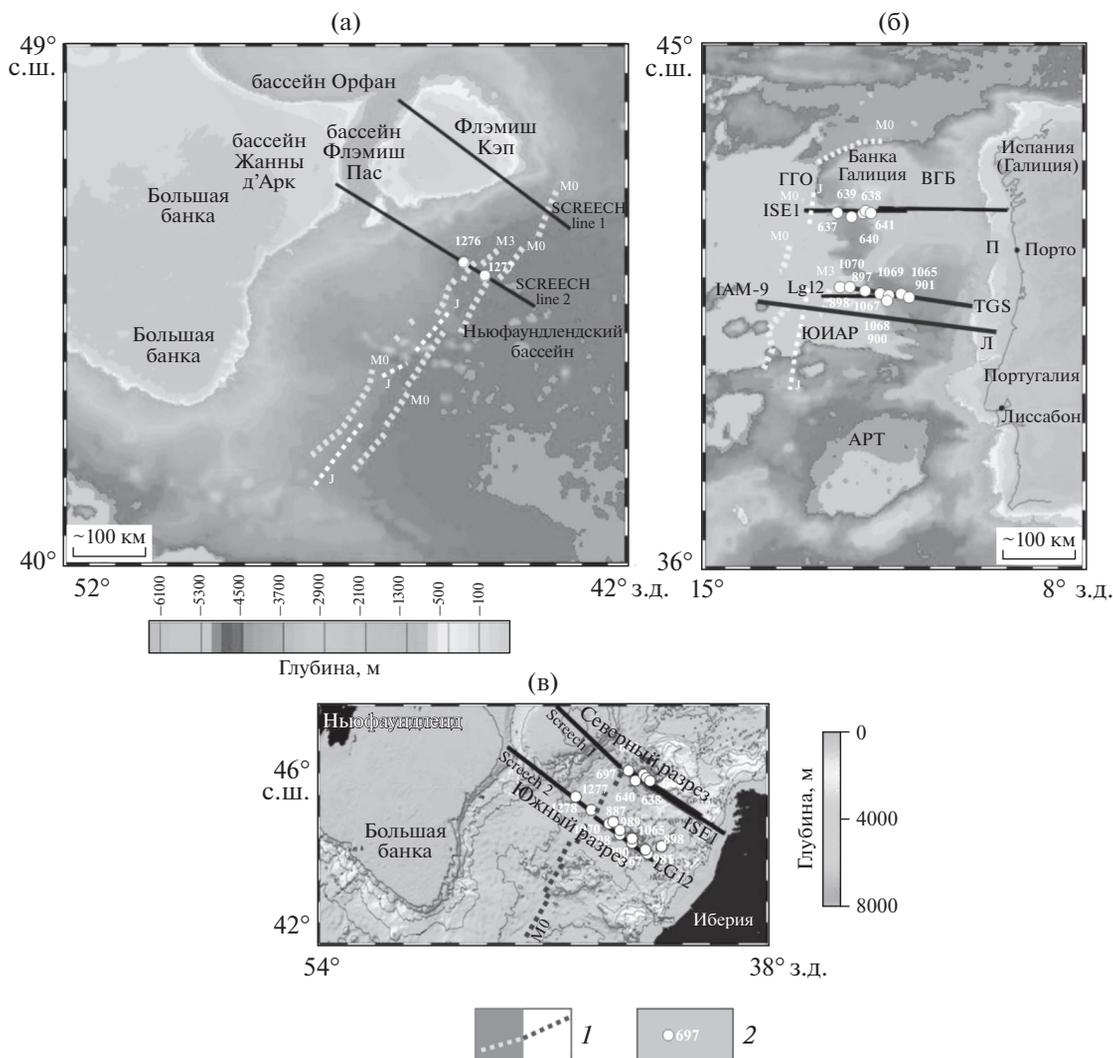


Рис. 1. Батиметрическая карта Ньюфаундлендской (а) и Иберийской (б) рифтогенных континентальных окраин с расположением сейсмических профилей и скважин глубоководного бурения, по [34, 17]; (в) – расположение сейсмических профилей на рифтогенных окраинах Иберии и Ньюфаундленда, реконструированных на время аномалии М0. ВГБ – Внутренний Галицийский бассейн, БГ – банка Галиция, ГГО – Глубокая Галицийская окраина, ЮИАР – Южная Иберийская абиссальная равнина, АРТ – абиссальная равнина Тагус, Л – Лузитанский бассейн, П – бассейн Порто, ФК – плато Флэмиш Кэп, БФП – бассейн Флэмиш Пасс, ББ – Большая банка.

нентальной коры и выведением на поверхность эксгумированной мантии, сложенной серпентинизированными перидотитами. И, наконец, четвертая стадия, связанная с дистальной областью континентальной окраины, характеризуется аккрецией новой океанической коры при ультрамедленном спрединге с сильно расчлененным рельефом. В дальнейшем скорость спрединга может увеличиваться до медленных и средних величин, при этом будут меняться структурный план новообразованной океанической коры и изрезанность рельефа дна.

Еще одной особенностью строения континентальных окраин Западной Иберии и Ньюфаундленда является наличие погруженных краевых плато банки Галиции и банки Флэмиш Кэп соот-

ветственно. Как правило, эти краевые плато отделены от материка грабенообразными бассейнами растяжения. Галицийская Банка расположена вблизи северной окраины Иберии и отделена от нее Внутренним Галицийским бассейном, представляющим собой погруженную рифтогенную депрессию, ограниченную сбросами и листрическими разломами и подстилаемую утоненной до 6–8 км континентальной корой [6, 24] (рис. 1 и 2). Подобные погруженные (иногда не полностью) краевые плато, отделенные от материка рифтогенной депрессией, подстилаемой утоненной континентальной корой, отмечаются на многих пассивных континентальных окраинах. Примерами могут служить плато Воринг в Северной Атлантике, плато Эксмут на окраине северо-запад-

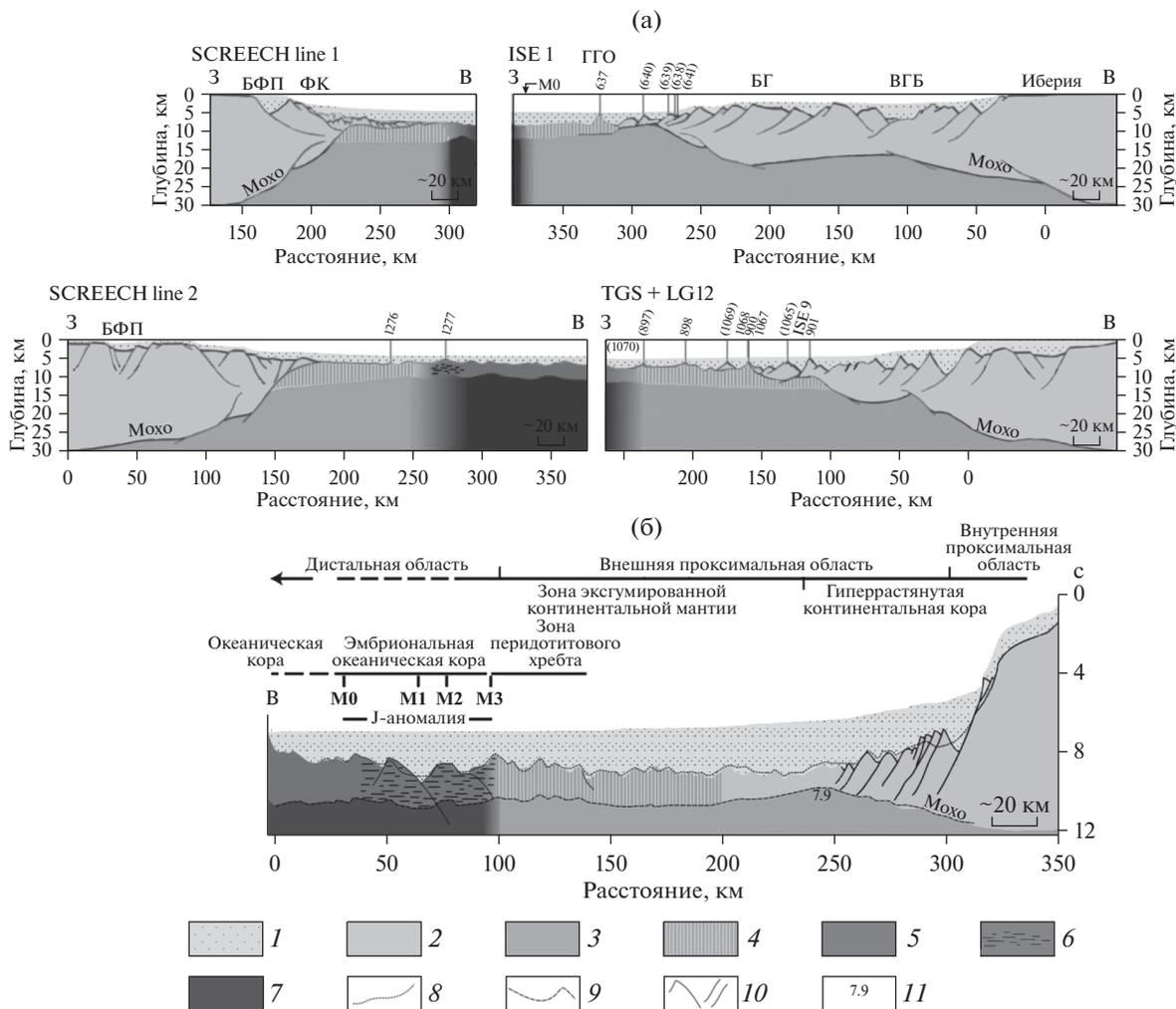


Рис. 2. (а) – Строение сопряженных пассивных окраин Западной Иберии и Ньюфаундленда с выделением характерных областей для окраин с гиперрастянутой континентальной корой [34, 20, 17]; (б) – строение коры Иберийской окраины вдоль профиля IAM-9 [17]. Положение профилей см. на рис. 1. 1 – осадки, 2 – континентальная кора, 3 – субконтинентальная мантия, 4 – серпентинизированная мантия, 5 – океаническая кора, 6 – эмбриональная океаническая кора, 7 – океаническая мантия, 8 – кровля фундамента, 9 – подошва фундамента, 10 – сбросы, 11 – скорости сейсмических волн (км/с).

ной Австралии, платформа Сокотра, отделенная вместе с одноименным островом от африканского континента грабнем Гвардафуй и многие другие [2].

Банка Флэмиш Кэп со стороны сопряженной окраины Ньюфаундленда также отделена рифтогенным бассейном Пас Флэмиш от Большой банки Ньюфаундленда, которая представляет собой более обширное краевое плато. Эти погруженные краевые банки осложняют строение континентальных окраин. Условия их образования вызывают немало вопросов.

К югу от Галицийской Банки окраина Иберии имеет несколько иное строение. Здесь отсутствует погруженное краевое плато, хотя континентальная окраина имеет все признаки,

характерные для окраин с гиперрастяжением, описанные выше.

Цель работы заключается в выявлении на основе физического моделирования особенностей структурообразующих деформаций при формировании континентальной окраины северного и южного сегментов Западной Иберии и Ньюфаундленда, которая представляет собой тектонотип невулканических рифтогенных окраин, характеризующихся гиперрастянутой континентальной корой.

СТРОЕНИЕ ОКРАИН

Сопряженные окраины Западной Иберии и Ньюфаундленда очень хорошо изучены разно-

образными геолого-геофизическими методами. Сейсмические [9, 11, 12, 19], гравиметрические и магнитометрические [33, 36] данные, полученные на сопряженных окраинах вместе с данными глубоководного морского бурения (ODP) Legs 103, 149, 173, 210 [10, 37, 38], дают неплохое представление о строении этих окраин. Основное внимание в данной статье будет уделено иберийской окраине. В ее пределах четко выделяются два сегмента, различающиеся по своему строению: северный и южный. Северный сегмент характеризуется наличием погруженного краевого плато Галиция, отделенного от материка рифтогенным Внутренним Галицийским бассейном, а на западе переходящим в глубоководную Галицийскую окраину. Южный сегмент представляет собой типичную окраину с гиперрастянутой континентальной корой, переходящей в Южную Иберийскую абиссальную котловину, подстилаемую океанической корой (рис. 1).

На рис. 2 приведены две пары профилей, проходящие на расстоянии 200 км друг от друга через северный и южный сегменты сопряженных окраин Западной Иберии и Ньюфаундленда [17, 20, 34]. Геологическая интерпретация этих профилей следует работам [20, 34] и основана на всестороннем анализе геолого-геофизических данных и результатах глубоководного морского бурения. В пределах рассматриваемых окраин эти авторы выделили несколько областей, характерных для окраин такого типа (рис. 2).

Внутренняя проксимальная область (континентальный шельф Галиции – континентальный шельф Иберии и область поднятий Флэмиш Кэп – Большая Банка) характеризуется небольшим фактором растяжения ($\beta < 2$). Она представляет собой стабильную континентальную платформу, сложенную слегка утоненной (25–30 км) континентальной корой, претерпевшей небольшое пострифтовое погружение. Эта область связана со сбросообразованием в хрупкой части верхней коры. Она включает следующие бассейны: Лузитанский, Порто и Жанны д'Арк.

Область утонения (зона шейки (necking zone) включает Галицийскую Банку – западный край бассейна Пенич и восточный край поднятия Флэмиш Кэп – Большая Банка) соответствует области перехода от утоненной континентальной коры во внутренней проксимальной области до гиперрастянутой сильно утоненной континентальной коры (< 10 км) во внешней проксимальной области. Зона шейки характеризуется заглублением верхней поверхности фундамента, связанным с утонением коры и резким поднятием поверхности Мохо. Здесь на поверхность дна нередко выходит эксгумированная серпентинизированная мантия [20, 34]. Эта область характеризуется высоким фактором растяжения ($\beta > 3-4$),

что свидетельствует о значительном пострифтовом погружении [16, 28]. Вдоль двух пар разрезов через рифтогенную окраину Иберии–Ньюфаундленда архитектура зоны шейки сильно изменяется [20, 34].

Гиперрастянутая область (Глубокая Галицийская окраина, Южная Иберийская абиссальная равнина и бассейн Ньюфаундленд) соответствует переходной зоне между областью шейки и океанической корой и сложена сильно утоненной континентальной корой и/или эксгумированной субконтинентальной мантией. Следует отметить, что растягивающие деформации в этой области характеризуются сменой структурного плана от крутопадающих сбросов с большим смещением к более пологим нормальным сбросам, последние отмечаются в детачмент-сбросах в верхних частях фундамента (т.е. в коре или мантии) [26, 34].

Очень сильное утонение континентальной коры позволяет нормальным сбросам “прорезать” оставшуюся континентальную кору и проникать в мантию. Зона перехода “континент–океан” ассоциируется здесь с эксгумированной континентальной корой и подкоровой мантией и представляет собой переход от утоненной континентальной коры к океанической коре [17, 25, 38]. Эмбриональная океаническая кора (протокора) в дистальной области, сформированная на ранних этапах спрединга, характеризуется сильноизрезанным и расчлененным рельефом, по сравнению с рельефом коры, сформированной на более поздних этапах установившегося спрединга [12].

Точно определить ограничение гиперрастянутой области со стороны океана трудно. Следуя [34], эта граница определяется поднятием поверхности фундамента (так называемое внешнее поднятие), совпадающим с переходом от области эксгумированной мантии к первой эмбриональной океанической коре в Иберийско-Ньюфаундлендской рифтовой системе.

Предраскольные проявления позднеэриасового–раннеюрского магматизма с небольшим объемом вулканитов в Иберо-Ньюфаундлендском секторе обнаруживаются только в пределах проксимальной зоны. Условия “магматического голода”, существовавшие во время рифтинга и начального спрединга, определили амагматичный режим развития всего региона, с отсутствием на окраинах следов активного магматизма. В результате в фундаменте внешней проксимальной и дистальной зон (переход к океанической коре) оказались распространены почти исключительно древние комплексы субконтинентальной мантии. Серпентинизация мантийных пород при продолжении растяжения и растрескивания коры, их тектонизация и эксгумация в виде перидотитовых хребтов представляют характерную осо-

бенность невулканических окраин этого типа [6, 16, 17, 20, 26, 34, 38].

Зона перехода от континентальной коры к океанической в районе Иберийской окраины характеризуется сейсмическими скоростями, достигающими 8 км/с вблизи основания фундамента. Она протягивается на 170 км в ширину на южной окраине Иберии в районе Южной Иберийской абиссальной котловины и всего 10 км в ширину на севере Галицийской Банки. В переходной зоне мощность океанической коры достигает 2.5–3.5 км, что отличается от ее средних значений (5–7 км). В центральном и южном участках иберийской окраины переходная зона “континент–океан” шире, а серпентинизированные перидотиты обнаружены на многочисленных хребтах во время бурения скважин 637, 897 и 899 [12, 20, 37, 38] (рис. 2).

Более узкая зона перехода к океанической коре в районе Галицийской Банки содержит один перидотитовый хребет с океанической корой на западе хребта. Перидотитовый хребет представляет собой возвышенность шириной ≈ 60 км, которая располагается между утоненной континентальной корой на востоке и тонкой океанической корой на западе (рис. 2), с постепенно увеличивающимися сейсмическими скоростями с глубиной из-за уменьшающейся степени серпентинизации [17]. В составе фундамента ультраосновного комплекса изучены лерцолиты, гарцбургиты, метаморфизованные перидотиты, с малым количеством дунитов, с прожилками клинопироксенитов и вебстеритов. Основные породы, ассоциирующие с перидотитами, представлены небольшим объемом базальтов, долеритов и габбро [6].

РАЗВИТИЕ ИБЕРИЙСКОЙ ОКРАИНЫ НА РАННЕЙ СТАДИИ РИФТОГЕНЕЗА

Несмотря на хорошую изученность сопряженных окраин Иберии и Ньюфаундленда, ранние этапы их формирования до рифтинга, син- и пост-рифтинга еще недостаточно хорошо поняты. Согласно [20], западно-европейская кора, предшествующая рифтингу, была сформирована серией континентальных террейнов, сложенных породами докембрийского–палеозойского возраста. Локализация линии раскола между Иберией и Ньюфаундлендом проходила по границе между двумя различными континентальными “террейнами”: Авалонским “террейном”, сохраняющим реликты каледонско-акадианского орогена и сохраненного главным образом на окраине Ньюфаундленда, и варисцийским “террейном”, сильно подвергнутым варисцийскому орогенезу и составляющим фундамент Иберийской окраины. В течение карбона Иберийский фундамент формировался за счет утолщенной континентальной коры. В отличие от этого, Ньюфаунд-

лендский фундамент был краевой зоной варисцийского орогена.

Пермский посторогенный этап связан с литосферным утонением и магматическим андерплейтингом в основании Иберийской континентальной коры и региональным вмещением основных и кислых магм. Начальное погружение, по всей видимости, контролировалось последующим термическим остыванием литосферы и приводило к отложению первых осадков в течение триаса.

В течение мезозойского времени южная часть Северной Атлантики подвергалась нескольким фазам рифтогенеза, которые характеризовались разным стилем деформаций [12, 20, 27, 35]. Считается, что раскол между Иберией и Ньюфаундлендом включал две стадии. Первая стадия охватывала временной промежуток от позднего триаса до ранней юры. Она включала в себя утонение континентальной коры и формирование крупных и глубоких, ограниченных разломами бассейнов во внутренней проксимальной области, таких как Бассейн Жанны Д’Арк, Лузитанианский, Галицийский. Вторая стадия охватывала временной промежуток от поздней юры до раннего мела и характеризовалась сильным растяжением континентальной коры во внешней проксимальной области. Континентальная кора была утонена до 10 км и раскалывалась на отдельные блоки, разделенные вертикальными разломами, которые выделяются по сейсмическим данным [6, 12, 20]. На расстоянии 8 км ниже уровня моря обнаружен крупный разлом-детachment, разделяющий трещиноватую кору от подстилающих серпентинизированных перидотитов. В целом, процесс растяжения, приводящий к континентальному расколу, является частью сложной последовательности единичных полифазных рифтовых событий [35].

В Бассейне Флэмиш Пасс рифтинг начался после берриасса и продолжался до апта [6]. В северном сегменте иберийской окраины растягивающие деформации вначале фокусировались в рифтовой ветви во Внутреннем Галицийском бассейне в течение поздней юры–валанжина, затем распространялись в сторону Глубокой Галицийской окраины в валанжине–готериве, оставляя менее деформированную изолированную Галицийскую банку. Предполагается, что в это время осадки Глубоководной Галицийской окраины отлагались в мелководных условиях открытого шельфа [20]. Сейсмические данные свидетельствуют об интенсивном сбросообразовании, которое привело к формированию Внутреннего Галицийского бассейна [27]. Валанжин-готеривская осадочная толща рассматривается как синрифтовые отложения, заполняющие недавно сформированные бассейны и отражающие кли-

нообразную геометрию, свидетельствующую о главной фазе растяжения внутри Внутреннего Галицийского бассейна [21]. Последующие баррем-раннеальбские отложения пассивно заполняли рифтогенный бассейн.

В пределах южного сегмента Иберийской окраины так же, как на окраине Ньюфаундленда, активный рифтинг в течение валанжина—готерива концентрировался в проксимальных бассейнах (Лузитанианский бассейн и бассейн Жанны д'Арк). В окрестности подводных гор Порто сейсмические данные выявили осадочную толщу в рифтовых бассейнах, контролируемую наклоненными к западу нормальными сбросами, падающими под большими углами, которые, вероятно, фиксировали миграцию деформаций в сторону дистальных областей [20]. Но, в отличие от мелководных морских условий в титоне в пределах северного сектора в Глубокой Галицийской окраине, растяжение в Южной иберийской абиссальной равнине формировалось уже в более глубоких условиях (>500 м). Эти толщи так же, как и на Глубокой Галицийской окраине, были отложены до главной фазы деформаций континентальной коры. По всей видимости, южная ветвь рифта постепенно продвигалась к северу [21, 35]. Это привело к тому, что зона растяжения охватывала значительную по ширине область, в которой были обособлены изометричные фрагменты континентальных банок Галицийской и Флэмиш-Кэп, образовавших впоследствии погруженные краевые плато, отделенные от материков рифтовыми ветвями, а в настоящее время — рифтогенными бассейнами [6].

Деформации остаточной континентальной коры произошли здесь главным образом в течение позднего берриасса—раннего валанжина. Эксгумированная по крупным разломам-детачментам серпентинизированная мантия перекрывается тектоно-осадочной брекчией и вскрыта в скв. 1068 [18].

В течение баррема—раннего апта эксгумация субконтинентальной мантии по разломам-детачментам вдоль южного сектора сопровождалась несколькими локальными магматическими событиями [18]. Осадочная толща обычно представляет собой ровно залегающие слои. В скважинах 897 и 899 ОДР брекчия с породами континентального фундамента и мантии была обнаружена на перидотитовом хребте. Такие находки предполагают позднее нормальное сбросообразование, связанное с поднятием перидотитового хребта в течение позднеаптского раскола [25]. Как и для северного сектора, здесь раскол предполагается на границе апта и альба.

Моделируя развитие окраин северного и южного секторов Западной Иберии, Мон с соавторами [20] установили прогрессивное развитие

коровых деформаций с юга на север в течение 5—10 млн лет, объясняющее изменение в стратиграфических фациях между Южной Иберийской абиссальной равниной и Глубокой Галицийской окраиной/Галицийской банкой. Действительно, в течение берриасса растяжение уже хорошо проявлялось в южной провинции, формируя глубину дна >500 м, в то время как в Глубокой Галицийской окраине и Галицийской Банке (северный сектор) континентальная кора была только слабо деформирована в условиях неглубокого моря (<500 м).

Вопрос времени окончательного раскола континентов и начала раскрытия океанов до сих пор остается дискуссионным. Уайтмарш и Майлс [36] считают, что раскол маркируется магнитной аномалией М3, что соответствует возрасту в 128 млн лет. Уилсон с соавторами предлагают возраст 140—134 млн лет, опираясь на данные бурения. Дин с соавторами фиксируют раскол по магнитной аномалии М0, что соответствует возрасту в 125 млн лет [12]. Ряд исследователей, основываясь на данных сейсмических скоростей, бурения, гравитационных и магнитных аномалий [17, 23, 33], считают, что характерная аномалия J располагается в области между хроном М3 и хроном М0 и маркирует по направлению к океану край эксгумированной континентальной мантии (рис. 1а, 1б). Несмотря на отсутствие определенности во времени раскола, он однозначно сопровождался ультрамедленным спредингом со скоростями от 8 до 10—14 мм/год [29, 31], формирующим первоначальную океаническую кору более тонкую (3—4 км) и с более изрезанным рельефом дна, чем нормальная океаническая кора вдоль окраин.

В целом, при общем сходстве развития континентальных окраин Западной Иберии и Ньюфаундленда, отмечаются определенные различия, отражающие асимметричную картину их строения, особенно в области проксимальных областей [6]. Кроме того, процесс рифтинга и особенности его перехода к спредингу зависят от ряда важных факторов, таких как унаследованность структур дораскольной коры, прогретость мантии, реологическая стратификация коры, величины растягивающих напряжений, наличие или отсутствие магматизма, скоростей относительных перемещений плит и других параметров. Данные параметры определяют тектоническое строение окраин, а также количество син- и пост-рифтовых отложений.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ИБЕРИИ

Методика моделирования. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах [1, 3, 8, 30]. Модельное вещество с упруго-пластическими

свойствами представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками.

При подготовке эксперимента расплавленное модельное вещество охлаждается сверху с помощью вентилятора. На его поверхности образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны. После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины H , начинается ее горизонтальное растяжение. Рифтовые зоны в модели задавались в виде разрезов или ослабленных зон с утоненной модельной литосферой за счет меньшего времени ее охлаждения [1].

Описание экспериментов и результаты моделирования. Были проведены две серии экспериментов.

Серия 1. Моделирование структурообразования при формировании континентальной окраины южного сегмента Иберии и сопряженной окраины Большой банки Ньюфаундленда при различных значениях скоростей растяжения. Эксперименты этой серии были аналогичны экспериментам, проведенным для анализа структурообразования на сопряженных окраинах Австралии и Антарктиды, которые также относятся к окраинам с гиперрастяжением континентальной коры [3].

Особенностью формирования континентальной окраины южного сегмента Иберии являлось изменение скоростей растяжения литосферы на стадии перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Первая (континентальная кора с толщиной H_1) и вторая (континентальная кора с толщиной H_2) стадии растяжения и амагматического утонения (континентальная кора с толщиной H_2) в экспериментах создавались искусственным утонением модельной континентальной литосферы. Третья стадия развития окраины, сопровождаемая эксгумацией серпентинизированной мантии, в эксперименте воссоздавалась процессом очень медленного растяжения – ультрамедленного спрединга, при котором формировался сильно расчлененный рельеф в виде крупных деформированных валов (валообразных поднятий или холмов) по одной или обеим сторонам континентальных окраин. На этом этапе нередко отмечалась геометрическая нестабильность рифтовой оси, сопровождаемая ее неоднократными перескоками. Они приводили к симметричной или асимметричной аккреции, что отражалось, соответственно, в симметричном или асимметричном строении континентальных окраин. Четвертая стадия (формирование коры в условиях перехода от режима ультрамедленного спрединга к медленному) в эксперименте соответствовала увеличению

скорости растяжения. Образованная модельная кора характеризовалась расчлененной поверхностью, с менее контрастным рельефом. При этом асимметричная аккреция могла сохраняться.

Эксперимент 1951 (рис. 3). Скорость первоначального растяжения модельной литосферы составляла $V_1 = 2.15 \times 10^{-5}$ м/с (ультрамедленный спрединг). В центральной и нижней областях в пределах ослабленной зоны произошло разрушение в виде индивидуальных трещин, формирующих первоначальную сегментацию спрединговой оси (рис. 3а, стадия А). На поверхности образовалось несколько смещений размерами от первых до 10 мм. Постепенно трещины первоначальной сегментации удлинялись, соединялись друг с другом и затем образовали единую спрединговую ось (рис. 3а, стадия Б). В ходе дальнейшего наращивания модельной литосферы началось образование крупных валообразных структур шириной 6–8 мм и высотой 2–4 мм (рис. 3а, стадия В). На разрезе по линии G–G' (см. рис. 3б) они представлены наиболее изрезанным и высокоамплитудным рельефом в его краевых частях. В период формирования первых двух-трех валов наблюдались перескоки оси спрединга, нарушавших ее линейность (рис. 3а, стадия В). Нарращивание модельной литосферы на этой стадии в нижней части ослабленной зоны происходило более асимметрично, чем в верхней (рис. 3а, стадии В и Д; см. также зону V_1 ультрамедленного спрединга на рис. 3б).

Затем скорость растяжения была увеличена до $V_2 = 3.0 \times 10^{-5}$ м/с (медленный спрединг). Увеличение скорости растяжения привело к уменьшению амплитуды рельефа на отдельных сегментах (рис. 3а, стадия В). При данной скорости растяжения также происходили небольшие перескоки оси спрединга, как правило, на ширину одного валообразного поднятия, которые приводили к формированию в модели нетрансформных смещений оси. Уменьшение рельефа на этой стадии эксперимента показано на разрезе по линии G–G' (см. рис. 3б). После этого скорость растяжения была еще раз увеличена до $V_3 = 5 \times 10^{-5}$ м/с (стационарный средний спрединг). Это привело к дальнейшему уменьшению амплитуды рельефа (рис. 3а, стадия Г). Амплитуда морфоструктур по вертикали и латерали заметно уменьшилась, а сам спрединг стал протекать более симметрично, локальные перескоки оси и формирование нетрансформных смещений стали более редкими, а ось спрединга приобретала линейный характер. Уменьшение рельефа на этой стадии эксперимента показано на разрезе по линии G–G' (см. рис. 3а, стадии Г, Д и рис. 3б).

В модели наблюдались поперечные структуры, развивающиеся с момента первоначальной сегментации. Другие типы структур появлялись в

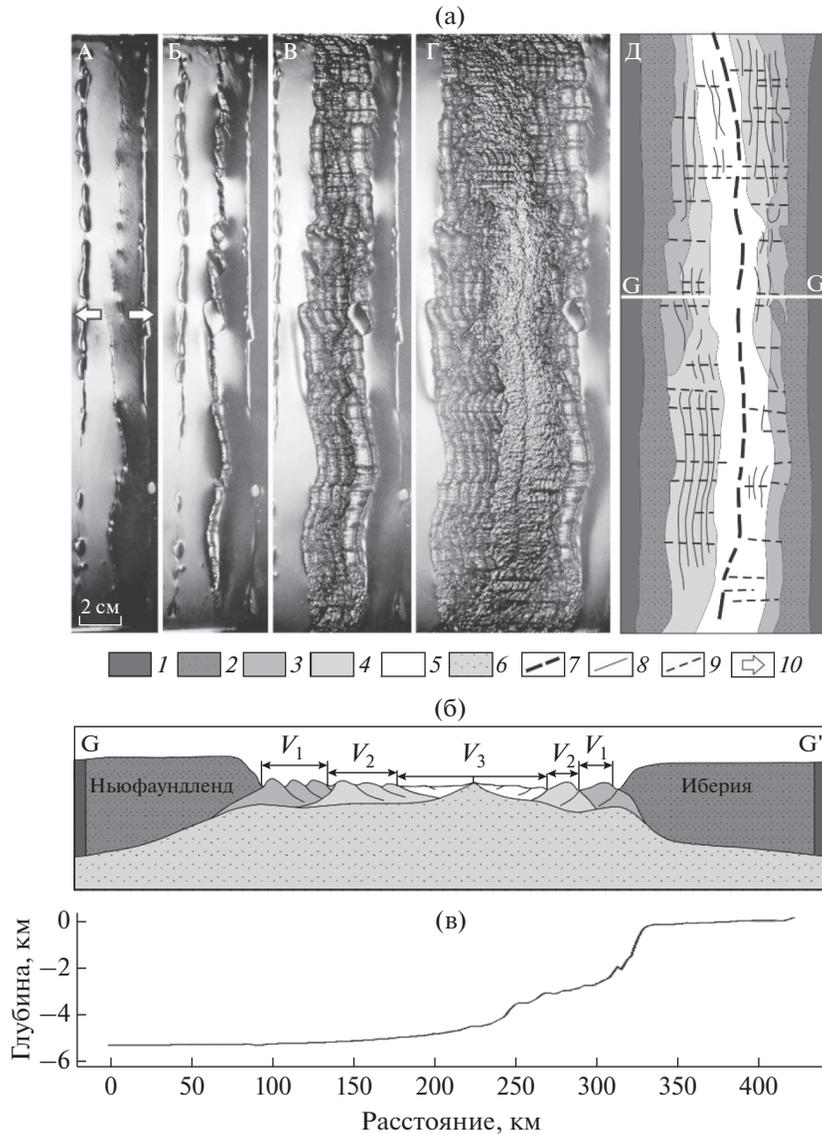


Рис. 3. Эксперимент № 1951. Структурообразование в модели в переходных зонах от континентальной литосферы к океанической при возрастающих значениях скоростей растяжения (пример разреза через окраину в районе Южной иберийской абиссальной равнины). $H_1 = 4 \times 10^{-3}$ м; $H_2 = 2 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 2.15 \times 10^{-5}$ м/с (А–В); $V_2 = 3 \times 10^{-5}$ м/с (В); $V_3 = 5 \times 10^{-5}$ м/с (Г). (а) – А–Г – стадии эксперимента – фото (вид сверху). Д – структурная схема последней стадии эксперимента; (б) – схематичный профиль рельефа и разрез модельной литосферы по линии G–G' на основе результатов экспериментов; (в) – батиметрический профиль через иберийскую окраину в районе Южной иберийской окраины (GMRT Grid Version 3.6).

1 – континентальная литосфера (в природе – внутренняя проксимальная окраина); 2 – утоненная континентальная литосфера (в природе – внешняя проксимальная окраина: серпентинизированная континентальная мантия, зона эксгумации мантии); 3 – зона наращивания океанической коры при ультрамедленном растяжении и спрединге при V_1 (в природе – эмбриональная океаническая кора (протокора)); 4 – зона стационарного наращивания океанической коры при V_2 (увеличение скорости спрединга – медленный спрединг); 5 – зона стационарного наращивания океанической коры при V_3 (увеличение скорости спрединга – средний спрединг); 6 – расплав – модельная астеносфера; 7 – ось спрединга; 8 – границы между аккреционными валами; 9 – зоны поперечных смещений оси; 10 – направление растяжения.

процессе аккреции новой модельной коры в результате разнонаправленных перескоков оси спрединга, приводящих к симметричному или асимметричному спредингу в модели. На рис. 3а, стадия Д показана структурная схема последней стадии эксперимента, а на рис. 3б – схематичный разрез строения коры.

Проведенные эксперименты показывают, что размеры валообразных поднятий, отделенные друг от друга участками отмерших осей спрединга, определяются толщиной осевой модельной литосферы и амплитудой перескоков спрединговой оси. При увеличении скорости спрединга и соответствующем сокращении времени охлажде-

ния литосферы в осевой рифтовой зоне наблюдается сглаживание рельефа.

В результате экспериментов выделены четыре зоны, различающиеся характером структурообразования и соответствующие природным зонам, выявленным по геофизическим и геоморфологическим данным на континентальных окраинах Иберии.

Серия 2. Моделирование формирования краевых банок Галиция и Флэмиш Кэп на ранней стадии развития континентальной окраины северного сегмента Иберии. Во второй серии экспериментов изучались закономерности формирования краевой банки Галиция, осложняющей северный сегмент континентальной окраины Иберии.

Эксперимент № 2080 (рис. 4).

В подготовленной модельной плите толщиной H_1 было сделано два разреза длиной L , имитирующих первоначальные рифтовые трещины. Поперечное a и продольное b расстояние между ними было равным. После этого началось растяжение модельной литосферы с заданной ультрамедленной скоростью $V = 1.67 \times 10^{-5}$ м/с (рис. 4а, стадии А, Б).

Трещина из верхнего разреза начала продвигаться раньше. После того как стала продвигаться трещина из нижнего разреза, обе трещины продвигались навстречу друг другу симметрично с одинаковой скоростью. Перекрывшись, трещины образовали блок (рис. 4а, стадия А). Затем началось наращивание новой модельной коры (рис. 4а, стадия Б). Блок испытывал вращение против часовой стрелки в горизонтальной плоскости, а также в вертикальной. Соединение осей перекрытия произошло через верхнюю трещину, а затем через нижнюю. После этого некоторое время спрединг в модели шел на двоянных осях, вследствие чего блок частично отделился от первоначальной плиты (рис. 4а, стадии Б, В). В этот период начал формироваться сдвиг от нижней части блока. Далее скорость растяжения была увеличена до $V_2 = 2.5 \times 10^{-5}$ м/с. И через некоторое время это отразилось в уменьшении амплитуды рельефа (рис. 4а, стадии Г, Д; рис. 4б). На стадии Д эксперимента спрединг на верхней (правой) оси перекрытия прекратился и она отмерла, образовалась единая ось спрединга левее блока. Вращение блока прекратилось, и в пределах континентальной окраины зафиксировалась структура — аналог краевой банки Галиция, частично отделенная от континента. Затем скорость растяжения была вновь увеличена до $V_3 = 3.75 \times 10^{-5}$ м/с. Это увеличение скорости привело к формированию в модели самого мелкого рельефа (рис. 4а, стадия Д и рис. 4б). На рис. 4а, Е показана структурная схема последней стадии эксперимента, а на рис. 4б — схематичный разрез строения коры.

Эксперимент № 2083 (рис. 5). В подготовленной модельной плите толщиной H_1 было сделано два разреза L , имитирующих первоначальные рифтовые трещины. Поперечное a и продольное b смещения между ними немного различались (рис. 5а, стадия А).

В начале эксперимента скорость растяжения была очень медленной $V = 1.67 \times 10^{-5}$ м/с. Трещины продвигались одновременно и симметрично. Сблизившись, они образовали перекрытие, а затем соединились, оконтурив центральный блок (рис. 5а, стадии А и Б). Блок интенсивно вращался в горизонтальной плоскости против часовой стрелки (рис. 5а, стадия В). При увеличении скорости растяжения до $V_2 = 2.5 \times 10^{-5}$ м/с центры спрединга продолжительное время работали с обеих сторон блока. Он вращался против часовой стрелки, повернулся на 90° и отделился от материнской континентальной плиты (рис. 5а, стадии В и Г). При этом по обеим его сторонам формировались веерообразные структуры (рис. 5а, стадии В—Д). В модели шло асимметричное наращивание новой модельной литосферы: в верхней половине модели — влево, а в нижней — вправо (рис. 5а, стадии В—Д). Поэтому к концу эксперимента блок оказался со всех сторон окруженным развитой океанической корой. При дальнейшем растяжении левее блока сформировалась единая ось спрединга (рис. 5а, стадия Г). Блок также испытывал значительное вертикальное вращение относительно прилегающих участков модели. Такие деформации блока привели к тому, что в середине опыта, наряду с действующей осью спрединга в тыловой части активного аккреционного вала, произошла реактивизация разлома. Вдоль него произошло излияние расплава подстилающего вещества на поверхность модельной литосферы (рис. 5а, стадии Г и Д), что может объяснять наличие магматических излияний даже в условиях относительно холодной мантии. В течение эксперимента в нижней половине модели наблюдались многочисленные перескоки осей спрединга, формирующие нетрансформные смещения оси. В верхней части модели спрединговая ось была более стабильна (рис. 5а стадия Д). На рис. 5а, Е показана структурная схема последней стадии эксперимента, а на рис. 5б — схематичный разрез строения коры.

В проведенных экспериментах отмечается асимметричное строение сопряженных пассивных окраин, формирующееся на ранних стадиях перехода от континентального рифтинга к аккреции новой коры и в условиях ультрамедленного спрединга. Рельеф фундамента характеризуется на этой стадии сильной расчлененностью и изрезанностью и постепенно выполаживается с увеличением скорости спрединга. В условиях продвижения рифтовых трещин навстречу друг другу

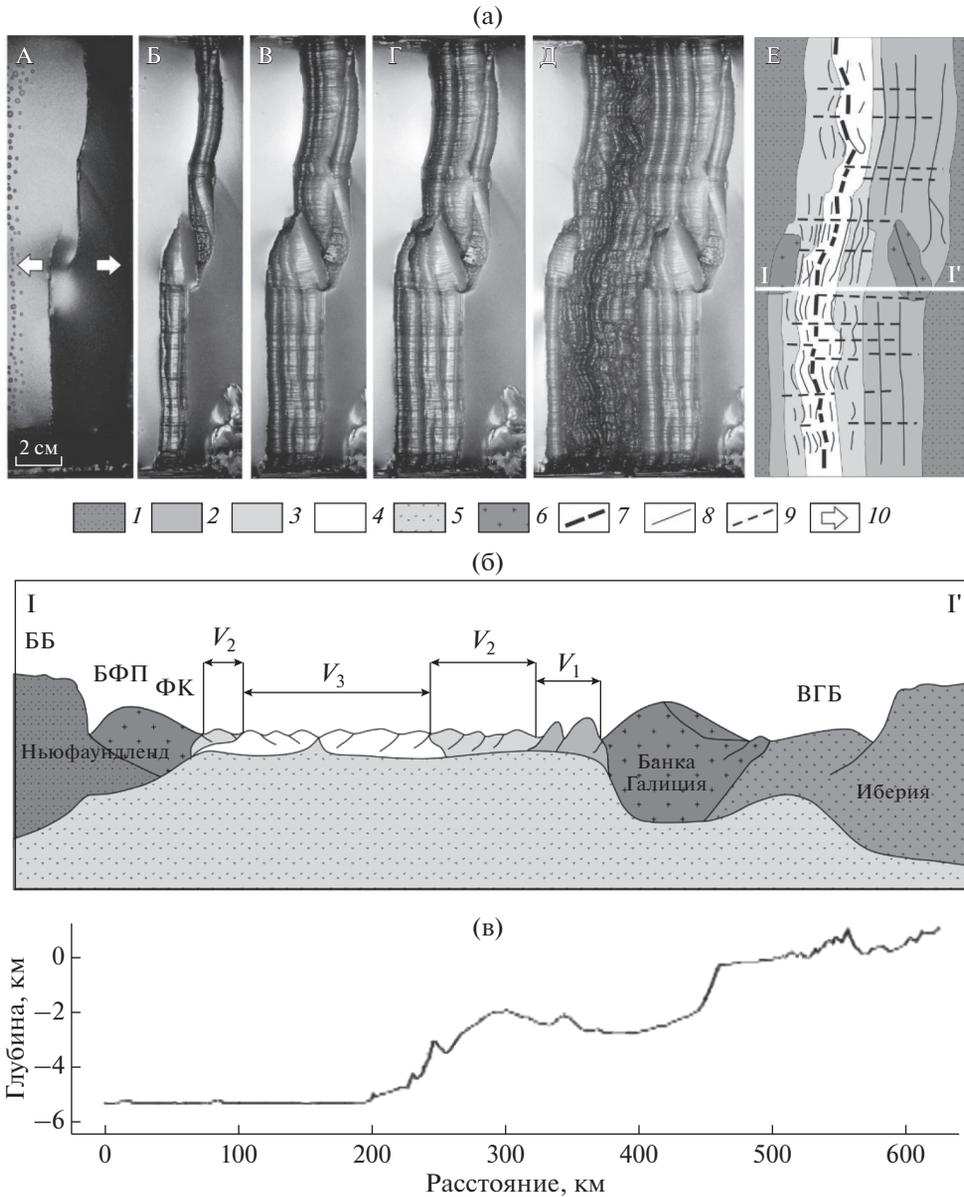


Рис. 4. Эксперимент № 2080. Образование в модели краевых плато (пример северного разреза – образование банки Галиции и банки Флэмиш Кэп) при встречном продвижении рифтовых трещин. $H_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $L_1 = L_2 = 6 \times 10^{-2}$ м; $a = \theta = 3 \times 10^{-2}$ м; $V_1 = 1.67 \times 10^{-3}$ м/с; $V_2 = 2.5 \times 10^{-3}$ м/с; $V_3 = 3.75 \times 10^{-3}$ м/с. (а) – А–Д – стадии эксперимента – фото (вид сверху). Е – структурная схема последней стадии эксперимента; (б) – схематичный профиль рельефа и разрез модельной литосферы по линии I–I' на основе результатов экспериментов; (в) – батиметрический профиль через иберийскую окраину в районе банки Галиции.

1 – утоненная континентальная литосфера в модели; 2 – зона наращивания океанической коры при ультрамедленном растяжении и спрединге при V_1 (в природе – эмбриональная океаническая кора (протокора)); 3 – зона стационарного наращивания океанической коры при V_2 (увеличение скорости спрединга – медленный спрединг); 4 – зона стационарного наращивания океанической коры при V_3 (увеличение скорости спрединга – средний спрединг); 5 – жидкий расплав, имитирующий астеносферу; 6 – краевое плато; 7 – ось спрединга; 8 – границы между аккреционными валами; 9 – зоны поперечных смещений оси; 10 – направление растяжения.

образуется блок, который в процессе спрединга испытывает вращение как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Эти деформации продолжаются до тех пор, пока одна из рифтовых ветвей перестанет быть активной, а на ее месте будет формироваться бассейн, отделяющий блок от материка. Вероятно, что по такому сценарию

шло образование и развитие банки Галиция и банки Флэмиш Кэп. Однако, как показали эксперименты (эксперимент № 2083), при длительной активности двух рифтовых ветвей, обтекающих блок, вращение и деформация блока могут быть значительными и приводить к локальным излияниям расплава в проксимальной (ближней к кон-

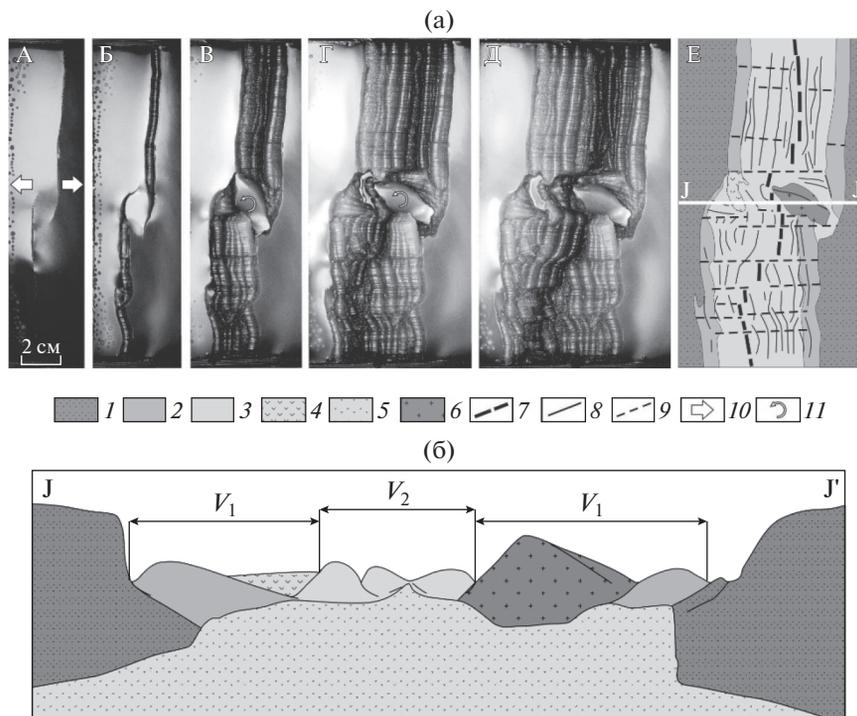


Рис. 5. Эксперимент № 2083. Образование в модели краевых плато, сопровождаемое излиянием расплава вследствие сильного вращения блоков и их вертикальных подвижек. (а) – А–Д – стадии эксперимента – фото (вид сверху). Е – структурная схема последней стадии эксперимента. $H_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $L_1 = L_2 = 6 \times 10^{-2}$ м; $a = 3 \times 10^{-2}$ м; $\sigma = 2 \times 10^{-2}$ м; $V_1 = 1.67 \times 10^{-5}$ м/с (А–В); $V_2 = 2.5 \times 10^{-5}$ м/с (Г–Д); (б) – схематичный профиль рельефа и разрез модельной литосферы по линии J–J'.

1 – утоненная континентальная литосфера (в природе – внешняя проксимальная окраина, серпентинизированная континентальная мантия, зона эксгумации мантии); 2 – зона наращивания океанической коры при ультра медленном спрединге при V_1 (в природе – эмбриональная океаническая кора (протокора)); 3 – зона стационарного наращивания океанической коры при V_2 (увеличение скорости спрединга – медленный спрединг); 4 – магматические излияния; 5 – расплав – модельная астеносфера; 6 – краевое плато; 7 – ось спрединга; 8 – границы между аккреционными валами; 9 – зоны поперечных смещений; 10 – направление растяжения; 11 – направление вращения блока.

тиненту) области и даже к полному отделению блока от материка. В этом случае произойдет формирование микроконтинента, отделенного от материка полосой новообразованной океанической коры с характерными линейными магнитными аномалиями. Но в рассматриваемых окраинах такой стадии развития не отмечается.

ВЫВОДЫ

1. Проведено экспериментальное изучение структурообразования при переходе от рифтинга к спредингу при формировании сопряженных окраин Иберии и Ньюфаундленда, характеризующихся гиперрастянутой континентальной корой. Показано, что северный и южный сегменты Иберии формировались в разных условиях развития рифтинга.

2. Моделирование показало, что в условиях сильно растянутой континентальной коры при очень медленных скоростях растяжения возможно формирование асимметричного строения переходных зон от континента к океану. Асимметрия закладывается на начальных этапах разруше-

ния континентальной коры и в дальнейшем поддерживается неустойчивостью оси спрединга; переход от рифтинга к ультрамедленному спредингу отмечается резко расчлененным рельефом дна, который при дальнейшем увеличении скорости спрединга становится менее контрастным.

3. Эксперименты показали, что формирование погруженных краевых плато в пределах континентальных окраин, таких как банки Галиция и Флэмиш Кэп, возможно при встречном продвижении двух рифтовых трещин, которые ограничивают блок микроконтинента с обеих сторон. Одна рифтовая ветвь трансформировалась в дальнейшем в спрединговый хребет, а вторая, со стороны континента, отмирала, формируя структуру типа авлакогена, с характерным осадочным бассейном, отделяющим погруженные банки от материка. В процессе своего развития блоки микроконтинентов испытывали вращательные деформации как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Такие деформации могли приводить к излиянию магмы на поверхность коры даже в условиях относительно холодной мантии.

Таким образом, проведенное моделирование позволило определить условия формирования разных типов рельефа при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу при изменяющихся скоростях растяжения, позволило выявить разный характер структурообразования на каждом этапе развития сопряженных переходных зон Западной Иберии и Ньюфаундленда. Это подтверждается сравнением результатов моделирования с сейсмическими данными о рельефе фундамента и фазах развития сопряженных переходных зон Иберии и Ньюфаундленда.

Благодарности. Авторы благодарят А.Н. Филаретову за помощь в оформлении рукописи.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00378).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. Т. 1. С. 76–94.
2. Дубинин Е.П. Геодинамические обстановки образования микроконтинентов, погруженных плато и невулканических островов в пределах континентальных окраин // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 463–475. <https://doi.org/10.7868/S0030157418030115>
3. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 94–107.
4. Дубинин Е.П., Лейченко Г.Л., Грохольский А.Л. и др. Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // Физика Земли. 2019. № 2. С. 76–91.
5. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Стрoение земной коры и история тектонического развития Индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.
6. Меланхолина Е.Н. Тектонотип невулканических пассивных окраин в регионе Иберии–Ньюфаундленда // Геотектоника. 2011. № 1. С. 80–105.
7. Меланхолина Е.Н., Суцевская Н.М. Особенности развития магматизма при формировании пассивных окраин северной Атлантики // Геотектоника. 2013. № 2. С. 12–31.
8. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. Т. 10. С. 10–19.
9. Afilhado A., Matias L., Shiobara H. et al. From unthinned continent to ocean: The deep structure of the West Iberia passive continental margin at 38° N // Tectonophysics. 2008. V. 458. P. 9–50. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.03.002>
10. Boillot G., Winterer E. Drilling on the Galicia margin: Retrospect and prospect / Boillot G., Winterer E.L. et al. (Eds.) // Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results. 1988. V. 103. P. 809–828.
11. Davy R.G., Minshull T.A., Bayrakci G. et al. Continental hyperextension, mantle exhumation, and thin oceanic crust at the continent-ocean transition, West Iberia: New insights from wideangle seismic // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. V. 121. P. 3177–3199. <https://doi.org/10.1002/2016JB012825>
12. Dean S.L., Sawyer D.S., Morgan J.K. Galicia Bank ocean–continent transition zone: New seismic reflection constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 413. P. 197–207. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.045>
13. Dureen N.G., Stagg H.M.J., Symonds P.A., Colwell J.B. Dominant symmetry of a conjugate southern Australian and East Antarctic magma-poor rifted margin segment // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 122. Q02006. <https://doi.org/10.1029/22010GC003306>
14. Gillard M., Autin J., Manatschal G. Fault systems at hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: Structural style, evolution and relation to magma // Mar. Pet. Geol. 2016. V. 76. P. 51–67.
15. Hauptert I., Manatschal G., Decarlis A., Unternehr P. Upper-plate magma-poor rifted margins: stratigraphic architecture and structural evolution // Mar. Pet. Geol. 2016. V. 69. P. 241–261. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.10.020>
16. Henning A.T., Sawye, D.S., Templeton D.C. Exhumed upper mantle within the ocean-continent transition on the northern West Iberia margin: Evidence from prestack depth migration and total tectonic subsidence analyses // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. Iss. B5. B05103. <https://doi.org/10.1029/2003JB002526>
17. Hugo V., Pinto G., Manatschal G. et al. Seawater storage and element transfer associated with mantle serpentinization in magma-poor rifted margins: A quantitative approach // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 459. P. 227–237.
18. Manatschal G., Froitzheim N., Rubenach M., Turrin B.D. The role of detachment faulting in the formation of an ocean–continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain // Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ. 2001. V. 187. P. 405–428.
19. Minshull T.A. Geophysical characterisation of the ocean–continent transition at magma-poor rifted margins // Comptes Rendus Geoscience. 2009. V. 341(5). P. 382–393. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.09.003>
20. Mohn G., Karner G.D., Manatschal G., Johnso C.A. Structural and stratigraphic evolution of the Iberia–Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modeling approach // Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ. 2015. V. 413(1). P. 53–89. <https://doi.org/10.1144/SP413.9>
21. Murillas J., Mougnot D., Boulot G. et al. Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin) // Tectonophysics. 1990. V. 184(3–4). P. 297–319. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90445-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90445-E)
22. Nemčok M., Rybár S., Sinha S.T. (eds.). Transform Margins: Development, Controls and Petroleum Systems // Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ. 2016. V. 431. P. 1–38. <https://doi.org/10.1144/SP431.15>
23. Nirrengarten M., Manatschal G., Tugend J. et al. Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia–Newfoundland: Implications for plate reconstructions // Terra Nova. 2017. V. 29(1). P. 20–28. <https://doi.org/10.1111/ter.12240>

24. Pérez; Gussinyé M., Ranero C.R., Reston T.J., Sawyer D. Mechanism of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № B5. P. EPM6-1–EPM6-19.
25. Péron-Pinvidic G., Manatschal G., Minshull T.A., Sawyer D.S. Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia–Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history // *Tectonics*. 2007. V. 26. TC2011.
26. Péron-Pinvidic G., Manatschal G., Osmundsen P. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts // *Mar. Pet. Geol.* 2013. V. 43. P. 21–47.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002>
27. Reston T.J. Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237(3–4). P. 561–576.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.019>
28. Reston T.J. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the Northhand Central Atlantic: A synthesis // *Tectonophysics*. 2009. V. 468. P. 6–27.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.002>
29. Russell S.M., Whitmarsh R.B. Magmatism at the west Iberia non-volcanic rifted continental margin: evidence from analyses of magnetic anomalies // *Geophys. J. Intern.* 2003. V. 154. № 3. P. 706–730.
30. Shemenda A.I., Grokholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № B5. P. 9137–9153.
31. Sibuet J.C., Srivastava S., Manatschal G. Exhumed mantle forming transitional crust in the Newfoundland–Iberia rift and associated magnetic anomalies // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № B6. P. NIL84–NIL106.
32. Sinha S.T., Nemcok M., Choudhuri M. et al. The role of break-up localization in microcontinent separation along a strike-slip margin: the East India–Elan Bank case study // *Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ.* 2016. V. 431. № 1. 95
<https://doi.org/10.1144/SP431.5>
33. Stanton N., Manatschal G., Autin J. et al. Geophysical fingerprints of hyper-extended, exhumed and embryonic ocean domains: the example from the Iberia–Newfoundland rifted margins // *Mar. Geophys. Res.* 2016. V. 37(3).
<https://doi.org/10.1007/s11001-016-9277-0>
34. Sutra E., Manatschal G., Mohn G., Unternehr P. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins: Strain Distribution Along Rifted Margins // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2013. V. 14. P. 2575–2597.
<https://doi.org/10.1002/ggge.20135>
35. Tucholke B.E., Sibuet J.-C. Leg210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland–Iberia rift. / Tucholke B.E., Sibuet J.-C. et al. (eds.) // In: *Proceedings of the ODP, Scientific Results, 210. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2007.* P. 1–56.
<https://dx.doi.org/10.2973/odp.proc.sr.210.101.2007>
36. Whitmarsh R.B., Miles P.R. Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40°30' N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100(B3). P. 3789–3806.
37. Whitmarsh R.B., Sawyer D.S. The ocean–continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental rifting to seafloor spreading processes / Whitmarsh R.B., Sawyer D.S., Klaus A., Masson, D.G. (eds.) // *Proc. ODP, Sci. Res.* 1996. V. 149. College Station, TX (ODP). P. 713–733.
38. Whitmarsh R.B., Wallace P.J. The rift to drift development of the west Iberia nonvolcanic continental margin: a summary and review of the contribution of Ocean Drilling Program Leg 173 / Beslier M.O., Whitmarsh R.B., Wallace P.J., Girardeau J. (eds.) // *Proc. ODP, Sci. Res.* 2001. V. 173. College Station, TX (ODP). P. 1–36.

Physical Modeling of Structure Forming on the Early Stages of Iberia – Newfoundland Separation

E. P. Dubinin^{a, #}, A. L. Grokholsky^a, A. O. Rashchupkina^{b, ##}

^aLomonosov Moscow State University, the Earth Science Museum, Moscow, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Department of Geology, Moscow, Russia

[#]e-mail: edubinin08@rambler.ru

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

Based on the analysis of geological and geophysical data and physical modeling, the features of structure formation on the adjacent margins of Iberia and Newfoundland are considered. These margins represent a passive margins formed during hyperextension of the continental crust, with its asymmetric split along a large fault–detachment and depleted magma supply. This type of margin is characterized by the development under conditions of prolonged riftogenic extension of the continental crust, which turns into ultra slow and then slow spreading. A distinctive feature of the Iberian and Newfoundland margins is the presence of submerged plateaus (Galicia and Flamish Cap), underlain by a thinned continental crust that are separated from the mainland by riftogenic grabens. Physical modeling of the formation of different types of relief during the transition from continental rifting to oceanic spreading with varying rates made it possible to reveal different patterns of structure formation at each stage of development of the conjugate transition zones of Western Iberia and Newfoundland. The experiments showed that the formation of the edge plateau of Galicia is possible in the presence of two rifts moving towards each other.

Keywords: passive margins of Iberia and Newfoundland, edge plateaus, physical modeling

УДК 550.814.551.4+561.26

КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОБЕРЕЖИЙ И ДНА ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

© 2021 г. А. А. Гаврилов*

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия*

**e-mail: gavrilov@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 26.11.2019 г.

После доработки 18.09.2020 г.

Принята к публикации 18.03.2021 г.

Проведение космогеологических исследований позволило установить в пределах зоны перехода континент–Японское море в Южном Приморье серию приразломных рядов миоцен-плиоценовых вулканических построек и зон крупных разрывных нарушений, которые протягиваются через материковый склон от шельфа до дна Центральной котловины. Они представляют собой структурные реперы, устойчивое простираение которых ставит под сомнение тектонические модели формирования Япономорской впадины, основанные на реализации масштабных горизонтальных подвижек блоков земной коры. Сочетание линейных систем небольших моногенных построек и трещинных излияний базальтов отражает многовыходной характер вулканизма Центральной котловины, возникающий при неглубоком расположении выступов астеносферы или мантийных диапиров. Предполагается, что формирование и относительно быстрое опускание котловины связано с активной дефлюидизацией мантии, масштабным базальтовым вулканизмом и инъекциями глубинного базитового и ультрабазитового материала, который замещал менее плотные породы земной коры континентального типа.

Ключевые слова: космическая геология, разлом, вулканоструктура, залив Петра Великого (Японское море), тектоническая модель

DOI: 10.31857/S0030157421040043

ВВЕДЕНИЕ

Данные дешифрирования космических снимков (КС) – важная и необходимая составляющая геоморфологических и геологических исследований побережий, которая позволяет существенно увеличить объем, качество используемой информации и соответственно повысить эффективность выявления структурных элементов суши и дна прилегающих акваторий. В зависимости от специфики геологического строения регионов и отдельных районов, используемых в качестве полигонов, объектами исследования выступают различные типы дислокаций. Для территории Дальнего Востока (ДВ), характеризующейся высокой тектонической и магматической активностями, особое значение имеет выявление сети разрывных нарушений, блоковых элементов и очаговых структур. Один из актуальных аспектов таких исследований – использование сквозных региональных и трансрегиональных разломов типа “суша–море” и “суша–море–суша” в качестве структурных реперов для оценки роли, амплитуд

горизонтальных блоковых перемещений и определения механизмов формирования зоны перехода и окраинных морей [4, 5]. Не менее важные вопросы связаны с определением роли разломов в строении и развитии береговых геоморфологических систем, с оценкой влияния разрывных нарушений, очаговой геодинамики и вулканизма на процессы деструкции окраин континента при формировании впадин окраинно-континентальных морей [1, 2, 4, 5, 18, 25 и др.]. Все это определяет целевую установку предлагаемой работы, которая включает космогеологическую индикацию структурных элементов зоны перехода континент–Японское море в Южном Приморье и последующую интерпретацию полученных данных на основе имеющихся геоморфологических, геологических и геофизических материалов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Достоинства космогеологических методов хорошо известны. Это – комплексирование изображений разного масштаба и типа, что обес-

печивает объективную генерализацию данных; обзорность, позволяющая фиксировать и проследить протяженные аномалии и за пределами исследуемого района; возможность определения скрытых, глубинных элементов структурного плана за счет изображения объектов в различных диапазонах спектра электромагнитного излучения; эффективность индикации геологических тел и дислокаций при совмещении различных геоморфологических, геологических, ландшафтных признаков [10, 13 и др.]. К настоящему времени накоплен большой объем цифровых материалов дистанционных съемок различных диапазонов спектра и детальности. Созданы и разрабатываются необходимые, достаточно сложные средства и алгоритмы обработки цифровой информации. При этом преобладают представления о том, что простая визуализация данных и традиционное дешифрирование КС малоинформативны. По мнению автора, подобные утверждения, в определенной мере, — следствие общей коммерциализации данной сферы деятельности, так как применение сложных программ не всегда целесообразно. Увеличение объема дополнительных операций при обработке исходных данных сопровождается не только ростом трудозатрат и времени, но и появлением информационного шума и артефактов, которые существенно затрудняют адекватную геологическую интерпретацию [12]. В то же время человеческий глаз — достаточно прецизионный инструмент, поэтому полностью отвергать его при работе с материалами космических съемок вряд ли целесообразно. Несмотря на наличие субъективного фактора, такие работы могут быть проведены достаточно качественно и, главное, оперативно.

Комплект используемых материалов дистанционного зондирования включал черно-белые панхроматические космофотоснимки м-ба 1 : 500 000, 1 : 000 000 и взятые из Интернета изображения, выполненные в рамках программы Google Earth, которая суммирует информацию сканерных КС суши и моделей цифрового рельефа дна акваторий (GEBCO). Высокая разрешающая способность изображений определяется синтезом материалов спутниковой альтиметрии и данных батиметрических карт, полученных в ходе детальных эхолотных съемок СЗ сектора Японского моря. Пространственное разрешение цифровой модели рельефа дна океана GEBCO (2014 г.) составляет 0.5 дуговой минуты или 0.93 км [30]. Ряд исследователей [12] считает, что наличие спутниковых данных и базы данных GEBCO на залив Петра Великого позволяет создать основу цифровой модели морского дна на сетке с шагом около 600 м.

Для увеличения контрастности и лучшего восприятия деталей изображения копировались на прозрачную пленку и анализировались при под-

светке снизу. В качестве основных признаков разломных структур на КС рассматривались: 1) протяженные (непрерывные или дискретные) узкие линейные или более широкие полосовые аномалии фототона, отличающиеся набором характерных черт, связанных с цветом, рисунком и структурой фотоизображения; 2) линейные границы разделов двух или более участков территории с различным окрасом, плотностью фототона и типом ландшафта, прямолинейные контуры ландшафтных выделов и др. [10, 13]. При геоморфологической и геологической индикации зон разрывных нарушений акцентировалось внимание на протяженных (сквозных или дискретных) линейных элементах рельефа и участках их смещений, на зонах высоких градиентов значений поля высот территорий и батиметрии дна акваторий. Привлекалась информация о прямолинейных границах, нарушениях контуров покровов эффузивов, осадочных геологических тел, учитывались сведения о раздробленности, блоковой структуре интрузивных массивов. Анализировались данные об аномально высокой трещиноватости пород, рядах вулканических структур и иных признаках линейной упорядоченности геологической среды. В ходе изучения сети линеаментов побережий дополнительно применялись схемы морфоструктурного строения побережий, карты “отмытого” рельефа (рис. 1), градиентов уклонов местности, построенные на основе моделей цифрового рельефа [5]. Под морфоструктурными элементами в данной работе понимаются эндогенные формы рельефа, соотносимые с элементами структурного плана.

При региональном анализе линеаментов эталонными объектами служили известные на территории Южного Приморья зоны крупных разрывных нарушений (Западно-Приморская, Партизанская и др.). Локальные разломы изучались на отдельных полигонах островной (о-ва Попова, Рейнеке, Антипенко и др.) и континентальной суши (п-ва Песчаный, Ломоносова) [3, 4]. В других районах проверка полученных данных осуществлялась в ходе маршрутных геолого-геоморфологических исследований береговой полосы.

В зависимости от прозрачности воды, измеряемой стандартным белым диском Коцебу—Секки, при максимально благоприятных условиях на аэрофотоснимках можно получать достоверные изображения морского дна до глубин 70–80 м, а при использовании КС — 100–120 м [24]. Глубины Амурского и Уссурийского заливов редко превышают 50 м, а изобата 100 м проходит, как правило, на удалении нескольких километров от материковой и островной суши. Относительно малые глубины и прозрачность толщи воды обеспечили отражение на КС целого ряда линейных деталей рельефа и ландшафта дна акватории СЗ части зал. Петра Великого. Выделяемые на КС линей-

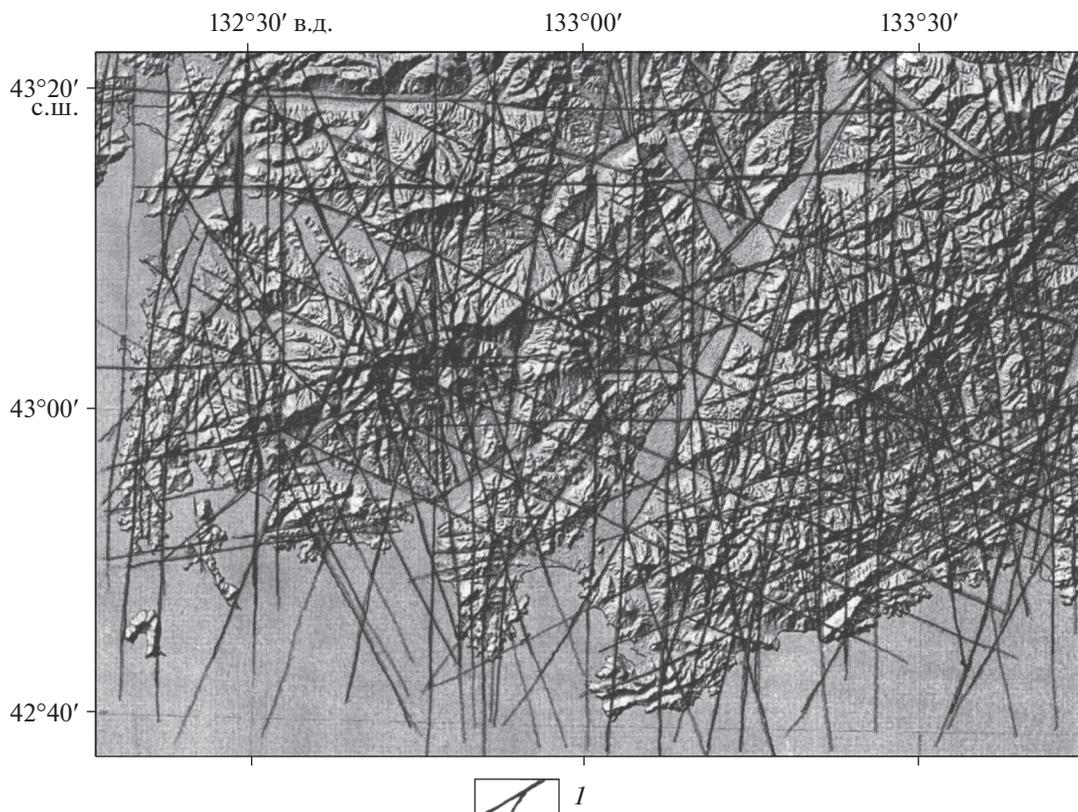


Рис. 1. Схема разломов юго-восточного Приморья по данным дешифрирования цифровой модели “отмытого” рельефа М 1 : 1000000.

1 – выявленные линейные аномалии, соотносимые с зонами разрывных нарушений.

ные аномалии фототона на дне Амурского залива сочетаются с зонами разломов в пределах континентальной и островной суши, что подтверждает достоверность результатов дешифрирования (см. рис. 6).

Космогеологическая индикация очаговых систем предполагает использование комплекса ландшафтных, морфологических, структурных, вещественных и геофизических данных. В зависимости от размеров, ранга, возраста выделяемых объектов и степени изученности территории набор используемых признаков и показателей меняется. Постоянными индикаторами остаются: концентрическое строение различных аномалий (фотона, поля высот и др.); кольцевая геометрия геологических тел, структур; радиально-концентрическая зональность геоморфологических, геологических и геофизических характеристик объектов; соответствующее внутреннее строение, размещение элементов инфраструктуры [5, 13 и др.]. При выявлении линейных и кольцевых аномалий гравитационного, магнитного полей используются приемы, близкие методикам морфометрического и морфографического анализа полей высот рельефа земной поверхности, связанные с оценкой геометрии, особенностей строения, зональ-

ности, закономерностей размещения аномалий и их группировок, а также с определением зон высоких градиентов [10, 13].

Более сложны индикация и идентификация линейных и кольцевых аномалий изображений дна акваторий на больших глубинах, где рельеф отображается на основе комплексирования данных, полученных различными системами спутниковой альтиметрии (цифровые модели высот геоида, уклонения отвесных линий, аномалий силы тяжести в свободном воздухе) и результатов эхолотных съемок. Точность определений значений гравитационного поля может достигать 5 мгал, а разрешение изображений – 20 км. Считается, что в условиях расчлененного рельефа с перепадом высот от нескольких сотен метров и более гравитационные аномалии в свободном воздухе в значительной степени отражают топографию, в то время как гравитационный эффект плотностных неоднородностей верхних этажей геологического разреза Земли играет второстепенную роль [16, 28, 29]. В то же время диаметры дешифрируемых кольцевых аномалий фототона, соотносимых с проекциями вулканических сооружений на дне залива Петра Великого, материковом склоне и подножье, составляют в среднем 5–7 км, редко

превышая значения 20 км (возвышенность Первенца). При этом размеры расположенных в центре аномалий купольных форм варьируют в диапазоне 3.5–4 км, что может быть обусловлено лишь степенью детальности изображений объектов моделируемого рельефа на основе данных GEBCO. В зоне сочленения суши и прилегающих акваторий программа Google Earth использует комплекты адаптированных друг к другу сканерных КС местности (суша) и цифровых моделей рельефа дна прилегающих акваторий. Использование таких данных, как размеры островов, подводных возвышенностей и других реперных объектов, позволяет уточнить параметры выделяемых на изображениях кольцевых аномалий и соотносимых с ними вулканоструктур.

Для сравнения: известные в пределах континентальной и островной суши вулканические постройки (г. Столовая, о-ва Антипенко, Сибирикова), представленные экструзивными куполами с фрагментами покровов, сложены миоценовыми гиперстеневыми андезитами, базальтами и имеют диаметр около 2 км [3]. Достоверность выделения кольцевых аномалий фототона, соотносимых с проекциями очаговых структур на шельфе и в пределах подводных возвышенностей Центральной котловины, подтверждается рядом данных. Это – выдержанность диапазона параметрических характеристик, кольцевых аномалий на различных участках дна, расположенных друг от друга на десятки и более км; отчетливая связь с аномалиями куполообразных форм рельефа, имеющих радиально-концентрическую батиметрическую зональность; их упорядоченное, с элементами трансляционной симметрии, размещение в пределах линеаментов, соотносимых с зонами магмаконтролирующих разломов; наличие принципиально похожих особенностей внутреннего строения кольцевых аномалий, имеющих дуговые, кольцевые и радиальные элементы, концентры.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ И ДНА ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ

Специфика геоморфологического строения дна СЗ части Японского моря определяется существованием двух крупных гипсометрических ступеней с относительно выровненными аккумулятивными поверхностями, разделенных зоной контрастного расчлененного рельефа уступа континентального склона, наличием банок, островов в заливе Петра Великого и подводных возвышенностей в Центральной котловине (рис. 2).

Первая ступень представляет собой мелководную подводную окраину материка, примыкающую к суше и характеризующуюся общим с ней

геологическим строением. Ширина рассматриваемого участка южно-приморского шельфа варьирует от 20 до 90 км, достигая максимальных значений в заливе Петра Великого. Максимальные глубины в его пределах не превышают 140–150 м. В геологическом строении осадочного чехла окраинно-континентальной аккумулятивной равнины, заложенной на гетерохронном и гетерогенном фундаменте, принимает участие комплекс позднекайнозойских рыхлых отложений (глины, алевролиты, пески, галечники и др.). Разрез начинается с верхненеогеновых конгломератов и галечников суйфунской свиты, залегающих в отдельных локальных грабенах Амурского и Уссурийского залива [26]. В основании чехла залегают магматиты и метаморфиты протерозоя (Партизанский блок), породы палеозойского комплекса фундамента эпигерцинской платформы и ее плитный комплекс мезозойского возраста (триас–нижний мел), а также позднемеловые эффузивные и интрузивные породы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса.

Общее число различных по размерам участков островной суши в заливе Петра Великого составляет несколько десятков. Вещественно-структурные признаки позволяют различать острова, сложенные: 1 – позднепермскими гранитоидами (о-ва Наумова, Моисеева, Сергеева, Желтухина, Стенина и др.); 2 – позднепермскими (раннетриасовыми?) габброидами (о-ва Карамзина, Малый); 3 – преимущественно вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями верхней перми (о-ва Кротова, Козлова и др.); 4 – интрузивными и эффузивно-осадочными образованиями разного состава палеозойского возраста с участием (о-ва Русский, Путятин и др.) или без участия (о. Попова) субгоризонтально залегающих толщ раннемезозойского структурного яруса; 5 – палеозойскими и мезозойскими толщами, прорванными позднемеловыми гранитами (о. Аскольд); 6 – гиперстеневыми андезитами миоценового возраста славянского комплекса (о-ва Антипенко, Серебрякова). Существование островов в виде реликтов структурных элементов континентальной окраины и новообразованных вулканогенных форм – одна из характерных особенностей залива Петра Великого [3].

Залегание на гранитах о. Русский горизонта базальных конгломератов и ранне-, среднетриасовых песчаников, алевролитов с фауной двустворчатых моллюсков, наутилоидей и мшанок подтверждает тот факт, что к началу мезозоя герцинские вулканоплутонические горные сооружения оказались в значительной степени (1.5–2 км) эродированы и опущены ниже уровня моря. Помимо о. Русский, реликты субгоризонтально залегающих отложений платформенного чехла отмечаются и на о-вах Аскольд, Путятин, Бол. Пелис [3, 5].

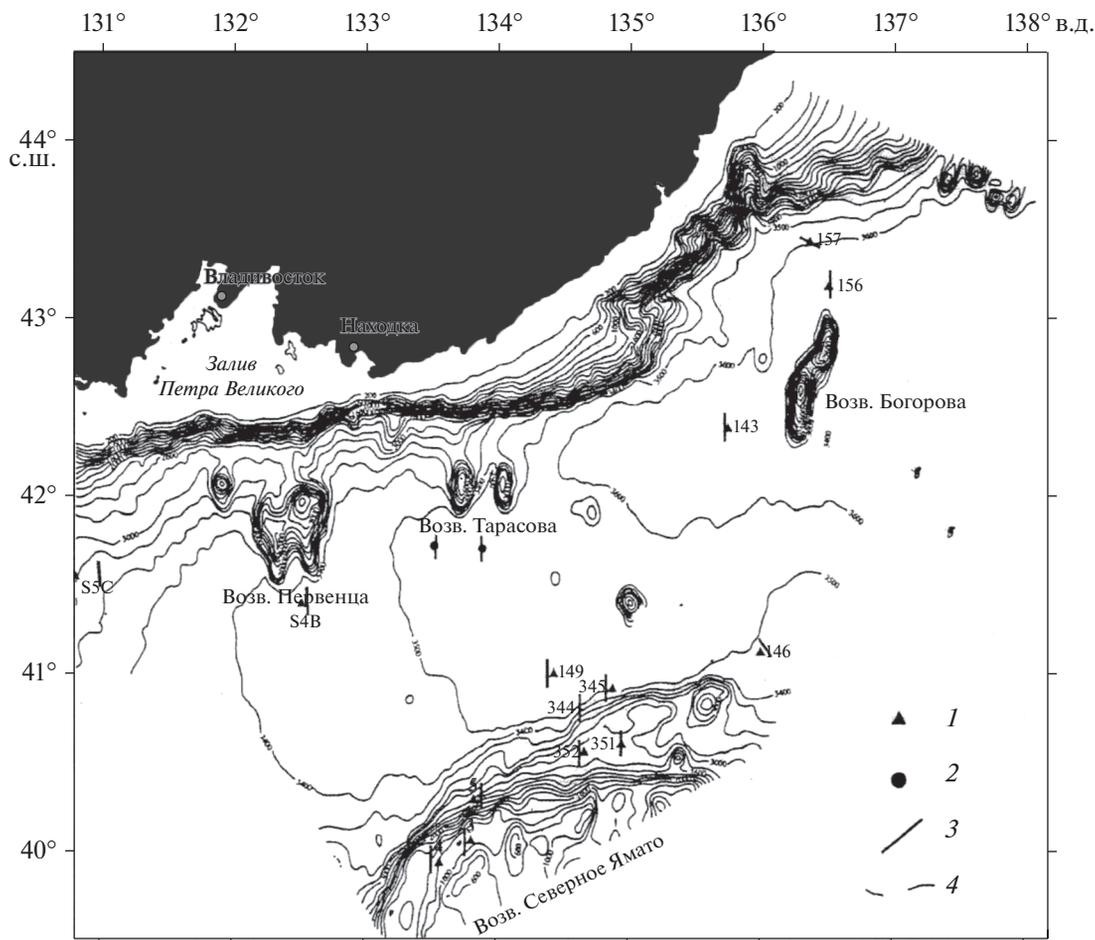


Рис. 2. Батиметрическая карта дна СЗ части Японского моря [10].

1 – центры профилей НСП с сейсмоакустическими радиобуями; 2 – донные сейсмические станции; 3 – фрагменты профилей НСП; 4 – изобаты.

На гранитных массивах, относимых к структурам фундамента эпигерцинской платформы, в пределах о-вов Попова и Русский обнаружены небольшие ареалы площадных кор выветривания, которые отражают этап формирования позднепалеозойско-раннемезозойского пенеплена. Морские условия осадконакопления на территории Южного Приморья существовали до раннего мела включительно, но сохранялись лишь локально, в отдельных впадинах. Последующая инверсия тектонического режима и воздымание территории связано с региональными орогенными процессами, начавшимися в конце раннего мела и достигшие экстремума в позднем мелу-раннем палеогене. Масштабы проявления поздне-мезозойского гранитоидного магматизма и кислого вулканизма обеспечили возникновение мощных горных систем, что определило резкое повышение интенсивности сопутствующих эрозионных и денудационных процессов. Поднятия региона развивались дифференцированно, но в

целом унаследовано, что обусловлено существованием устойчивой сети региональных глубинных разломов.

Наиболее интенсивно воздымались области мезозойской складчатости и окраинно-континентального вулканоплутонического пояса (Сихотэ-Алинь), менее активно процессы орогенеза и эрозионно-денудационные явления протекали в областях ранней консолидации (Ханкайский, Сергеевский массивы, эпигерцинская платформа). Достаточно отметить, что в настоящее время высоты дейтероорогенных поднятий Южного Приморья и горных сооружений Центрального Сихотэ-Алиня различаются более чем в два раза. Возможно, что сохранность фрагментов платформенного чехла на побережье и островах Южного Приморья объясняется не только дифференцированным характером тектонических движений, но и вовлечением в опускание в среднем и позднем кайнозое морфоструктур, обрамляющих Япономорскую впадину [5].

Начиная с эоцена, в пределах Востока Азии происходила очередная смена тектонического режима, обусловившая доминирование процессов деструктивного тектогенеза, погружение окраин континента и формирование впадин окраинных морей. Наиболее интенсивное опускание Япономорской котловины происходило в позднем олигоцене, миоцене и плиоцене [1, 2, 7–9 и др.]. На континентальном побережье Приморья эти явления привели к активизации докайнозойских и образованию новых окраинно-континентальных прогибов и впадин (Хасанская, Славянская, Тавричанская, Шкотовская и др.), в том числе грабенов Амурского и Уссурийского заливов, заложившихся в миоцене на месте одноименных синклиналей. Индикаторы глубинной, рифтогенной природы позднекайнозойской деструкции южно-приморского сегмента континентальной окраины, расположенного в Западно-Тихоокеанском рифтовом поясе [18], — относительно небольшие (радиус — 30 км) центры базальтоидного вулканизма миоценового возраста (Шуфанский, Шкотовский), соотносимые с проекциями мантийных диапиров. Структурный контроль очаговых систем Шуфанского и Шкотовского плато осуществляется Южно-Сихотэ-Алинской зоной широтного глубинного разлома [2, 19, 25]. Отдельные мелкие вулканические постройки на побережье (г. Столовая, на п-ове Песчаный и др.) располагаются в узлах пересечения разломов северо-восточного и широтного простираний. Дифференцированное развитие поднятий и впадин побережья Южного Приморья сохранилось и на этапе неотектонической активизации (плиоцен), связанной с подвижками в зоне Уссури-Амурского глубинного разлома и возникновением магматического центра Пектусан (Чанбайшань). В настоящее время крупный одноименный вулкан (диаметр 45–50 км) расположен на границе Северной Кореи и провинции Гири (Китай).

При опускании и затоплении окраин континента остаточные поднятия побережий трансформировались в островные системы. В этих геодинамических условиях цепь активизированных в позднем мелу позднепермских гранитоидных куполов, входивших в состав фундамента эпигерцинской платформы, оказалась максимально устойчивой к процессам деструкции и базификации, обеспечивая унаследованное развитие главного положительного морфоструктурного элемента дна залива Петра Великого — небольшого подводного горного хребта. Он расположен на продолжении структур п-ва Муравьева-Амурского и образует тектоническую основу архипелагов островов Императрицы Евгении (о-ва Русский, Попова и др.) и Римского-Корсакова (о-ва Стенина, Бол. Пелис и др.), протягиваясь в акваторию залива Петра Великого на расстояние более 90 км. Наибольшие высоты этого сооружения (291 м) ха-

рактерны для о. Русский. На других островах — вершинах подводного хребта — они существенно меньше. Относительно аккумулятивной поверхности дна прилегающих впадин Уссурийского и Амурского заливов высоты этого линейного поднятия СВ простирания при средней ширине 12 км варьируют в диапазоне от 110 до 350 м. Такие же цепи купольных форм, сопряженных с позднепалеозойскими массивами гранитоидов и контролирующими их разломами, образуют тектоническую основу горных систем прилегающего континентального побережья (рис. 3).

Общая история геологического развития гряды островов залива определяется следующей схемой: вулканоплутонический хребет (P_2) — линейная система остаточных горстов и эродированных плутонов (P_2-T_1) — серия погребенных массивов гранитоидов (T_1-J_3) — ряд возрожденных горстов (J_3-K_2) — дискретная полоса эксгумированных и отпрепарированных купольных и блоковых структур ($K_2-N_1-Q_{IV}$), образующих тектоническую основу подводного хребта. В основе его длительного и унаследованного развития лежит комплекс факторов: существование каркасной сети глубинных магмоконтролирующих разломов и связанных с ними интрузивных массивов (габбро, габбро-диориты, диориты и граниты); повышенные мощности гранитно-метаморфического слоя — “корни гор” под позднепалеозойскими магматическими орогенами (на период образования); превалирование вертикальных перемещений масс горных пород; дифференцированный характер тектонических движений; гравитационная устойчивость купольных, пирамидальных форм в целом и устойчивость гранитных куполов к процессам рифтогенной деструкции и базификации, в частности; повышенная стойкость окварцованных, ороговикованных пород экзоконтактов гранитоидных массивов к абразии и денудации [3].

Новые данные об абсолютном возрасте магматитов свидетельствуют о силурийском времени формирования основной части гранитов о. Русский [14]. Поскольку отдельные элементы массива были образованы в поздней перми, а для некоторых магматических тел есть и позднеюрские абсолютные датировки [20], получается, что очаговая система, экспонированная в пределах острова, соотносится с центром длительного гранитообразования. Он развивался дискретно во времени, но унаследовано на протяжении нескольких сотен миллионов лет, что, вероятно, обусловлено его положением в зоне регионально-магмоконтролирующего разлома.

В ходе геолого-съёмочных работ и геофизических исследований на территории Южного Приморья была выделена целая серия зон крупных разрывных нарушений (Западно-Приморская,

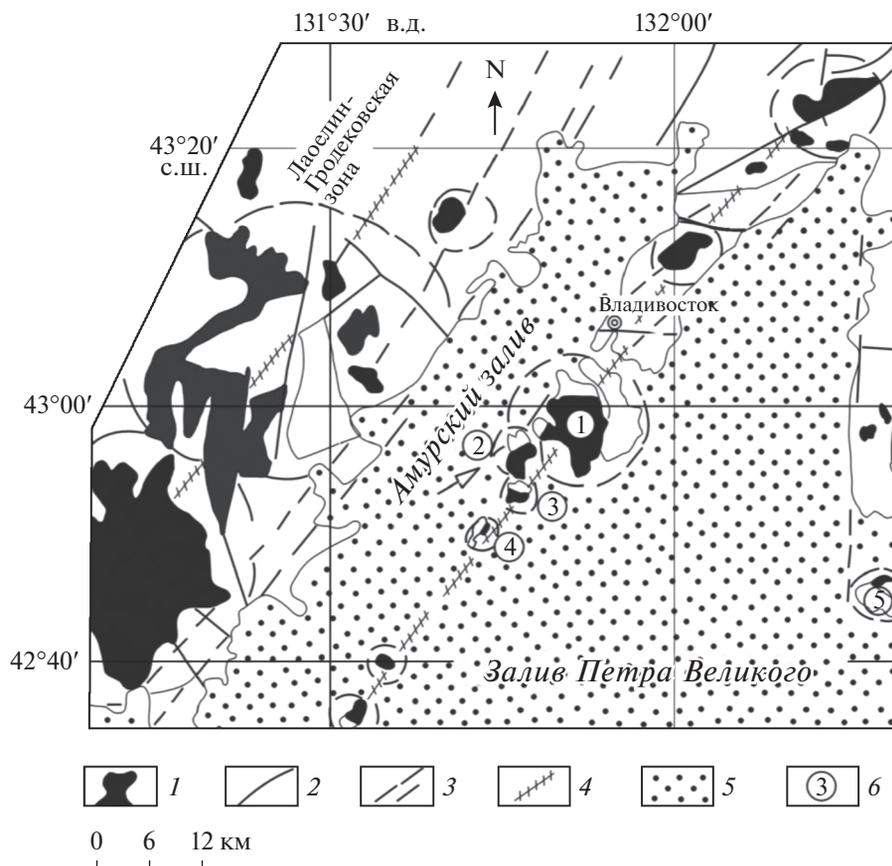


Рис. 3. Линейные системы эксгумированных и экспонированных в позднем кайнозое позднепермских гранитоидных куполов островов и континентального побережья залива Петра Великого [3].

1 – гранитоиды позднепермского возраста; 2–3 – системы разломов, установленные по данным: 2 – геологическим, 3 – морфоструктурного анализа; 4 – предполагаемые зоны магмоконтролирующих разломов, образующих линейные системы палеомагматических структур; 5 – акватория зал. Петра Великого; 6 – названия островов: 1 – Русский, 2 – Попова, 3 – Рейнеке, 4 – Рикорда, 5 – Аскольд. Стрелка направлена на о-ва Попова и Русский.

Партизанская, Центрально-Сихотэ-Алинская и др.) [1, 2, 22, 25, 26 и др.], представляющих собой длительно живущие каркасные элементы структурного плана глубинного заложения. С разрывными дислокациями соответствующего ранга связаны границы структурно-формационных зон, контроль явлений магматизма, создание блоковой структуры земной коры региона и реализация современных геодинамических, сейсмических процессов. Отмечается влияние региональных разломов на очертание границ материковой суши, формирование межгорных впадин, долин крупных рек и других крупных элементов морфологического ландшафта региона [3–5]. Например, контуры залива Петра Великого контролируются фрагментами региональных и трансрегиональных разрывных нарушений, с которыми соотносятся протяженные гипсометрические уступы на побережье и мелководном шельфе, а также полосы обрывистых, относительно спрямленных берегов (рис. 4).

Западный берег Амурского залива имеет СВ ориентировку, которая обусловлена системой разрывов Уссурийско-Биялчанского трансрегионального разлома, протягивающегося на север вдоль долины р. Уссури до р. Амур и далее по системе межгорных впадин до Западного Приохотья [4]. Именно в полосе этого разлома расположен эпицентр Приморского землетрясения 1955 г. с магнитудой 4.4 и глубиной залегания очага 6 км. Восточный берег Амурского залива более спрямлен и также ориентирован в СВ направлении. На контакте структур п-ва Муравьева-Амурского и Амурского грабена проходит Береговой глубинный разлом, выраженный на схемах гравитационного поля зоной повышенных градиентов. Общая мощность зоны повышенных дислоцированных пород на п-ве Птичий (о. Попова) в полосе этого разлома превышает, по данным автора, 1 км [5]. Центроклинальное падение слоев вулканогенно-осадочных пород позднепермского возраста на континентальном побережье и в пределах островных территорий, занимающих соответ-



Рис. 4. Схема линейных морфографических элементов и основных систем разломов побережья залива Петра Великого [3]. 1 – спрямленные и дуговые участки долин водотоков, протяженные гипсометрические уступы, связанные с разрывными нарушениями, 2 – зоны крупных разломов по геологическим данным и результатам дешифрирования космических снимков, 3 – ареалы рыхлых отложений в пределах прибрежных низменностей и речных долин, 4 – береговая линия, 5 – цифры в кружках – фрагменты трансрегиональных и региональных зон разломов: 1 – Уссурийско-Биличанская, 2 – Береговая, 3 – Южно-Приморская, 4 – Муравьевская (Артемовская), 5 – Аскольдовская, 6 – Посыетская.

ственно западное и восточное крылья Амурского грабена, свидетельствует о его заложении в пределах синклинальной структуры [3].

Контуры и ориентировка западного берега Уссурийского залива также задаются двумя крупными разрывными нарушениями, отчетливо выраженными на КС и представляющими ответвления Арсеньевской региональной системы разломов. Непосредственно в береговой полосе фиксируются многочисленные локальные сбросовые и сбросо-сдвиговые дислокации с плоскостями сместителей, ориентированными параллельно береговой линии [4]. Восточный берег Уссурийского залива подчиняется ориентировке Аскольдовского меридионального разлома, в пределах которого известны выходы пород ультраосновного состава. Формирование грабенов Амурского и Уссурийского залива в пределах синклинальных палеоформ, а горста п-ва Муравьева-Амурского в рамках одноименного антиклинория указывают на дифференцированный

характер и преемственность развития элементов морфоструктурного плана от основных конструктивных (поздний палеозой, поздний мел) и деструктивных (ранний мезозой, средний-поздний кайнозой) этапов тектогенеза территории.

Полученные данные о строении разрывных нарушений в береговых обрывах зал. Петра Великого показали, что амплитуды горизонтальных перемещений на побережье редко превышают первые десятки метров, в то время как амплитуды сбросов имеют значения, отличающиеся на порядок и более. Одним из примеров может служить система дизъюнктивных структур на о. Пулятина (рис. 5), где широко представлены сбросовые и сбросо-сдвиговые дислокации с относительно небольшими (десятки метров) подвижками по разломам.

С позиций неомобилистских воззрений основные элементы структурного плана Южного Приморья – Лаоелин-Градековский и Сергеевский террейны. Первый описывается как фрагмент



Рис. 5. Системы дизъюнктивных дислокаций в береговых обрывах мыса Родионова (о. Путятина). Роль тектонических маркеров играют субгоризонтально залегающие плоские тела (силлы) поздне меловых диоритов.

островной дуги, аккрецированный к среднепалеозойскому континенту в конце силура. Второй определяется как фрагмент раннепалеозойской активной окраины, который переместился за период валанжин–альб с юга на север на расстояние более 1500 км [23]. Некоторые авторы относят небольшую часть побережья к Вознесенскому террейну, характеризуя его в качестве позднепермско-кембрийской пассивной окраины, в пределах которой проявился позднесилурийский гранитоидный магматизм [14]. Постулируется, что континентальная кора Сихотэ-Алиня была сформирована примерно за 60 млн лет в средней юре–альбе. Само горное сооружение рассматривается в виде коллажа террейнов аккреционных призм, турбидитового бассейна и островной дуги. Считается, что этот ороген был сформирован на коре океанического типа в результате коллизионных процессов при решающей роли крупномасштабных перемещений по левым сдвигам [23]. В ряде тектонических моделей формирования Япономорской впадины решающая роль также отводится левосторонним масштабным горизонтальным подвижкам с реализацией механизма “pull apart” [22, 27 и др.].

Все это, по мнению автора, противоречит данным о существовании устойчивой региональной сети глубинных магмоконтролирующих разломов и наличии длительно живущих магматических центров, не согласуется с характером наблюдаемых дислокаций и палеогеографическими реконструкциями, а также с другими геологическими и геоморфологическими материалами [1–5, 15, 20, 21 и др.]. Установленная тектоническая предопределенность коренных берегов континентальной, островной суши и основных морфоструктурных элементов региона [4, 5] во многом объясняет дизъюнктивную природу реконструи-

руемых при тектонических построениях границ структурно-формационных зон и выделяемых террейнов.

Дно акватории. Вторая региональная гипсометрическая ступень северной части Японского моря связана с днищем Центральной котловины, которая отделена от шельфа зоной высокоградиентного рельефа. Она включает бровку шельфа и континентальный склон, строение и ориентировка которых обусловлены зонами широтного Южно-Приморского и северо-восточного Восточно-Приморского разломов [1, 2, 6, 24]. Ширина этого линейного морфоструктурного элемента от бровки шельфа до подножья составляет 15–20 км, максимальные углы наклона достигают значений 25 и более градусов [6, 7 и др.] Характерная черта его строения – высокая степень вертикальной и горизонтальной расчлененности рельефа, которая обусловлена разницей гипсометрических уровней, существованием блоков отседания, оползней, обвалов и поперечных глубоко врезанных приразломных грабен, каньонов, соотносимых, зачастую, с палеодолинами речной сети, имеющими разный возраст. Последний этап их активного развития связан, вероятно, с ранним плейстоценом, когда произошла крупная (150–200 м) регрессия вод Японского моря [11]. Вместе с современными долинами именно они представляют собой основные каналы транзита рыхлого материала в виде мутьевых потоков из прибрежных районов на шельф и на материковый склон. Глубины залегания основания материкового склона варьируют от 2700 до 3300 м. В буферную зону сочленения континентальной окраины и Центральной котловины можно включить и материковое подножье, так как конусы выноса и массы горных пород, перемещенных обвальными оползневными процессами и турбидитными пото-

ками, обеспечивают сохранение наклона аккумулятивной поверхности по направлению к центральной части абиссальной равнины. Глубины моря в ее пределах меняются в диапазоне 3200–3650 м. По особенностям своего геоморфологического строения она представляет собой аккумулятивную выровненную поверхность с горизонтально залегающими слоями осадочных и вулканогенных пород, в пределах которой развиты отдельные подводные поднятия (возвышенности Богорова, Беляевского и др.), удаленные друг от друга на многие десятки и сотни км. Несмотря на небольшие размеры (обычно несколько десятков км), относительные высоты этих положительных форм могут достигать 1500–2500 м. Ряд из них имеет изометричные в горизонтальной проекции контуры (возвышенности Петра Великого, Беляевского и др.), другие отличаются вытянутой в меридиональном направлении формой, образуя небольшие подводные хребты. Имеющиеся данные драгирования свидетельствуют об участии в строении некоторых из них пород складчатого фундамента и позднемезозойских образований (песчаники, алевролиты, граниты, эффузивы кислого, среднего состава и др.), но в целом преобладают вулканы среднего миоцена плиоценового комплекса [1, 2, 6–9]. Присутствие в разрезах осадочного чехла, помимо лав, туфов и туфогенно-осадочных разностей пород указывает на их формирования в приповерхностных, субаэральных условиях. По материалам глубоководного бурения (проекты DSDP Leg 31 и ODP Legs 127, 128), осадочный чехол Японской котловины сложен преимущественно терригенными и биогенными отложениями, накопление которых началось со среднего миоцена. Одна из скважин (ODP 795 В), пробуренная на периферии погребенной вулканической постройки, вскрыла базальтовый покров мощностью 78.7 м [20, 21].

РЕЗУЛЬТАТЫ КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДНА ЗАЛ. ПЕТРА ВЕЛИКОГО И ПРИЛЕГАЮЩИХ УЧАСТКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ

В отличие от известных тектонических построений [1, 2, 22 и др.], приведенная схема (рис. 6) отражает такие черты геологического строения Южного Приморья, как общую высокую раздробленность земной коры, важную роль разрывных дислокаций не только северо-восточного, но и других направлений. Отмечается, в частности, широкое развитие ортогональных (широтных и меридиональных) структур, наличие сквозных разломов “суша–море” и др. Основной фон образуют локальные разрывные нарушения, выраженные на черно-белых панхроматических КС и в виде линейных аномалий фототона не только на

суше, но и в пределах Амурского залива, где глубины редко превышают 50 м. Региональные разломы представлены зонами сгущения мелких линеаментов. На КС отчетливо выделяются, например, меридиональный Западно-Приморский, северо-восточные Уссурийско-Биличанский, Береговой, серии широтных и северо-западных дизъюнктивных дислокаций, которые показаны на геологических картах лишь фрагментарно либо не представлены вообще.

Можно предполагать, что отражение на снимках разломов на дне Амурского залива и в целом на шельфе Южного Приморья обусловлено рядом факторов: 1 – связь с разрывными нарушениями гипсометрических уступов, выступов, ложбин, палеодолин, каньонов и других линейных форм рельефа; 2 – соотношение с границами структур, наличие геологических тел с разными физико-механическими свойствами (дайки, экзоконтакты интрузивных массивов и др.); 3 – эффект динамического влияния зон разрядки тектонических напряжений в скальных породах фундамента на вышележащие слои слаболобитофицированных и рыхлых осадочных образований при сейсмических процессах; 4 – выполнение тектоническими трещинами функций газопроводящих и подводных каналов при глубинной дегазации недр и диагенезе обогащенных органикой слоев рыхлых отложений; 5 – разгрузка в зонах нарушений дна акваторий потоков трещинных вод, формирующихся на прилегающей суше.

Следующая схема дешифрирования изображения (Google Earth), суммирующего информацию космических съемок (суша) и цифровых моделей рельефа дна акваторий (GEMCO) (рис. 7), содержит информацию о системах разрывных нарушений и очаговых морфоструктур СЗ сектора дна Японского моря и прилегающей суши. Помимо широкого развития ортогональных – широтных и меридиональных структур, отмечаются во многом похожие особенности сети дизъюнктивных дислокаций: наличие сквозных разломов “суша–море”, тектонический контроль ориентировок коренных берегов, структурная предопределенность бровки шельфа, материкового склона, цепи островов и подводных возвышенностей. Подтверждаются, в частности, опубликованные ранее положения [1, 2, 25] о тектонической предопределенности материкового склона, образующего зону контрастного сочленения окраины материка и Центральной котловины Японского моря. Развитые здесь крупные разломы имеют глубинное заложение и влияют на формирование регионального уступа, размещение вулканических центров и блоковых структур с разными мощностями земной коры. Перепады высот от бровки шельфа до подножья (2500–3000 м) и характер строения материкового склона отражают сбросо-обвальный характер погружения Цен-

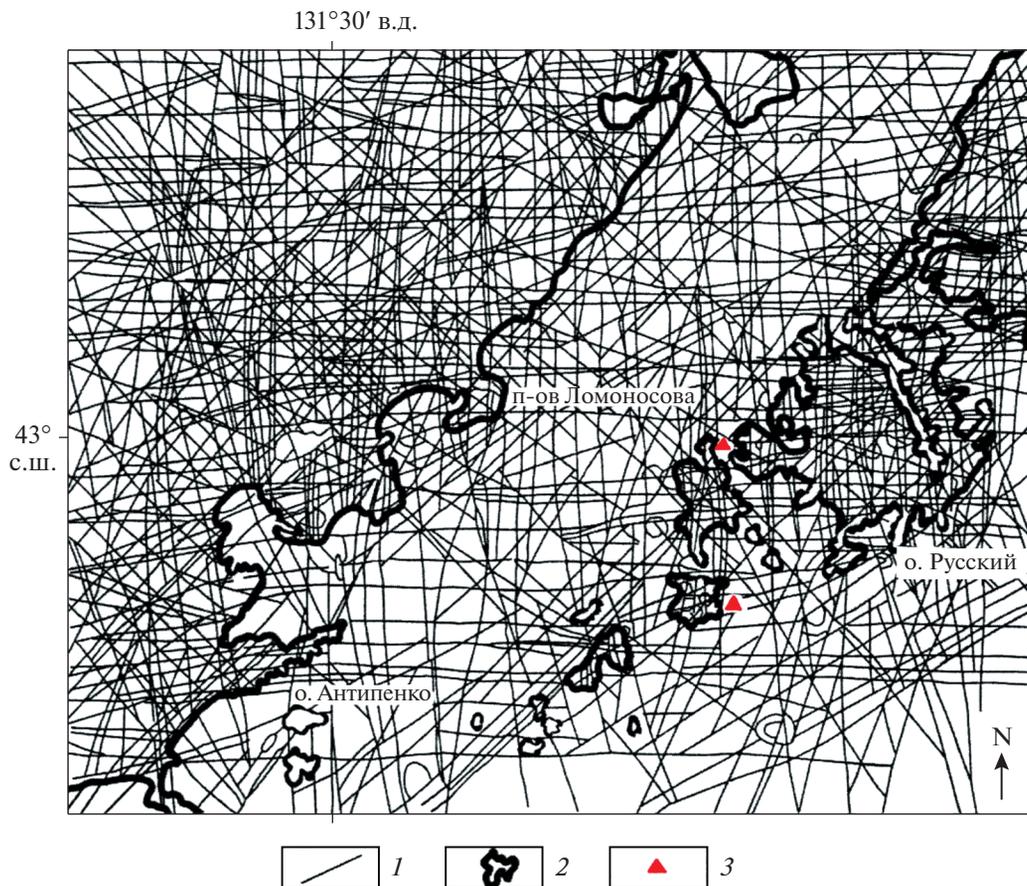


Рис. 6. Системы разломов континентального, островных побережий и дна Амурского залива по данным дешифрирования черно-белых панхроматических КС М 1 : 500000.

1 – линеаменты, соотносимые с зонами разломов; 2 – береговая линия; 3 – участки детальных исследований для проверки линейных фотоаномалий.

тральной котловины. Полученные данные о тектонической предопределенности береговых линий зал. Петра Великого и основных элементов морфоструктурного плана побережья Приморья в целом [3–5] позволяют рассматривать окраинно-материковую ступень региона не только как продукт эрозионно-абразионных процессов, протекавших при неоднократных масштабных регрессивных и трансгрессивных изменениях уровня вод Японского моря, но и как структурно обусловленную систему блоковых дислокаций, вовлеченных в опускание при формировании Центральной котловины Япономорской впадины.

Хорошо видимые на иллюстрации (см. рис. 7) мелкие кольцевые аномалии светлого фототона соотносятся с проекциями относительно небольших вулканических построек, выраженных в рельефе в виде купольных форм с кратерами и без кратеров, а также в виде изометричных впадин, представляющих собой, видимо, эксплозивные воронки. Реликты вулканических структур выявлены на шельфе, бровке шельфа, на подводных

возвышенностях и в прилегающих районах Центральной котловины. Их размещение контролируется разломами и узлами их пересечений. Вместе с разломами вулканические постройки образуют прямолинейные, пересекающиеся и более сложные пространственные группировки. Господствующие простирания цепочек или рядов вулканических форм – субширотное и меридиональное, но в западной части зал. Петра Великого в зоне Уссурийско-Биякчанского разлома расположены тектономагматические системы северо-восточной ориентировки. Некоторые из выявленных рядов вулканических аппаратов поперечны материковому склону, другие имеют конформное субширотное простирание и фиксируются на бровке шельфа. Протяженность таких цепочек вулканических построек различна. Одни из них имеют длину первые десятки км, другие протягиваются на 100 и более км. Например, ряд мелких кольцевых форм, расположенных южнее бухты Находка и объединяющих купольные и воронкообразные объекты, характеризуются длиной около 50 км. Его северный сегмент имеет ме-

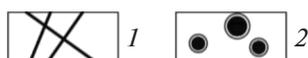
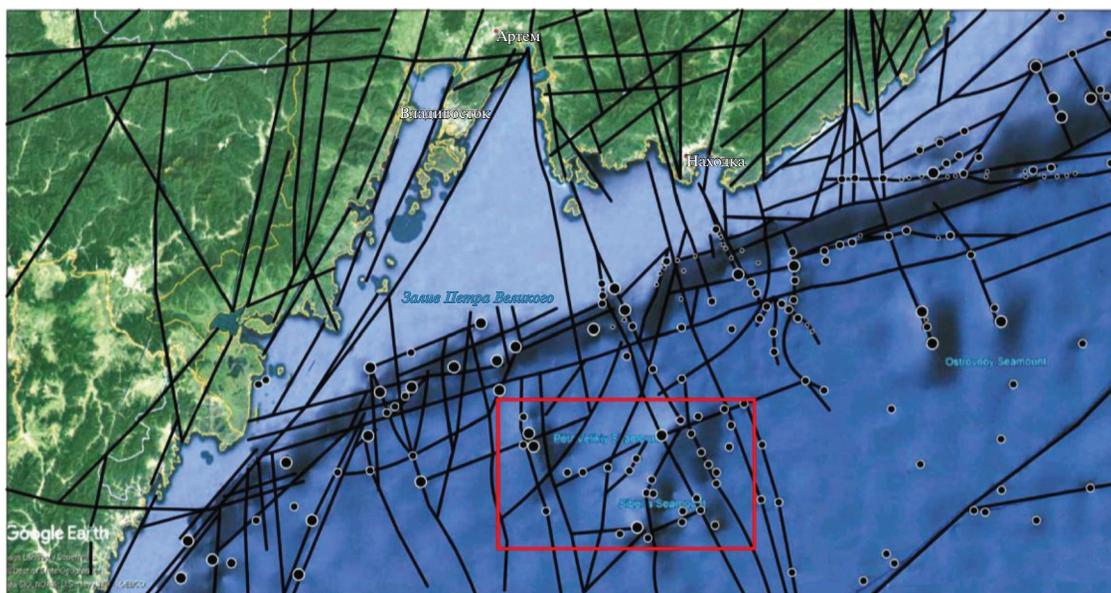


Рис. 7. Схема дешифрирования изображения в программе Google Earth северо-западного сектора дна Японского моря и прилегающей суши.

1 – линеаменты, соотносимые с зонами разломов; 2 – кольцевые аномалии разного размера, сопоставляемые с вулканическими структурами миоцен-плиоценового этапа вулканизма. Siberian Seamount – возвышенность Первенца. Прямоугольником выделена площадь детальных исследований (рис. 8).

ридиональную ориентировку, южный – юго-восточную. Он прослеживается на шельфе, материковом склоне и дне Центральной котловины, отражая, в виде тектонического маркера, отсутствие крупных горизонтальных перемещений на границе этих морфоструктур. Крупная цепь кольцевых аномалий, выделяемая восточнее мыса Поворотного (азимут простираения 290° – 295°), трассируется на расстояние около 120 км.

Имеющиеся геологические данные [1, 2, 7–9 и др.] позволяют отнести время формирования большинства вулканических построек, выявленных на дне акваторий залива и Центральной котловины, к миоцен-плиоценовому этапу базитового магматизма. С учетом превалирования на прилегающей суше вулканогенных образований раннемиоценового возраста часть из них, возможно, сформировалась раньше. Важно отметить, что, если в плиоцене базальтовый вулканизм на территории Южного Приморья проявился лишь ограничено [19], то на дне акватории Японского моря площадные излияния продолжались, по одним данным [7, 8], до конца плиоцена, а по другим [20] – до среднего плейстоцена. Пространственные и хронологические особенности подводного вулканизма подчеркивают детерминированные отношения процессов погребения Япономорской котловины и функционирования мантийных энерго- и магомгенерирующих очаговых систем. Именно они продуцировали интру-

зивные и протрузивные инъективные дислокации, определяя характер структурно-вещественных преобразований земной коры континентальной окраины.

Со склонов подводной возвышенности Петра Великого (глубины около 1600 м), относительно близко расположенной к континентальному склону, наряду с базальтами среднемиоцен-плиоценового комплекса, были подняты обломки аркозовых и грувакковых песчаников [8], которые близки по составу породам мезозойского (триас) плитного комплекса эпигерцинской платформы, сохранившегося на о-вах Русский, Путятин и др. В пределах этого подводного поднятия на мелкомасштабном снимке (см. рис. 7) выделяется 4 кольцевых аномалии, интерпретируемые как реликтовые вулканические сооружения. При увеличении изображения количество мелких кольцевых аномалий, соотносимых с мелкими вулканическими аппаратами, возрастает до 14 (рис. 8). Согласно батиметрическим и космогеологическим данным, тектоническая основа возвышенности – цепь вулканических аппаратов протяженностью около 45 км. Диаметры кольцевых объектов варьируют в интервале 4–9 км. Геометрическому центру поднятия отвечает узел пересечения магмоконтролирующих разломов меридиональной и субширотной ориентировок. Сама г. Петра Великого соотносится с более крупной очаговой постройкой.

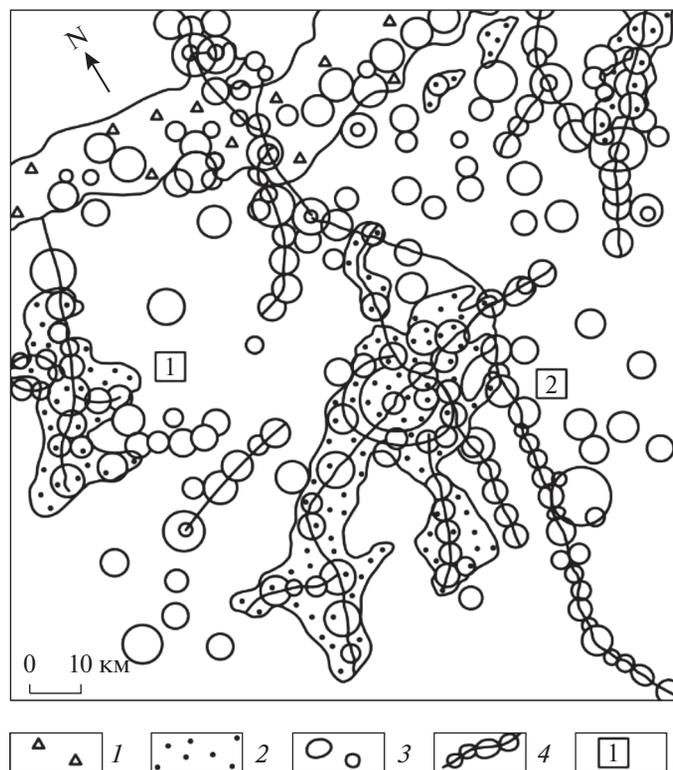


Рис. 8. Увеличенный фрагмент схемы кольцевых и линейных аномалий, выявленных на изображении (программа Google Earth) цифрового рельефа подводных возвышенностей Петра Великого и Первенца.

1 – материковый склон; 2 – подводные возвышенности; 3 – кольцевые аномалии, соотносимые с проекциями вулканоструктур; 4 – линейные системы (ряды) кольцевых аномалий, сопряженные с линейными (разломами); 5 – цифры в квадратах – названия подводных возвышенностей: 1 – Петра Великого, 2 – Первенца.

Подводные возвышенности Первенца и Тарасова (хребты Берсенева, Васильковского) расположены примерно в 50 км от подножья материкового склона. В пределах первой, имеющей диаметр основания по изобате 2700 м около 60 км и относительную высоту более 2500 м, помимо вулканитов (базальты, андезиты) миоцен-плиоценового возраста, также установлены мезозойские стратифицированные образования и гранитоиды [1, 2, 7]. По результатам более детального дешифрирования изображения (см. рис. 8) на ней установлено более 20 кольцевых аномалий разного размера, соотносимых с проекциями вулканических построек. При этом в северной части возвышенности отчетливо проявлены крупные разломы и связанные с ним субпараллельные ряды мелких купольных форм, которые прослеживаются через материковый склон до бровки шельфа.

Такие же по составу обломки пород, типичные для прилегающего континента, были драгированы на склонах второго объекта, подводной возвышенности Тарасова [1, 2, 8], что свидетельствует о совмещении признаков и геологических характеристик остаточного и новообразованного (вулканогенного) поднятия. Более детальные исследования показали наличие двух хребтов меридионального

простираения с глубинами соответственно 1530 и 2550 м, которые имеют ширину 30 км и 10–14 км. По геофизическим данным, в основании возвышенности выделяется платообразное поднятие, совместимое, видимо, с выступом складчатого фундамента. Среди пород осадочного чехла установлены глины, туфы, туфоконгломераты позднемиоценового и плиоценового возраста [7]. В соответствии с полученными данными, тектоническую основу двух хребтов образуют ряды мелких вулканов, контролируемых субпараллельными магмоконтролирующими разломами.

Юго-восточнее, на расстоянии около 220 км от подножья материкового склона расположена палеовулканическая постройка горы Беляевского с диаметром основания около 25 км. По результатам драгирования эта морфоструктура сложена толеитовыми базальтами, трахиандезитами и трахитами [1, 2], которые относятся к среднемиоцен-плиоценовому вулканическому комплексу. В соответствии с результатами сейсмического зондирования, мощность земной коры в районе г. Беляевского, составляет более 10 км. По своим геофизическим характеристикам она относится к континентальному типу [9]. В строении других подводных поднятий Центральной котловины

принимают участие аналогичные приразломные ряды, линейно-узловые группировки относительно мелких вулканических построек. Значительная часть этих образований, видимо, скрыта под чехлом рыхлых отложений, что позволяет предполагать их более широкое площадное распространение.

Установленные особенности размещения и структурного контроля вулканических построек дна северо-западной части Японского моря отражают совмещение черт трещинного и центрального типов извержений. Магматические потоки перемещались вдоль разломов-каналов, формируя на участках повышенной проницаемости коры, в узлах пересечения локальных разрывов, небольшие моногенные вулканы, лавовые, экструзивные купола, шлаковые конусы с одним или несколькими потоками лавы. Более крупные постройки возникают в узлах пересечения региональных разломов, роль которых обычно играют протяженные структуры меридионального и субширотного простираний. Известные соотношения между параметрами вулканических построек и глубинами залегания магматических камер [17] свидетельствуют об относительно неглубоком залегании магмо- и энергогенерирующих источников, соотносимых с выступами литосферной мантии, или мантийными диапирами. В условиях высокой проницаемости земной коры, которые существовали в пределах Западно-Тихоокеанского рифтового пояса [18], инъекции глубинного материала быстро достигали поверхности и теряли летучие компоненты, способствуя резкому уменьшению объемов магматических камер. Суммарный эффект от этих процессов и от структурно-вещественных преобразований земной коры, способствующих увеличению ее плотности за счет образования многочисленных покровов, потоков, лавовых, экструзивных куполов и возникновения сопутствующих интрузивных тел корневых частей вулканических построек, вероятно, и привел к относительно быстрому погружению Япономорской впадины.

По сейсмологическим и гравиметрическим [2, 9, 21 и др.] данным, в пределах фундамента Центральной котловины не выделяются структуры, идентифицируемые с рифтогенными грабенами. Наличие на западе и северо-востоке этой морфоструктуры крупных изометричных углубленных участков дна, отличающихся сокращенными мощностями земной коры, указывает на то, что главная роль в реализации процессов деструктивного тектогенеза и прогибания земной коры принадлежит явлениям мантийного диапиризма. Аналогичные представления принципиально применимы и к глубоководным котловинам Ямато и Цусимской [2].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. По данным дешифрирования КС и анализа изображений (Google Earth) цифровой модели рельефа Южно-Приморского сектора зоны перехода континент—окраинное море, на шельфе, материковом склоне, в пределах подводных поднятий Центральной котловины и ее равнинных участков с различной плотностью распространены линейные и кольцевые аномалии, соотносимые соответственно с зонами разрывных нарушений и проекциями миоценовых и миоцен-плиоценовых очаговых структур. Отдельный класс объектов образуют приразломные ряды, цепи вулканических построек, образующие структурную основу подводных возвышенностей, мниогие из которых расположены на складчатом фундаменте и имеют унаследовано-наложенную природу.

2. Установлена слабая изменчивость простираний приразломных вулканотектонических систем, протягивающихся через материковый склон от бровки шельфа Южного Приморья до дна Центральной котловины, и устойчивость ориентировок сквозных разломов “суша—море”, выступающих в роли тектонических реперов. Анализ имеющихся геологических и геофизических данных о строении Южного Приморья и полученные космогеологические материалы указывают на отсутствие следов крупных горизонтальных перемещений блоков при деструкции континентальной окраины и опускании Центральной котловины. Это ставит под сомнение тектонические модели формирования впадины Японского моря, связанные с реализацией масштабных горизонтальных подвижек блоков земной коры.

3. Сочетание множества линейных систем небольших моногенных построек и трещинных излияний базальтов отражает многовыходной характер вулканизма в Центральной котловине, который возникает при неглубоком расположении выступов астеносферы или мантийных диапиров, представляющих собой неотъемлемые структурные элементы рифтогенных зон.

4. Наиболее вероятные причины масштабного и относительно быстрого опускания дна Япономорской котловины в позднем кайнозое — активная дефлюидизация литосферной мантии, масштабный базальтовый вулканизм и интрузивные, протрузивные инъективные дислокации базитового и ультрабазитового глубинного материала, что указывает на определяющую роль процессов очаговой геодинамики в деструкции и структурно-вещественном преобразовании земной коры Южно-Приморского сегмента континентальной окраины Евразии на позднекайнозойском этапе ее развития.

Благодарности. Автор благодарит рецензента за ряд полезных замечаний, которые позволили

избежать неточностей и сделать изложение материалов статьи более аргументированным.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы “Пространственно-временные изменения геофизических полей, их связь со структурой, геодинамикой и сейсмостектоническими процессами в литосфере дальневосточных морей России и их обрамлении” (0271-2016-0003). Регистрационный номер: АААА-А17-117030110032-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенева И.И. Происхождение и развитие впадины Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 15–35.
2. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Гаврилов А.А. Острова залива Петра Великого – важные структурные элементы Южно-Приморского участка зоны сочленения Евразийского континента и впадины Японского моря // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. М.: ГЕОС, 2008. С. 312–339.
4. Гаврилов А.А. Роль разрывных нарушений в формировании береговых линий Охотского и Японского морей. Ст. 1. Региональный аспект исследований // Геоморфология. 2009. № 3. С. 38–48.
5. Гаврилов А.А. Морфотектоника окраинно-континентальных орогенных областей (Юг Дальнего Востока и прилегающие территории). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 311 с.
6. Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на возвышенности Первенца и ее окрестностях (Японское море) // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 118–129.
7. Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Структура фундамента и сейсмостратиграфия осадочного чехла северной части Японской котловины в районе возвышенности Тарасова // Океанология. 2007. Т. 47. № 5. С. 742–755.
8. Карнаух В.Н., Цой И.Б., Леликов Е.П. и др. Геологическое строение подводной горы Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 189–197.
9. Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н. Строение земной коры по сейсмическим данным (Японское море) // Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 26–47.
10. Кац Я.Г., Поletaев А.И., Румянцева Э.Д. Основы линейной тектоники. М.: Наука, 1986. 140 с.
11. Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря и ландшафты прибрежной зоны (этапы развития и тенденции) // Вестник ДВО РАН. 1994. № 3. С. 29–42.
12. Коротченко Р.А., Самченко А.Н., Яроцук И.О. Пространственно-временной анализ геоморфологии дна залива Петра Великого (Японское море) // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 538–545.
13. Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. 534 с.
14. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Киселев В.И. и др. Палеозойские гранитоиды южной части Вознесенского террейна (Южное Приморье): возраст, вещественный состав, источники расплавов и обстановки формирования // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 3. С. 32–53.
15. Кулаков А.П. Морфоструктура Востока Азии. М.: Наука, 1986. 175 с.
16. Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 33–49.
17. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
18. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП. 1988. Отд. геол. Т. 63. Вып. 4. С. 3–15.
19. Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм Юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с.
20. Съедин В.Т., Терехов Е.П., Гаврилов А.А., Валитов М.Г. и др. Возрастные комплексы пород островов центральной части залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2018. № 1. С. 128–141.
21. Съедин В.Т., Валитов М.Г., Прокудин В.Г. Строение и эволюция Центральной котловины Японского моря // Тектоника глубинное строение и минерагения Востока Азии: мат-лы Всерос. конф. с между. участием, 10–12 сентября, г. Хабаровск / Отв. ред. Диденко А.Н. и др. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2019. С. 108–111.
22. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 164 с.
23. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
24. Шарков В.В. Новейшие и современные геологические процессы на шельфе // Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. С. 158–163.
25. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 74 с.
26. Шельфовая область Японского моря. Геология и минерагения / Под. ред. Ушакова В.И. СПб.: ВНИИ Океангеология, 2005. 137 с.
27. Otofujii Y. Large tectonic movements of the Japan arc in the Cenozoic time inferred from paleomagnetism: Review and synthesis // Island arc. 1996. № 5. P. 229–249.
28. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparseshipboard bathymetry // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B11. P. 21803–21824.
29. Wessel P. Global distribution of seamounts inferred from gridded Geosat/ERS-1 altimetry // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № B9. P. 19431–19441.
30. http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data.gov.

The Space Geological Indication of Morphostructural Elements of Coasts and Bottom of Adjacent Water Areas (Peter the Great Bay, the Sea of Japan)

A. A. Gavrilov[#]

Il'ichev Pacific Oceanological Institute of FEB RAS, Vladivostok, Russia

[#]*e-mail: gavrilov@poi.dvo.ru*

The realization of space geological investigations within the continent–Sea of Japan transition zone in Southern Primorye made it possible to establish series of connected with faults rows (chains) of Miocene and Miocene-Pliocene volcanic structures and large fracture zones, which are extended through continental slope from shelf to Central basin of the Japan Sea. They represent structural markers, the steady strike of which calls into question of the Japan Sea basin formation tectonic models, that based on the realization of large-scale horizontal movements of the Earth's crust blocks. The combination of linear systems of small monogenic volcanic structures and fissure eruption of basalt lava flows reflects the multi-outlet nature of the Central basin volcanism appeared by rather shallow location of asthenosphere juts or mantle diapirs. It is supposed that the formation and relatively rapid sinking of this basin is connected with active mantle defluidization, with large-scale basalt volcanism and deep basic and ultrabasic material injections that replaced rocks of the continent type Earth's crust.

Keywords: space geology, fault, volcanic structure, Peter the Great Bay (the Sea of Japan), tectonic model

ЗВУКОПОДВОДНАЯ СВЯЗЬ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРИЕМНЫХ АНТЕНН В МЕЛКОВОДНЫХ АКВАТОРИЯХ С ЛЕДОВЫМ ПОКРОВОМ

© 2021 г. М. В. Волков¹, А. А. Луньков^{1,2}, В. Г. Петников^{1, *}, А. В. Шатравин^{1, 3, **}

¹Институт общей физики им. А.М. Прохорова РАН, Москва, Россия

²Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, Москва, Россия

³Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: petniko@kapella.gpi.ru

**e-mail: ashatravin@ocean.ru

Поступила в редакцию 01.08.2020 г.

После доработки 30.11.2020 г.

Принята к публикации 14.02.2021 г.

В натурном эксперименте и в рамках численного моделирования продемонстрированы возможности звукоподводной связи в мелководной акватории, покрытой льдом. Исследованы преимущества применения вертикальных линейных приемных антенн различной длины и с разным числом гидрофонов. Анализировалась ситуация, когда глубина акватории много меньше, чем расстояние до приемной антенны. Выполнен сравнительный анализ нескольких алгоритмов пространственной обработки сигналов с двоичной фазовой манипуляцией и несущей частотой около 1 кГц при различных скоростях передачи информации. Эксперимент был проведен на оз. Байкал при толщине ледового покрова ≈ 66 см и при интенсивных акустических шумах, связанных с образованием трещин на поверхности льда. Показано, что в случае применения вертикальной антенны коэффициент битовых ошибок можно снизить более чем в 3 раза по сравнению с одиночным приемником.

Ключевые слова: звукоподводная связь, вертикальные гидроакустические антенны, распространение звука в мелководных акваториях с ледовым покровом

DOI: 10.31857/S003015742104016X

ВВЕДЕНИЕ

Промышленное освоение и экологический мониторинг океанского шельфа и внутренних водоемов требуют разработки новых технологий для связи с автономными подводными аппаратами различного назначения. Для акваторий с ледовым покровом к таким востребованным и безальтернативным технологиям относится звукоподводная связь (ЗПС) (см., например, работы [5, 10], где описаны результаты применения стандартных модемов ЗПС с одиночными источниками и приемниками звука в Арктическом бассейне). Известно также, что в целом в мелководных акваториях применение вертикальных приемных антенн позволяет существенным образом улучшить качество ЗПС [1, 2, 8, 15]. Это оказывается возможным даже без применения традиционных для этого вида связи алгоритмов обработки сигналов [7, 11, 16] и связано с тем, что вертикальные антенны подавляют оба вида помех, возникающих при ЗПС, – межсимвольную интерференцию и фоновые акустические шумы. Однако в сложных и изменчивых условиях распространения звука

при ледовом покрове и сильных естественных акустических шумах улучшение качества ЗПС, обеспечиваемое антенной, спрогнозировать достаточно сложно. Экспериментальных результатов, позволяющих оценить подобное улучшение, явно недостаточно, а основанные на общей теории цифровой связи предположения в задачах ЗПС зачастую оказываются несостоятельными [14]. Это, во-первых, обусловлено тем, что ледовый покров в природных акваториях нельзя рассматривать как единый ледовый массив постоянной толщины. В натуральных условиях лед покрыт трещинами, а его нижняя граница представляет собой твердую поверхность с характерными шероховатостями (см., например [9]). Все это приводит к тому, что пространственные поля параметров льда, включая а также скоростей звука продольных и поперечных волн, а также коэффициентов затухания этих волн, являются случайными, причем зависящими и от времени. Шероховатости и трещины на льду меняют свои параметры и даже возникают вновь. Сплоченность льда также может быть заметно меньше десяти, когда ледовый

покров чередуется с большими разводьями, как это, например, имело место в экспериментах, описанных в работе [1]. Во-вторых, образование трещин приводит к генерации достаточно интенсивных и нестационарных акустических шумов.

Настоящая работа, где приведены экспериментальные оценки характеристик ЗПС на оз. Байкал в зимнее время года, направлена на выяснение преимуществ применения вертикальных линейных приемных антенн для указанного вида связи при сплошном ледяном покрове (сплоченность льда близка к десяти). Продемонстрировано, что использование автономных вертикальных антенн, опускаемых на дно с берегового припая (льда, примерзшего к берегу), обеспечивает стационарную постановку антенны и возможность долговременной устойчивой связи в диапазоне частот, близких к 1 кГц. Этот диапазон в некотором смысле является оптимальным для мелководного арктического шельфа и, в первую очередь, для районов со скоростью звука в дне меньшей, чем скорость звука в воде [2]. Для таких арктических районов характерно повышенное затухание акустических волн, распространяющихся в водном слое.

При использовании вертикальных линейных антенн, состоящих из цепочек с эквидистантно расположенными гидрофонами, важными параметрами являются необходимое количество этих приемников и отношение длины антенны к глубине акватории в месте ее использования. Чем меньше по абсолютной величине указанные параметры, тем ниже стоимость подобной антенны и больше время ее автономной работы, определяемое энергопотреблением предусилителей гидрофонов и блока первичной обработки информации. Из работы [8] следует, что антенна остается эффективной и в случае, когда расстояние между гидрофонами много больше, чем половина длины звуковой волны λ , соответствующей несущей частоте акустических сигналов. Ниже в рамках численного моделирования продемонстрирована такая эффективность при различных комбинациях числа гидрофонов, расстояний между ними и, соответственно, длины антенны. При этом основное внимание сосредоточено на эффективности пространственной обработки при небольших расстояниях ($r \approx 2H - 40H$, H – глубина акватории) между источником звука и антенной, когда звуковое поле в гидроакустическом канале описывается большим числом энергонесущих волноводных мод, включая как распространяющиеся, так и “вытекающие” моды. В этом случае межсимвольная интерференция проявляется сильнее всего, и такая ситуация, как правило, имеет место при ЗПС с автономными подводными аппаратами, обладающими источниками звука малой мощности.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗВУКОПОДВОДНОЙ СВЯЗИ

Эксперименты по звукоподводной связи были проведены в мелководной части оз. Байкал, где на глубине $H \approx 41$ м в марте 2019 г. была установлена автономная вертикальная цепочка из $J = 10$ гидрофонов (рис. 1а). Цепочка опускалась с припая, характерного для Байкала в это время года. Оцифровка и запись на флеш-память принимаемых сигналов $p_j(t)$ осуществлялись с помощью блока обработки информации, расположенного в специальном герметичном контейнере вместе с аккумуляторами для питания предусилителей гидрофонов. Контейнер располагался на ледовой поверхности. Несущий трос цепочки гидрофонов был натянут между донным якорем и якорем на поверхности льда, что обеспечивало стационарное положение приемных гидрофонов на соответствующих глубинах z_j :

$$z_j = 0.64 + (j - 1) \times 3.5 \text{ м}, \quad (1)$$

где $j = 1, \dots, J$ – номер приемного гидрофона. Глубины здесь и далее отсчитываются от границы раздела вода–лед. Толщина ледового покрова составляла $h = 0.66$ м. Зависимость скорости звука от глубины в месте проведения эксперимента, рассчитанная по результатам измерений вертикального профиля температуры, показана на рис. 1б. Видно, что скорость звука незначительно изменялась с глубиной¹.

Передача информации по ЗПС осуществлялась с помощью удаленного источника звука, находящегося на расстоянии $r = 353$ м от приемной цепочки. Источник был закреплен на растянутом между дном и ледовым покровом несущем фале. Глубина источника составляла $z_0 = 18.4$ м, а глубина места в точке установки излучателя равнялась $H = 55$ м. Акустическая трасса (источник – приемная цепочка) была ориентирована примерно параллельно береговой линии (рис. 2). Более подробно условия эксперимента описаны в работе [3].

Передаваемый бинарный сигнал $s_0(t)$ (ряд значений $+1$ и -1) включал в себя преамбулу из двух М-последовательностей, случайную последовательность из 2000 символов и постамбулу также в виде М-последовательности. Для преамбулы и постамбулы использовались М-последовательности с разным числом символов от 127 до 1023. Излучаемый сигнал $\hat{s}_0(t)$ формировался модуляцией несущего сигнала с частотой $f_c = 735$ Гц из сигнала $s_0(t)$, предварительно пропущенного через фильтр типа “корень из приподнятого коси-

¹ Дополнительные расчеты показали, что эти малые вариации скорости звука практически не влияют на общие закономерности ЗПС, отмеченные в этой статье.

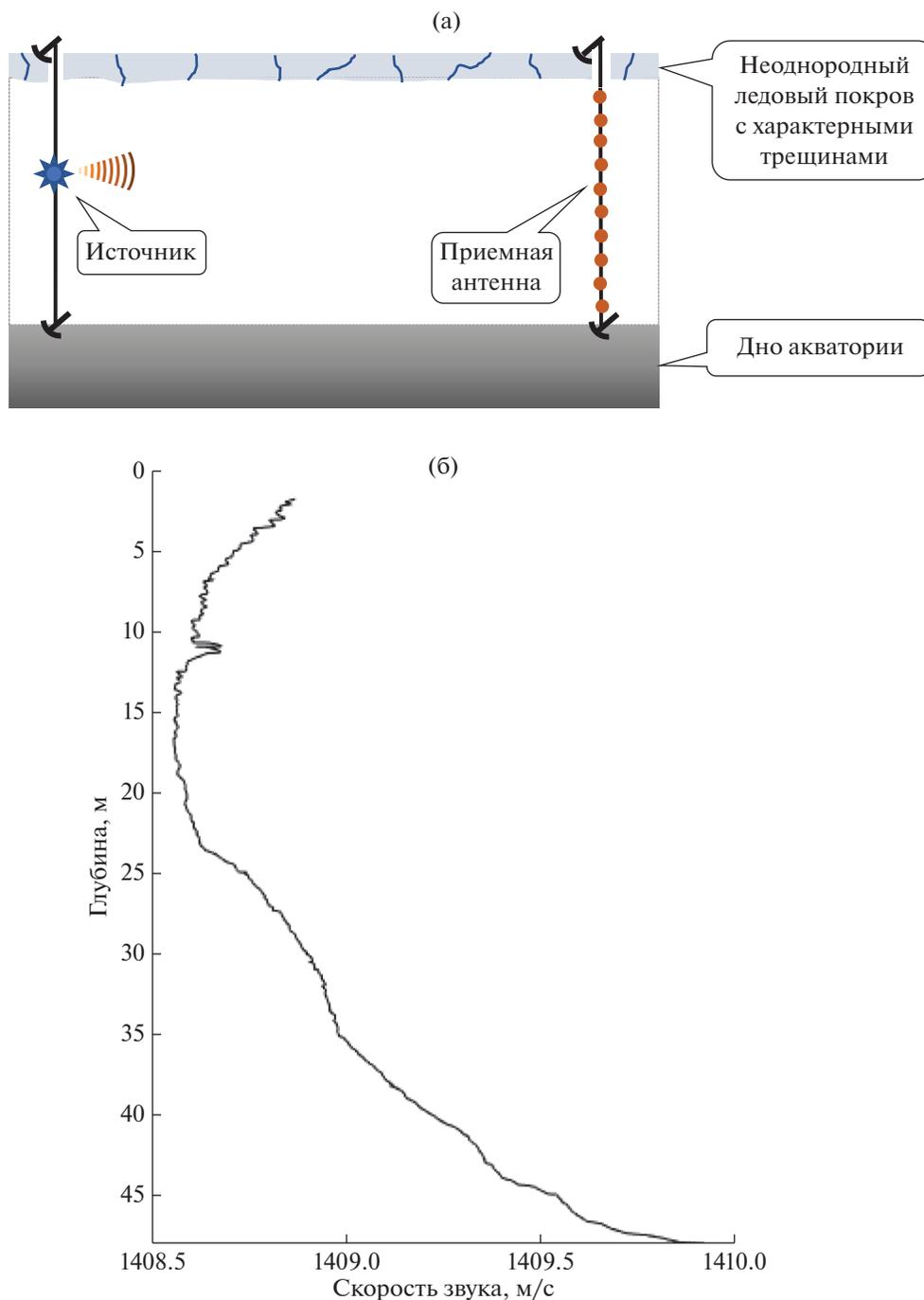
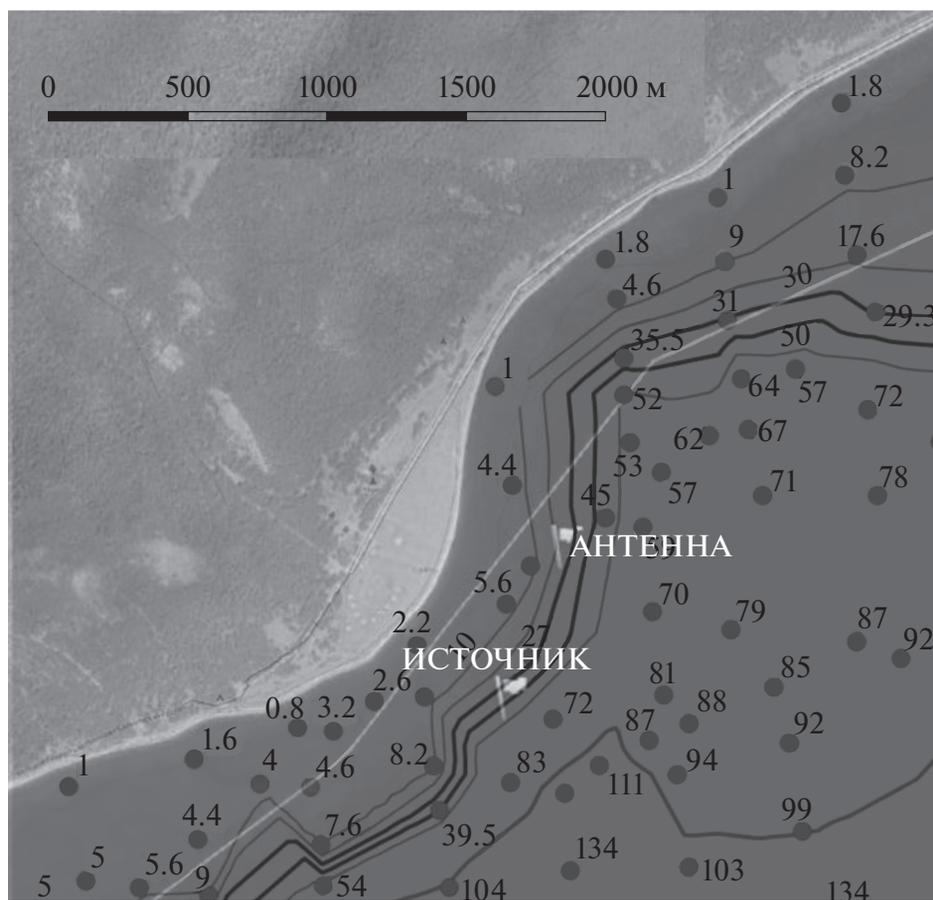


Рис. 1. Эксперимент по звукоподводной связи в оз. Байкал в марте 2019 г.: (а) – схема эксперимента, (б) – зависимость скорости звука в воде от глубины, рассчитанная по результатам измерений вертикального профиля температуры.

нуса”. Использование фильтрации позволяет получить более плоскую частотную характеристику и “сконцентрировать” мощность передаваемого сигнала в рабочей полосе частот по сравнению с простейшей двоичной фазовой манипуляцией [12]. Скорость передачи информации для различных сигналов составляла $q = 122.5$ или 183.75 бит/с (6 или 4 периодов несущей на символ).

Для обработки принятых сигналов применялись стандартные алгоритмы, показанные на рис. 3. Качество передачи информации ЗПС оценивалось с помощью коэффициента битовых ошибок BER (bit error rate), равного отношению ошибочно принятых бит (символов) к общему числу бит передаваемой информации, и отношения сигнал/помеха SNIR (signal to noise-plus-in-



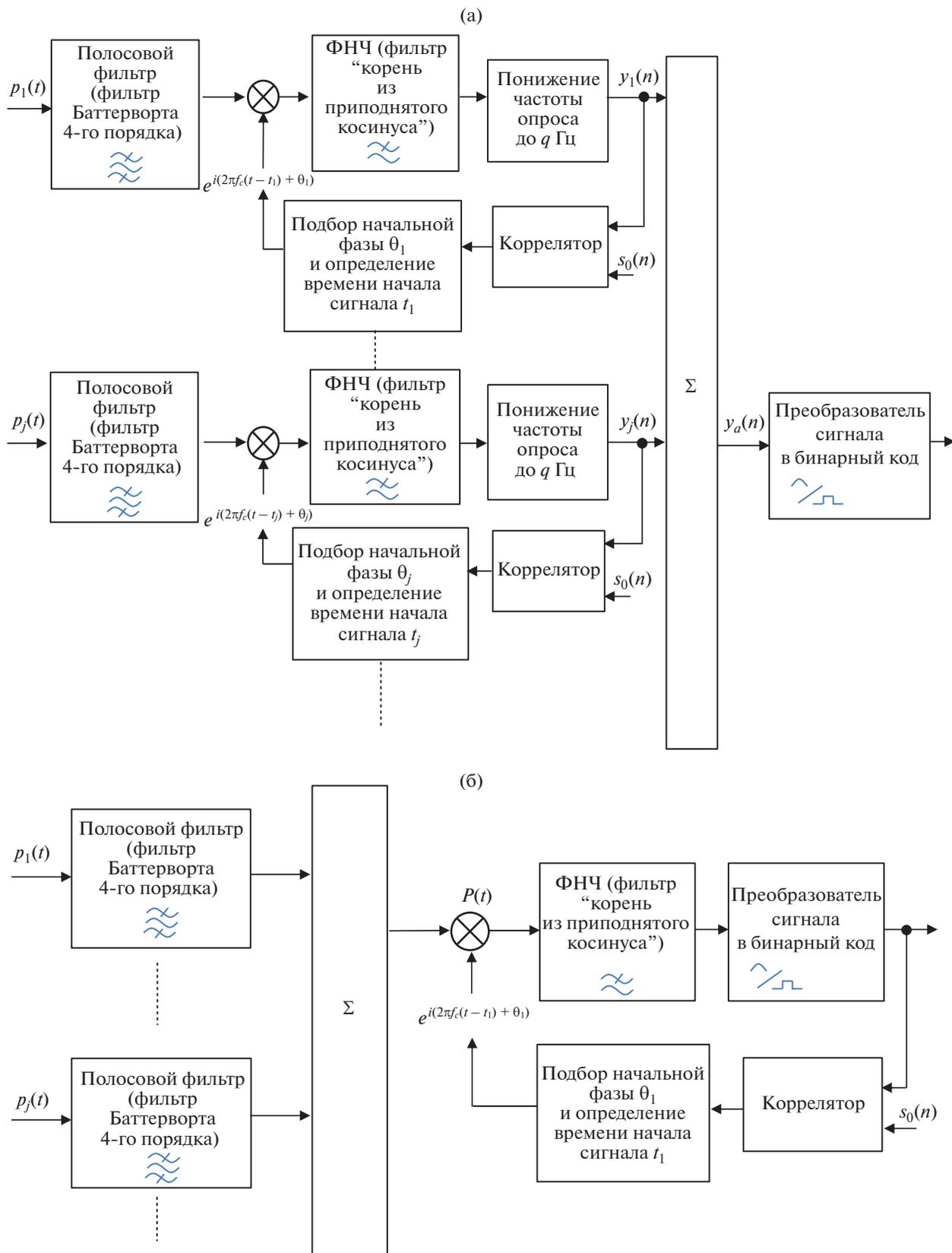


Рис. 3. Алгоритм обработки сигнала с антенны:
 (а) – с подбором фазы сигналов с отдельных приемников,
 (б) – без подбора фазы сигнала с отдельных приемников,
 (в) – в случае применения процедуры обращения волнового фронта.

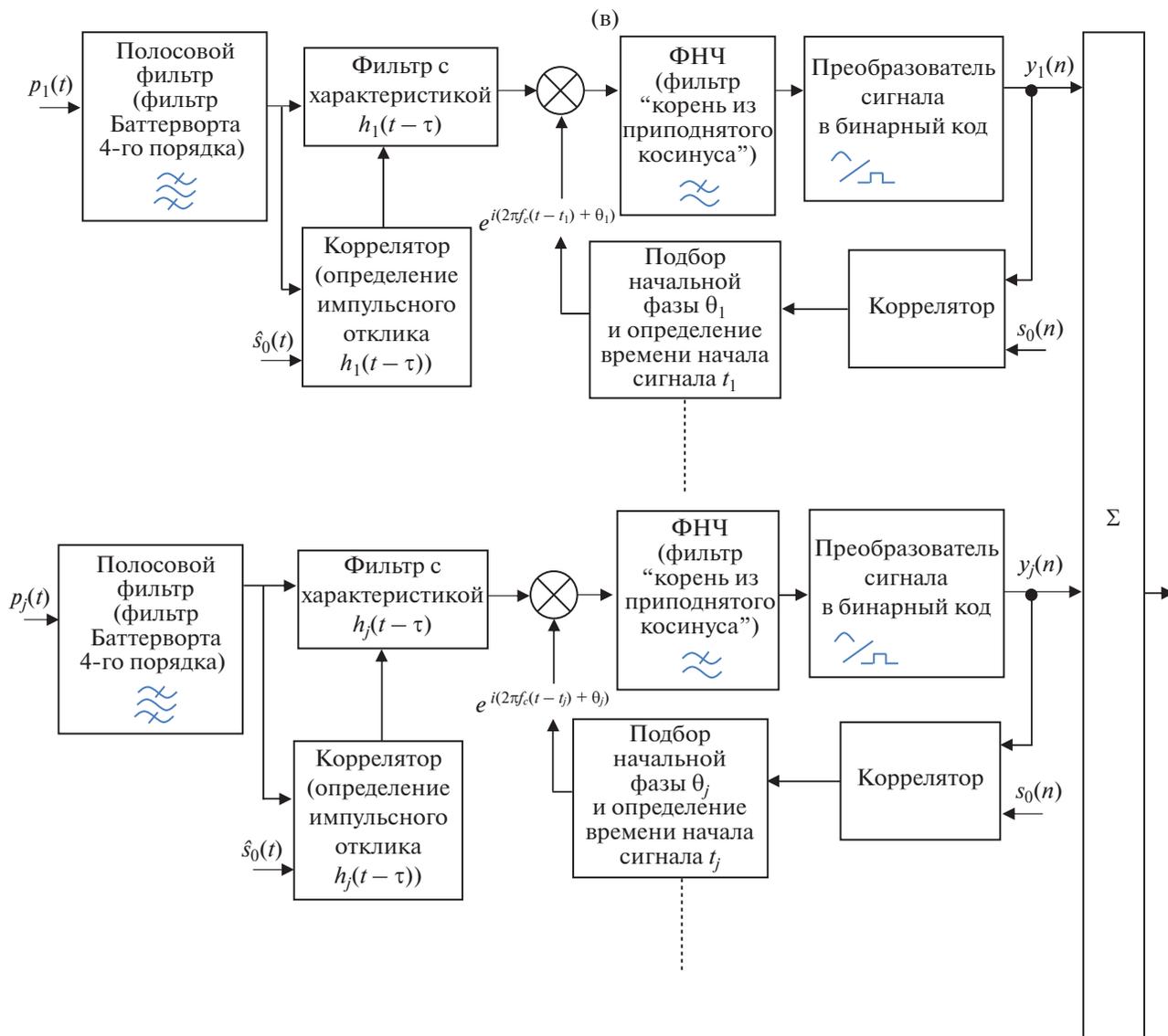


Рис. 3. Окончание.

ляет предположить схожесть двух каналов, т.к. передаваемая последовательность носила случайный характер, а межсимвольная интерференция в таком случае проявляется для одиночных приемников так же, как аддитивный шум. С целью отделить от возможной интерференции вклад аддитивного шума для каждого гидрофона был рассмотрен сегмент записи за несколько минут до начала сеансов связи, содержащий только фоновый шум. По этому сегменту записи были получены оценки SNR с использованием следующей формулы:

$$\text{SNR} = 20 \log_{10} \left(\frac{\sqrt{N}}{\sqrt{\sum_n |K_j w_j(n)|^2}} \right), \quad (4)$$

где $N = 2000$ – число символов в передаваемой бинарной последовательности $s_0(n)$, $w_j(n)$ – комплексный демодулированный сегмент шума, принятый на гидрофон с номером j и оцифрованный с частотой один отсчет на символ (аналог сигнала $y_j(n)$ в формуле (3)), K_j – нормировочный множитель, вычисляемый для каждого гидрофона по формуле (3).

В силу линейности преобразований в результате такой обработки получаются ошибки декодирования, которые были бы внесены аддитивным шумом в неискаженный интерференцией сигнал связи в случае его излучения в период записи этого шума (то есть “чисто шумовое” отношение SNR). Прослушивание записей, визуальный анализ их спектрограмм и анализ изменчи-

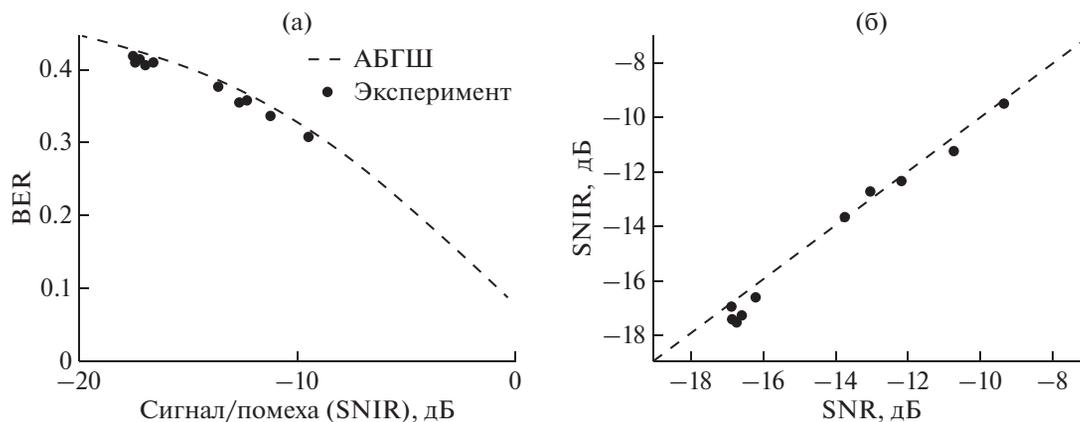


Рис. 4. Соотношение различного рода помех и их совместное влияние на качество ЗПС. (а) – Зависимость BER от уровня отношения сигнал/помеха (SNIR) в эксперименте (точки, средний по 4 сигналам уровень для 10 одиночных приемников) и теоретическая зависимость BER от уровня отношения сигнал/шум (SNR) для канала с помехой в виде аддитивного белого гауссовского шума (пунктирная линия); (б) – сравнение уровня отношения сигнал/помеха (SNIR) в эксперименте (по вертикальной оси) с уровнем отношения сигнал/помеха (SNR) для помехи в виде зарегистрированного в отсутствие связного сигнала аддитивного шума (по горизонтальной оси).

ности уровня шума вне рабочей полосы частот позволяют предположить, что аддитивный шум во время излучения сигналов связи отличался от рассмотренного шумового сегмента записи несущественно. В этом предположении сравнение полученных для одиночных гидрофонов значений “чисто шумового” SNR с SNIR для сигналов связи (рис. 4б) позволяет сделать вывод о том, что вклад аддитивного шума в общую помеху доминировал над межсимвольной интерференцией.

Однако отметим, что в целом аддитивные шумы в регионе работ представляли собой нестационарный случайный процесс. На рис. 5 показан пример сегмента записи фонового шума, содержащего кратковременные импульсы высокой интенсивности. Длительность одного шумового им-

пульса составляет примерно 1 мс, а его амплитуда превышает фоновый уровень на 40–50 дБ (рис. 5б). Спектр такого импульса перекрывает диапазон от нескольких десятков герц до нескольких килогерц (рис. 5в). Возникновение этого треска связано с изменением температуры внешней среды, например, утром после восхода Солнца, когда лед начинает таять. Такая импульсная помеха может полностью перекрывать несколько передаваемых символов, которые уже нельзя декодировать. Отметим здесь также, что, судя по литературным данным, имеет место общее снижение среднего уровня шума подо льдом на 5–10 дБ по сравнению с ситуацией, когда ледовый покров отсутствует [13]. Однако это преимущество реализуется далеко не всегда и вблизи берега существен-

Таблица 1. Экспериментальные значения BER и SNIR

Номер гидрофона	Глубина погружения, м	BER, % для одного сигнала, среднее по четырем сигналам	BER, % для когерентной суммы четырех сигналов	SNIR, дБ для одного сигнала, среднее по четырем сигналам	SNIR, дБ для когерентной суммы четырех сигналов
1	0.6	35.25	26.15	-12.7	-6.8
2	4.1	35.35	27.45	-13.7	-7.9
3	7.6	29.00	18.40	-9.5	-3.4
4	11.0	40.55	34.65	-17.5	-11.5
5	14.5	39.75	35.30	-17.3	-11.4
6	17.9	40.85	34.00	-16.7	-10.7
7	21.4	33.10	24.20	-12.3	-6.5
8	24.9	32.90	21.85	-11.3	-5.4
9	28.3	40.10	34.90	-17	-11.1
10	31.9	42.15	36.80	-18	-11.8

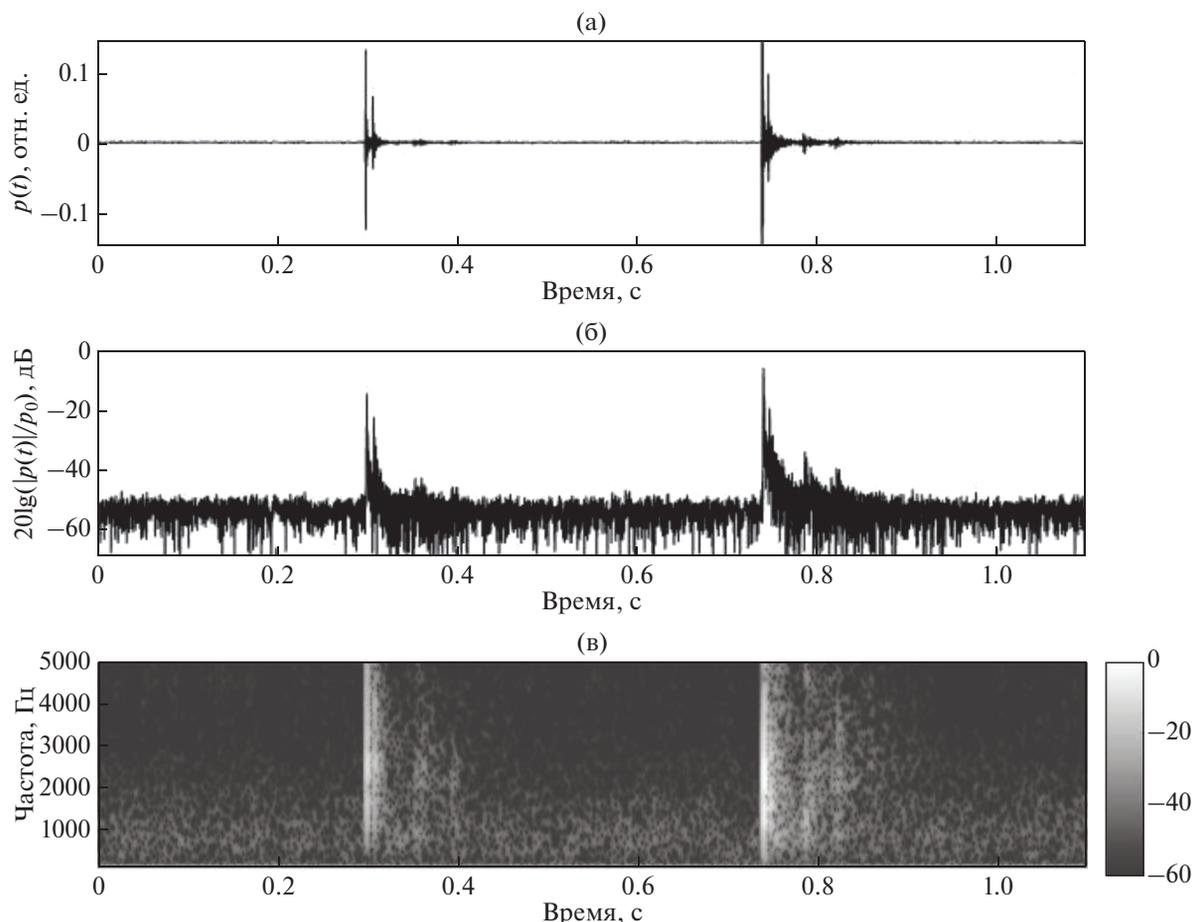


Рис. 5. Пример импульсных шумов высокой интенсивности : (а) – принятое акустическое давление $p(t)$ за интервал времени, в течение которого зарегистрировано два эпизода импульсной помехи (в моменты времени ~ 0.3 и ~ 0.72 с), (б) – уровень $p(t)$ в логарифмическом масштабе, (в) – спектрограмма сигнала. Сигнал зарегистрирован на 4-м гидрофоне антенны.

ным образом определяется уровнем антропогенных шумов, источники которых могут находиться и на берегу.

Преобладание в общей помехе вклада аддитивного шума позволяет предсказуемо увеличивать SNIR простым когерентным суммированием мягких решений для отдельных сигналов и гидрофонов. В табл. 1 представлены результаты такого когерентного суммирования по четырем сигналам связи для каждого гидрофона. Подавление ошибки декодирования для всех гидрофонов практически совпадает с теоретическим улучшением в $10\log_{10}4 = 6$ дБ, которое было бы достигнуто в случае отсутствия интерференции за счет одновременного усреднения некоррелированного аддитивного шума и сохранения мощности сигнала.

В наблюдаемом случае преобладания фонового шума над интерференцией когерентное сум-

мирование сигналов по антенне при использовании алгоритма, представленного на рис. 3а, ожидаемо оказалось по своей эффективности близко к когерентному сложению сигналов для отдельных гидрофонов антенны. Для каждого из 4 сигналов сложение по 10 гидрофонам увеличило SNIR на 9.8–10.2 дБ. Для полной когерентной суммы по 4 сигналам и 10 гидрофонам, т.е. при использовании цепочки гидрофонов как приемной линейной антенны, значение SNIR составило 0.3 дБ, улучшив качество связи на 15.7 дБ по отношению к средней ошибке при приеме на одиночный гидрофон. Это улучшение наглядно демонстрируют представленные на рис. 6 мягкие решения декодирования, т.е. синфазные и квадратурные компоненты сигналов² $y_j(n)$ и $y_a(n)$. (На этом рисунке черные точки соответствуют передаваемому символу -1 , а красные $+1$). Таким

² $y_a(n)$ – сигнал, получаемый на выходе антенны (см. рис. 3а).

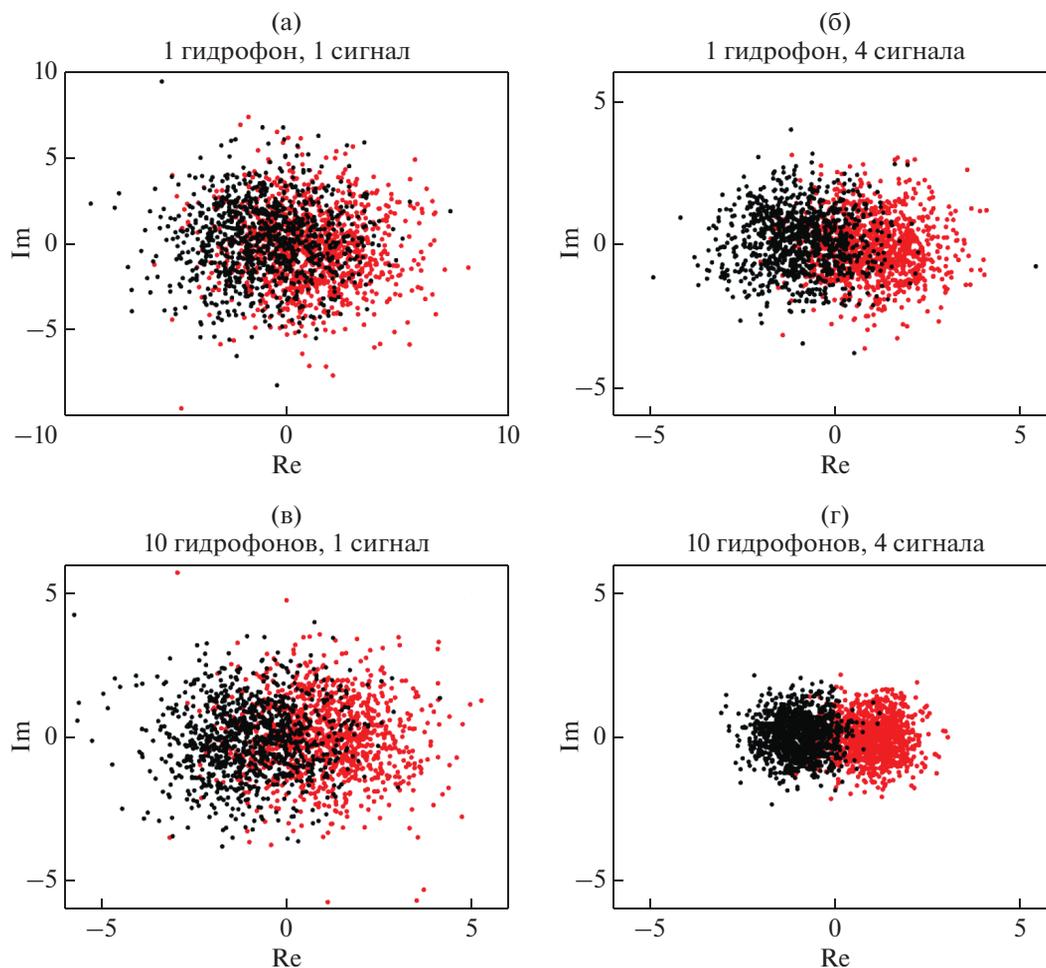


Рис. 6. Мягкие решения декодирования (синфазная и квадратурная компоненты): (а) — для одного из одиночных приемников и одного сигнала, (б) — при когерентном суммировании по 4 сигналам для одного приемника, (в) — при когерентном суммировании по 10 приемникам для одного сигнала, (г) — при когерентном суммировании по всем 10 приемникам и 4 сигналам.

образом, несмотря на заметное повышение качества связи, обеспечиваемое приемной линейной антенной, дополнительного улучшения ЗПС за счет подавления межсимвольной интерференции не наблюдается. В условиях описываемого эксперимента ее вклад в общую ошибку был несущественен по сравнению с влиянием аддитивных шумов. Величина BER для полной суммы (для антенны) составила 4.9%.

В случае применения алгоритма, показанного на рис. 3б, величина BER для этой же суммарной составляющей оказалась равной 25.8%. В случае использования обращения волнового фронта (рис. 3в) $BER = 9.2\%$. Таким образом, вертикальная антенна, использованная в эксперименте, при всех трех алгоритмах позволяет улучшить качество передачи информации; в то же время алгоритм, показанный на рис. 3а, показал наилучшие результаты.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для моделирования ЗПС между точечным источником и вертикальной дискретной линейной антенной использовалась методика, описанная в работе [2]. Напомним здесь основные расчетные соотношения для этой методики, основанной на модовом описании звукового поля [6]. Передаточная функция $K(\omega, r, z_0, z_j)$ между точечным источником и гидрофоном с номером j на приемной антенне равна³:

$$K(\omega, r, z_0, z_j) = NG(\omega, r, z_0, z_j),$$

$$G(\omega, r, z_0, z_j) = \sum_{m=1}^M \frac{\Psi_m(z_0, \omega)\Psi_m(z_j, \omega)}{\sqrt{q_m(\omega)}} \exp(i\xi_m(\omega)r), \quad (5)$$

³ Здесь предполагается, что параметры волновода не зависят от расстояния r .

где N – нормировочный коэффициент, имеющий размерность длины и выбираемый таким образом, чтобы на расстоянии 1 м был заданный уровень излучения акустического сигнала, ω – частота, $G(\omega, r, z_0, z_j)$ – функция Грина для уравнения Гельмгольца с функцией точечного источника (дельта-функцией) в правой части, $\psi_m(z, \omega)$ и $\xi_m(\omega) = q_m(\omega) + i\gamma(\omega)_m/2$ – собственные функции (волноводные моды) и собственные значения задачи Штурма–Лиувилля для рассматриваемого волновода. При выбранном определении величина $K(\omega, r, z_0, z_j)$ является безразмерной и определяет связь спектров излученного $\hat{S}_0(\omega)$ и принятого $P(\omega, r, z_0, z_j)$ сигналов: $P(\omega, r, z_0, z_j) = K(\omega, r, z_0, z_j)\hat{S}_0(\omega)$. При численном моделировании удобнее работать во временной области с использованием импульсных характеристик канала $\hat{h}_j(t)$:

$$\hat{h}_j(t) = \mathbf{F}^{-1}[K(\omega, r, z_0, z_j)] \equiv \frac{1}{\pi} \operatorname{Re} \left[\int_{\omega_1}^{\omega_2} K(\omega, r, z_0, z_j) e^{-i\omega t} d\omega \right], \quad (6)$$

где $\Delta\omega = \omega_2 - \omega_1$ рабочая полоса сигнала, \mathbf{F}^{-1} – оператор обратного преобразования Фурье, Re обозначает действительную часть. Тогда для принимаемого сигнала $p_j(t)$ мы можем использовать операцию свертки:

$$p_j(t) = \int_0^t \hat{s}_0(\tau) \hat{h}_j(t - \tau) d\tau, \quad (7)$$

где $\hat{s}_0(\tau) = \mathbf{F}^{-1}[\hat{S}_0(\omega)]$.

Для расчетов функции $G(\omega, r, z_0, z_j)$ при наличии ледового покрова использовалась методика, изложенная в работе [3]. При этом выбирались характеристики волновода, близкие к экспериментальным. В частности, глубина волновода полагалась неизменной и составляла $H = 48$ м, скорость звука в воде $c = 1409$ м/с, толщина ледового покрова $h = 0.66$ м. Акустические характеристики льда выбирались такими же, как в работе [4]: скорость продольных волн $c_2 = 3500$ м/с, скорость поперечных волн $c_s = 1800$ м/с, плотность льда $\rho_2 = 917$ кг/м³, коэффициент затухания продольных волн $\beta_{2f} = 0.086$ дБ/км/Гц, коэффициент затухания поперечных волн $\beta_{sf} = 0.556$ дБ/км/Гц. Глубина источника составляла $z_0 = 18.44$ м. Параметры дна, определенные по специальной методике [3], были равны: скорость звука в дне $c_1 = 1670$ м/с, плотность $\rho_1 = 1500$ кг/м³, коэффициент затухания в дне $\beta_f = 0.45$ дБ/км/Гц. Следует подчеркнуть, что при расчетах учитывались все

энергонесущие моды, включая вытекающие моды и квазимоды.

Для моделирования использовался тот же излучаемый сигнал $\hat{s}_0(t)$, что и в описанном выше эксперименте. Принятый расчетный сигнал $p(t)$ обрабатывался по алгоритмам, показанным на рис. 3а, 3б, 3в. Результаты моделирования (значения BER) для разных скоростей передачи информации показаны на рис. 7–10. Шумы здесь не учитывались, и единственным видом помехи являлась межсимвольная интерференция. Результаты представлены для расстояний r между источником и приемниками звука от 100 до 2000 м. Как видно на рисунках (см. рис. 8–10 по сравнению с рис. 7 (одиночный приемник)), численное моделирование также демонстрирует существенное улучшение качества связи в случае применения вертикальных линейных антенн в отсутствие шумов. Сравнение рис. 7 с результатами табл. 1 еще раз подтверждает вывод о том, что в эксперименте основные ошибки при ЗПС были связаны именно с шумами. Они и привели к экспериментальным значениям BER, значительно большим, чем при моделировании.

Улучшение качества связи зависит как от длины апертуры антенны, так и от числа приемников. Диапазон допустимых значений BER зависит от специфики конкретной задачи, однако условно можно считать, что при значениях $\text{BER} < 0.1$ качество связи остается удовлетворительным. В таком случае, используя коды, исправляющие ошибки [12], можно добиться безошибочной передачи информации, сохранив приемлемый уровень полезной (информационной) нагрузки в передаваемом сигнале. Проведенные расчеты показали, что в отсутствие шумов при любом из указанных выше алгоритмов пространственной обработки сигналов этот коэффициент заведомо меньше 0.1 в случае, когда антенна перекрывает более половины толщины лежащего подо льдом водного слоя, а расстояния между гидрофонами не больше, чем 2λ . При этом в отсутствие шумов наилучшие результаты получаются в случае применения алгоритма, основанного на процедуре обращения волнового фронта (см. рис. 3в).

Здесь следует также подчеркнуть, что тестируемые алгоритмы (см. рис. 3а, 3б) не использовали возможности модовой селекции сигналов в океанических волноводах, предложенных в работах [2, 8]. Попытка применить один из вариантов модовой селекции [2] при моделировании не позволила улучшить качество ЗПС даже в отсутствие шумов (см. рис. 10). К такому же результату привела и обработка экспериментальных данных. Отметим, что в численном и натурном экспериментах сигналы с приемных гидрофонов умножались на значение первой волноводной моды на глубине их расположения (см. формулу (1)). Не-

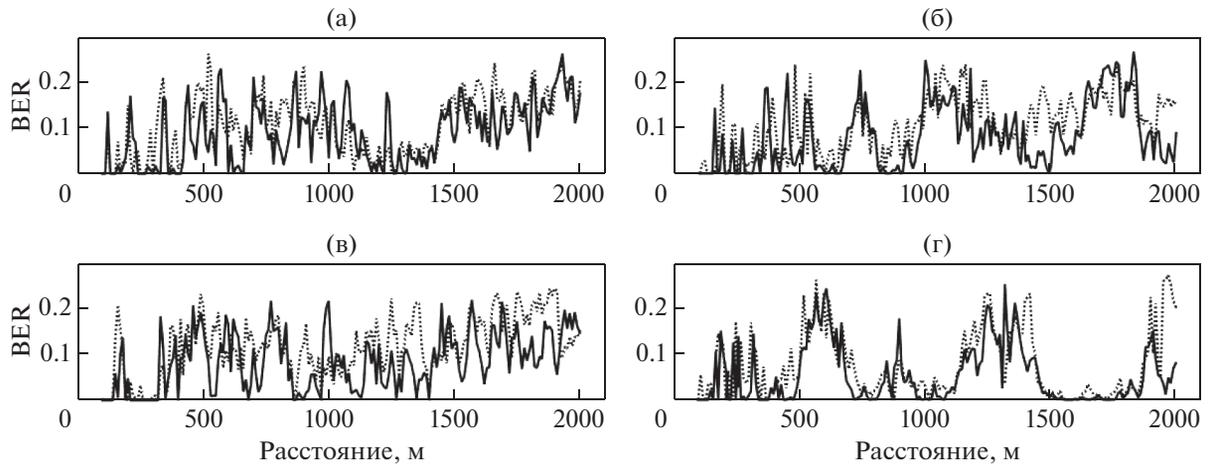


Рис. 7. Зависимость BER от расстояния до источника звука для одиночного приемника на различных глубинах: (а) – глубина приема 0.64 м, (б) – глубина приема 17.9 м, (в) – глубина приема 24.9 м, (г) – глубина приема 31.9 м. Сплошная линия соответствует скорости передачи информации 122.5 бит/с, пунктирная – 183.75 бит/с.

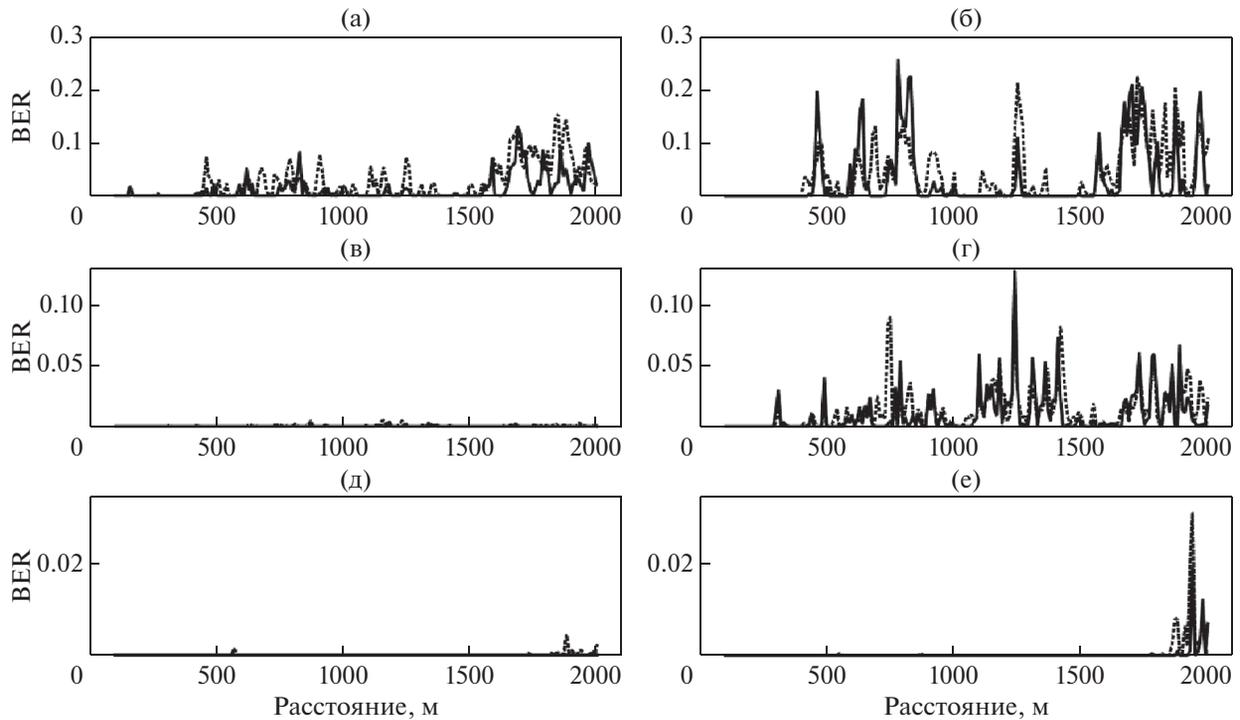


Рис. 8. Зависимость BER от расстояния до источника звука. Левый ряд рисунков получен с помощью алгоритма, представленного на рис. 3а, правый ряд – с помощью алгоритма на рис. 3б. Сплошная линия соответствует скорости передачи информации 122.5 бит/с, пунктирная – 183.75 бит/с. Положение приемников:

(а, б) – 5 приемников на глубинах $z_j = 22, 23, 24, 25, 26$ м,
 (в, г) – 5 приемников на глубинах $z_j = 1, 10, 20, 30, 40$ м,
 (д, е) – 10 приемников на глубинах, определяемых формулой (1).

эффективность модовой селекции в рассматриваемом случае, по-видимому, была обусловлена следующими факторами. Расстояния между гидрофонами l были значительно больше, чем $\lambda/2$. Это привело к тому, что величина l превышала ха-

рактерный пространственный период изменения по вертикали для высших волноводных мод, формирующих звуковое поле на рассматриваемых расстояниях от источника. Число таких энергоносущих мод было равно 35. Таким образом, здесь

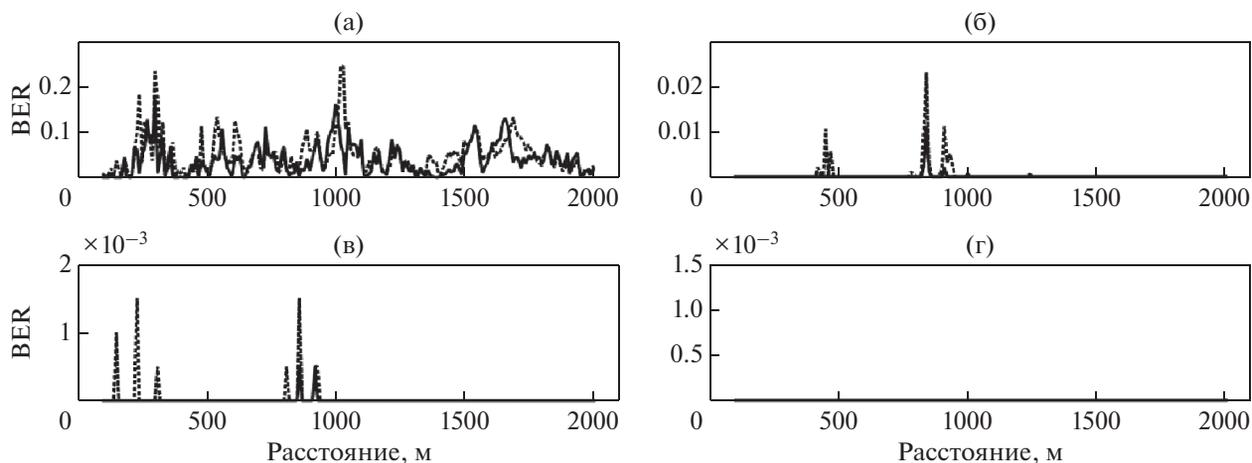


Рис. 9. Зависимость BER от расстояния до источника звука в случае применения обращения волнового фронта (см. рис. 3в). Сплошная линия соответствует скорости передачи информации 122.5 бит/с, пунктирная – 183.75 бит/с. Положение приемников:

- (а) – одиночный приемник на глубине 17.9 м,
- (б) – 5 приемников на глубинах $z_j = 22, 23, 24, 25, 26$ м,
- (в) – 5 приемников на глубинах $z_j = 1, 10, 20, 30, 40$ м,
- (г) – 10 приемников на глубинах, определяемых формулой (1).

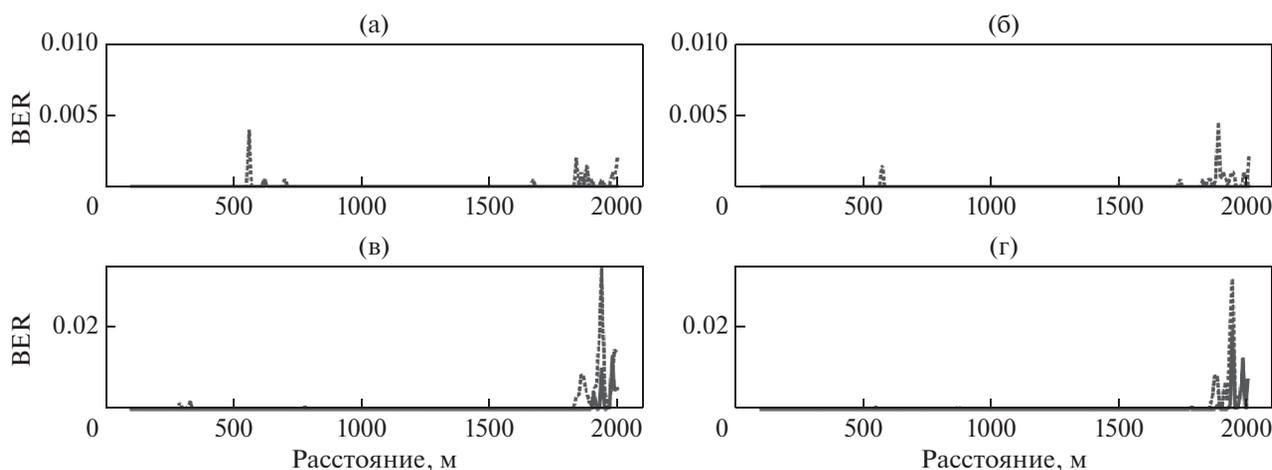


Рис. 10. Оценки величины BER при использовании модовой селекции (слева) и без нее (справа): (а, б) – результат применения алгоритма, показанного на рис. 3а; (в, г) – алгоритма на рис. 3б. Сплошная линия соответствует скорости передачи информации 122.5 бит/с, пунктирная – 183.75 бит/с.

условия применения ЗПС принципиально отличались от рассмотренных, например, в работе [8], где l была сравнима с $\lambda/2$ и рассматривались относительно большие расстояния. Соответственно энергонесущими в этой работе являлись только моды первых номеров с большим пространственным периодом вариаций. Именно для такой ситуации модовая селекция оказалась весьма эффективной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение отметим, что использование вертикальных линейных антенн для ЗПС по сути

своей представляет лишь первый этап обработки принимаемых гидроакустических сигналов. Этот этап не исключает применения при необходимости на выходе антенны других известных методов адаптивной эквализации [7, 11, 12, 16], но существенным образом уменьшает требования к этим методам.

Благодарности. Авторы выражают благодарность К.М. Кучеру и М.М. Макарову за помощь в проведении экспериментов.

Источник финансирования. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 19-02-00127) и государственного задания ИО РАН (тема 0128-2021-0010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балакин Р.А., Волков Г.И. Адаптация гидроакустического канала связи с OFDM к негативному влиянию дрейфующего ледяного покрова // Акуст. журн. 2019. Т. 65. № 2. С. 223–231.
2. Волков М.В., Григорьев В.А., Луньков А.А., Петников В.Г. О возможности применения вертикальных приемных антенн для звукоподводной связи на арктическом шельфе // Акуст. журн. 2019. Т. 65. № 3. С. 332–342.
3. Григорьев В.А., Кучер К.М., Луньков А.А., и др. Акустические характеристики дна озера Байкал // Акуст. журн. 2020. Т. 66. № 5. С. 517–526.
4. Collis J.M., Frank S.D., Metzler A.M., Preston K.S. Elastic parabolic equation and normal mode solutions for seismo-acoustic propagation in underwater environments with ice covers // J. Acoust. Soc. Am. 2016. V. 139. № 5. P. 2672–682.
5. Freitag L., Koski P., Singh S. et al. Acoustic Communications under Shallow Shore-Fast Arctic Ice // IEEE OCEANS 2017. Anchorage. P. 1–5.
6. Katsnelson B., Petnikov V., Lynch J. Fundamentals of shallow water acoustics. New York, Dordrecht, Heidelberg, London: Springer, 2012. 540 p.
7. Kilfoyle D.B., Baggeroer A.B. The state of the art in underwater acoustic telemetry // IEEE J. of Oceanic Engineering. 2000. V. 25. № 1. P. 4–27.
8. Morozov A.K., Preisig J.C., Papp J.C. Investigation of Mode Filtering as a Preprocessing Method for Shallow-Water Acoustic Communications // IEEE J. of Oceanic Engineering. 2010. V. 35. № 4. P. 744–755.
9. National Snow & Ice Data Center. <http://nsidc.org/data/g01360>.
10. Plueddemann A.J., Kukulya A.L., Stokey R., Freitag L. Autonomous Underwater Vehicle Operations beneath Coastal Sea Ice // IEEE/ASME Transactions on Mechatronics. 2012. V. 17. № 1. P. 54–64.
11. Preisig J.C., Performance analysis of adaptive equalization for coherent acoustic communications in the time-varying ocean environment // J. Acoust. Soc. Am. 2005. V. 118. № 1. P. 263–278.
12. Proakis J. Digital Communications. N.Y., USA: McGraw-Hill, 2001. 1150 p.
13. Roth E.H., Hilderbrand J.A., Wiggins S.M., Ross D. Underwater ambient noise on the Chukchi Sea continental slope // J. Acoust. Soc. Am. 2012. V. 131. № 1. P. 104–110.
14. Rouseff D. Counterintuitive Results in Underwater Acoustic Communications / Zhou L., Xu W., Cheng Q., Zhao H. (eds.) // In: Underwater Acoustics and Ocean Dynamics. Springer, Singapore, 2016. P. 11–18.
15. Rouseff D., Jackson D.R., Fox W.L.J. et al. Underwater acoustic communication by passive-phase conjugation: theory and experimental results // IEEE J. of Oceanic Engineering. 2001. V. 26. № 4. P. 821–831.
16. Stojanovic M., Proakis J.G., Catipovic J.A. Performance of high rate adaptive equalization on a shallow water acoustic channel // J. Acoust. Soc. Am. 1996. V. 100. № 4. P. 2213–2219.

Underwater Acoustic Communication in Ice-Covered Shallow Water Areas with Vertical Receiver Arrays

M. V. Volkov^a, A. A. Lunkov^{a, b}, V. G. Petnikov^{a, #}, A. V. Shatravin^{a, c, ##}

^aProkhorov General Physics Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bBauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia

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

[#]e-mail: petniko@kapella.gpi.ru

^{##}e-mail: ashatravin@ocean.ru

Feasibility of underwater acoustic communication in an ice-covered shallow water area is demonstrated in a field experiment and by means of computer modeling. We study the advantages brought in by use of linear vertical receiver arrays of various lengths and numbers of hydrophones. The case of water depth much smaller than the distance to the receiver array was considered. A comparative analysis was performed for several algorithms of spatial signal processing for binary phase-shift keyed signals with carrier frequency of ~1 kHz and variable information bit rate. The experiment was conducted in Lake Baikal with the ice-cover thickness of ~66 cm and high intensity of acoustic noise associated with formation of ice fractures. It is shown that a vertical array allows to reduce the bit error rate by more than a factor of 3 compared to a single receiver.

Keywords: underwater acoustic communication, vertical hydroacoustic arrays, sound propagation in ice-covered shallow water areas

УДК 551.35,551.46

ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ В 55-М РЕЙСЕ ПС “АКАДЕМИК ИОФФЕ”

© 2021 г. А. В. Крек¹, Е. В. Крек¹, *, Е. Е. Ежова¹, В. Т. Пака¹,
А. А. Кондрашов¹, А. Р. Данченков¹, Н. Э. Багиров¹, Е. А. Кудрявцева¹,
Е. С. Бубнова¹, А. Ю. Сергеев², С. В. Александров³

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

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия

³Атлантический филиал ФГБНУ “ВНИРО” (“АтлантНИРО”), Калининград, Россия

*e-mail: elenka_krek@mail.ru

Поступила в редакцию 09.02.2021 г.

После доработки 15.02.2021 г.

Принята к публикации 18.03.2021 г.

В 55-м рейсе ПС “Академик Иоффе” (29 июня–15 июля 2020 г.) получены новые данные по структуре водной толщи, верхнего слоя донных осадков и биологическим сообществам Гданьской, Готландской впадин и Финского залива Балтийского моря. Ниже перманентного галоклина было отмечено развитие гипоксических условий, нарушающееся на восточном склоне Готландской впадины затокowymi интрузиями с умеренным содержанием кислорода. В глубоководных частях Гданьской и Готландской впадин макрозообентос отсутствовал. В поверхностном слое моря по всему маршруту отмечено цианобактериальное цветение.

Ключевые слова: Балтийское море, затокowe интрузии, гипоксия, анаэробные условия, цианобактериальное цветение, макрозообентос, ленточные глины

DOI: 10.31857/S0030157421040067

В ходе 55-го рейса ПС “Академик Иоффе” (29 июня–15 июля 2020 г.) были выполнены комплексные исследования в Балтийском море, в том числе в Финском заливе (рис. 1). Целью экспедиции было получение комплексных сезонных данных о состоянии экосистемы Балтийского моря.

Гидрофизические работы включали STD-зондирования водной толщи от поверхности до дна на комплексных станциях и непрерывных разрезах на ходу судна. Интервал между точками зондирования на разрезах составлял около 1–2 миль, что позволило получить данные о структуре водной толщи и, в частности, о придонном слое, в высоком пространственном разрешении. В ходе работ использовались стандартные мультипараметрические зонды Idronaut.

Гидрохимические работы включали определение концентрации растворенного кислорода, сероводорода, кальция, магния, кремния и взвешенного вещества. Пробы воды отбирались при помощи гидрологического комплекса Hydrobios MWS12 Slimline.

Гидробиологические работы были направлены на изучение планктонных (фито-, зоо-, ихтио-

планктон, пигменты фитопланктона) и бентосных сообществ по стандартным методикам, принятым в ИО РАН. Первичную продукцию измеряли *in situ* на двух станциях, а также на борту судна, с имитацией условий *in situ* с использованием радиоуглеродной модификации скляночно-го метода.

Геоакустические работы включали съемку верхнего слоя донных осадков на акустическом полигоне (см. рис. 1) и попутные наблюдения параметрическим профилографом дна Innomag SES-2000 deep. По результатам геоакустической съемки верхнего слоя осадков в Финском заливе были выбраны станции отбора колонок донных осадков.

Геологические работы в Финском заливе были направлены на изучение процессов дегляциации в неоплейстоцене и голоценового седиментогенеза. В юго-восточной части Балтийского моря (российский сектор) исследования были направлены на изучение изменений окружающей среды под действием климатических и антропогенных факторов.

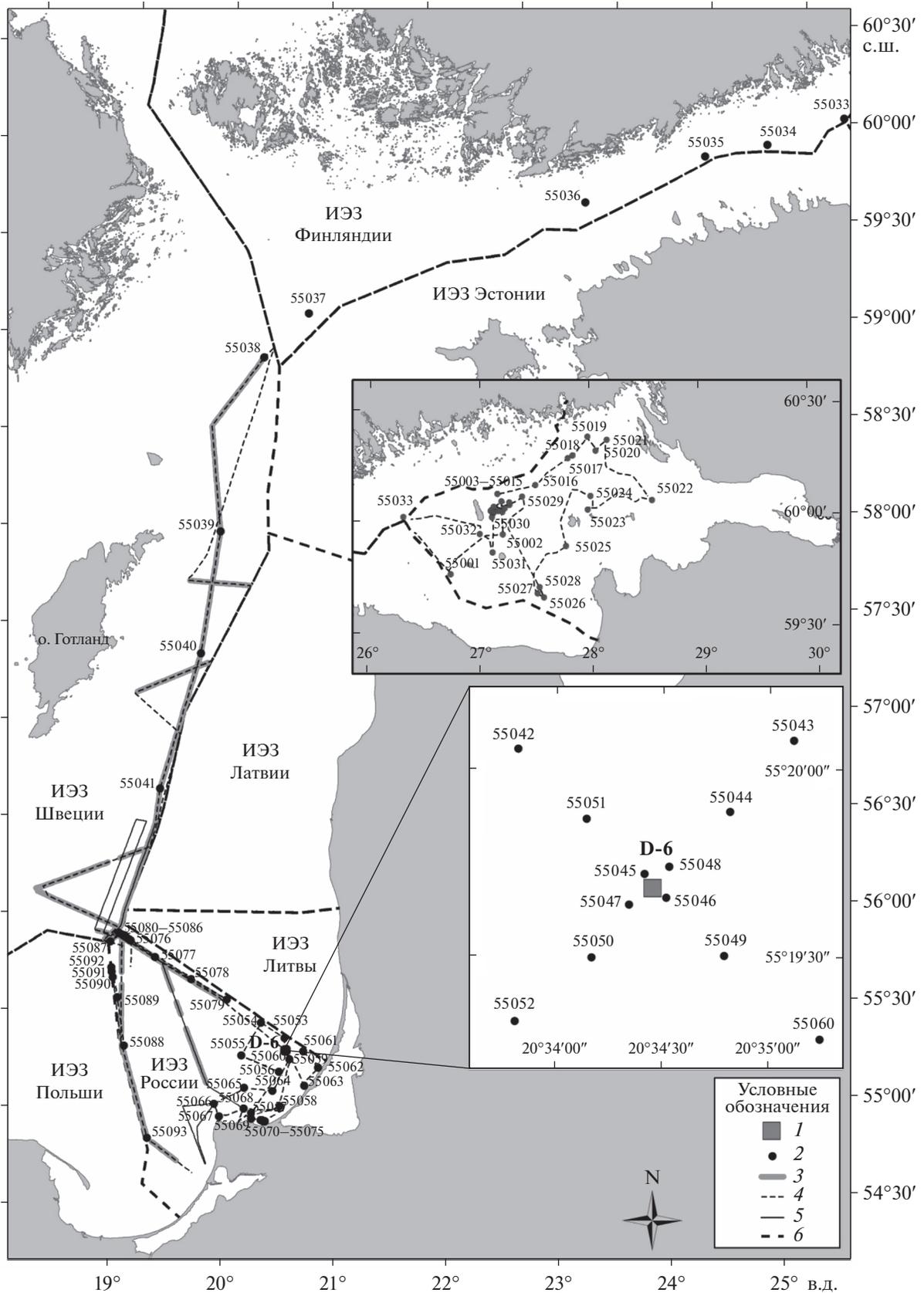


Рис. 1. Схема работ в 55-м рейсе ПС “Академик Иоффе”.
 Условные обозначения: 1 – платформа D-6; 2 – станции; 3 – непрерывные гидрофизические разрезы; 4 – попутная запись SES-2000 deer; 5 – геоакустические галсы; 6 – границы исключительных экономических зон.

Предварительные результаты. Структура водной толщи Балтийского моря характеризовалась двумя слоями скачка плотности, соответствующими сезонному термоклину и перманентному галоклину/пикноклину. Отличительной особенностью структуры вод, не связанной с сезонной изменчивостью, является нарастающая гипоксия всей толщи вод ниже перманентного пикноклина: потребление кислорода в осолоненных/плотных водах в период после последнего большого затока происходит значительно быстрее, чем его поступление со слабыми затоковыми интрузиями, которые достаточно надежно определяются как области с умеренными, до 3.89 мг/л, концентрациями кислорода. Распространение затоковых интрузий носит изопикнический характер в диапазоне плотности σ_θ (7.2–7.9 кг/м³), соответствующем слою воды, расположенному непосредственно под перманентным пикноклином. Поступление этой воды происходит преимущественно из Слупского желоба, в котором постоянно сохраняется умеренное содержание кислорода. На трассе съемок признаки затоковых интрузий не наблюдались западнее 18.5° в.д. и севернее 56.4° с.ш.

По результатам гидрохимических анализов в придонном слое глубоководных впадин концентрация растворенного кислорода была близка к нулю, и развились анаэробные условия. Максимальное содержание сероводорода было отмечено у дна в центральной части Готландской впадины (1.6 мл/л на глубине 147 м). Следы сероводорода прослеживались на горизонтах более 75 м.

Концентрации биогенных элементов варьировали в пределах пространственной и сезонной изменчивости, характерной для Балтийского моря. Минимальные концентрации отмечались над термоклином как следствие вовлечения в биологический круговорот. В придонном слое концентрации биогенных элементов значительно возрастали, особенно в глубоководной центральной части моря.

Наибольшие концентрации хлорофилла “а” (1.55–6.63 мкг/л) были отмечены в фотическом слое. Лимитирование световых условий вело к уменьшению хлорофилла “а” в 2–3 раза над термоклином (на горизонте 15–25 м). В прибрежной зоне юго-восточной части Балтийского моря (глубины до 20 м) наблюдался эвтрофный уровень продуктивности вод, а за ее пределами – мезотрофный уровень.

От восточной части Финского залива до Гданьского бассейна регистрировались визуальные проявления поверхностного цианобактериального цветения, локализованного в верхнем квазиоднородном слое. В Финском заливе цветение находилось в начальной фазе, среди доминантных видов отмечен потенциально-токсичный *Aphanizomenon flosaquae*. В южных районах

Готландской впадины и в юго-восточной части Балтийского моря было отмечено цветение первой степени интенсивности, с доминированием *A. flosaquae* и токсичной *Nodularia spumigena*. Над Гданьской впадиной обнаружено нетипичное для данного сезона цветение диатомовых водорослей.

Зообентос в Финском заливе отличался низким таксономическим разнообразием, примерно на половине станций сообщество было представлено лишь двумя видами, морским тараканом *Saduria entomon* и полихетой *Marenzelleria arctica*. Разрез от центральной части Финского залива до юго-восточного склона Готландской впадины на глубинах 80–190 м характеризовался полным отсутствием макрофауны. На южном склоне Готландской впадины на глубине 106 м макробентос был представлен единичными особями полихеты *Scoloplos armiger*, толерантной к самому низкому содержанию растворенного кислорода. На Гданьско-Готландском пороге на глубинах около 80 м макробентос также не был найден. В более мелководных районах юго-восточной части Балтийского моря на глубинах 23–60 м было развито политопное сообщество с доминированием двустворчатого моллюска *Limecola balthica*. В прибрежной зоне у северного побережья Самбийского полуострова (10 м) подтверждены ранние наблюдения присутствия в бентосном сообществе двустворчатого моллюска – вселенца *Rangia cuneata*.

По результатам геоакустического профилирования были уточнены границы распространения конечно-моренных образований и водно-ледниковых отложений в Финском заливе. Грунтовыми колонками была вскрыта толща ленточных глин, для которых проведен анализ, позволивший установить смену проксимальных фаций на дистальные и уточнить механизм дегляциации впадины Финского залива в ходе последнего оледенения.

Благодарности. Авторы благодарят экипаж ПС “Академик Иоффе” за содействие в проведении научных работ.

Источники финансирования. Работы в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря выполнялись в рамках темы № 0128-2021-0012 госзадания ИО РАН; гидробиологические работы – по темам №№ 0128-2021-0012 и 0149-2019-0008 госзадания ИО РАН; отбор колонок донных осадков и их геологическое описание в Финском заливе выполнялось в рамках проекта РФФИ № 19-05-00768, их аналитика выполнена при поддержке проекта РНФ № 17-77-20041; гидрофизические зондирования на разрезах – при поддержке проектов РФФИ №№ 18-05-80031 и 19-05-00962.

**Field Research in the Baltic Sea
during 55th Cruise of the P/V *Akademik Ioffe***

**A. V. Krek^a, E. V. Krek^{a, #}, E. E. Ezhova^a, V. T. Paka^a, A. A. Kondrashov^a, A. R. Danchenkov^a,
N. E. Bagirov^a, E. A. Kudryavtzeva^a, E. S. Bubnova^a, A. Yu. Sergeev^b, S. V. Aleksandrov^c**

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

^b*Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

^c*Atlantic branch of "VNIRO" ("AtlantNIRO"), Kaliningrad, Russia*

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

New data on the structure of the water column, the upper layer of bottom sediments and biological communities of the Gdansk and Gotland Deeps and the Gulf of Finland of the Baltic Sea were obtained during the 55th cruise of the P/V *Akademik Ioffe* (June 29–July 15, 2020). The hypoxic conditions development below the permanent halocline was noted, yet it was disturbed on the eastern slope of the Gotland Basin by inflow intrusions with a moderate oxygen content. Macrozoobenthos was absent in the deep parts of the Gdansk and Gotland Deeps. Cyanobacterial bloom was noted in the sea surface layer during the entire expedition.

Keywords: the Baltic Sea, inflow intrusions, hypoxia, anaerobic conditions, cyanobacterial bloom, macrozoobenthos, varved clays

УДК 551.35

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕЙ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ЧАУНСКОЙ ГУБЫ В 60-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК ОПАРИН”

© 2021 г. А. С. Ульянов¹, *, А. Н. Чаркин², **, В. Л. Семин¹, Л. А. Киреенко¹,
С. А. Боцул², А. Э. Леусов², П. Ю. Семкин², С. П. Кукла²

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

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия

*e-mail: uleg85@gmail.com

**e-mail: charkin@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 01.12.2020 г.

После доработки 08.12.2020 г.

Принята к публикации 14.02.2021 г.

Приведены сведения о комплексе геологических исследований в Чаунской губе Восточно-Сибирского моря в 60-м рейсе НИС “Академик Опарин” в октябре 2020 г. Обсуждаются предварительные результаты научной экспедиции.

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, донные отложения, бентосные фораминиферы, железомарганцевые конкреции

DOI: 10.31857/S0030157421040158

Комплексная экспедиция на НИС “Академик Опарин” (60-й рейс) организована Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН) в соответствии с программой, утвержденной Министерством науки и высшего образования Российской Федерации. Проведенная экспедиция является логическим продолжением комплекса экологических исследований Чаунской губы, реализованного в 1980-х гг. Зоологическим институтом АН СССР [1, 2]. Экспедиция проводилась с 26 сентября по 11 ноября 2020 г. (порт выхода и захода судна Владивосток), работы в Чаунской губе проходили с 9 по 21 октября. В экспедиции приняло участие 19 научных сотрудников из ТОИ ДВО РАН, Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Тихоокеанского института биоорганической химии им. Г.Б. Елякова ДВО РАН, Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Томского политехнического университета. Начальник экспедиции – к.г.-м.н. А.Н. Чаркин, заместитель начальника экспедиции – к.г.-н. П.Ю. Семкин. Геологические задачи рейса решались отрядами седиментологии (начальник к.б.-н. А.С. Ульянов) и биологии (начальник к.б.-н. Семин В.Л.).

Основные геологические задачи экспедиции:

– отбор проб донных осадков, их литологическая характеристика и консервация (заморозка) для последующей пробоподготовки и геохимических анализов, измерение температуры поверхностного слоя (0–10 см) донных осадков, отбор врезок из коробчатого пробоотборника для послойного изучения донных осадков, фильтрация взвеси;

– сбор грубообломочного материала и железомарганцевых конкреций (ЖМК) для изучения их петрографического и геохимического состава, анализ распространения различных типов ЖМК и донных отложений для характеристики процессов четвертичного осадконакопления и рудогенеза в исследуемой акватории;

– анализ видового состава бентосных фораминифер.

Геологический пробоотбор производился с помощью коробчатого пробоотборника типа Экман (0.25 м²) и дночерпателей типа Ван Вин (0.15 и 0.02 м²). Всего выполнено 48 комплексных геологических станций (рис. 1), с которых собран материал в следующем количестве: 178 проб донных осадков на гранулометрический и геохими-

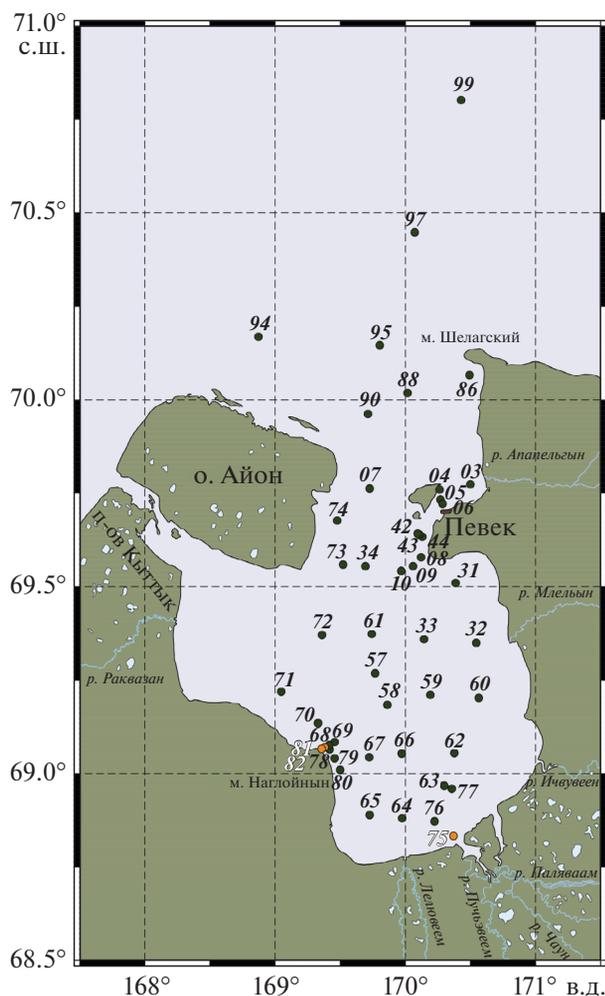


Рис. 1. Карта-схема расположения станций геологического пробоотбора в 60-м рейсе НИС “Академик Опарин”. Станции 75, 81 и 82 выполнены с лодки.

ческий анализа, 105 проб донных осадков на микропалеонтологический анализ, 78 проб взвеси на ядерных и стекловолоконистых фильтрах, 22 врезки для послойного изучения кернов, 12 проб грубообломочного материала, 5 проб ЖМК.

Предварительные результаты

Для поверхностных донных осадков Чаунской губы свойственна стратификация на окисленный, смешанный и восстановленный слои. В зависимости от близости к континенту, речному стоку, зонам ледовой разгрузки литологический состав осадков изменяется. В областях ледовой разгрузки, абразии и эрозии обнаружен окатанный грубообломочный материал, представленный сланцами, песчаниками, кварцем. Эти обломки обнаружены в юго-западной, южной и

центральной частях губы (ст. 58, 59, 63, 68, 76, 80), а также близ Певека (ст. 03, 05). Наибольшее количество обломков обнаружено в юго-западной части близ мыса Наглойнын.

Западная и юго-западная части губы подвержены влиянию термоабразии береговой зоны о. Айон и п-ва Кыттык, сложенной перигляциальными аллювиальными песками. Поверхностные донные осадки здесь представлены обедненными органическим веществом чистыми и заиленными песками средне- и тонкозернистого состава (ст. 69–74, 78–80). В области влияния речного стока, сосредоточенного в южной части губы, также распространены пески и алевриты, отличающиеся хорошей сортировкой частиц (ст. 63–65, 75, 77). Зафиксированное в экспедиции морфологическое разнообразие железо-марганцевых корок (ст. 42, 43, 58, 59, 67, 69) наряду с их различной зрелостью и пестрым пространственным распределением свидетельствует об активном протекании на дне Чаунской губы процессов рудогенеза.

По данным фораминиферного анализа был выделен 41 вид бентосных фораминифер, из которых 19 видов обладают агглютинированным скелетом, остальные – секреционно-известковым. Наибольшая встречаемость и численность фауны бентосных фораминифер наблюдается в устьевой и кутовой частях Чаунской губы, а также у берегов мыса Наглойнын и в проливе Певек. Видовое разнообразие варьируется от 3 до 12 видов в пробе. Основная масса видов бентосных фораминифер представлена арктической и атлантической фауной, однако обнаружены и тихоокеанские представители.

Источники финансирования. Участие сотрудников в экспедиции финансировалось при поддержке РФФ (проекты №№ 19-77-10044 и 19-17-00058). Логистическое сопровождение экспедиции финансировалось за счет Госзаданий ИО РАН (тема № 0128-2021-0005) и ТОИ ДВО РАН (тема № FWMM-2019-0005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Экосистемы, флора и фауна Чаунской губы Восточно-Сибирского моря / Под ред. Скарлато А.О. В серии: Исследования фауны морей. Вып. 47(55). СПб.: ЗИН РАН, 1994. 267 с.
2. Экосистемы и фауна Чаунской губы и сопредельных вод Восточно-Сибирского моря / Под ред. Скарлато А.О. В серии: Исследования фауны морей. Вып. 48(56). СПб.: ЗИН РАН, 1994. 153 с.

Geological Studies of the Upper Sedimentary Strata of the Chaunskaya Bay during the 60th Cruise of R/V “Akademik Oparin”

A. S. Ulyantsev^{a, #}, A. N. Charkin^{b, ##}, V. L. Syomin^a, L. A. Kireenko^a, S. A. Botsul^b, A. E. Leusov^b,
P. Yu. Semkin^b, S. P. Kukla^b

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

^b*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: uleg85@gmail.com*

^{##}*e-mail: charkin@poi.dvo.ru*

The paper provides information about the complex of geological studies in the Chaunskaya Bay of the East Siberian Sea during the 60th cruise of R/V “Akademik Oparin” in October 2020. Preliminary results of the scientific expedition are discussed.

Keywords: East Siberian Sea, bottom sediments, benthic foraminifera, ferromanganese nodules

УДК 551.465

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТОЯНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ В 58-М РЕЙСЕ НИС “АКАДЕМИК ОПАРИН”

© 2021 г. В. Б. Лобанов¹*, А. Ф. Сергеев¹, Г. Ким², С. Нам², Е. Н. Марьина¹,
Х. Хан², О. С. Попов¹, П. П. Тищенко¹, Г. А. Власова¹, С. А. Зверев¹, Б. Ким⁴, Е. Ким²,
С. Ю. Ким³, А. Э. Леусов¹, И. Ли³, Х. Ли², Х. Ли⁴, А. А. Марьяш¹, И. А. Прушковская¹,
Я. Н. Рудых¹, Ё. Рю², А. А. Рюмина¹, С. Г. Сагалаев¹, П. Ю. Семкин¹, Х. Сё², В. Цой¹, С. Х. Чён³,
Ч. Чой², М. Г. Швецова¹, Е. М. Шкирникова¹, О. А. Уланова¹, Н. В. Шлык¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия

²Школа наук о Земле и окружающей среде/Исследовательский институт океанографии,
Сеульский национальный университет, Сеул, Респ. Корея

³Отделение океанографии, Пусанский национальный университет, Пусан, Респ. Корея

⁴Отделение морских наук и конвергентных технологий, Университет Ханьян, Ансан, Респ. Корея

*e-mail: lobanov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 13.12.2020 г.

После доработки 06.04.2021 г.

Принята к публикации 15.04.2021 г.

В результате российско-корейских исследований, выполненных в рейсе № 58 НИС “Академик Опарин” в октябре–ноябре 2019 г., продолжен многолетний мониторинг долговременных изменений циркуляции и вентиляции вод, а также биогеохимических процессов в Японском море, происходящих в результате современных климатических изменений и растущего антропогенного воздействия. Продолжены исследования структуры антициклонических вихрей синоптического масштаба, связанных с ветвями Цусимского течения. Впервые обнаружен факел метана на континентальном склоне Восточного Приморья.

Ключевые слова: Японское море, межгодовые изменения, циркуляция и вентиляция вод, биогеохимия, синоптические вихри, метановый факел

DOI: 10.31857/S0030157421040080

Экспедиция рейса № 58 НИС “Академик Опарин” была организована Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН совместно с Сеульским национальным университетом и другими университетами Республики Корея и проводилась в период с 24 октября по 24 ноября 2019 г. для исследования изменчивости структуры океанологических полей Японского моря, процессов вертикального обмена, продукции и деструкции органического вещества, условий вентиляции глубинных и придонных слоев и их межгодовой изменчивости в связи с изменениями климата и растущей антропогенной нагрузкой.

В задачи экспедиции входила крупномасштабная комплексная съемка западной и северной частей моря, включавшая мониторинговые разрезы CREAMS и NEAR-GOOS (рис. 1). СТД-зондиро-

вания и отбор проб проводились по всей тоще вод до предельных глубин (>3500 м). Было выполнено 42 станции с СТД-зондированием, в том числе 39 станций с отбором проб воды (1741 проба) на растворенный кислород, рН, щелочность, биогенные элементы, изотопы радия, растворенный органический и неорганический углерод, радиоуглерод, тяжелые металлы, редкоземельные элементы, изотопы тория, инертные газы, хлорофилл-а, определение первичной продукции, бактериальной биомассы и др.

Программа CREAMS (“Исследование циркуляции окраинных морей Восточной Азии – Circulation Research of the East Asian Marginal Seas”) была начата летом 1993 г. и является первой региональной международной программой с участием России, Кореи и Японии. Ее основная задача – изучение реакции Японского моря на происходя-

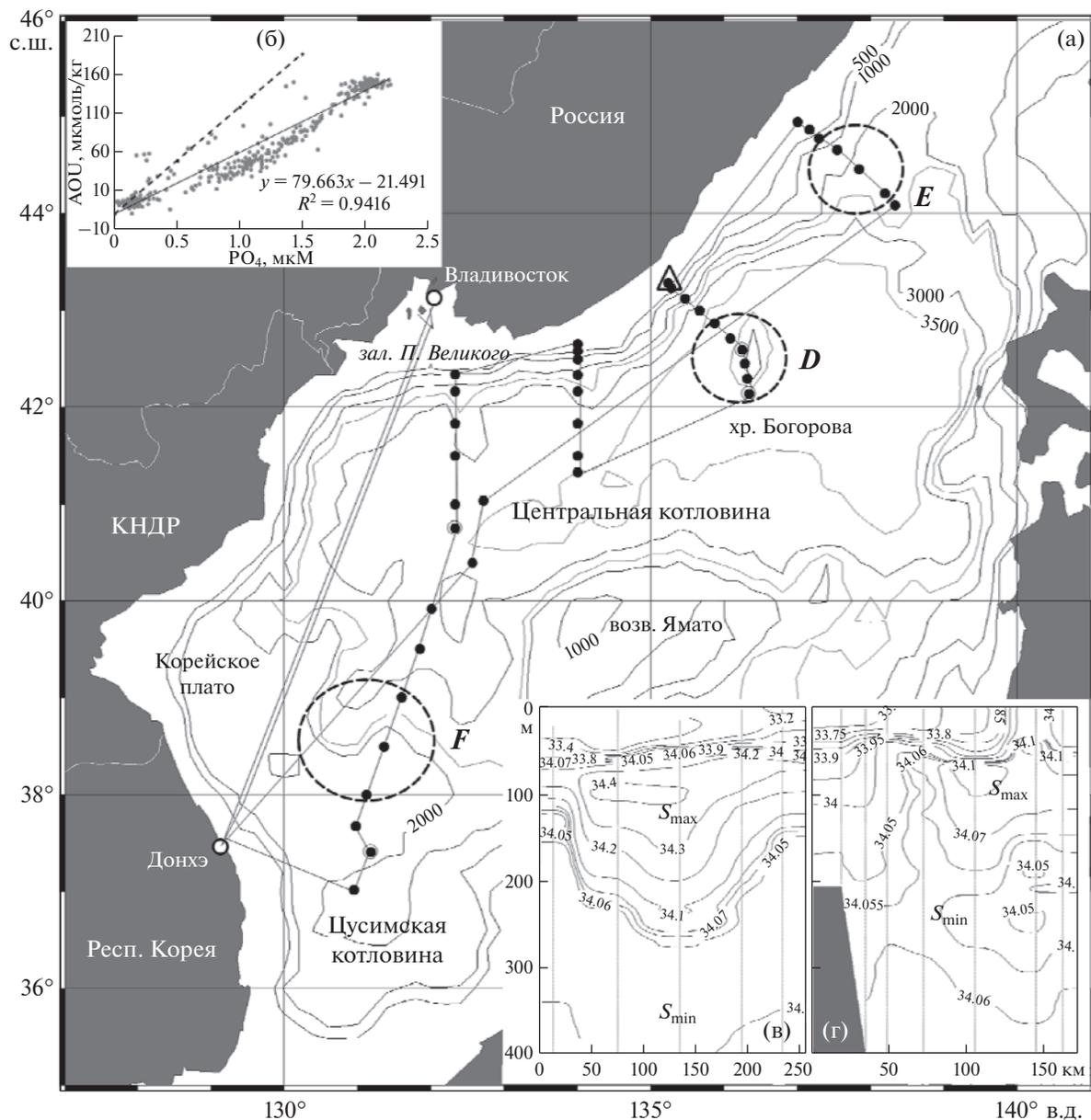


Рис. 1. (а) – Схема работ экспедиции рейса № 58 НИС “Академик Опарин” в Японском море. Точками показано положение океанографических станций, треугольником – положение метанового факела. *D, E, F* – положение антициклонических вихрей. Указаны изобаты в метрах. (б) – Зависимость кажущегося потребления кислорода (АОУ) от содержания фосфатов, пунктирная линия соответствует стехиометрии Редфилда. (в–г) – Разрезы солености через антициклонические вихри *F* (в) и *E* (г).

шие климатические изменения, прежде всего связанные с изменением циркуляции и вентиляции вод. Другое важное направление связано с продукцией и деструкцией органического вещества и механизмами развития в море биогеохимических процессов, таких как ацидификация, деоксигенация, эвтрофикация и денитрификация, причинами которых являются как глобальные процессы, так и региональные источники. Одной из составляющих программы CREAMS

является разрез климатического мониторинга, пересекающий западную часть Центральной котловины моря от залива Петра Великого на севере по $132^{\circ}20'$ в.д. до $38^{\circ}00'$ с.ш. и уходящий на юго-запад вдоль оси Цусимской котловины (рис. 1а). За 25-летний период наблюдений на этом разрезе показаны изменения в тенденциях ослабления вентиляции глубинных и донных вод моря.

Другой климатический мониторинговый разрез был начат ТОИ ДВО РАН совместно с Япон-

ским метеорологическим агентством в 2011 г. в рамках проекта NEAR-GOOS. Он пересекает Центральную котловину от побережья Приморья на юг по $134^{\circ}00'$ в.д. до возвышенности Ямато и далее через котловину Ямато к побережью Японии. Каждая из стран выполняет измерения в своей зоне ежегодно в октябре—декабре и производит обмен данными.

Работы на обоих этих разрезах выполнялись в данной экспедиции. Однако по требованию МИД Респ. Корея положение разреза CREAMS было смещено к западу, а штормовые условия, преобладавшие большую часть времени работы экспедиции, не позволили выполнить разрез NEAR-GOOS полностью. Тем не менее, были подтверждены продолжающиеся с 1995 по 2019 гг. климатические изменения в водной толще Японского моря, в частности, идущее со скоростью около $0.002^{\circ}\text{C}/\text{год}$ потепление придонного адиабатического слоя и снижение содержания кислорода.

Получены новые данные о гидрохимическом режиме вод северо-западной части Японского моря в осенний сезон. Показано, что в фотическом слое происходит формирование органического вещества и фотолит, что в совокупности приводит к падению концентраций биогенных элементов практически до нуля и нарушению стехиометрических соотношений Редфилда. Области глубин от 500 до 2500 м характеризуются минимальными значениями pH и концентрациями O_2 , которые возрастают при дальнейшем увеличении глубин моря (рис. 1б).

Были продолжены работы по изучению структуры антициклонических вихрей, начатые в предыдущей экспедиции (рейс № 57 НИС “Академик Опарин”). Показано наличие крупного ядра теплых вод повышенной солености (>34.45 епс) в вихре F в южной части района, сформированном водами Восточно-Корейского течения в слое 50–250 м в виде внутритермоклинной линзы (рис. 1в). Разрез через вихрь E, расположенный у северо-восточного Приморья (рис. 1г), также показал его многослойную структуру с относительно распресненным поверхностным слоем (33.7–34.0 епс), слоем вод повышенной солености (34.15 епс) на промежуточных горизонтах (50–200 м) и нижележащим ядром пониженной солености (34.05 епс). Это свидетельствует о переносе вод Цусимского происхождения к побережью Приморья в вихрях даже в такие северные области (около 44° – 45° с.ш.), где ранее этого не предполагалось. Все рассмотренные вихри прослеживались по прогибам изолиний практически до дна (2000–2500 м).

Другой важной особенностью динамики вод северной части моря является впервые установленный апвеллинг над подводным хребтом Богорова, распространяющийся до поверхностного слоя и обусловленный циклонической завихренностью, формирующейся из-за особенностей донной топографии.

Распределение следовых металлов в водной толще, полученное в этом рейсе, а также в предыдущей российско-корейской экспедиции в декабре 2018 г., указывает на то, что основным источником марганца и меди является область Цусимской котловины, в то время как максимальное содержание кадмия зарегистрировано в придонном слое западной части Центральной котловины и на континентальном склоне Приморья.

Анализ распределения благородных газов (изотопов гелия ^3He и ^4He) в соединении с тритием (^3H) позволяет рассмотреть особенности распределения водных масс в северной части района в период начала осенне-зимней конвекции.

Для исследования продукционных процессов вдоль всего маршрута судна проводилась регистрация температуры, солености, флуоресценции хлорофилла-*a*, содержания кислорода и аргона в поверхностном слое моря с помощью проточной системы. Соотношение газов в воде и воздухе позволяет оценить чистую общую продукцию, определяемую как разница между автотрофным фотосинтезом и дыханием, при этом выделение кислорода пропорционально содержанию чистого углерода. Распределение чистой продукции с учетом неравномерного охлаждения моря и развития апвеллинга в его северной части отличается значительными вариациями.

Интересным результатом экспедиции было обнаружение газового факела высотой более 300 м, впервые зарегистрированного в верхней части континентального склона восточного Приморья на глубине 540 м (рис. 1), что позволяет предполагать наличие залежей газогидратов в донных отложениях этого района.

Источники финансирования. Работы выполнялись в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН по темам №№ АААА-А17-117030110042-2 и АААА-А17-117030110038-5, Приоритетной программе ДВО РАН “Дальний Восток” (грант 18-1-010), а также международным программам “Исследование окраинных морей Восточной Азии КРИМС/ПАЙСИС (CREAMS/PICES)” Северотихоокеанской организации по морским наукам (PICES) и “Глобальная система наблюдения океана для региона северо-восточной Азии (NEAR-GOOS)” ВЕСТПАК МОК-ЮНЕСКО.

Study of the State and Variability of Marine Environment in the Japan/East Sea in the 58th Cruise of the R/V *Akademik Oparin*

V. B. Lobanov^{a, #}, A. F. Sergeev^a, G. Kim^b, S. Nam^b, E. N. Maryina^a, H. Han^b, O. S. Popov^a, P. P. Tishchenko^a, G. A. Vlasova^a, S. A. Zverev^a, B. Kim^d, Y. Kim^b, S. Y. Kim^c, A. E. Leusov^a, I. Lee^c, H. Lee^b, H. Lee^d, A. A. Mariaysh^a, I. A. Prushkovskaya^a, Y. N. Rudykh^a, Y. Ryu^b, A. A. Ryumina^a, S. G. Sagalaev^a, P. Y. Semkin^a, H. Seo^b, V. Tsoi^a, S. H. Jeong^c, J. Choi^b, M. G. Shvetsova^a, E. M. Shkirnikova^a, O. A. Ulanova^a, N. V. Shlyk^a

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

^b*School of Earth and Environmental Sciences/Research Institute of Oceanography, Seoul National University, Seoul, Republic of Korea*

^c*Department of Oceanography, Pusan National University, Busan, Republic of Korea*

^d*Department of Marine Sciences and Convergent Technology, Hanyang University, Ansan, Republic of Korea*

[#]*e-mail: lobanov@poi.dvo.ru*

Multiyear monitoring of marine environment of the Japan/East Sea was continued by the joint Korean-Russian expedition of R/V *Akademik Oparin* (cruise No. 58) in October–November 2019 including changes of the sea circulation and ventilation and biogeochemical processes as a result of modern climate changes and growing anthropogenic impacts. Studies of mesoscale eddies associated with the branches of Tsushima Warm Current have being continued. Methane flare was discovered for the first time at the Eastern Primorye slope.

Keywords: Japan/East Sea, interannual variability, circulation and ventilation, biogeochemistry, mesoscale eddies, methane flare