СОДЕРЖАНИЕ

Том 62, номер 2, 2022

Физика моря

Влияние зимнего выхолаживания на межгодовую изменчивость вертикального распределения кислорода в Черном море по данным буев Био-Арго
С. В. Свищев, А. А. Кубряков 173

Климатические колебания некоторых волновых параметров на входе в Новороссийскую бухту
Б. В. Дивинский, С. Б. Куклев 186

Оценка загрязнения Керченского пролива и прилегающей акватории Черного моря по данным натурных измерений 2019–2020 гг.
П. О. Завьялов, И. Б. Завьялов, А. С. Ижицкий, Е. С. Ижицкая, Б. В. Коновалов, В. В. Кременецкий, И. А. Немировская, В. К. Часовников 194

Водообмен между лагуной Патус и Атлантическим океаном через узкий пролив
А. С. Гордей, А. А. Осадчиев 204

Химия моря

Вулканические пеплы как источник растворенного фосфора в океане
А. В. Савенко, В. С. Савенко 216

Морская биология

Количественные и продукционные характеристики фитопланктона северной части моря Уэдделла в летний период
Н. Д. Романова, С. А. Мошаров, О. В. Воробьева, Е. В. Бардюкова, В. А. Артемьев 220

Изменение количественных характеристик макро- и мейобентоса в заливе Благополучия с 2013 по 2020 гг. (Новая Земля, Карское море)
П. П. Лепихина, А. Б. Басин, Д. В. Кондарь, А. А. Удалов, М. В. Чикина, В. О. Мокиевский 235

Сезонная динамика альгофлоры стратифицированного озера Кисло-Сладкое, частично изолированного от Белого моря
Д. А. Иванова, Е. Д. Краснова, Д. А. Воронов, И. Г. Радченко 245

Морская геология

Переходная зона река–море (маргинальный фильтр) Северной Двины как эффективная ловушка речного осадочного материала на пути в открытую область Белого моря
В. В. Гордеев, В. П. Шевченко, А. Н. Новигатский, А. И. Коченкова, Д. П. Стародымова, А. С. Лохов, С. К. Белоруков, А. Е. Яковлев 260

Сравнительные характеристики Fe-Mn корок Северного Ледовитого и Атлантического океанов
А. В. Дубинин, Е. В. Кузнецов, М. Н. Римская-Корсакова, Е. Д. Бережная, О. М. Дара, А. А. Вельдемар, В. А. Рашидов, С. Г. Сколотнев 271

Растяжения и сдвиги в земной коре Желтого моря (вероятностная гравитационная модель)
А. М. Петрищевский 289

К определению глубины замыкания у песчаного берега
И. О. Леонтьев 301

Приборы и методы исследований

Современное картографирование рельефа морского дна на примере северо-восточной части Черного моря
Н. Н. Дмитревский, Р. А. Ананьев, Г. А. Колючкина, У. В. Симакова, В. О. Мокиевский 309

О методике подготовки образцов для анализа водных палиноморф
Т. С. Клювиткина, Е. А. Новичкова 315

Методы обработки и анализа цифровых моделей рельефа дна
Н. В. Либина 324

Информация

Комплексные исследования Атлантического океана в 59-м рейсе ПС “Академик Иоффе” (сентябрь–октябрь 2021 г.)
Л. Д. Баширова, Л. А. Кулешова, В. А. Кречик, М. В. Капустина, Т. Глазкова, З. Ф. Уразмуратова, Н. В. Двоеглазова, А. А. Муратова, Д. М. Казакова, М. А. Рихман, П. Н. Кривошлык, И. Ю. Бочерикова, В. Е. Ежов, С. Родригес, А. А. Кондрашов 334

CONTENTS

Vol. 62, No. 2, 2022

Marine Physics

Impact of Winter Cooling on Interannual Vertical Oxygen Distribution Variability in the Black Sea with Bio-Argo Floats
S. V. Svishchev, A. A. Kubryakov 173

Climate Variations of Certain Wave Parameters at the Entrance of the Novorossiysk Bay
B. V. Divinsky, S. B. Kuklev 186

Assessment of Pollution of the Kerch Strait and the Adjacent Black Sea Area Based on Field Measurements of 2019–2020
P. O. Zavialov, I. B. Zavialov, A. S. Izhitskiy, E. S. Izhitskaya, B. V. Konovalov, V. V. Krementskiy, I. A. Nemirovskaya, V. K. Chasovnikov 194

Water Exchange Between the Patos Lagoon and the Atlantic Ocean Through the Narrow Strait
A. A. Gordey, A. S. Osadchiev 204

Marine Chemistry

Volcanic Ashes as a Source of Dissolved Phosphorus in the Ocean
A. V. Savenko, V. S. Savenko 216

Marine Biology

Quantitative and Production Characteristics of Phytoplankton in the Northern Part of the Weddell Sea in Summer
N. D. Romanova, S. A. Mosharov, O. V. Vorobieva, E. V. Bardyukova, V. A. Artemiev 220

Changes in the Quantitative Characteristics of Macro- and Meiobenthos in the Blagopoluchiya Bay from 2013 to 2020 Period (Novaya Zemlya, the Kara Sea)
P. P. Lepikhina, A. B. Basin, D. V. Kondar, A. A. Udalov, M. V. Chikina, V. O. Mokievsky 235

Seasonal Dynamics of Algal Flora in the Stratified Lake Kislo-Sladkoe Partially Separated from the White Sea
D. A. Ivanova, E. D. Krasnova, D. A. Voronov, I. G. Radchenko 245

Marine Geology

The Transitional Zone River–Sea (Marginal Filter) of the Severnaya Dvina River as the Effective Trap on the Way of Riverine Sedimentary Material to the Open Area of the White Sea
V. V. Gordeev, V. P. Shevchenko, A. N. Novigatsky, A. I. Kochenkova, D. P. Starodymova, A. S. Lokhov, S. K. Belorukov, A. E. Yakovlev 260

Comparative Characteristics of Fe-Mn Crusts from the Arctic and Atlantic Oceans
A. V. Dubinin, E. V. Kuznetsov, M. N. Rimskaya-Korsakova, E. D. Berezhnaya, O. M. Dara, A. A. Veldemar, V. A. Rashidov, S. G. Skolotnev 271

Tensions and Strike-Slips in the Crust of the Yellow Sea (Probabilistic Gravity Model)
A. M. Petrischevsky 289

Evaluation of Depth of Closure on a Sandy Coast
I. O. Leont'yev 301

Research Methods and Facilities

Modern Mapping of the Seabed Relief Using the Example from the Ne Black Sea
N. N. Dmitrevsky, R. A. Ananiev, G. A. Kolyuchkina, U. V. Simakova, V. O. Mokievsky 309

Laboratory Processing in the Aquatic Palynomorph Analysis: Problems and Solutions
T. S. Klyuvitkina, E. A. Novichkova 315

Methods of Processing and Analyzing Digital Elevation Models of Bottom
N. V. Libina 324

Information

Complex Oceanological Research During the 59th Cruise of the Research Vessel *Akademik Ioffe* in the Northeastern Atlantic (September–October 2021)
L. D. Bashirova, L. A. Kuleshova, V. A. Krechik, M. V. Kapustina, T. Glazkova, Z. F. Urazmuratova, N. V. Dvoeglazova, A. A. Muratova, D. M. Kazakova, M. A. Rikhman, P. N. Krivoshlyk, I. Yu. Bocherikova, V. E. Ezhov, S. Rodrigues, A. A. Kondrashov 334

EDN: LQUUYS
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 173–185

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 551.465(262.5)

ВЛИЯНИЕ ЗИМНЕГО ВЫХОЛАЖИВАНИЯ НА МЕЖГОДОВУЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КИСЛОРОДА В ЧЕРНОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ БУЕВ БИО-АРГО

© 2022 г. С. В. Свищев[1], *, А. А. Кубряков[1], **
[1]*Морской гидрофизический институт, Севастополь, Россия*
**e-mail: sergsvishchev09@gmail.com*
***e-mail: arskubr@yandex.ru*

Поступила в редакцию 25.12.2020 г.
После доработки 08.04.2021 г.
Принята к публикации 18.08.2021 г.

В работе исследуется межгодовая изменчивость вертикального распределения концентрации кислорода и ее связь с температурой, проводится качественная и количественная оценки взаимосвязи зимней конвекции и изменения концентрации кислорода в различных изопикнических слоях глубоководной части Черного моря на основе массива высокочастотных измерений буев Био-Арго за 2011–2020 гг. После наиболее суровых зим исследуемого периода, в 2012 и 2017 г., концентрация кислорода в слое условной плотности (σ_θ) 14.25–15.40 кг/м^3, увеличивается на 20–100 μМ по сравнению с теплыми годами. Высокие значения концентрации кислорода наблюдаются в течение всего последующего года и проникают в более глубокие изопикнические слои. Наиболее высокие величины коэффициентов обратной корреляции между концентрацией кислорода в теплый период и зимней температурой приходятся на изопикны 14.4–15.4 кг/м^3. Влияние температуры прослеживается вплоть до изопикны 15.4 кг/м^3, где резкое снижение температуры вызывает увеличение концентрации кислорода на 20 μМ. Интенсивность зимней конвекции оказывает значительное влияние на концентрацию кислорода в холодном промежуточном слое и в слоях ниже основного пикноклина.

Ключевые слова: растворенный кислород, зимнее выхолаживание, конвективное перемешивание, глубоководная часть Черного моря, буи Био-Арго

DOI: 10.31857/S0030157422020162

ВВЕДЕНИЕ

Концентрация растворенного кислорода характеризует состояние морской экосистемы, комфортность существования биологических сообществ, интенсивность протекания в ней основных биологических и биохимических процессов, стабильность гидрохимического режима. Черное море – крупнейший меромиктический бассейн Мирового океана, в котором слой ниже 150–200 м характеризуется полным отсутствием кислорода и практически безжизненными условиями [4, 6, 22]. Изменение баланса окислительно-восстановительных реакций в этом бассейне имеет особо важное значение для его экосистемы. Уменьшение толщины слоя кислородсодержащих вод моря может свидетельствовать об изменении и структурной перестройке биогеохимической структуры бассейна [29, 52], снижении продукционного потенциала и экологической устойчивости Черного моря [11, 12]. Современные балансовые представления базируются на квазипериодических вариациях гидролого-гидрохимической структуры вод, и основываются на комплексном анализе параметров вертикальной стратификации вод Черного моря и глубины залегания границы анаэробных вод за климатический период наблюдений [42, 43].

Изменения распределения кислорода в морской воде являются результатом двух групп процессов: физических (изменения интенсивности конвекционного и ветрового перемешивания вод, а также сезонных изменений термогалинного режима и соответствующего изменения растворимости кислорода) и химико-биологических (продукции кислорода в результате фотосинтеза, потребления кислорода на окисление органического вещества и дыхание гидробионтов).

Одним из механизмов поступления кислорода в нижние слои бассейна является вовлечение обогащенных кислородом поверхностных вод в результате зимнего конвективного перемешивания [23, 35, 36, 54]. Максимум концентрации кислорода в поверхностном слое вод наблюдается в зимний период, а минимум – в летний период,

что определяется преимущественно зависимостью растворимости кислорода от температуры [1]. Растворенный кислород, первоначально увеличивающийся в верхнем квазиоднородном слое, после проникает в нижележащие слои в результате процессов диапикнического перемешивания, связанных с ветровым и динамическим воздействием [53]. Концентрация и запас кислорода в холодном промежуточном слое, а также в других слоях вод ниже зоны фотосинтеза, определяется соотношением интенсивности биогеохимического потребления кислорода и физических обменных процессов.

Роль зимнего выхолаживания в изменении концентрации кислорода в Черном море в сезонных и межгодовых масштабах исследовалась в большом количестве работ. До 50-х годов XX века существовала “конвекционная” гипотеза обновления ХПС и вовлечения кислорода в нижележащие слои вод вместе с зимним перемешанным слоем [5, 7, 28]. Позже на смену ей пришла “адвекционная” гипотеза, согласно которой ХПС формируется в зоне основного черноморского течения (ОЧТ) в северо-западной части моря и оттуда распространяется по всей его акватории [8, 27, 54, 58]. Этот подход уменьшил количественные оценки вклада зимнего выхолаживания в бюджет кислорода центральной части бассейна. Однако развитие данной гипотезы [14–17, 25], согласно которому ХПС может узколокально формироваться в центрах циклонических круговоротов Черного моря в период наибольшего выхолаживания поверхностного слоя вод, вновь изменило представления о роли конвекции в кислородном балансе. На текущий момент вопрос остается открытым – нет единого мнения относительно преобладающей роли какого-либо географического района в формировании холодных промежуточных вод Черного моря [6] и интенсивности этого процесса. Так, в работе [33] была отмечена роль изменений интенсивности ОЧТ на гидрологогидрохимическую структуру Черного моря: активная циркуляция способствует образованию ХПС и улучшает обмен между северо-западным шельфом моря и открытой частью, будучи сопоставима по своему вкладу с отрицательными аномалиями поверхностной температуры.

В Морском Гидрофизическом институте РАН накоплен большой массив измерений вертикального распределения кислорода [20]. Эти данные были использованы для исследования многолетней изменчивости кислорода в ряде монографий [11, 12], где было показано, что зависимость между содержанием кислорода и глубиной существует лишь для глубин, не превышающих толщины деятельного слоя. Связь с горизонтом условной плотности, по последним оценкам [11, 12], также не такая строгая в силу неконсервативного характера биогеохимической структуры вод моря и отсутствия установившегося динамического равновесия между ежегодным образованием кислорода и его поступлением из атмосферы с одной стороны, и убылью в атмосферу и потреблением на окислительные процессы с другой. Однако данные наблюдений разрозненны по пространству и времени, характеризуются малым количеством измерений в зимний период и низким вертикальным разрешением. Поэтому количественные оценки вклада зимней конвекции в баланс растворенного кислорода до настоящего времени были весьма малочисленными. В работе [37] показано влияние длиннопериодной климатической изменчивости (глобального потепления) на запас кислорода и динамику вертикального распределения концентрации растворенного кислорода в Черном море. В качестве одной из основных причин уменьшения запаса кислорода в верхнем слое вод приводится снижение интенсивности конвективной вентиляции в течение последнего десятилетия. Это объясняется тем, что температура воздуха в холодную зиму является ведущим фактором формирования холодного промежуточного слоя [34, 40, 49], образование которого в свою очередь является преобладающим механизмом вентиляции слоя вод Черного моря между изопикнами 14.4 и 15.4 кг/м^3.

В последнее время в Черном море ведутся непрерывные измерения концентрации кислорода при помощи буев Био-Арго [55], а также заякоренных буев Аквалог [50], которые позволяют получить детальную информацию об ее временнóй изменчивости с высоким вертикальным разрешением. В работах [35, 36, 55] на основе измерений буев Био-Арго продемонстрировано существенное влияние синоптических вихрей на изменчивость концентрации кислорода. В [56] на основе уникального сероводородного датчика (Satlantic SUNA), установленного на буе Арго, продемонстрировано наличие устойчивой междекадной изменчивости нижней границы кислородной зоны и ее связь как с региональными океанографическими процессами (изменение интенсивности ОЧТ, интрузии мраморноморской водной массы), так и с атмосферными процессами (зимнее выхолаживание). В работе [50] на основе наиболее высокочастотных измерений с дискретностью 6 часов на заякоренном профилирующем буе Аквалог показана значительная короткопериодная изменчивость вертикального положения кислорода, а также существенная роль инерционных течений в этих колебаниях.

Цель настоящей работы – первичная оценка влияния зимнего выхолаживания на вертикальную структуру концентрации кислорода и ее межгодовую изменчивость, опирающаяся на массив высокочастотных измерений буев Био-Арго за 2011–2020 гг. Была исследована межгодовая изменчивость вертикального распределения кон-

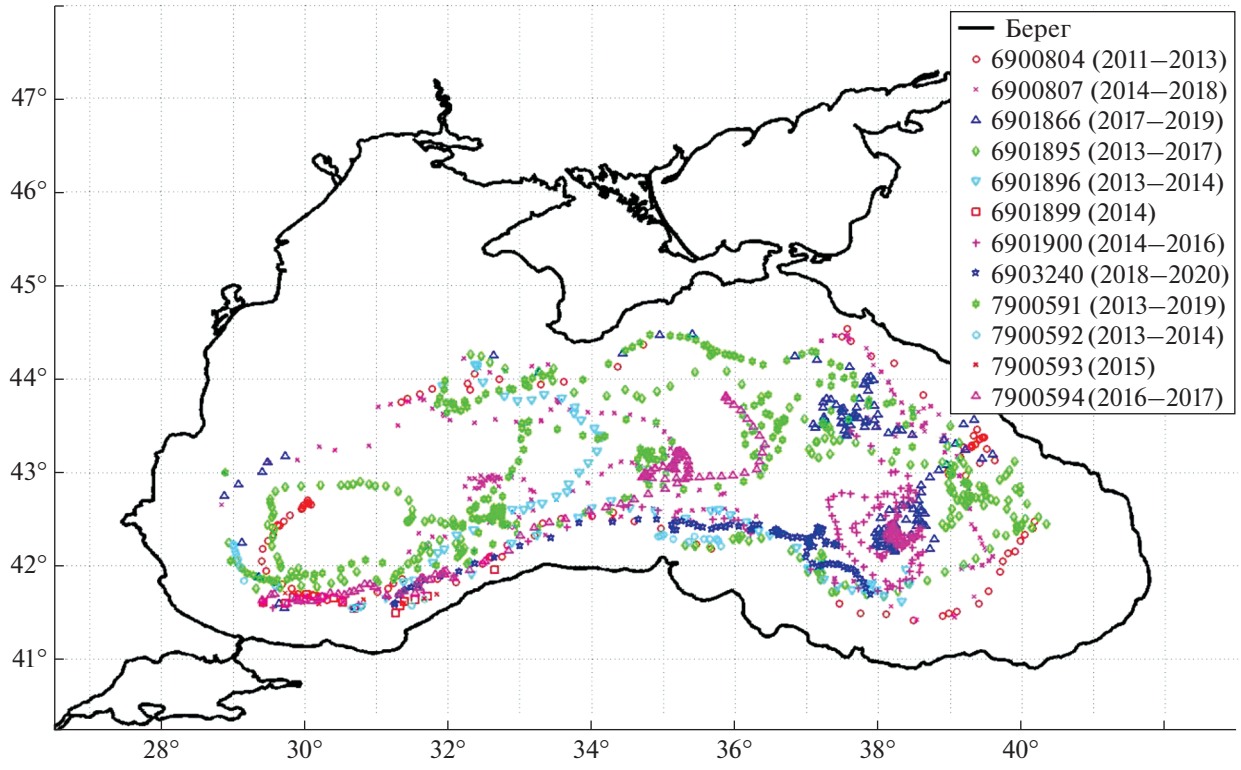

Рис. 1. Пространственное распределение вертикальных профилей концентрации растворенного кислорода, выполненных буями Био-Арго в глубоководной части Черного моря в период с марта 2011 г.–по январь 2020 г. (в скобках номер буя и годы его работы).

центрации кислорода и ее связь с температурой, проведена оценка взаимосвязи зимней конвекции и изменения концентрации кислорода в различных изопикнических слоях глубоководной части Черного моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для детального исследования влияния зимней конвекции на распределение концентрации кислорода был рассмотрен массив данных, полученных 12 буями Био-Арго в верхнем 200 м слое вод глубоководной части Черного моря, ограниченной изобатой 1500 м за период с марта 2011 г.–по январь 2020 г. (рис. 1). Данный район выбран как обладающий достаточной горизонтальной однородностью в силу своей удаленности от влияния берегового стока и антропогенной деятельности, что позволяет сравнивать вертикальные профили растворенного кислорода, не учитывая неоднородность их пространственного расположения. Также для данного района характерным является относительно изотропное распределение биомассы фитопланктона в теплый период года и биогенных веществ в течение всего года [29], что уменьшает отклонения, обусловленные продукционно-деструкционными процессами. Массив включает более 1300 профилей концентрации кислорода с высоким вертикальным разрешением (1 метр) для каждого из рассматриваемых гидролого-гидрохимических параметров [60]. Данные были загружены из архива IFREMER [2]. Измерения растворенного кислорода осуществлялись оптическими кислородными датчиками Aanderaa Oxygen Optode 3830–4330 [30]. Долгосрочные измерения оказались возможны благодаря тому, что буи Био-Арго большую часть времени проводят на горизонтах, лежащих глубже фотического слоя с низкой температурой воды, что уменьшает биообрастание [32, 41, 55].

Для дальнейшего рассмотрения необходима предварительная оценка качества используемых данных океанографических наблюдений. Вопрос оценки качества данных является особенно актуальным на современном этапе развития наук о море, что связано с ростом как количества океанографических измерений (за счет получения новых натурных данных, вовлечения архивных данных и участия в международных проектах по обмену данными), так и их качества (за счет применения более совершенных измерительных средств и устройств регистрации данных, обладающих большей точностью измерения).

Проведена статистическая и экспертная оценка качества гидрохимических данных, в том числе

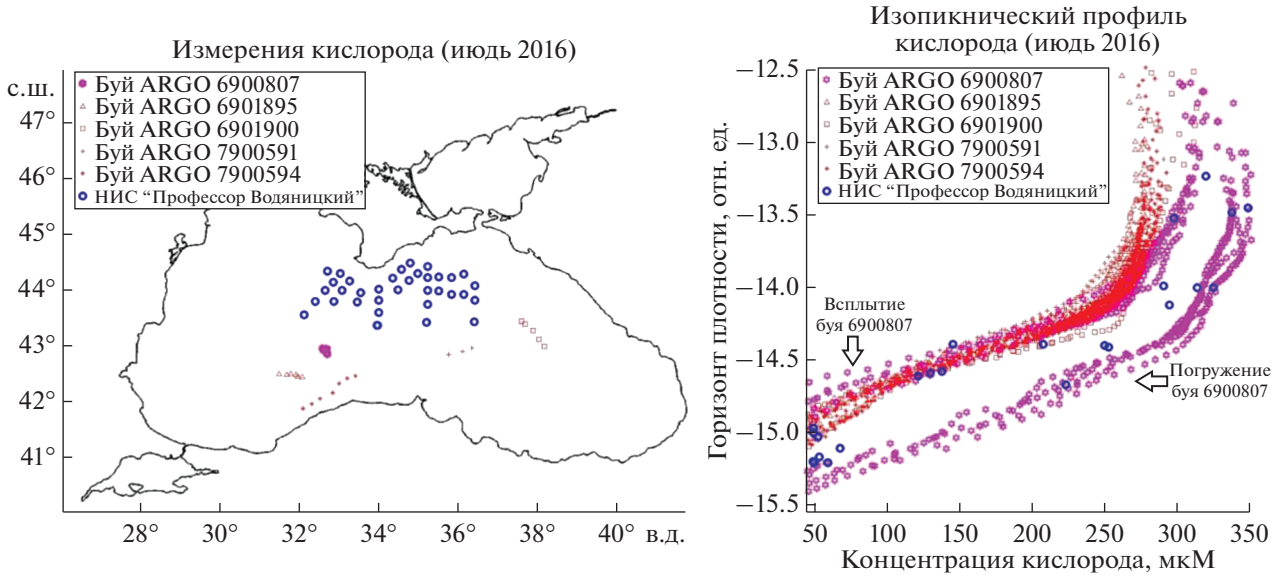

Рис. 2. Сравнение контактных данных буев Био-Арго с измерениями, выполнявшимися на НИС "Профессор Водяницкий", для глубоководной части Черного моря в июле 2016 г.

по стандартным океанографическим тестам [47], к которым относятся: проверка географических координат вертикальных профилей (попадание на сушу, нереальная скорость перемещения буя), проверка дат профилирования (на резкое нарушение хронологии), проверка отсутствия превышения глубины последнего горизонта по сравнению с глубиной места, проверка наличия инверсий плотности на вертикальных профилях, ошибки гидрологических данных и др.

Сравнение данных буев Био-Арго с натурными измерениями ФГБУН МГИ на НИС "Профессор Водяницкий" (рис. 2) показало наличие ошибки в измерениях буя № 6900807. Растворенный в воде кислород в ходе 87-го рейса НИС "Профессор Водяницкий" (июль 2016 года) измерялся стандартным йодометрическим титрованием по методу Винклера в модификации Романова [13, 38, 44, 59] аликвот воды, батометрически отобранных зондирующим комплексом (CTD) "SBE 911plus" с быстродействующим кислородным электрохимическим датчиком (Clark cell) мембранного типа SBE 43 [51]. В цикле погружения измерения буя Био-Арго № 6900807 показывали завышенные концентрации (рис. 3), что возможно было связано с увлечением поверхностных богатых кислородом вод, которые не соответствовали натурным измерениям, выполненным в тот же период, и климатической норме по обобщенным данным (рис. 4). Эти данные были исключены из анализа. В то же время в цикле подъема данные буя достаточно хорошо совпадали с натурными измерениями и эти измерения были оставлены в массиве.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сезонная изменчивость концентрации кислорода по данным буев Био-Арго

Сезонная изменчивость концентрации кислорода в z- и σ_θ-координатах, полученная по измерениям буев Био-Арго за 2014–2020 гг. приведена на рис. 4. Полученные распределения хорошо согласуются с известными, по литературным данным, сезонными особенностями хода O_2 [1, 22]. Наиболее отчетливо сезонные колебания проявляются в верхнем 0–40 м слое. Тонкая структура распределения кислорода в этом слое в значительной степени зависит от протекания процессов фотосинтеза, дыхания организмов, окисления органического вещества, а также интенсивности прогрева и охлаждения вод и скорости обмена с атмосферой и соседними слоями. Максимум кислорода на поверхности наблюдается в зимний период, а минимум в летний период, что определяется преимущественно зависимостью растворимости кислорода от температуры. При этом степень насыщения вод кислородом остается близкой к 100% в течение всего года. Максимум содержания кислорода в поверхностном слое приходится на февраль–март и в среднем составляет 310 μM (при средней поверхностной температуре в феврале 7.8 °C). Минимум приходится на август–сентябрь и в среднем составляет 225 μM (при средней поверхностной температуре в августе 27°C). Сезонная изменчивость слоя фотосинтетической продукции (10–40 м) выражена существенно слабее, чем в поверхностном слое (сезонная разность 65 μM, вместо 102 μM в по-

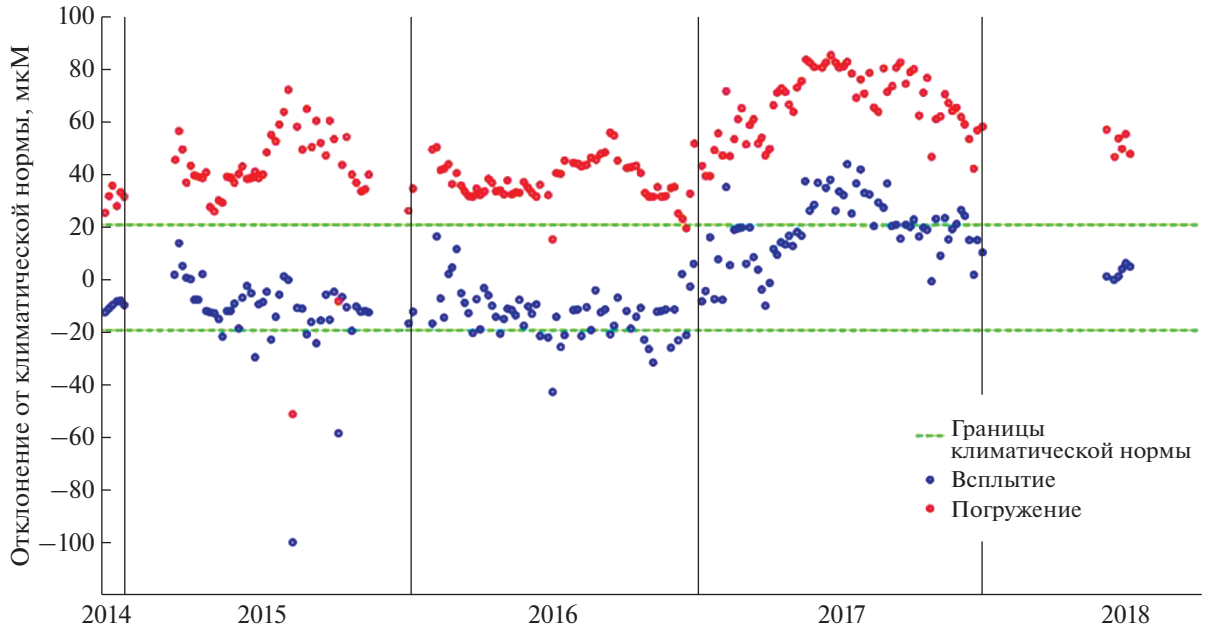

Рис. 3. Отклонение данных о концентрации кислорода, полученных буем № 6900807 при всплытии (синие) и погружении (красные маркеры), от климатической нормы.

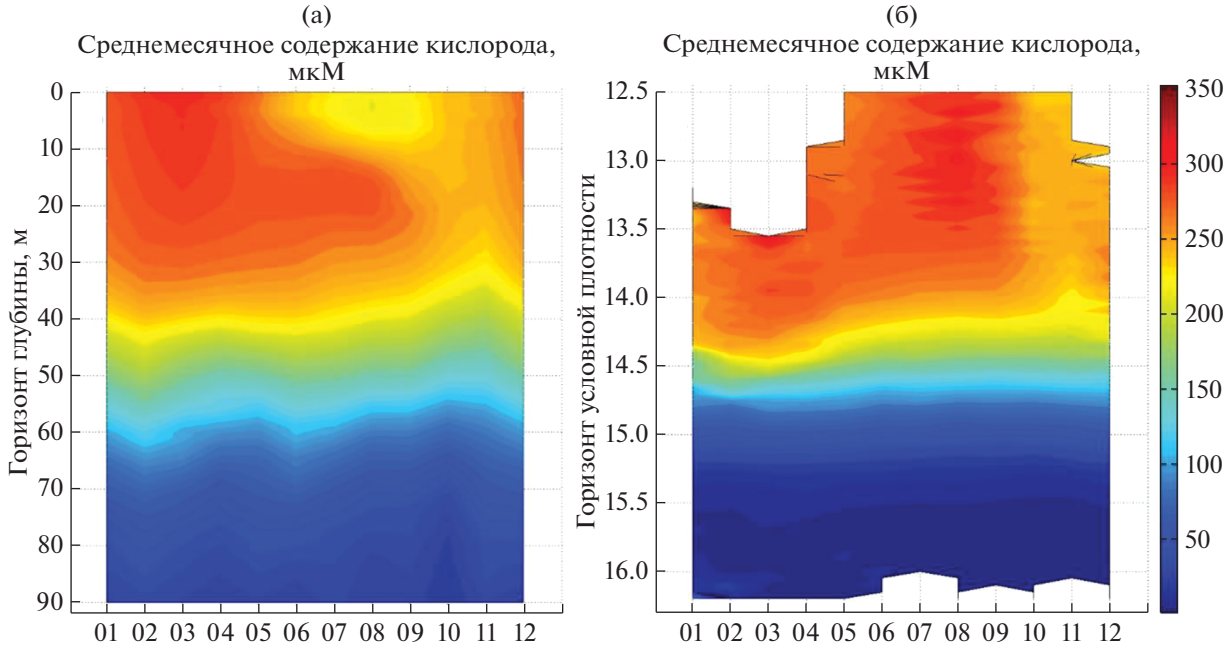

Рис. 4. Сезонный ход среднемесячной концентрации растворенного кислорода (мкмоль/л) на различных горизонтах глубины (м) и условной плотности (усл. ед.) в верхнем слое вод глубоководной части Черного моря (по данным буев Био-Арго).

верхностном). В летний период в слое 10–40 м возникает подповерхностный максимум, в котором содержание кислорода выше, чем в поверхностном 0–10 м слое на 35 μМ (июнь)–65 μМ (август), который связан с формированием подповерхностного максимума концентрации хлорофилла А. Максимум содержания кислорода приходится на май–июль и в среднем составляет 340 μМ, минимум приходится на сентябрь–ноябрь и в среднем составляет 275 μМ.

Осенью происходит увеличение абсолютного содержания кислорода по всей акватории моря, связанное с начинающимся в этот период всеобщим охлаждением вод. Естественной границей для вертикального потока кислорода из приповерхностных слоев моря в более глубокие слои вод является основной пикно-халоклин, который соответствует плотности 14.5–15.0 кг/м^3, существенно ограничивающий интенсивность турбулентного обмена [18, 19, 45].

Глубже ядра холодного промежуточного слоя располагается субкислородная зона, принимаемая как слой вод с верхней границей при концентрации кислорода – 10 μМ, отражающей равновесное состояние вертикального притока кислорода из верхних слоев и его потребления на окисление потока взвешенного органического вещества. Нижняя граница определяется глубиной появления сероводорода и зависит от соотношения потока сероводорода и потока кислорода с интрузиями трансформированных мраморноморских вод [39, 48]. Поскольку для различных методов определения предел обнаружения сульфид-ионов различен в литературе существуют две оценки нижней границы. По фотометрическому методу определения [48] – 0.3 μМ сероводорода, и по йодометрическому [9, 10, 12] – 3 μМ.

Межгодовая изменчивость концентрации кислорода по данным буев Био-Арго

Средняя по всем буям, вертикальная диаграмма межгодовой изменчивости концентрации кислорода и температуры в глубоководной части моря в 2012–2020 гг. представлена на рис. 5.

В верхнем 30-метровом слое с июня по сентябрь наблюдаются сезонные максимумы концентрации растворенного кислорода, превышающие 300 μМ, соответствующие слою интенсивной фотосинтетической продукции. В изопикнических координатах (рис. 5а) максимальные концентрации растворенного кислорода, превышающие 250 μМ находятся на горизонтах условной плотности 12.5–14.0 кг/м^3 в теплый период года и 13.5–14.5 кг/м^3 зимой. Концентрация кислорода достигает максимума 375 μМ в слое максимальной фотосинтетической продукции 10–30 м (горизонты с плотностью менее 13.5 кг/м^3) летом 2015 года. Вероятной причиной является аномально сильное цветение фитопланктона после серии штормов в августе 2015 г. [46].

Толщина слоя максимальной фотосинтетической продукции, характеризующегося положительным градиентом содержания кислорода более 1 μМ/м на верхней границе и менее 1 μМ/м на нижней, за рассматриваемый период варьировалась от 19 до 33 м, при средней толщине 27 ± 2 м. Верхняя граница слоя простирается от приповерхностного слоя до 16 м (сентябрь 2013), в среднем на 5 м. Нижняя граница находится на горизонтах глубины от 22 (сентябрь 2015) до 53 (май 2018) метров, при среднем значении 34 м. Имеет место ежегодное заглубление слоя с июня по сентябрь, с разной степенью выраженности в зависимости от года.

Верхняя и нижняя границы оксиклина, характеризующегося отрицательным градиентом содержания кислорода более 5 μМ/м, находятся в изопикнических слоях 14.25–14.90 кг/м^3. Эти горизонты плотности соответствуют для верхней границы – глубинам 29 (ноябрь 2016) – 70 м (март 2012), в среднем 42 м. Нижняя граница – от 48 до 93 м, при среднем значении 64 м. Толщина оксиклина колеблется от 11 до 33 м, при среднем значении 22 м (что дает разность содержания кислорода в воде между верхней и нижней границами оксиклина большую, чем 110 μМ = 22 м × 5 μМ/м).

В 2012 и 2017 высокие концентрации кислорода проникают в более глубокие изопикнические слои. Изолиния концентрации кислорода 250 μМ достигает горизонта условной плотности 14.50 кг/м^3 (апрель 2012) и 14.65 кг/м^3 (февраль 2017) при климатической норме 13.70 кг/м^3, а спустя месяц изолиния концентрации кислорода 150 μМ – плотности 14.75 кг/м^3 (май 2012) и 14.80 кг/м^3 (март 2017) при климатической норме 14.50 кг/м^3. Наиболее наглядно эти изменения видны на диаграмме аномалии кислорода от среднего профиля за весь период измерений (рис. 6а). Видно, что в эти годы имеют место аномальные (>35 μМ) повышения содержания кислорода в слое с условной плотностью в диапазоне от 14.25 до 15.15 кг/м^3, что соответствует холодному промежуточному слою и верхней части промежуточной черноморской водной массы [6]. Причем максимальной величины, превышающей на 80 μМ и более климатическую норму, концентрация кислорода достигает в ядре ХПС на горизонтах условной плотности 14.5–14.6 кг/м^3 в первой половине года.

Вероятной причиной такого значительного роста O_2 является зимнее поступление кислорода вследствие температурной конвекции в аномально суровые зимы 2012 и 2017 гг. (рис. 6а). Значительное выхолаживание верхних изопикнических слоев в 2012 и 2017 г. хорошо видно на вертикальной диаграмме температур (рис. 6б). В эти годы температура поверхности снижалась до 6.75°, в результате чего происходило образование ХПС. При этом во время событий интенсивной зимней конвекции холодные поверхностные воды проникают не только в изопикнические слои, соответствующие плотности ВКС, но и в нижележащие плотностные слои в результате процессов диапикнического перемешивания под действием ветра и сдвиговой турбулентности. В частности, подробно процесс такого выхолаживания в 2012 г.

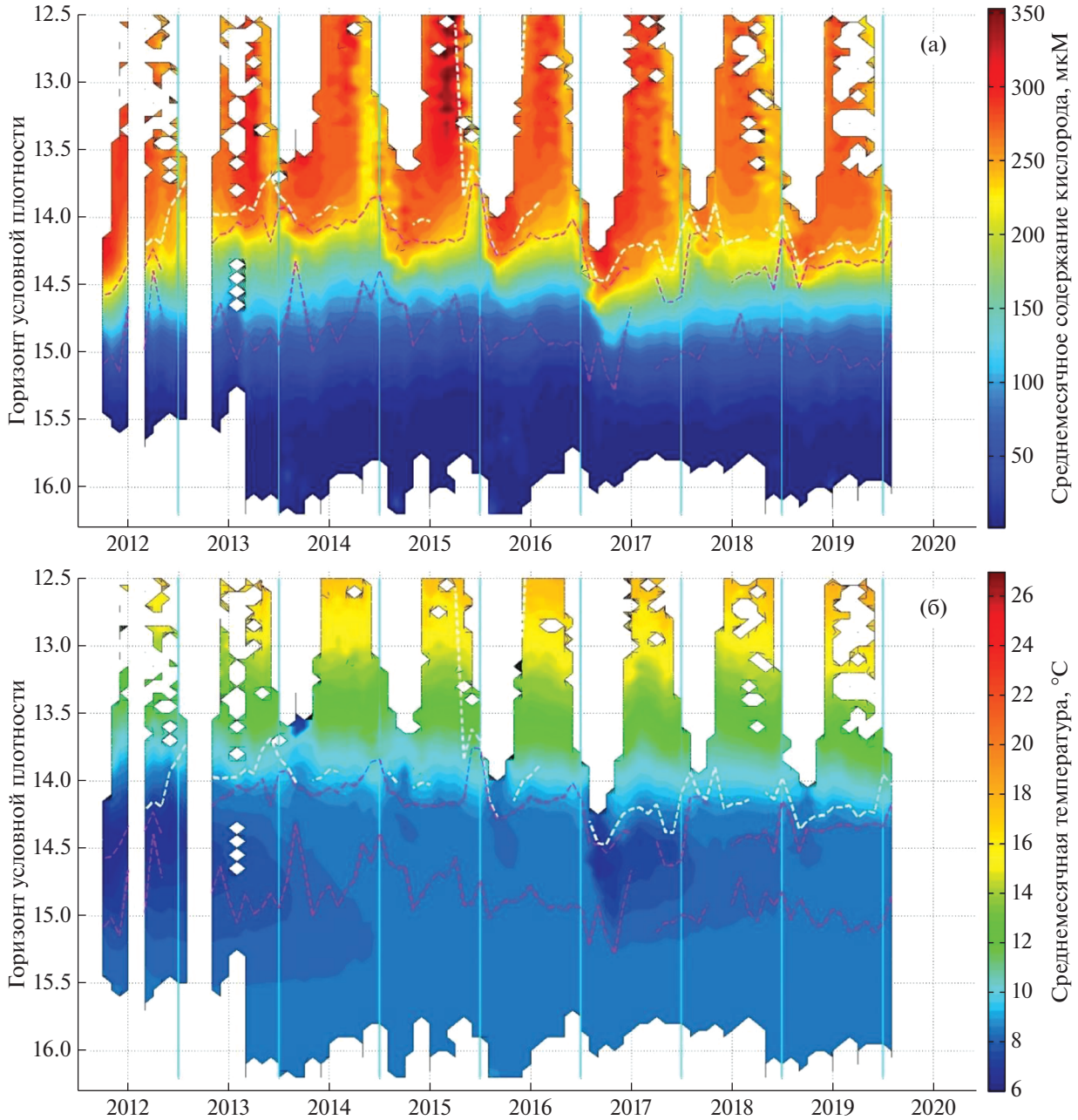

Рис. 5. Средние по всем буям вертикальные диаграммы межгодовой изменчивости концентрации растворенного кислорода (а) и температуры (б) от горизонтов условной плотности для глубоководной части Черного моря в 2012–2020 гг. (белым пунктиром отмечены границы области максимальной фотосинтетической продукции с градиентом концентрации кислорода превышающим ±1 μМ/м, фиолетовым – границы оксиклина с градиентом < – 5 μМ/м).

был описан в работе [31]. В 2012 и 2017г холодные воды с аномалией температуры –1.5 и –0.5 соответственно, достигли изопикнических слоев 15.0–15.5 кг/м^3. Так в 2017г отмечено проникновение аномально холодных поверхностных вод (6.75°C) с высоким содержанием кислорода (290 μМ) до глубины порядка 65 м в холодный промежуточный слой в феврале 2017 года. Зима 2016–2017 оказалась рекордно холодной для значительной части Европы, в том числе и для Азово-Черноморского региона. Так на побережье Черногории впервые за семь лет выпал снег, а в Болгарии прибрежные воды Черного моря замерзли [24, 26]. Резкое событие увеличения кислорода в 2017 г., произошедшее в результате сильного выхолаживания, было описано по данным буев Био-Арго в работе [37]. В этой работе также было отмечено, что за все время измерения кислорода буями Био-

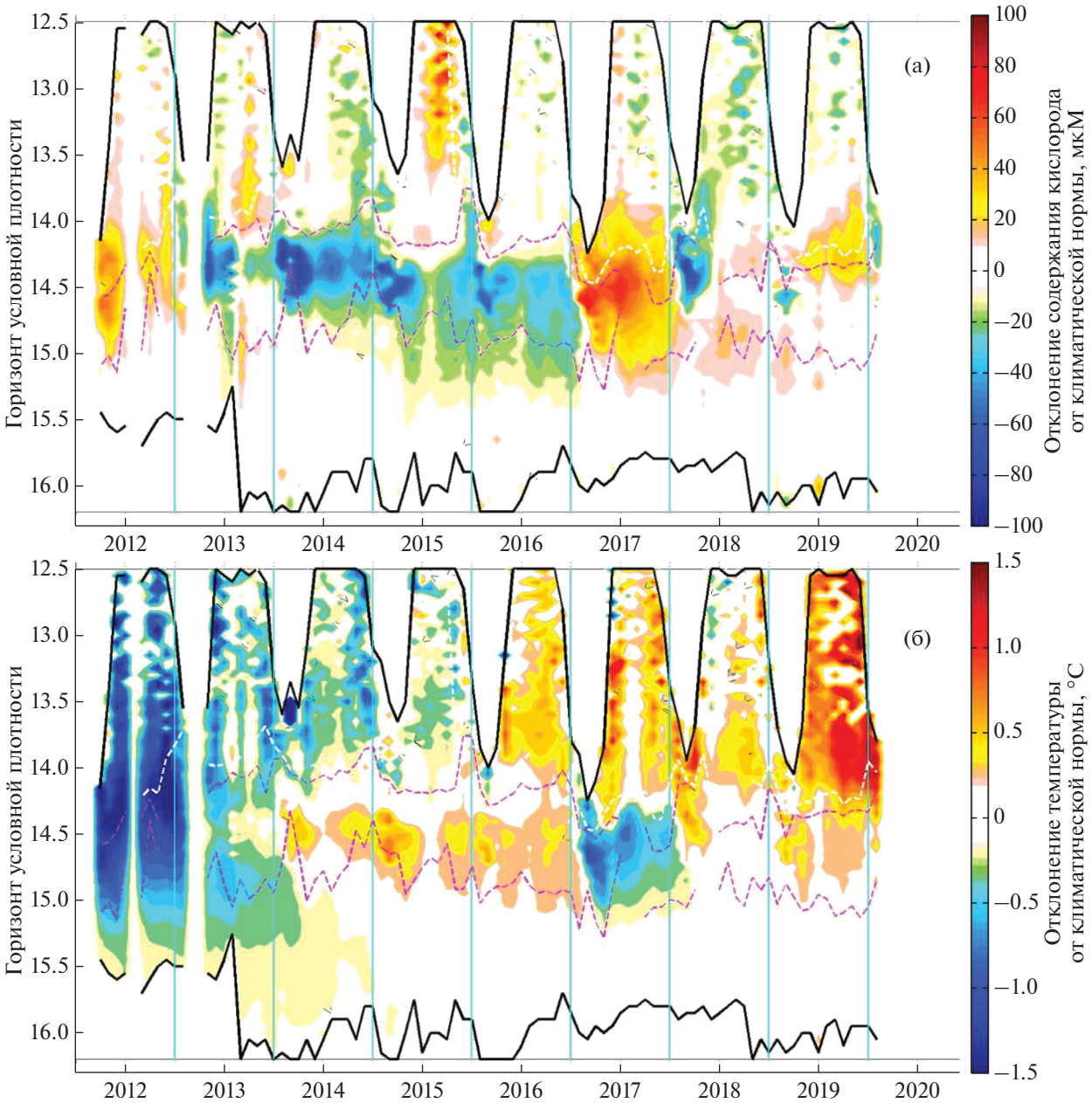

Рис. 6. Средние по всем буям вертикальные диаграммы отклонения среднемесячных значений концентрации кислорода и температуры от климатической нормы на различных горизонтах глубины и условной плотности для глубоководной части Черного моря в 2012–2020 гг. (белым пунктиром отмечены границы области максимальной фотосинтетической продукции, фиолетовым – границы оксиклина).

Арго события подобной интенсивности наблюдались лишь в 2012 и 2017 годах, меньшей интенсивности – в 2015 и 2016 годах, а зимы 2001, 2007, 2009, 2010, 2013 и 2014 годов были настолько теплыми, что не происходило конвективное обновление ХПС. Отметим, что холодная аномалия, образующаяся в результате обновления ХПС, остается в этих слоях в течении 1–2 лет после суровых зим и наблюдается в 2012–2013 и 2017–2018 гг.

Сопоставление диаграммы изменчивости аномалии кислорода и температуры (рис. 6) показывает значительное сходство в изменчивости этих характеристик на горизонтах условной плотности от 14 до 15 кг/м^3. Наибольшие положительные аномалии концентрации кислорода наблюдались в 2012 и 2017 г., когда аномалии температуры были минимальны. В промежуточный теплый период с 2013 по 2016 гг. положительные аномалии темпе-

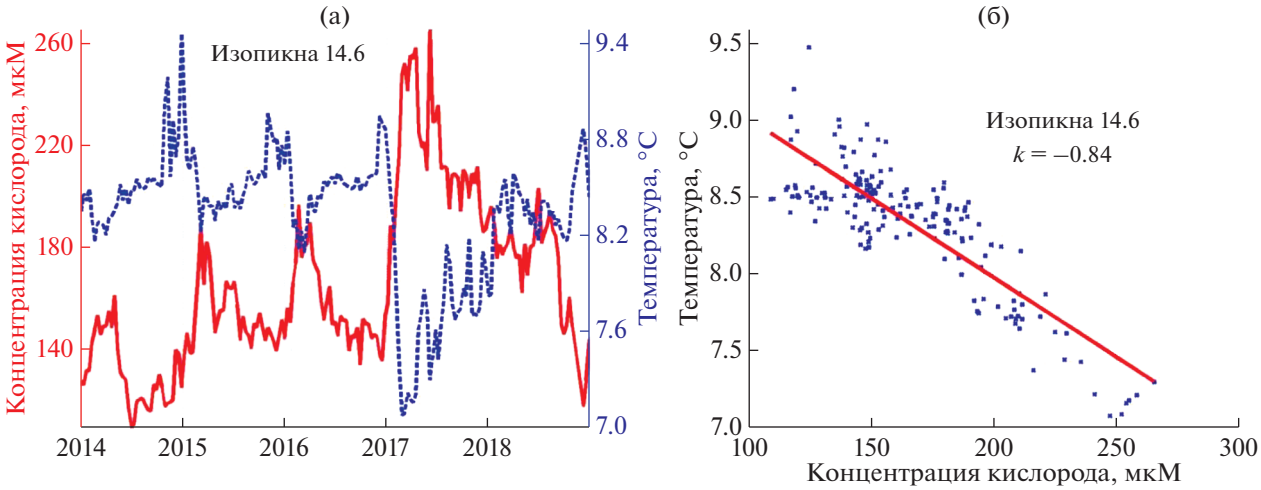

Рис. 7. Временна́я изменчивость температуры и содержания кислорода (а); диаграмма рассеяния температуры и кислорода (б) на изопикне 14.6 кг/м^3 в 2014–2019 гг.

ратуры сопровождались уменьшением кислорода на 60–80 μМ. Для иллюстрации на рис. 7 изображена временна́я изменчивость и диаграмма рассеяния концентрации кислорода и температуры на изопикне 14.6 кг/м^3. Как видно, эти величины находятся в противофазе с высоким коэффициентом корреляции равным –0.85. Кратковременные события увеличения кислорода на 30–40 μМ происходят во время зимнего периода при уменьшении температуры на 0.6°. Наиболее интенсивное событие выхолаживания в 2017 г. выразилось в росте концентрации кислорода на более, чем 120 μМ. На протяжении 2017 г. концентрации кислорода оставались высокими и постепенно снижались до средних значений в течении более, чем 2 лет. Зависимость между концентрацией кислорода (D_{OXY})и температурой (t) на изопикне 14.6 кг/м^3 можно в первом приближении аппроксимировать линейной функцией с коэффициентами регрессии (рис. 7б):

$$D_{OXY} = 1005.2 - 100t.$$

Таким образом при уменьшении температуры на 1°, кислород увеличивается на 100 μМ. Среднеквадратическое отклонение (СКО) концентрации кислорода от средней регрессионной линии составляет около 33 μМ.

Профиль корреляции между изменением концентрации кислорода и температурой на разных изопикнических поверхностях (рис. 8а) показывает, что наибольшая связь между этими параметрами наблюдается в слоях от 14.3 до 15.4 кг/м^3. В этих слоях корреляция превышает –0.5, а в слое 14.4–15.2 кг/м^3 составляет около –0.8. В то же время в вышележащих и нижележащих слоях корреляция близка к 0. Полученный профиль корреляции близок к представленному ранее в работе [37]. Такое распределение говорит о том, что зимнее выхолаживание играет важную роль в изменчивости содержания кислорода только в промежуточных слоях, а в верхнем фотосинтетическом слое и в нижнем ее определяют другие процессы.

Наглядно влияние температуры на вертикальное распределение концентрации кислорода демонстрирует диаграмма зависимости концентрации кислорода от температуры и плотности (рис. 8б). Как видно наклон изолиний концентрации кислорода наблюдается в слое 14.2–15.4 кг/м^3. При этом естественно, что в верхних слоях колебания температуры и кислорода выше, чем в нижних. Так, например, на горизонте условной плотности 15.0 кг/м^3 при изменении температуры от 8.7 до 6.5° концентрация кислорода меняется в 4 раза от 50 до 200 μМ. Таким образом, такие существенные колебания кислорода в этих слоях вызываются именно влиянием выхолаживания, которое вносит значимый вклад в колебания концентрации кислорода. Сигнал от поверхностного выхолаживания практически не доходит до слоев ниже 15.4 кг/м^3, где изменения температуры не превосходят 0.7°. Из-за этого непосредственно вблизи верхней границы субкислородной зоны корреляции между температурой и кислородом не наблюдается.

На диаграмме (рис. 8б) можно условно выделить три слоя вод. Верхний (1), соответствующий водам верхней черноморской водной массы [6], представлен в правой верхней части при значениях условной плотности менее 14.2 кг/м^3. В течении года содержание растворенного кислорода в данном слое не понижается ниже 225 μМ (конец лета–начало осени), а температура не понижается ниже 8 °С (конец зимы–начало весны), что со-

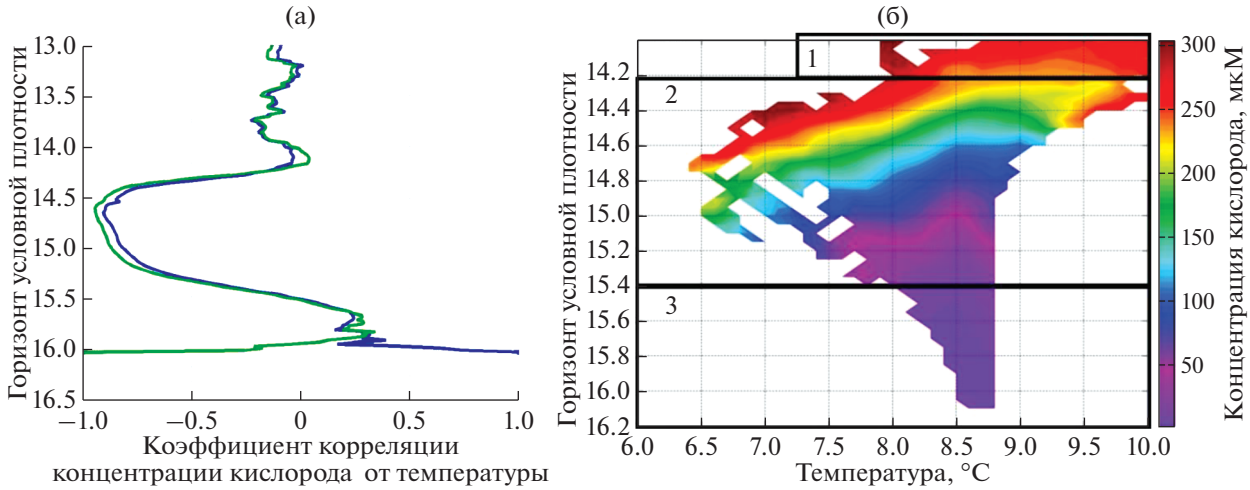

Рис. 8. Корреляция между концентрацией кислорода и температурой на различных изопикнических поверхностях (а); диаграмма зависимости концентрации кислорода от температуры и плотности по данным буев Био-Арго (б).

ответствует оценкам, полученным в работе [21] по материалам банка данных МГИ [3] за 1923–2013 гг. При этом наблюдается обратная зависимость концентрации растворенного кислорода от температуры поверхностных вод, несколько сглаженная за счет фотосинтетической продукции кислорода. Зависимость концентрации растворенного кислорода от горизонта условной плотности выражена слабо, поскольку большую роль здесь играют продукционные процессы.

Средний слой (2), соответствует водам холодного промежуточного слоя (центральная часть рис. 8б), а также нижележащим слоям до изопикны 15.5 кг/м^3. Этот слой отличается большой изменчивостью по содержанию растворенного кислорода: от 50 до 300 μМ. При этом изооксигены показывают квазилинейную обратную зависимость температуры и концентрации кислорода: при понижении температуры от 8.5 до 6.5°С, концентрация кислорода увеличивается примерно на 130–160 μМ от значений характерных для данного горизонта условной плотности. Этот слой подвержен как непосредственному влиянию зимней конвекции, так и процессам интенсивного диапикнического перемешивания. Последние связаны в частности с зимней интенсификацией ОЧТ [53], которое приводит к проникновению кислорода ниже слоя ХПС вплоть до изопикны 15.5 кг/м^3 (нижней части оксиклина).

Нижний слой (3), представлен частью промежуточной черноморской водной массы, содержащей растворенный кислород в количествах, превышающих аналитический минимум. Влияние сезонного хода на содержание кислорода и температуру рассматриваемой водной массы мало, данные характеристики не превышают 50 μМ и 9°С соответственно. При этом наблюдается выраженная зависимость концентрации растворенного кислорода от горизонта условной плотности, описанная еще в работе [44]. Эта зависимость плавно изменяется в масштабах нескольких лет, предположительно, за счет изменения поступления органического вещества из вышележащих слоев, а также растворенных и взвешенных форм марганца и железа из нижележащих.

ВЫВОДЫ

Проведен анализ влияния зимнего выхолаживания на вертикальную структуру концентрации кислорода и ее межгодовую изменчивость с использованием массива высокочастотных измерений буев Био-Арго за 2011–2020 гг. Описана сезонная и межгодовая изменчивость вертикального распределения концентрации кислорода за рассматриваемый период и ее связь с температурой, проведена оценка взаимосвязи зимней конвекции на изменение концентрации кислорода в различных изопикнических слоях глубоководной части Черного моря. В качестве индикатора суровости зимы и интенсивности вертикального перемешивания использовались значения зимней минимальной температуры поверхности моря.

После наиболее суровых зим исследуемого периода, в 2012 и 2017 г., наблюдаются аномальные повышения содержания кислорода, достигающие 20–100 μМ по сравнению с теплыми годами. Рост фиксируется в слое с условной плотностью 14.25–15.4 кг/м^3 по крайней мере в течении всего последующего года. Относительно высокие концентрации кислорода после таких зим проникают в значительно более глубокие изопикнические слои. Высокие величины коэффициентов обратной корреляции ($k = -0.8$) на межгодовых мас-

штабах между концентрацией кислорода в теплый период и зимней температурой приходятся на изопикны 14.4–15.4 кг/м^3. Таким образом, интенсивность зимней конвекции оказывает значительное влияние на концентрацию кислорода не только в слое ХПС, но и в слоях ниже основного пикноклина.

Источники финансирования. Исследование межгодовой изменчивости концентрации кислорода выполнено в рамках выполнения госзадания 0555-2019-0001 (шифр “Перспективные методы”), анализ влияния зимнего перемешивания на изменчивость концентрации кислорода выполнен при поддержке гранта РНФ 19-77-00029, анализ качества контактных измерений буев Био-Арго выполнен при поддержке гранта РНФ 19-77-00029.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 343 с.
2. Архив Ifremer (Institut français de recherche pour l’exploitation de la mer): [site]. URL: ftp://ftp.ifremer.fr (дата обращения 03.02.2020)
3. Банк океанологических данных Морского гидрофизического института (БОД МГИ) URL: http://bod-mhi.ru
4. *Еремеев В.Н., Иванов Л.И., Коновалов С.К. и др.* Роль потоков кислорода, сульфидов, нитратов и аммония в формировании гидрохимической структуры основного пикноклина и анаэробной зоны Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2001. № 1. С. 64–82.
5. *Зубов Н.Н.* Морские воды и льды. М.: Гидрометеоиздат, 1938. 451 с.
6. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. Севастополь: ЭКОСИ Гидрофизика, 2011. 212 с.
7. *Книпович Н.М.* Гидрологические исследования в Черном море // Труды Азово-Черноморской научно-промысловой экспедиции. 1932. № 10. 272 с.
8. *Колесников А.Г.* Годовой ход температуры, устойчивости и вертикального турбулентного обмена тепла в открытой части Черного моря // Тр. МГИ АН СССР. 1953. Вып. 3. С. 3–13.
9. *Кондратьев С.И., Видничук А.В.* Особенности вертикального распределения кислорода и сероводорода в Черном море по экспедиционным данным Морского гидрофизического института в 1995–2015 годах // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34. № 5. С. 422–433. https://doi.org/10.22449/0233- 7584-2018-5-422-433
10. *Кондратьев С.И., Видничук А.В.* Вертикальное распределение кислорода и сероводорода в Черном море в 2016 г. // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2020. № 3. С. 91–99.
11. *Коновалов С.К., Видничук А.В., Орехова Н.А.* Пространственно-временны́е характеристики гидрохимической структуры вод глубоководной части Черного моря // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 106–119.
12. *Коновалов С.К., Еремеев В.Н.* Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря. Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика, 2012. 358 с.
13. *Коновалов С.К., Романов А.С.* Спектрофотометрический и йодометрический методы определения сероводорода в Черном море: сравнение результатов анализа // Морской гидрофизический журнал. 1998. № 4. С. 70–80.
14. *Латун В.С., Ястреб В.П.* Новые представления о формировании холодного промежуточного слоя Черного моря в центрах циклонических круговоротов вод // III съезд советских океанологов: Тезисы докладов. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 121.
15. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 4. С. 986–989.
16. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. 1987. Т. 27. № 5. С. 739–746.
17. *Овчинников И.М., Титов В.Б., Кривошея В.Г. и др.* Основные гидрофизические процессы и их роль в экологии вод Черного моря // Океанология. 1993. Т. 33. № 6. С. 801–807.
18. *Подымов О.И., Зацепин А.Г., Островский А.Г.* Вертикальный турбулентный обмен в Черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 546–559. https://doi.org/10.7868/S0030157417040049
19. *Самодуров А.С., Кульша О.Е., Белокопытов В.Н.* Стационарная модель вертикального обмена в Черном море для реальной геометрии бассейна // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2006. Т. 14. С. 517–523.
20. *Свищев С.В.* Оценка качества данных по кислороду в Черном море за период 1923 – 2007 гг. // Системы контроля окружающей среды. 2011. Т. 15. С. 208–212.
21. *Свищев С.В., Полонский А.Б.* Сезонные и междесятилетние изменения концентрации кислорода в поверхностных водных массах Черного моря // Системы контроля окружающей среды. 2014. Т. 20. С. 153–156. https://doi.org/10.13140/RG.2.1.1793.7686
22. *Скопинцев Б.А.* Формирование современного химического состава Черного моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 336 с.
23. *Стунжас П.А.* Система кислорода в Черном море // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 171–191. https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.171
24. *Сывороткин В.Л.* Состояние озонового слоя и погодные аномалии в Северном полушарии зимой 2016–2017 гг. // Пространство и Время. 2017. № 1. С. 214–224.
25. *Титов В.Б.* Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовые обновления холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. 2003. № 2. С.176–184.

26. *Федоренко А.В.* Особенности ледовых условий в Азовском море и Керченском проливе зимой 2016–2017 г. // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 364. С. 193—202.

27. *Филиппов Д.М.* Циркуляция и структура вод Черного моря. М.: Наука, 1968. 136 с.

28. *Шпиндлер И.Б., Врангель Ф.Ф.* Материалы по гидрологии Черного и Азовского морей, собранные в экспедициях 1890 и 1891 гг. // Зап. по гидрографии. 1899. Вып. XX.

29. *Юнев О.А., Коновалов С.К., Великова В.* Антропогенная эвтрофикация в пелагической зоне Черного моря: долговременные тренды, механизмы, последствия. М.: ГЕОС, 2019. 164 с. https://doi.org/10.34756/GEOS.2019.16.37827

30. Aanderaa Oxygen Sensor: [site]. https://www.aanderaa.com

31. *Akpinar A., Fach B., Oguz T.* Observing the subsurface thermal signature of the Black Sea cold intermediate layer with Argo profiling floats // Deep Sea Res. I. 2017. V. 124. P. 140–152. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.04.002

32. *Bittig H.C., Koertzinger A., Neill C. et al.* Oxygen Optode Sensors: Principle, Characterization, Calibration, and Application in the Ocean // Front. Mar. Sci. 2018. 4:429. P. 1–25. https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00429

33. *Capet A., Barth A., Beckers J.-M. et al.* Interannual variability of Black Sea's hydrodynamics and connection to atmospheric patterns // Deep-Sea Res. Part II. 2012. V. 77–80. P. 128–142. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.010

34. *Capet A., Troupin C., Carstensen J. et al.* Untangling spatial and temporal trends in the variability of the Black Sea Cold Intermediate Layer and Mixed Layer Depth using the DIVA detrending procedure // Ocean Dynamics. 2014. V. 64(3). P. 315–324. https://doi.org/10.1007/s10236-013-0683-4

35. *Capet A., Stanev E.V., Beckers J.-M. et al.* Recent decline of the Black Sea oxygen inventory // Biogeosciences Discussions. 2015. V. 12(19). P. 16233–16253. https://doi.org/10.5194/bgd-12-16233-2015

36. *Capet A., Stanev E., Beckers J.-M. et al.* Decline of the Black Sea oxygen inventory // Biogeosciences. 2016. V. 13(4). P. 1287–1297. https://doi.org/10.5194/bg-13-1287-2016

37. *Capet A., Vandenbulcke L., Gregoire M.* Climate change induced a new intermittent regime of convective ventilation that threatens the Black Sea oxygenation status // Biogeosciences Discussions. 2020. https://doi.org/10.5194/bg-2020-76

38. *Carpenter J.H.* The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen metod // Limnol. Oceanogr. 1965. V. 10. P. 141–143.

39. *Glazer B., Luther G.W., Konovalov S.K.* Spatial and temporal variability of the Black Sea suboxic zone // Deep-Sea Res. Part II. 2006. V. 53. P. 1756–1768. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.022

40. *Ivanov L., Belokopytov V., Ozsoy E. et al.* Ventilation of the Black Sea pycnocline on seasonal and interannual time scales // Mediterr. Mar. Sci. 2000. V. 1. P. 61–74.

41. *Johnson K.S., Berelson W.M., Boss E.S. et al.* Observing biogeochemical cycles at global scales with profiling floats and gliders // Oceanography. 2009. V. 22. № 3. P. 216–225. https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.81

42. *Konovalov S.K., Eremeev V.N., Suvorov A.M. et al.* Climatic and antropogenic variations in the sulfide distribution in the Black Sea // Aquatic Geochemistry. 1999. V. 5. P. 13–27.

43. *Konovalov S.K., Ivanov L.I., Murray J.W. et al.* Eutrophication: a plausible cause for changes in hydrochemical structure of the Black Sea anoxic layer // Environmental degradation of the Black Sea: Challenges and Remedies. Springer Netherlands, 1999. P. 61–74.

44. *Konovalov S.K., Tugrul S., Basturk O. et al.* Spatial isopycnal analysis of the main pycnocline chemistry of the Black Sea: seasonal and interannual variations // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea Springer Netherlands, 1997. P. 197–210.

45. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V., Zatsepin A.G. et al.* Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem // Journal of Marine Systems. 2016. V. 163. P. 80–94. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.006

46. *Kubryakov A.A., Mikaelyan A.S., Stanichny S.V.* Summer and winter coccolithophore blooms in the Black Sea and their impact on production of dissolved organic matter from Bio-Argo data // Journal of Marine Systems. 2019. V. 139. P. 103220. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.103220

47. Manual of quality control procedures for validation of oceanographic data. UNESCO Manuals and Guides. UNESCO, 1993. № 26. 436 p.

48. *Murray J.W., Yakushev E.V.* The suboxic transition zone in the Black Sea // Past and Present Water Column Anoxia. Nato Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences. Dordrecht: Springer, 2006. V. 64. P. 105–138. https://doi.org/10.1007/1-4020-4297-3_05

49. *Oguz T., Besiktepe S.* Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea // Deep-Sea Res. Part I. 1999. V. 46. P. 1733–1753.

50. *Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G., Solovyev V.A. et al.* The short timescale variability of the oxygen inventory in the NE Black Sea slope water // Ocean Science. 2018. V. 14. P. 1567–1579. https://doi.org/10.5194/os-14-1567-2018

51. SBE 43 Dissolved Oxygen Sensor: [site]. https:// www.seabird.com/oxygen-sensors/sbe-43-dissolved-oxygen-sensor

52. *Pakhomova S., Vinogradova E., Yakushev E. et al.* Interannual variability of the Black Sea Proper oxygen and nutrients regime: the role of climatic and anthropogenic forcing // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2014. V. 140. P. 134–145.

53. *Podymov O., Zatsepin A., Kubryakov A. et al.* Seasonal and interannual variability of vertical turbulent exchange coefficient in the Black Sea pycnocline in 2013–2016 and its relation to variability of mean kinetic energy of surface currents // Ocean Dynamics. 2020. V. 70 (2). P. 199–211.

54. *Stanev E.V., Bowman M.J., Peneva E.L. et al.* Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: comparisons of numerical simulations, survey and satellite data // Journal of Marine Research. 2003. №1. P. 59–99.
55. *Stanev E., He Y., Grayek S., Boetius A.* Oxygen dynamics in the Black Sea as seen by Argo profiling floats // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40(480). P. 3085–3090. https://doi.org/10.1002/grl.50606
56. *Stanev et al.* Understanding the dynamics of the oxic-anoxic interface in the Black Sea // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. P. 864–871. https://doi.org/10.1002/2017GL076206
57. *Stanev E.V., Peneva E.L., Chtirkova B.* Climate change and regional ocean water mass disappearance: case of the Black Sea // J. Geophys. Res. Oceans, 2019b. V. 124. P. 4803–4819. https://doi.org/10.1029/2019JC015076
58. *Staneva J.V., Dietrich D., Stanev E.V., Bowman M.J.* Rim current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model // J. Mar. Sys., 2001. № 3. P. 137–157.
59. *Winkler L.W.* Die Bestimmung des im Wasser geloesten Sauerstoffes // Chem. Ber. 1888. 21. P. 2843–2855.
60. *Xing et al.* Combined processing and mutual interpretation of radiometry and fluorimetry from autonomous profiling Bio-Argo floats: Chlorophyll a retrieval // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. Iss. C6. C06020. https://doi.org/10.1029/2010JC006899

Impact of Winter Cooling on Interannual Vertical Oxygen Distribution Variability in the Black Sea with Bio-Argo Floats

S. V. Svishchev[a, #], A. A. Kubryakov[a, ##]

[a] *Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol, Russia*
[#] *e-mail: sergsvishchev09@gmail.com*
[##] *e-mail: arskubr@yandex.ru*

This work studies the effect of winter cooling on the vertical oxygen structure and its interannual variability based on high-frequency measurements data of Bio-Argo floats for 2011–2020. The interannual vertical oxygen distribution variability and its relationship with temperature is investigated, a qualitative and quantitative assessment of the relationship between winter convection and changes in oxygen concentration in various isopycnic layers of the deep-water part of the Black Sea is carried out. After the most severe winters of the studied period, in 2012 and 2017, the concentration of oxygen in the layer with a relative density of 14.25–15.4 increases by 20–100 μM compared to warm years. High values of oxygen concentration are observed throughout the next year and penetrate into much deeper isopycnic layers. The highest values of the inverse correlation coefficients between the oxygen concentration in the warm period and winter temperature fall on isopycnic layers 14.4–15.4. The effect of temperature can be traced up to isopycnic layer 15.4, where a sharp decrease in temperature causes an increase in oxygen concentration by 20 μM. Thus, the intensity of winter convection has a significant effect on the oxygen concentration not only in the CIL layer, but also in the layers below the main pycnocline.

Keywords: dissolved oxygen, winter cooling, convective mixing, deep part of the Black Sea, Bio-Argo floats

EDN: MQJBHB
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 186–193

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 551.46

КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ НЕКОТОРЫХ ВОЛНОВЫХ ПАРАМЕТРОВ НА ВХОДЕ В НОВОРОССИЙСКУЮ БУХТУ

© 2022 г. Б. В. Дивинский[1], *, С. Б. Куклев[1]
[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*
**e-mail: divin@ocean.ru*

Поступила в редакцию 25.02.2021 г.
После доработки 29.03.2021 г.
Принята к публикации 08.04.2021 г.

Основная цель представленной работы – анализ волнового климата на входе в Новороссийскую бухту (Черное море) за период с 1979 по 2019 годы. Анализ базируется на результатах математического моделирования, проведенного с помощью современной спектральной волновой модели DHI MIKE 21 SW, ранее верифицированной с привлечением многочисленных данных инструментальных наблюдений за параметрами ветрового волнения в акваториях Черного и Азовского морей. В результате исследований установлено, что средняя мощность штормового волнения на акватории Новороссийской бухты составляет порядка 8 кВт/м. Максимальная мощность колеблется в пределах 50–100 кВт/м, но может доходить до 200 кВт/м и выше. Суммарная продолжительность штормового волнения за один год колеблется в пределах 40–60 суток. Максимальная продолжительность одного шторма может доходить до трех суток, но, в среднем, не превышает двух суток. Средняя продолжительность шторма составляет, как правило, 10–11 часов. Наибольшее число штормов (больше 130) зафиксировано в 2004 г.; в среднем за год наблюдается порядка 100 штормов. За последние несколько десятков лет на акватории Новороссийской бухты со статистической достоверностью увеличились максимальные высоты ветровых волн и выросло общее число штормов. Также, вполне вероятно, выросла среднегодовая мощность смешанного волнения и увеличилась максимальная продолжительность одного шторма, т.е. выросло время непрерывного волнового воздействия.

Ключевые слова: Черное море, волновой климат, Новороссийская бухта, математическое моделирование

DOI: 10.31857/S0030157422020034

ВВЕДЕНИЕ

Ветровое волнение является одним из основных естественных процессов, определяющих развитие морского транспорта, освоение шельфа, динамические процессы в береговой зоне моря и оказывающих влияние на береговую инфраструктуру, экологию и рекреационный потенциал. Объектом настоящего исследования выступает Новороссийская бухта в северо-восточной части Черного моря. Заметим, что, по данным Федерального агентства морского и речного транспорта, в 2019 г. порт г. Новороссийска возглавил список российских портов по объемам грузооборота. Поскольку ветровое волнение является лимитирующим фактором успешности проведения морских и портовых операций, корректное описание волнового режима акватории является весьма актуальной задачей. В целом, изученность вопроса (в применении к Новороссийской бухте) трудно назвать достаточной. В некоторых публикациях приводятся результаты математического моделирования ветрового волнения в Новороссийской бухте [2, 3, 4, 10], однако, не умаляя научной ценности этих работ, заметим, что в них рассмотрены, как правило, конкретные (отдельные) штормовые ситуации и не проведены климатические обобщения.

Таким образом, основной целью представленной работы является детальный анализ волнового климата на входе в Новороссийскую бухту, а также оценка возможных трендов в колебаниях параметров поверхностного волнения за последние 40 лет.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЙ

Современным средством исследования параметров поверхностного волнения является математическое моделирование. В настоящей работе используется спектральная волновая модель MIKE 21 SW Датского Гидравлического института [7]. Модель реализует основные физические механизмы зарождения, трансформации и затухания ветрового волнения [11], включая:

- рост волн под воздействием приземного ветра;

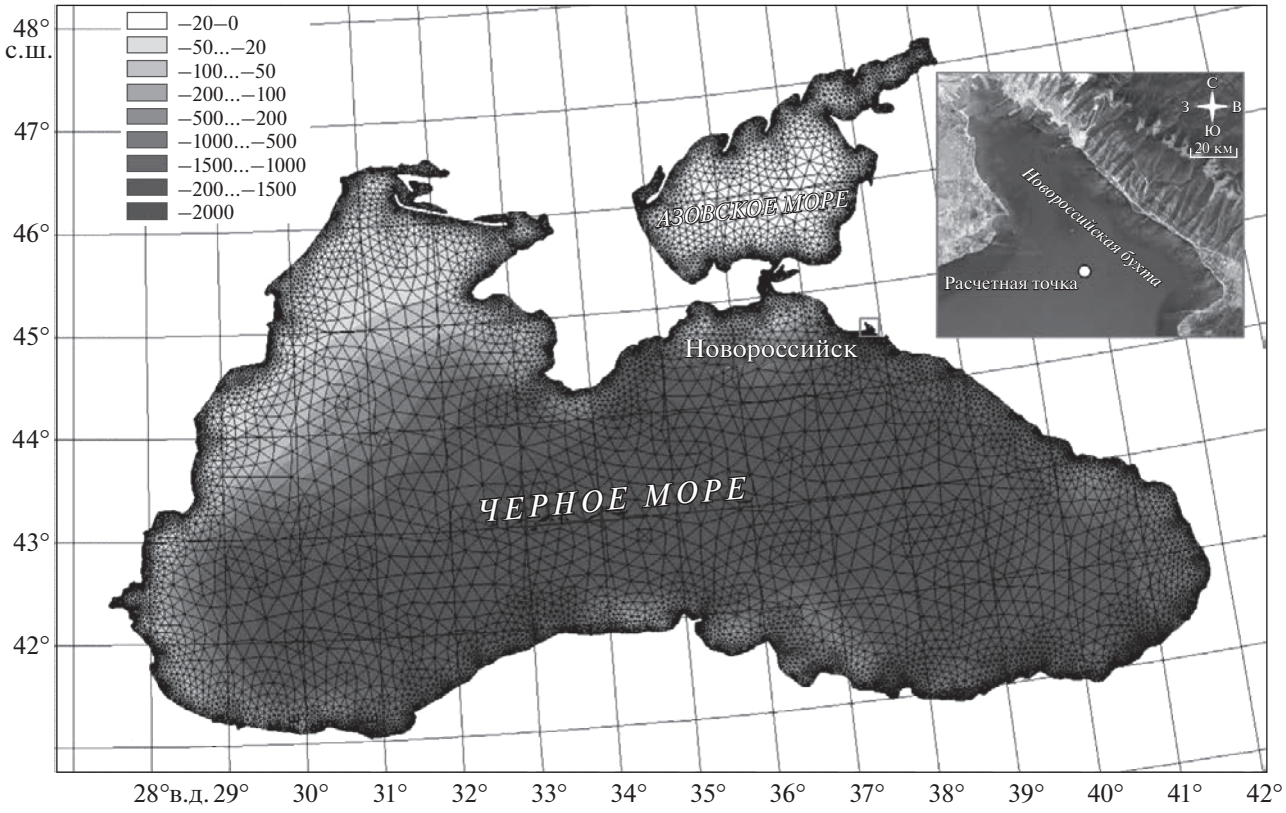

Рис. 1. Расчетная сетка, батиметрическая карта (м) Черного и Азовского морей, а также положение расчетной точки на акватории Новороссийской бухты.

• нелинейные внутриволновые взаимодействия;

• диссипацию энергии волн вследствие забурунивания, донного трения и обрушения;

• рефракцию и дифракцию волнового поля;

• взаимодействие поверхностного волнения и течений.

При описании ветрового волнения обычной практикой является представление характеристик волнового поля в виде набора интегральных параметров (значительная высота волн, средний период, генеральное направление распространения). Подобный подход оправдан в условиях однородного волнового поля. Если волновой спектр формируется как результат взаимодействия нескольких волновых систем (чисто ветровое волнение и зыбь), то представляется вполне естественным получить раздельные волновые статистики для каждой из них. Таким образом, в структуре реального смешанного волнения можно выделить, как правило, две основные составляющие: ветровое волнение и зыбь. Развитие ветрового волнения непосредственно приурочено к локальному ветровому полю. К зыби относятся волны, распространяющиеся вне зон генерации, или же фазовая скорость которых превосходит скорость ветра.

Используемая неравномерная расчетная сетка покрывает всю акваторию Черного и Азовского морей и состоит из 20 тысяч расчетных элементов (рис. 1). Характерный размер элемента в прибрежной зоне составляет порядка 200 м. Расчетная точка (рис. 1, врезка) расположена на входе в Новороссийскую бухту на глубине 30 м.

Перечислим основные физические параметры, используемые при моделировании волнового климата Черного моря:

• полностью спектральная модель в нестационарной формулировке;

• спектральные частоты распределены логарифмически в диапазоне периодов от 1.6 до 16.5 с;

• разрешение модели по направлениям составляет 15°, что является компромиссом между рекомендованными значениями для зыби (2°–10°) и ветрового волнения с более широким угловым спектром (10°–30°);

• учитываемые физические механизмы: четырехволновое взаимодействие (four-wave interaction); диссипация энергии волн посредством забурунивания, обрушения и донного трения; рефракция.

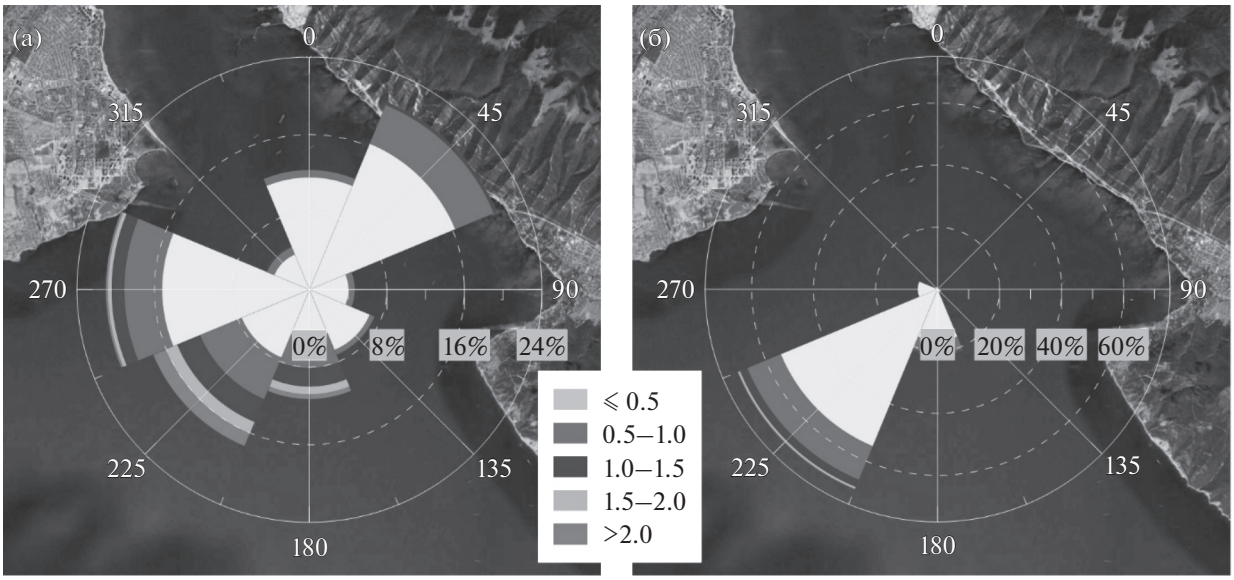

Рис. 2. Значительные высоты волн. Розы ветрового волнения (a) и зыби (b) за период с 1979 по 2019 гг.

В качестве исходных полей ветра используются данные глобального атмосферного реанализа ERA-Interim, представленного Европейским центром среднесрочных прогнозов (http://apps.ecmwf.int). Рассматриваемая область ограничена координатами: по широте – 40° и 47° с.ш., по долготе – 27° и 42° в.д. Пространственное разрешение одинаково по широте и долготе и составляет 0.25°, шаг по времени – 3 часа. На основе реанализа ERA-Interim за период 1979–2019 гг. сформированы поля компонент скорости ветра, используемые в дальнейшем при моделировании полей ветрового волнения.

Модель настроена на автоматическое разделение компонент смешанного волнения. Вопросы верификации и применимости модели для прибрежных вод Черного моря подробно рассмотрены в работах [8, 9].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведенной работы получен массив данных, состоящий из параметров ветрового волнения и зыби с временны́м шагом 1 час и охватывающий период в 41 год (с 1979 по 2019 гг.) Массив расчетных характеристик включает в себя величины значительных и максимальных высот волн, средних периодов, периодов максимума спектра, направления волнения, а также такой важной характеристики, как мощность волнения. На глубокой воде мощность нерегулярного ветрового волнения оценивается выражением [6]:

$$P = \frac{\rho g^2}{64\pi} h_s^2 t_e \approx \left(0.5\ \frac{\text{кВт}}{\text{м}^3\,\text{с}}\right) h_s^2 t_e,$$

где h_s – значительная высота волн, t_e – энергетический период волн, ρ – плотность воды, g – ускорение свободного падения. Энергетический период определяется как период простой монохроматической волны с мощностью, эквивалентной мощности данного нерегулярного волнения и принимается равным $0.9t_p$ (t_p – период пика спектра). Если значительная высота волн представлена в метрах, период – в секундах, то мощность волнения будет выражаться в киловаттах на метр волнового фронта. Мощность, являясь функцией одновременно двух основных параметров ветрового волнения (высоты и периода), в достаточно полной мере характеризует энергетическую ценность штормов. Мощность волнения (в представленной форме) – один из выходных параметров спектральной модели MIKE 21 SW.

Климатические розы ветрового волнения и зыби приведены на рис. 2.

Как следует из рис. 2, ветровое волнение наиболее обеспечено с двух направлений: западного (повторяемость 22%) и северо-восточного (20%). По повторяемости за ними следуют юго-западные (17%) и северные (12%) направления. 70% зыби приурочено к юго-западным румбам, что объясняется батиметрическими особенностями прибрежной зоны, влияющими на трансформацию поля зыби при подходе к берегу.

Общее представление о высотах волн, встречающихся при волнении различных направлений, дает диаграмма рассеивания, построенная для значительных высот ветровых волн и зыби (рис. 3).

Данные рис. 3 показывают, что наиболее сильное ветровое волнение приходит с юго-западных направлений, при этом значительные высоты

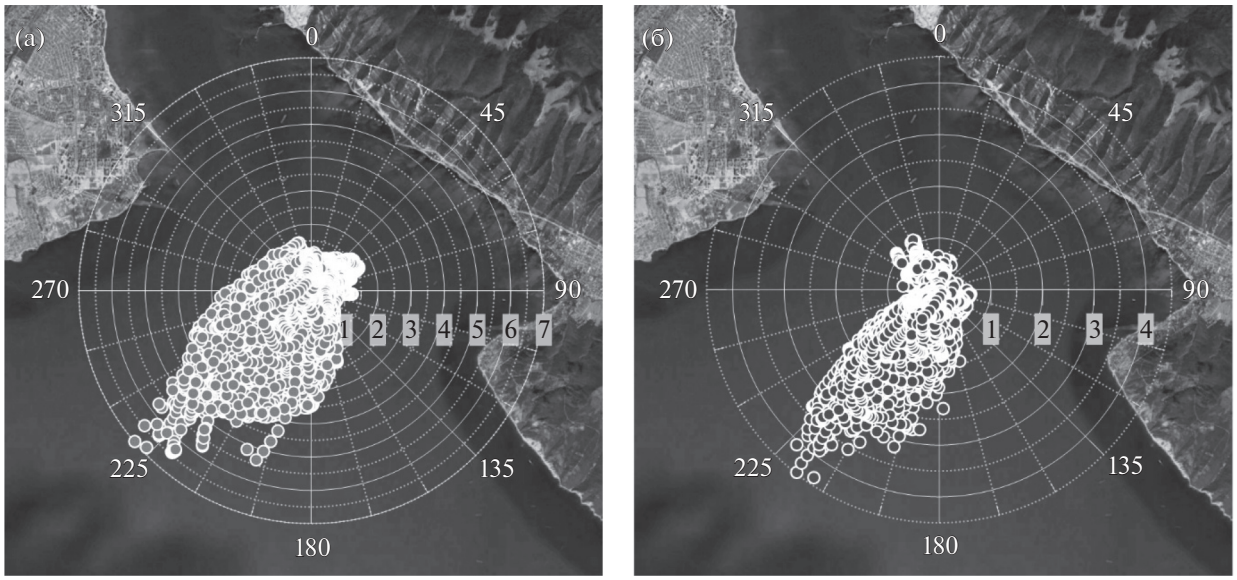

Рис. 3. Климатические диаграммы рассеивания для значительных высот ветровых волн (a) и зыби (b), полученные за период с 1979 по 2019 гг.

волн могут достигать 7 м. Волнение южных румбов несколько слабее, но, тем не менее, в нем возможны высоты волн порядка 4–5 м. При северо-восточных ветрах, несмотря на сравнительно небольшой разгон, на акватории бухты может развиваться ветровое волнение со значительными высотами волн в нем до 1.5 м. Наиболее сильная зыбь с высотами волн, доходящими до 4.5 м, приходит с юго-западных направлений.

На рис. 4 представлены среднегодовые и максимальные за каждый указанный год величины значительных высот ветровых волн и зыби, а также линейные тренды этих величин и их 90% доверительные интервалы.

Как следует из рис. 4, в среднем на акватории бухты развивается поверхностное волнение с высотами ветровых волн порядка 0.40 м, зыби – 0.35 м. Характерные значения максимальных высот для ветрового волнения составляет 4 м, зыби – 3 м. Экстремальные ветровые волнения с высотами, превышающими 6 м, наблюдались в 1988, 1992, 2000 и 2007 гг. В 2000 г. также зафиксирована самая высокая, порядка 4 м, зыбь.

Кроме непосредственно высот волн, представляет интерес рассмотрение особенностей штормовой активности, показателем которой выступает мощность смешанного волнения. Мощность, пропорциональная квадрату высот волн, является, в какой-то степени, характеристикой ударного воздействия волн. Под “штормом” будем понимать превышение кривой хода мощности величины в 1 кВт/м, что, приблизительно, соответствует волнению со значительными высотами в 0.7 м и максимальными порядка метра. Выбор порогового уровня во многом, естественно, дискуссионен, мы же исходим из требований безопасности Новороссийского порта, которые ограничивают некоторые судовые операции при высоте волн, превышающих 1 м. Кроме того, задание интервала между соседними пиками – задача, в целом, нетривиальная. Как показывают результаты наших собственных исследований за параметрами ветрового волнения на шельфе Черного моря, средний период, охватывающий зарождение, развитие и затухание шторма, составляет 8–10 ч. Иногда, при следовании по акватории Черного моря подряд идущих циклонов, этот период уменьшается до 5–6 ч. Учитывая необходимость получения штормов в количестве, достаточных для статистических обобщений, интервал между штормами определен в 3 ч. Другими словами, два выхода кривой мощности волнения за уровень в 1 кВт/м и разделенные при этом промежутком времени, не менее, чем в три часа, трактуются как два штормовых события. На рис. 5 приведены характеристики штормов на акватории Новороссийской бухты: средняя и максимальная мощность штормового волнения, суммарная годовая продолжительность штормов, максимальная и средняя продолжительность шторма и число штормов за год.

На рис. 5 приведены также линейные тренды в колебаниях указанных параметров, а также 90% доверительные интервалы. Как следует из рис. 5, средняя мощность штормового волнения на акватории Новороссийской бухты составляет порядка 8 кВт/м. Максимальная мощность колеблется в пределах 50–100 кВт/м, но может доходить до 200 кВт/м и выше. Суммарная продолжитель-

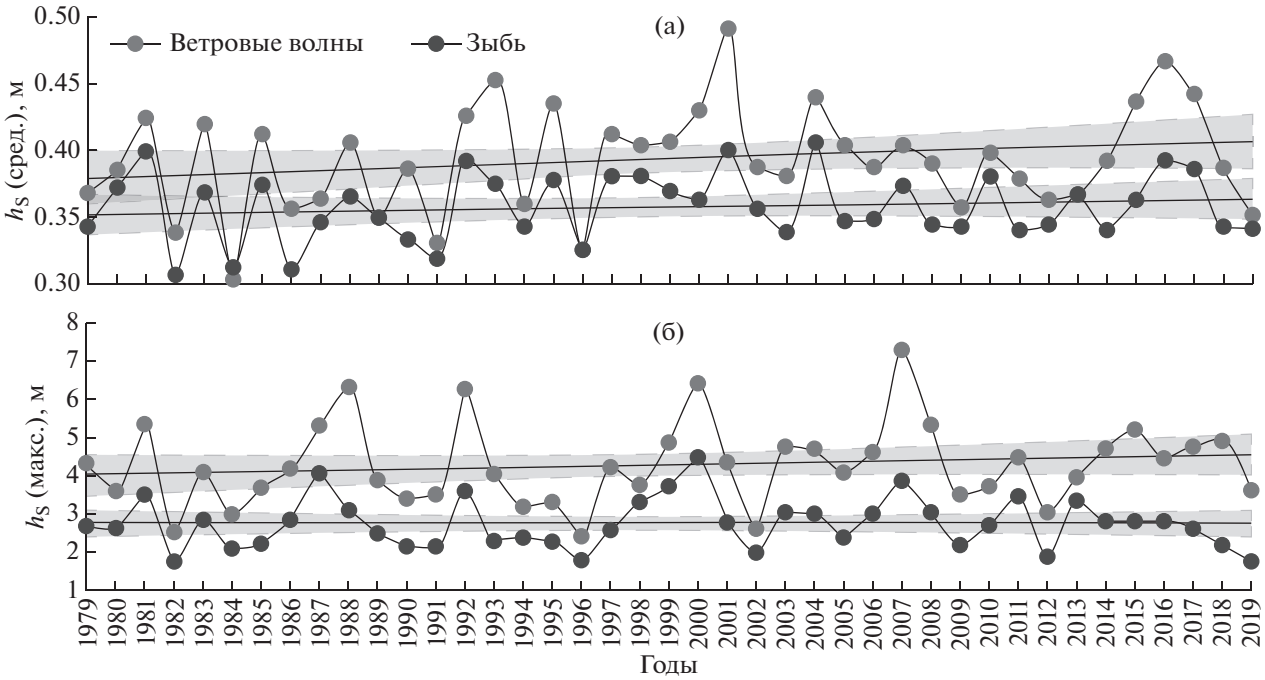

Рис. 4. Среднегодовые (а) и максимальные (b) величины значительных высот ветровых волн и зыби.

ность штормового волнения за один год колеблется в пределах 40–60 сут. Максимальная продолжительность одного шторма может доходить до трех суток, но, в среднем, не превышает двух суток. Средняя продолжительность шторма составляет, как правило, 10–11 ч. Наибольшее число штормов (больше 130) зафиксировано в 2004 г.; в среднем за год наблюдается порядка 100 штормов.

На рис. 4 и 5 приведены линейные тренды в колебаниях параметров поверхностного волнения на акватории Новороссийской бухты. Возникает закономерный вопрос об их статистической достоверности. Анализ возможных трендовых составляющих выполнен по методике, подробно изложенной в работе [5]. Данная процедура реализует непараметрический тест Манна-Кендалла. Преимущество метода заключается в том, что он не требует знания закона распределения исходных величин, а также может учитывать неравномерность временнóй шкалы и пропуски в имеющихся данных.

Метод рассматривает три основные статистические оценки:

• статистику Манна-Кендалла (S). Являет собой сумму разностей между последовательными величинами;

• доверительный уровень (CF);

• коэффициент вариации (COV).

Сочетание указанных трех метрик позволяет выявить трендовые составляющие в исходных данных, а также оценить знак и статистическую значимость тенденций. Интерпретация результатов представляет собой вероятностную оценку положительного (отрицательного) тренда в колебаниях исследуемого параметра:

• увеличение – $S > 0$ и $CF > 95\%$;

• вероятное увеличение – $S > 0$ и $90\% < CF < 95\%$;

• отсутствие тренда – ($S > 0$ и $CF < 90\%$) или ($S \leq 0$ и $CF < 90\%$ и $COV \geq 1$);

• устойчивое состояние – $S \leq 0$ и $CF < 90\%$ и $COV < 1$;

• вероятное уменьшение – $S < 0$ и $90\% < CF < 95\%$;

• уменьшение – $S < 0$ и $CF > 95\%$.

Использование терминов “Отсутствие тренда” и “Устойчивое состояние” является авторским из работы [5]. Будем иметь в виду, что выработка единых критериев оценок с необходимостью требует принятия неких фиксированных значений параметров S и CF. Однако бывают ситуации, при которых исследуемый параметр очень близок к своему граничному значению; при этом общий анализ (в том числе визуальный) в неоднозначных случаях дает возможность уловить общую тенденцию. По этой причине оценку “Отсутствие тренда” будем относить к категории “Слабый положительный тренд”, “Устойчивое состояние” – “Слабый отрицательный тренд”.

Результат анализа приведен в табл. 1.

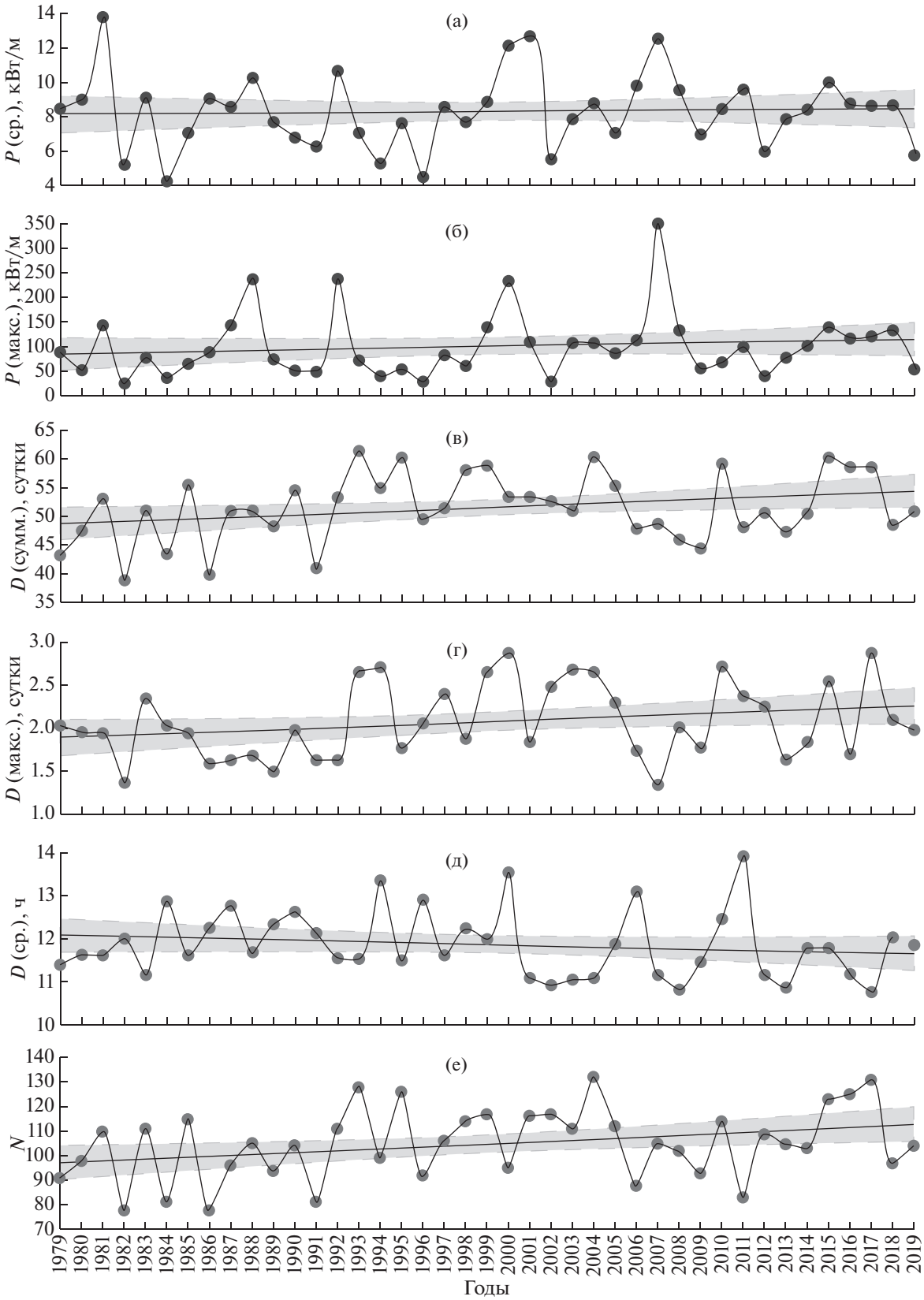

Рис. 5. Характеристики штормов: (a), (b) – средняя и максимальная мощность штормового волнения; (c) – суммарная годовая продолжительность штормов; (d), (e) – максимальная и средняя продолжительность шторма; (f) – число штормов за год.

Как показывают данные табл. 1, с уверенностью можно утверждать, что за последние 40 лет на акватории Новороссийской бухты увеличились максимальные высоты ветровых волн, а также выросло общее число штормов. Также, с некоторой долей вероятности, растет среднегодовая мощность смешанного волнения и увеличивается максимальная продолжительность одного шторма, т.е. выросло время непрерывного волнового воздействия. Средняя продолжительность шторма за период с 1979 по 2019 гг. несколько уменьшилась.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная цель представленной работы – анализ волнового климата на входе в акваторию Новороссийской бухты Черного моря за период с 1979 по 2019 гг. Исследования базируются на результатах математического моделирования, проведенного с помощью современной спектральной волновой модели DHI MIKE 21 SW. Верификация волновой модели выполнена с привлечением многочисленных данных инструментальных наблюдений за параметрами ветрового волнения в акваториях Черного и Азовского морей. С использованием статистических процедур выявлены климатические тренды в колебаниях основных параметров поверхностного волнения.

Основные результаты работы:

1. Получен обширный массив данных, состоящий из параметров ветрового волнения и зыби на акватории бухты с временны́м шагом в 1 час и охватывающий период в 41 год (с 1979 по 2019 гг.)

2. Ветровое волнение наиболее обеспечено с двух направлений: западного и северо-восточного. 70% зыби приурочено к юго-западным румбам.

3. Наиболее сильное ветровое волнение приходит с юго-западных направлений, при этом значительные высоты волн могут достигать 7 м. Волнение южных румбов несколько слабее, но, тем не менее, в нем возможны высоты волн порядка 4–5 м. При северо-восточных ветрах на акватории бухты может развиваться ветровое волнение со значительными высотами волн в нем до 1.5 м. Наиболее сильная зыбь с высотами волн, доходящими до 4.5 м, соответствует юго-западным направлениям.

4. Экстремальные ветровые волнения с высотами, превышающими 6 м, наблюдались в 1988, 1992, 2000 и 2007 гг. В 2000 г. также зафиксирована самая высокая, порядка 4 м, зыбь.

5. Средняя мощность штормового (смешанного) волнения на акватории Новороссийской бухты составляет порядка 8 кВт/м. Максимальная мощность может доходить до 200 кВт/м и выше.

6. Суммарная продолжительность штормового волнения за один год колеблется в пределах полутора – двух месяцев. Максимальная продолжительность одного шторма может доходить до трех суток, но, в среднем, не превышает двух суток. Средняя продолжительность шторма составляет, как правило, 10–11 ч. В среднем за год наблюдается порядка 100 штормов.

7. За период с 1979 по 2019 гг. на акватории Новороссийской бухты увеличились максимальные высоты ветровых волн, а также выросло общее число штормов. Возможно, растет также среднегодовая мощность поверхностного волнения и увеличивается максимальная продолжительность одного шторма. При этом среднегодовая продолжительность шторма несколько уменьшилась.

Полученные результаты согласуются с данными, приведенными в работе [1], где указывается, что вся восточная часть Черного моря подвержена усилению штормовой активности с увеличением среднегодовых высот волн.

Небольшое замечание. Параметры ветрового волнения в заданной точке (на входе в Новороссийскую бухту в нашем случае) определяются как локальными ветровыми условиями, так и общими процессами циркуляции атмосферы. Другими словами, мы имеем дело, как правило, с результатом взаимодействия нескольких волновых систем. Расчет по всему Черному морю как раз и позволяет учесть физические явления разного масштаба, формирующие особенности волнового поля в интересующей нас точке.

Источник финансирования. Постановка задачи выполнена в соответствии с темой госзадания № 0128-2021-0013 и в рамках проекта РНФ № 20-17-00060, анализ экспериментальных данных выполнен при поддержке гранта РФФИ 19-45-230002, математическое моделирование и вычислительная часть – в рамках проекта Минобрнауки РФ № 075-15-2021-941. Анализ результатов выполнен в рамках проекта РФФИ № 20-05-00009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дивинский Б.В., Кубряков А.А., Косьян Р.Д.* Межгодовая изменчивость параметров режима ветра и волнения Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36. № 4. С. 367–382. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-4-367-382
2. *Кабатченко И.М., Резников М.В.* Моделирование морского ветрового волнения, методы и аспекты прикладного применения // Труды ГОИН. 2011. Т. 213. С. 205–215.
3. *Мысленков С.А.* О влиянии локального ветрового воздействия на высоту волн в Цемесской бухте Черного моря // Международный научно-исследовательский журнал. 2017. № 07(61). Часть 2, Июль. https://doi.org/10.23670/IRJ.2017.61.021
4. *Мысленков С.А., Архипкин В.С.* Анализ ветрового волнения в Цемесской бухте Черного моря с ис-

пользованием модели SWAN // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2013 (350). С. 58–67.

5. *Aziz J.J., Ling M., Rifai H.S.et al.* MAROS: A Decision Support System for Optimizing Monitoring Plans // Ground Water. 2003. V. 41(3). P. 355–367.
6. *Boyle G.* Renewable Energy: Power for a Sustainable Future // Oxford University Press; Third edition. 2012. ISBN 978-0199545339. 566 p.
7. DHI Water & Environment. 2007. MIKE 21, Spectral Wave Module.
8. *Divinsky B.V., Kosyan R.D.* Spatiotemporal variability of the Black Sea wave climate in the last 37 years // Continental Shelf Research. 2017. V. 136. P. 1–19. https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.01.008
9. *Divinsky B., Kosyan R.* Parameters of wind seas and swell in the Black Sea based on numerical modeling // Oceanologia. 2018. V. 60. P. 277—287. https://doi.org/10.1016/j.oceano.2017.11.006
10. *Myslenkov S., Chernyshova A.* Comparing wave heights simulated in the Black sea by the SWAN model with satellite data and direct wave measurements // Russian Journal of Earth Sciences. 2016. T. 16. № 5. C. 1–12.
11. *Sorensen O.R., Kofoed-Hansen H., Rugbjerg M., Sorensen L.S.* A third-generation spectral wave model using an unstructured finite volume technique // Proceedings, International Conference on Coastal Engineering. 2004. V. 29. P. 894–906.

Climate Variations of Certain Wave Parameters at the Entrance of the Novorossiysk Bay

B. V. Divinsky[a, #], S. B. Kuklev[a]

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

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

The main purpose of the presented work is an analysis of the wave climate of the Novorossiysk Bay (Black Sea) for the period from 1979 to 2019. The analysis is based on the mathematical modeling results performed using the modern DHI MIKE 21 SW spectral wave model. The wave model was verified using numerous instrumental data of the wind-wave parameters in the Black Sea and Azov Sea. As follows from the research, the average power of storm waves in the Novorossiysk Bay area is about 8 kW/m. The maximum power ranges within 50–100 kW/m but can reach 200 kW/m and more. The total duration of storm waves for one year ranges between 40–60 days. The maximum duration of one storm can be up to three days but does not exceed two days on average. The mean storm duration is usually 10–11 h. The largest number of storms (above 130) was recorded in 2004; on average, there are about 100 storms annually. In recent decades, at the Novorossiysk Bay area, the maximum wind wave heights and the total number of storms has increased with statistical control. Highly probable also the average annual power of combined waves and the maximum storm duration increased, i.e. the time of continuous wave effect has increased.

Keywords: Black Sea, wave climate, Novorossiysk bay, mathematical modeling

EDN: YHPEHI
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 194–203

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 550.47:556.5.04(99)

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ 2019–2020 гг.

© 2022 г. П. О. Завьялов[1], И. Б. Завьялов[1, *], А. С. Ижицкий[1], Е. С. Ижицкая[1], Б. В. Коновалов[1], В. В. Кременецкий[1], И. А. Немировская[1], В. К. Часовников[1]

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

**e-mail: i.zav@ocean.ru*

Поступила в редакцию 01.07.2021 г.
После доработки 11.11.2021 г.
Принята к публикации 16.12.2021 г.

В работе представлены результаты анализа основных загрязняющих веществ (тяжелые металлы, пестициды, детергенты, углеводороды) в воде, взвеси и донных отложениях, а также гидрофизических полей в Керченском проливе и прилегающей акватории Черного моря (2019–2020 гг.). Во все сезоны отмечены превышения предельно допустимых концентраций, часто значительные, для ряда загрязнителей (углеводороды, отдельные металлы и пестициды). Максимальные концентрации пестицидов отмечены летом, остальных загрязнителей – в весенний период. Установлено, что максимумы концентраций большинства загрязнителей, а также растворенного метана и минеральной взвеси, приурочены к плюму азовоморских вод, поступающих в Черное море через пролив, и их распределения формируются системой течений и стратификацией вод в проливе.

Ключевые слова: загрязнения, тяжелые металлы, пестициды, нефть, углеводороды, метан, Керченский пролив, Черное море

DOI: 10.31857/S0030157422020174

ВВЕДЕНИЕ

Керченский пролив – район с характерными трансграничными, экономическими и экологическими проблемами, интенсивным судоходством, дампингом грунтов и дноуглубительными работами. Кроме портов, функционирование которых существенным образом сказывается на экологической ситуации в регионе, свой негативный вклад вносят пункты рейдовой перевалки грузов в юго-западной части пролива. Здесь уже происходили аварийные разливы [7]. Многолетний спутниковый мониторинг показал, что скопления нефтяных пленок в российском секторе приурочены к Керченскому проливу и припортовым акваториям Новороссийска и Туапсе [3, 6], где расположены наиболее крупные нефтяные терминалы.

В предлагаемой работе представлены результаты натурных исследований загрязнения Керченского пролива и прилегающей акватории Черного моря на основе данных трех экспедиций 2019–2020 гг. Экспедиции выполнялись в разное время года: первая состоялась весной 2019 г. (4–9 апреля), время проведения второй пришлось на начало сентября 2019 г. (3–5 сентября), третья проходила в середине лета 2020 г. (16–18 июля).

По результатам контактных измерений и обработки отобранных проб воды, донных отложений и морской взвеси был проведен анализ основных загрязняющих веществ (тяжелые металлы, пестициды, детергенты, углеводороды – УВ). В настоящее время одним из основных компонентов загрязнения морских акваторий являются нефтяные углеводороды – НУ [4, 9]. Кроме того, поступление УВ, в частности метана, из грязевых вулканов в акватории Керченского пролива также оказывает влияние на его экосистему [13, 15]. Изучение распределений растворенного в воде метана представляет и более общий интерес в контексте нефтегазоносности акваторий [14] и изменений климата [1].

Особое внимание в работе уделяется исследованию уровня загрязнения и характера пространственного распределения таких тяжелых металлов, как медь, цинк, кадмий, свинец, хром, никель и кобальт. Проведен также анализ концентрации взвешенного вещества и его компонентов, которые относятся к числу показателей качества морских вод и состояния морских экосистем [5].

Рис. 1. Схема района исследования с гидрологическими станциями и разрезами.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследований в апреле 2019 г. охватывал Керченский пролив и прибрежную акваторию Черного моря от мыса Чауда на Крымском полуострове до мыса Железный Рог на Таманском полуострове (рис. 1, станции 1–36). В сентябре 2019 г. измерения проводились непосредственно в Керченском проливе в виде двух разрезов и в Черном море на разрезе возле мыса Такиль (рис. 1, станции 11–24). В июле 2020 г. измерения охватывали район, который практически совпадал с районом исследований в апреле 2019 г. (рис. 1, станции 1–41). Координаты станций в каждой экспедиции оставались неизменными. В результате во всех экспедициях выполнены два разреза в Керченском проливе, а в прилегающей акватории Черного моря весной 2019 г. – 4 разреза, в сентябре 2019 г. – один разрез у мыса Такиль, летом 2020 г. – 5 разрезов (рис. 1).

Гидрофизические измерения на каждой станции проводились с помощью CTD-зонда SBE Seacat 19 plus и ADCP-зонда Teledyne RDI Work horse Sentinel. Ветровые данные были получены из реанализа NCEP/NCAR, использовались также данные прямых измерений ветра на метеостанции в городе Керчь. На гидрологических станциях отбирались пробы воды для последующего лабораторного определения концентрации общей взвеси, ее минеральной и органической составляющих с использованием спектрофотометра СФ-14 производства ЛОМО. Анализ состава взвеси проводился в соответствии с методикой, изложенной в работе [5].

Для определения концентрации растворенного метана на станциях батометрами отбирали пробы воды. При этом анализе применялась методика фазово-равновесной дегазации [12] с использованием газового хроматографа с пламенно-ионизационным детектором ХПМ-2, работающего на генераторе чистого водорода. Суммарная погрешность метода составляет около 5%.

Стандартные аналитические процедуры, принятые в практике морских химических исследований институтов РАН (на базе Лаборатории химии ЮО ИО РАН и Аналитической лаборатории ИО РАН), были использованы для гидрохимических исследований и анализа загрязненности морских вод. Были проведены необходимые подготовительные работы для аналитических определений следующих химических параметров: тяжелые металлы (Cu, Zn, Cd, Pb, Cr, Ni, Co), детергенты (АПАВ), хлорорганические пестициды (ХОП): α-ГХЦГ, β-ГХЦГ, γ-ГХЦГ, гексахлорбензол, 4,4'-DDT, 4,4'-DDE, 4,4'-DDD.

Для определения концентраций УВ, включая алифатические (АУВ) и полициклические ароматические (ПАУ), в воде и в донных осадках использовали методы, принятые при анализе нефтяных и биогенных УВ [4, 10]. УВ экстрагировали из проб взвеси (выделенных на фильтры GF/F) и из фракции донных осадков 0.25 мм метиленхлоридом. АУВ определяли ИК-спектрометрическим методом, ПАУ – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. В результате были определены индивидуальные ПАУ, принятые Агентством по охране окружающей среды (EPA, Environment Protection Agency) США в ка-

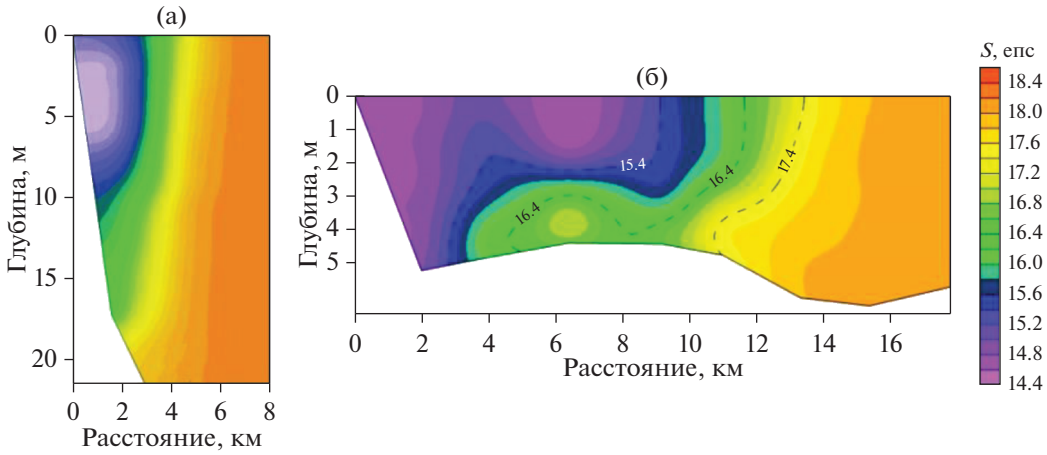

Рис. 2. Вертикальное распределение солености (*S*) в апреле 2019 года на меридиональном разрезе от мыса Чауда на юг (а) и в поперечном сечении Керченского пролива с запада (слева) на восток, станции 16–23 (б).

честве наиболее опасных загрязняющих веществ [17]. Подробности методических процедур описаны в [4, 8, 10].

Для оценки уровня загрязнения морской воды использовали метод нормирования загрязняющего вещества по предельно допустимой концентрации (ПДК) для водоемов рыбохозяйственного назначения. В случае отсутствия такового для отдельных показателей использовался ПДК для вод культурного и хозяйственного назначения [11].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрофизические условия, в целом характерные для вод Керченского пролива, наиболее отчетливо иллюстрируются данными первой экспедиции в апреле 2019 г. В этот период наблюдался интенсивный сток азовоморских вод в Керченском проливе и у юго-восточного побережья Крымского полуострова (рис. 2). Тогда удалось оценить прямыми измерениями масштабы азовоморского плюма в Черном море в условиях сильного северо-восточного ветра (до 10 м/с) [2].

Как видно из рис. 2б, в Керченском проливе отмечалась отчетливая стратификация солености как по вертикали, так и по горизонтальной координате в поперечном сечении пролива. Западная часть пролива занята водами низкой солености (14.4–16.4 епс), происхождение которых, очевидно, связано с Азовским морем, а восточная – более солеными (16.4–18.0 епс) водами Черного моря. Черноморские воды проникали в пролив и в западной его части в придонном слое, формируя там двухслойную вертикальную стратификацию. Выходя из пролива в Черное море, азовоморские воды распространялись преимущественно на запад вдоль побережья и формировали довольно обширный опресненный плюм у мыса Чауда и западнее (рис. 2а). Как будет показано ниже, к этому плюму была приурочена и значительная часть антропогенных загрязнений.

Типичная для Керченского пролива динамическая структура в целом подтверждается прямыми измерениями скорости и направления течений и в июле 2020 г. (рис. 3). Если в западной части пролива преобладают течения южных румбов, причем в направлениях течений здесь выражена определенная двухслойность (рис. 3б), то в восточной части течение направлено на северо-запад и запад. Скорости течения, зарегистрированные в проливе, достигали 20 см/с (рис. 3а).

Необходимо отметить, что описанные выше особенности структуры течений и термохалинных полей в Керченским проливе представляют собой лишь общую концептуальную схему, а реальные распределения в конкретные моменты времени могут значительно отличаться от последней. В работах [2, 18] было показано, что перенос вод через пролив и связанные с ним формы стратификации определяются в первую очередь ветром (его силой и длительностью воздействия). Так, во время экспедиций в сентябре 2019 г. и в июле 2020 г. в условиях относительно слабого ветра (0–5 м/с) как вертикальная, так и поперечная проливу зональность были значительно менее выраженными, чем во время экспедиции весной 2019 г. в условиях сильного северо-восточного ветра (10 м/с и более).

Концентрации минеральной и органической взвеси в Керченском проливе (станции 16–31) во все периоды измерений превышали соответствующие значения для прилегающей акватории Черного моря (станции 1–15, 32–41).

Вне акватории Керченского пролива концентрации взвеси были максимальными весной 2019 года (рис. 4). Летом 2020 года концентрация взвеси (в особенности органической) оказались

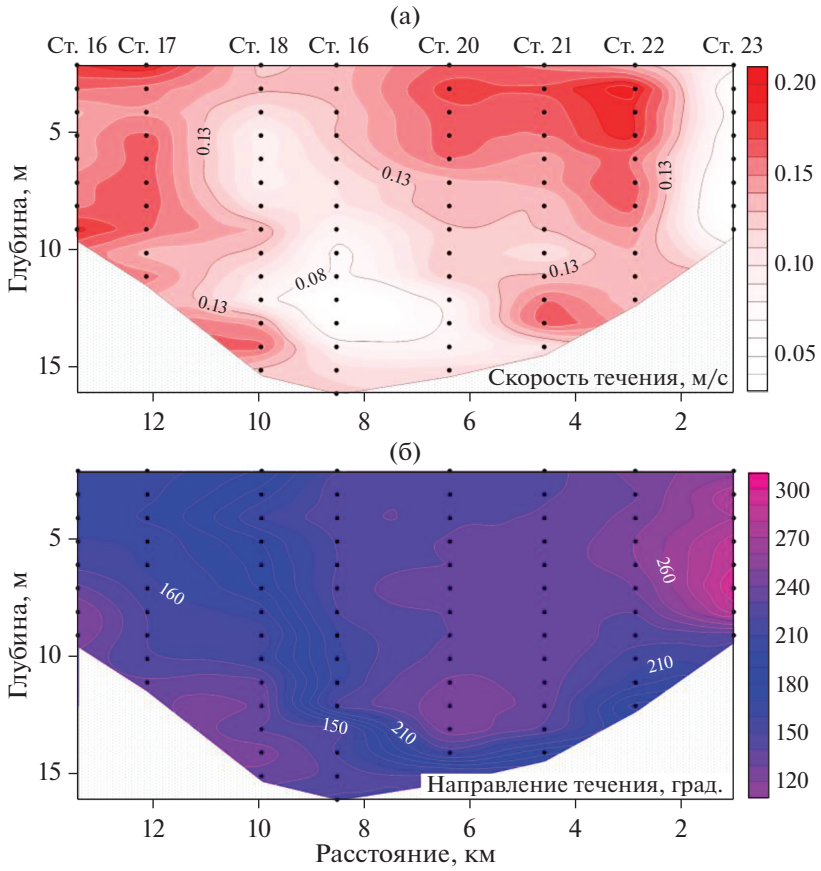

Рис. 3. Скорость (а) и направление (б) течения в поперечном сечении Керченского пролива с запада (слева) на восток, станции 16–23, в июле 2020 г.

заметно ниже, а в начале осени 2019 года здесь отмечены наименьшие значения за все время исследований. Сопоставление осредненных значений показало, что концентрации минеральной и органической взвеси в самом проливе летом были на 13 и 25% ниже концентраций, характерных для весеннего периода соответственно. В начале осени содержание минеральной взвеси понизилось еще на 33%, а вот содержание органической взвеси опять увеличилось практически до весеннего уровня. Можно предположить, что концентрация минеральной взвеси определяется в значительной степени достигающей максимума весной интенсивностью материкового стока, поступающего в Азовское море и затем в Черное море через пролив. Баланс органической взвеси более сложен и определяется как материковым стоком, так и жизненными циклами планктонной биоты в районе пролива. Следует иметь в виду, что в каждый период исследований нами были выполнены лишь однократные измерения концентраций взвеси на ограниченном числе станций в течение нескольких последовательных дней. Более полные статистики были получены спутниковыми методами [16], которые, однако, нуждаются в на-

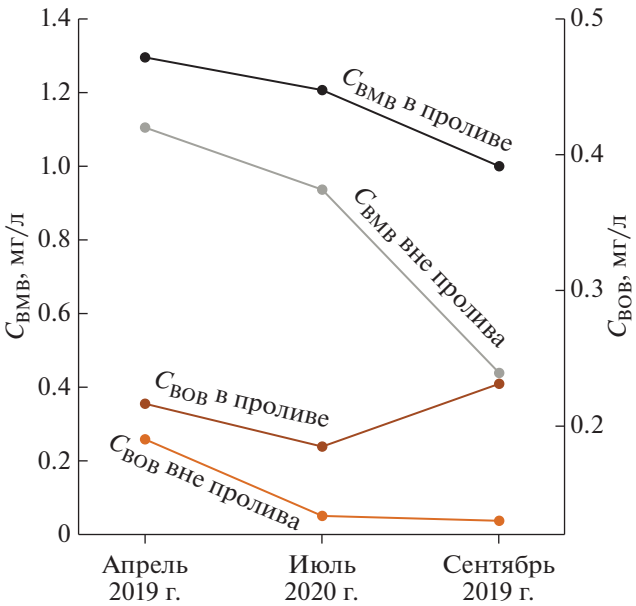

Рис. 4. Концентрации минеральной ($C_{ВМВ}$) и органической ($C_{ВОВ}$) взвеси, осредненные для двух зон полигона – Керченского пролива и прилегающей к нему акватории Черного моря – по данным экспедиций, выполненных в разные периоды.

Таблица 1. Содержание метана (нМ) в поверхностном слое вод Керченского пролива и прилегающей акватории Черного моря

Район	Весна 2019			Лето 2020		
	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее
Керченский пролив	6.78	25.04	13.09	18.5	44.1	30.48
Мыс Чауда	6.96	10.24	9.19	12.6	22.1	16.57
Мыс Опук	6.78	13.87	9.92	10.5	18.3	13.7
Мыс Такиль	7.85	13.43	11.23	20.8	76.6	37.42
К востоку от пролива	6.69	14.76	10.59	11.9	69.1	27.36
Во всех районах исследования	**6.69**	**25.04**	**10.8**	**10.5**	**76.6**	**25.1**

Таблица 2. Содержание органических соединений и общей взвеси (минеральной и органической) в поверхностных водах Керченского пролива

Год/месяц	АУВ, мкг/л		Липиды, мкг/л		Хл “а”, мкг/л		Взвесь, мг/л	
	интервал	среднее	интервал	среднее	интервал	среднее	интервал	среднее
2019 г., апрель	69–186	102	91–266	141	0.13–2.89	0.76	0.51–3.21	1.39
2019 г., сентябрь	55–138	93	95–213	159	0.13–1.55	0.46	0.32–3.48	0.99
2020 г., июль	28–253	78	59–449	137	0.03–0.66	0.18	0.66–2.43	1.18

турной валидации. Результаты наших натурных измерений в целом подтверждают существующие представления.

Концентрации метана в поверхностном слое моря, отмеченные в апреле 2019 г., в среднем в 6 раз превышали равновесное с атмосферным воздухом значение (табл. 1). Максимальные концентрации CH_4 на поверхности были зафиксированы непосредственно в Керченском проливе. По данным экспедиции в июле 2020 г., насыщенность поверхностных вод метаном была в среднем в 13 раз выше равновесного значения с атмосферным воздухом (табл. 1). Максимальные значения концентраций этого газа на поверхности были зафиксированы в районе мыса Такиль (станция 14, 76.6 нМ) и мыса Железный рог (станция 34, 69.1 нМ). Содержание метана в поверхностном слое вод Керченского пролива было в среднем выше, чем в прилегающей акватории Черного моря.

Для вертикального распределения метана в целом было характерно значительное превышение придонных концентраций газа над поверхностными, за исключением центральной части Керченского пролива (станции 24–31), где значения концентрации метана практически не зависели от глубины.

Керченский пролив и зона к югу и юго-западу от него подвержены влиянию азовоморского потока вод, значительно обогащенного органическими веществами благодаря речному стоку. Основной причиной образования биогенного метана в аэробных морских водах может являться увеличение поставок органического вещества и его разложения в условиях гипоксии. Подтверждением данному выводу могут служить повышенные концентрации метана в районе мыса Такиль, где располагается ныне действующая свалка грунтов, образовавшихся в результате дноуглубительных работ в проливе. Вероятно, именно данный фактор приводит к повышению концентраций метана в проливе и далее в зоне распространения вод, поступающих из Азовского моря в Черное море. Следует также учитывать роль сезонности в колебаниях содержания метана, связанной с ростом биологической активности морских вод в летний период.

Концентрации АУВ в апреле 2019 г. изменялись в интервале 69–186 мкг/л (табл. 2). К сентябрю 2019 г. произошло некоторое снижение их концентраций (55–138 мкг/л). Однако даже при наиболее низких величинах они превышали ПДК для НУ – 50 мкг/л.

В июле 2020 г. в Керченском проливе установлена максимальная концентрация АУВ – 253 мкг/л (станция 24, рис. 5а). На станциях 1–5 их средние концентрации значительно ниже, 67 и 47 мкг/л соответственно.

В Керченском проливе также повышена доля УВ в составе липидов – 61%, что выше, чем в других исследованных районах (в среднем 57–58%). Последнее может косвенно свидетельствовать о влиянии нефтяных загрязняющих веществ, так

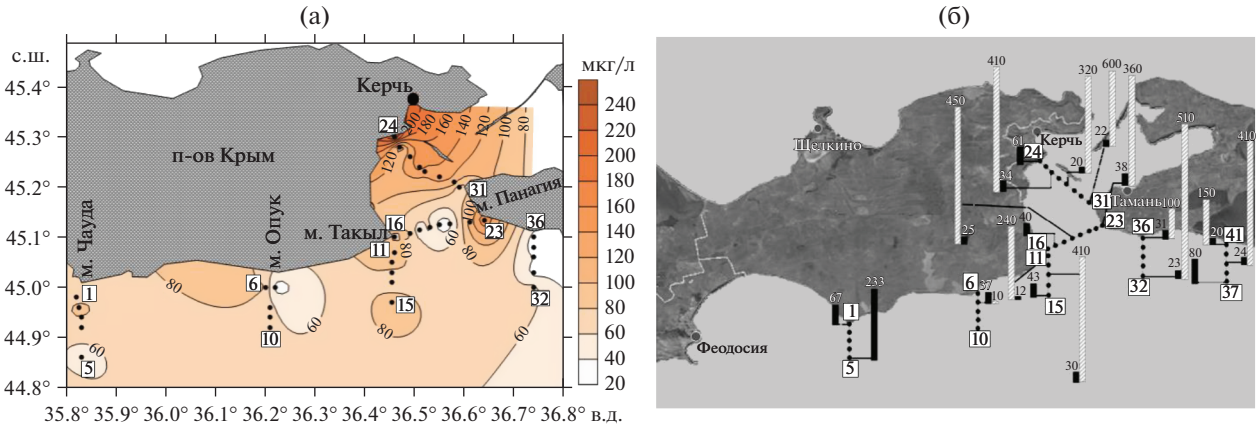

Рис. 5. Распределение в июле 2020 г.: (а) АУВ (мкг/л) во взвеси поверхностных вод, (б) АУВ (мкг/г, над черными столбцами) и ПАУ (нг/г, над белыми столбцами) в поверхностном слое донных осадков. В квадратах указаны номера станций.

как при поступлении нефтепродуктов повышается доля УВ в составе липидов.

Несмотря на столь высокое максимальное содержание АУВ в июле 2020 г. (253 мкг/л), их средняя концентрация (78 мкг/л) оказалась ниже по сравнению с данными 2019 г. (табл. 2). При этом выделяется, как и ранее, область высоких значений концентраций АУВ непосредственно в Керченском проливе.

Донные осадки Керченского пролива, представленные песчаными, ракушечными и галечными отложениями, отличались довольно высокими концентрациями АУВ как в пересчете на сухую массу (табл. 3), так и в составе $C_{орг}$. Наиболее высокие концентрации АУВ наблюдались так же, как и в воде, непосредственно в Керченском проливе. Здесь в сентябре увеличивалась доля АУВ в составе $C_{орг}$ (1.2–2.4%). Напротив, в апреле только в донных осадках на прибрежных станциях возле мысов Опук и Чауда концентрации АУВ в составе $C_{орг}$ достигали 2.9–4.2%. В донных осадках остальных станций содержание АУВ не превышало 0.78%.

Концентрации тяжелых металлов и пестицидов достигали высоких значений в разных районах исследования. Результаты всех трех экспедиций показали превышение ПДК для максимальных концентраций **свинца, никеля, хрома и суммы пестицидов** в водах Керченского пролива (табл. 4). В июле 2020 года среднее суммарное значение концентрации пестицидов превысило ПДК в несколько раз. Весной 2019 года в данном регионе было также зафиксировано превышение значения ПДК по кобальту.

Средняя концентрация **свинца** весной 2019 года не превышала ПДК и составляла 5.50 мкг/л (табл. 4, рис. 6а). Превышения ПДК были зафиксированы на разрезах возле мыса Чауда и мыса Опук. У мыса Такиль отбирались пробы с 5 горизонтов, и было отмечено превышение ПДК в придонном слое (13.25 мкг/л). Средняя концентрация свинца в сентябре 2019 года также не превышала ПДК (табл. 4, рис. 6б), однако превышения были зафиксированы на отдельных станциях в восточной части Керченского пролива. Летом 2020 года средняя концентрация свинца была наименьшей и составляла 3.19 мкг/л (табл. 4, рис. 6в). Так же как и весной 2019 года, были зафиксированы превышения ПДК на разрезах у мыса Чауда, мыса Опук и мыса Такиль в придонном слое (10.96 и 11.2 мкг/л).

Средняя концентрация **никеля** весной 2019 года существенно превышала ПДК и составляла 13.8 мкг/л (табл. 4, рис. 7а). Для исследованной акватории в целом характерен повышенный фон содержания никеля с концентрациями, превышающими значение ПДК или близкими к нему. Наиболее загрязненными никелем участки аква-

Таблица 3. Содержание органических соединений в донных осадках Керченского пролива

Год/месяц	АУВ, мкг/г		$C_{орг}$, %		АУВ, % $C_{орг}$	
	интервал	среднее	интервал	среднее	интервал	среднее
2019 г., апрель	1–50	21	0.02–1.34	0.49	0.35–4.25	0.90
2019 г., сентябрь	16–63	38	0.12–1.43	0.63	0.33–2.44	0.80
2020 г., июль	12–80	38	0.085–1.055	0.38	0.4–4.43	1.49

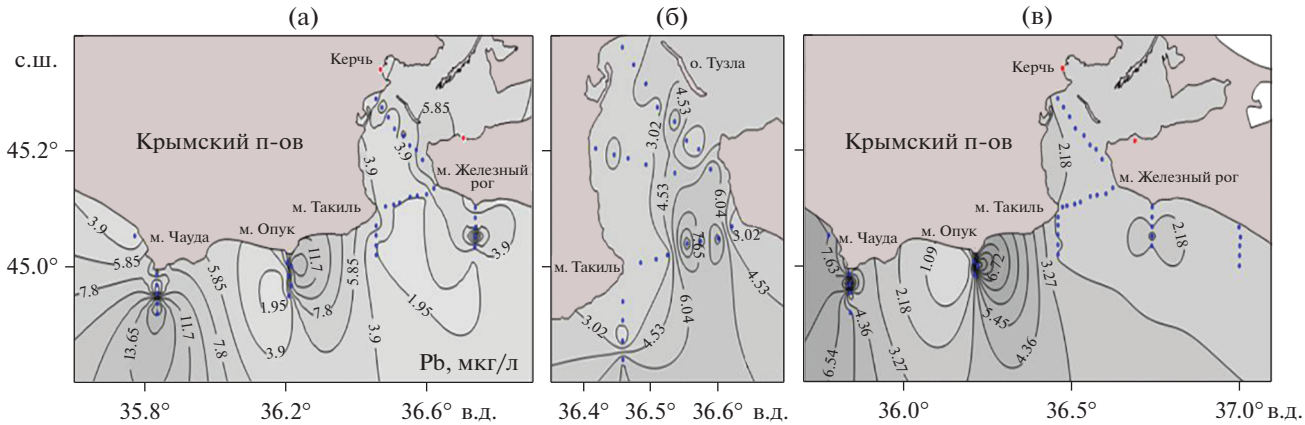

Рис. 6. Распределение свинца (мкг/л) на поверхности в апреле 2019 года (а), в сентябре 2019 года (б), в июле 2020 года (в).

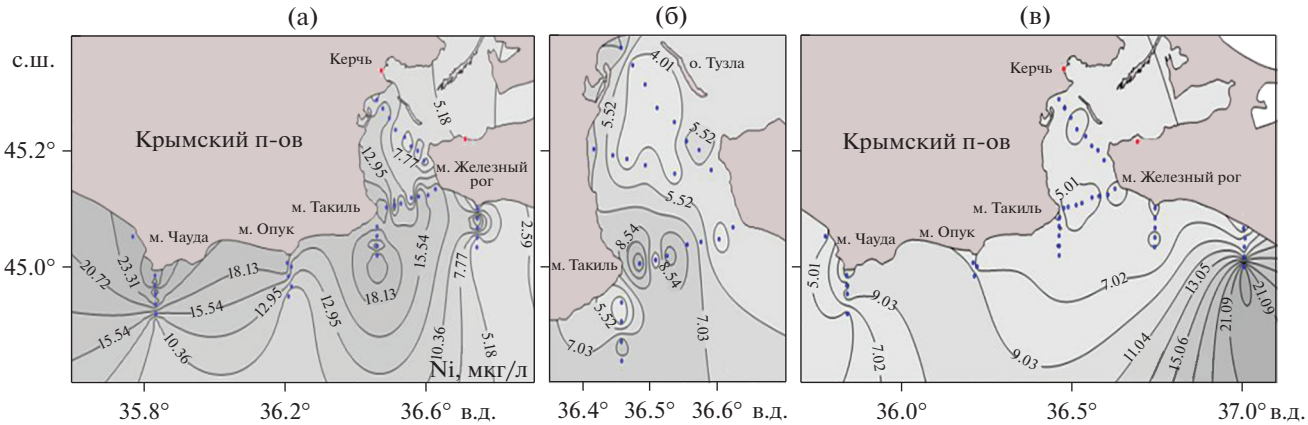

Рис. 7. Распределение никеля (мкг/л) на поверхности в апреле 2019 года (а), в сентябре 2019 года (б), в июле 2020 года (в).

тории находятся у мыса Чауда и мыса Железный рог. В сентябре 2019 года средняя концентрация никеля не превышала ПДК и составляла 5.73 мкг/л (табл. 4, рис. 7б). Повышенные концентрации зарегистрированы в юго-западной части полигона исследований. В июле 2020 года средняя концентрация никеля составляла 6.47 мкг/л (табл. 4, рис. 7в). В Керченском проливе в этот период наблюдалась наиболее благоприятная обстановка по этому показателю. Превышение ПДК

Таблица 4. Содержание тяжелых металлов и пестицидов в воде в разные периоды исследований (серым цветом отмечено превышение ПДК)

Параметр	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	ПДК, мкг/л
	апрель 2019 г.		сентябрь 2019 г.		июль 2020 г.		
Медь, мкг/л	0.5–2.72	0.78	0.50–2.26	0.75	0.40–2.41	0.48	5
Цинк, мкг/л	1–11.80	4.33	0.20–4.85	1.14	0.20–19.41	3.44	50
Кадмий, мкг/л	0.20–2.20	0.55	0.20–1.83	1.03	0.20–2.51	0.55	10
Свинец, мкг/л	2.00–24.31	5.50	0.09–17.62	5.06	2.00–15.23	3.19	10
Никель, мкг/л	3.00–31.16	13.8	3.00–13.52	5.73	3.00–24.25	6.47	10
Хром, мкг/л	1.50–23.84	6.52	1.50–23.74	3.66	1.50–42.07	4.08	20
Кобальт, мкг/л	3.00–22.34	8.14	3.00–3.14	3.00	3.0–4.4	3.0	5
ΣХОП, нг/дм^3	0.10–34.30	5.58	0.1–9.2	2.1	1.5–286.5	46.0	10

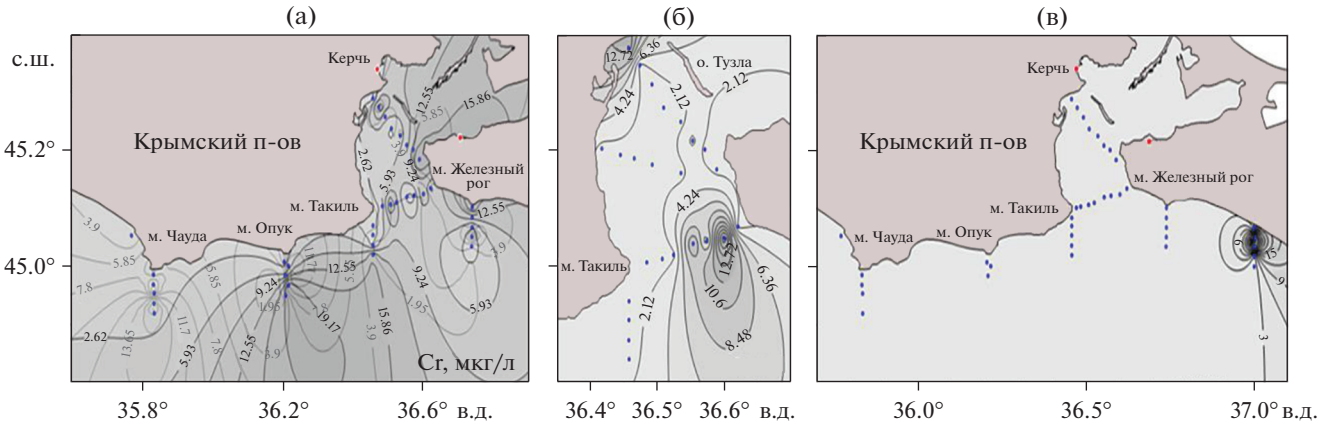

Рис. 8. Распределение хрома (мкг/л) на поверхности в апреле 2019 года (а), в сентябре 2019 года (б), в июле 2020 года (в).

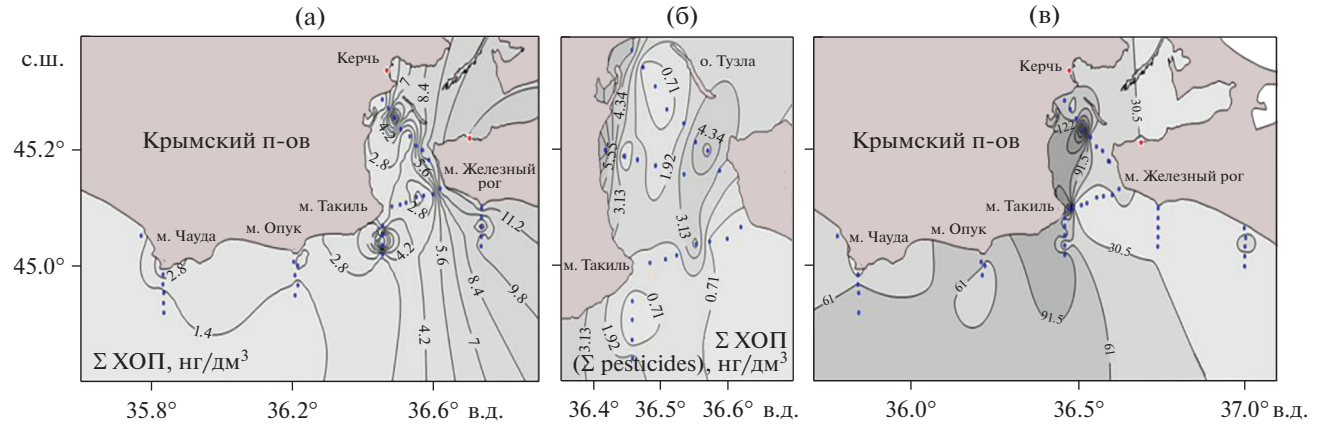

Рис. 9. Суммы всех пестицидов ΣХОП (нг/дм^3) на поверхности в апреле 2019 года (а), в сентябре 2019 года (б), в июле 2020 года (в).

зафиксировано лишь на самом восточном разрезе (до 24.35 мкг/л).

Средняя концентрация **хрома** весной 2019 года не превышала ПДК и составила 6.52 мкг/л (табл. 4, рис. 8а), однако зафиксированы локальные максимумы со значениями, превышающими ПДК. Наиболее загрязненные по этому показателю участки акватории приходятся на черноморские районы возле мысов Опук, Такиль и прибрежные станции вокруг Таманского полуострова. В сентябре 2019 года средняя концентрация хрома не превышала ПДК. Наиболее загрязненные участки акватории с превышением нормы находились в юго-восточной части Керченского пролива, а также у западного побережья пролива возле острова Тузла (рис. 8б). Превышение нормы загрязнения по хрому в июле 2020 года было зафиксировано только на отдельных станциях самого восточного разреза (табл. 4, рис. 8в).

Также следует отметить высокое содержание **кобальта** весной 2019 года (табл. 4). Здесь наблюдалось существенное превышение ПДК для среднего значения концентрации по всему району исследования (8.14 мкг/л). Причем наиболее высокие концентрации отмечены в Керченском проливе и прилегающей области побережья Таманского полуострова.

Для распределения **суммы пестицидов** (ΣХОП) на поверхности в апреле 2019 года характерно превышение ПДК в Керченском проливе (табл. 4, рис. 9а). Следует отметить, что, как и для ряда металлов, максимальные значения содержания пестицидов зафиксированы в придонных горизонтах. В сентябре 2019 года среднее и максимальное значения ΣХОП не превышали ПДК (табл. 4, рис. 9б), однако повышенные значения обнаружены в Керченском проливе возле острова Тузла. В июле 2020 года наблюдалось значительное превышение нормы ΣХОП на всей обследованной акватории (табл. 4, рис. 9в). Наиболее высокие концентрации пестицидов наблюдались в западной части района исследований и в западной ча-

сти Керченского пролива. Следует отметить, что во время летней съемки 2020 года значения содержания пестицидов оказались значительно большими, чем во время предыдущих экспедиций.

Кроме вышеперечисленных загрязнений, к району пролива приурочены повышенные концентрации и других загрязнителей, таких как кадмий, медь, цинк, АПАВ.

Из наиболее загрязненных участков исследованной акватории в первую очередь следует выделить сам район Керченского пролива, где наблюдается наиболее интенсивное антропогенное воздействие и как следствие – накопление загрязнений. Непосредственно в проливе в первую очередь следует выделить район острова Тузла и западную оконечность Таманского п-ва (мыс Панагия), где наиболее часто наблюдаются зоны максимальных концентраций техногенных загрязнений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные в разное время года при разных гидрометеорологических условиях и разных условиях материкового стока через Керченский пролив натурные измерения дают представления как об общей гидрофизической структуре вод пролива и непосредственно прилегающих к нему акваторий Черного моря, уровне и распределении техногенного загрязнения в этом районе, так и об их сезонном ходе. Во все периоды измерений отмечены превышения ПДК, часто значительные, для ряда загрязнителей (углеводороды, отдельные металлы и пестициды). Установлено, что максимумы концентраций большинства загрязнителей, а также растворенного метана и минеральной взвеси, приурочены к плюму азово-морских вод, поступающих в Черное море через пролив, и, следовательно, их распределения формируются системой течений и стратификацией в проливе. Установлено также, что последняя имеет сложный характер. Как правило, струя азово-морских вод локализуется в верхнем слое в западной части пролива, а в восточной его части и в придонном слое западной части преобладают течения противоположного знака, выносящие более соленые черноморские воды в пролив. Соответственно, как термохалинные характеристики, так и поля концентраций загрязнителей обладают выраженной зональностью и по вертикальной, и по поперечной проливу горизонтальной координатам.

Как отмечалось в предыдущих исследованиях, структура гидрофизических и биогеохимических полей в районе Керченского пролива в конкретные моменты времени определяется прежде всего условиями ветрового форсинга, а также интенсивностью материкового стока. Этим объясняется, в частности, существенно сезонный характер загрязненности пролива и прилегающих акваторий – как правило, наиболее высокие концентрации большинства загрязнителей фиксируются весной, наименьшие – осенью. Однако интересно отметить, что если для металлов максимальные концентрации наблюдались весной, в период наиболее интенсивного материкового стока, то для пестицидов ярко выраженные максимумы отмечены летом. Можно предположить, что это связано с сезонным циклом сельскохозяйственных работ на береговых водосборах и увеличением поступления ХОП с поверхностным стоком с полей и виноградников в летний период. Следует отметить, что как для ряда металлов, так и для пестицидов максимальные или повышенные значения их содержания зафиксированы в придонных горизонтах.

Показано также, что содержание растворенного метана в водах Керченского пролива в среднем значительно выше, чем в прилегающих акваториях моря.

Благодарности. Авторы отдают дань светлой памяти безвременно ушедшего из жизни И.В. Гончаренко, который принимал самое активное участие в этой работе.

Источники финансирования. Измерения концентраций антропогенных загрязнителей в районе исследования выполнялись в рамках гранта РФФИ 18-05-80049, а оценки водообмена через Керченский пролив – в рамках проекта РНФ 21-17-00191.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бажин Н.М.* Метан в атмосфере // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 3. С. 52–57.
2. *Завьялов И.Б., Осадчиев А.А., Завьялов П.О. и др.* Исследование водообмена в Керченском проливе по историческим данным и данным контактных измерений 2019 г. // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 377–386. https://doi.org/10.31857/S0030157421030199
3. *Иванов А.Ю., Кучейко А.А., Филимонова Н.А. и др.* Пространственно-временное распределение пленочных загрязнений в Черном и Каспийском морях по данным космической радиолокации: сравнительный анализ // Исследование Земли из космоса. 2017. № 2. С. 13–25. https://doi.org/10.7868/S0205961417020038
4. Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2019 / Под ред. Коршенко А.Н. М.: Наука, 2020. 184 с.
5. *Коновалов Б.В., Кравчишина М.Д., Беляев Н.А., Новигатский А.Н.* Определение концентрации минеральной взвеси и взвешенного органического вещества по их спектральному поглощению // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 704–711. https://doi.org/10.7868/S0030157414040066

6. *Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Костяной А.Г.* Спутниковые методы выявления и мониторинга зон экологического риска морских акваторий. М.: ИКИ РАН, 334 с.
7. *Матишов Г.Г., Бердников С.В., Савицкий Р.М.* Экосистемный мониторинг и оценка воздействия разливов нефтепродуктов в Керченском проливе. Аварии судов в ноябре 2007 г. ЮНЦ РАН, 2008. 80 с.
8. *Немировская И.А.* Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
9. *Немировская И. А., Завьялов П.О., Коновалов Б.В., Храмцова А.В.* Содержание и состав углеводородов в воде и осадках в районе Керченского пролива // ДАН, Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 118–123. https://doi.org/10.31857/S2686739720050175
10. *Немировская И.А., Онегина В.Д., Коновалов Б.В.* Углеводороды во взвеси и осадках различных районов российского сектора Черного моря // МГЖ. 2017. № 4. С. 48–60. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-4-48-60
11. Перечень рыбохозяйственных нормативов: предельно допустимых концентраций и ориентировочно безопасных уровней воздействия вредных веществ для воды водных объектов, имеющих рыбохозяйственное значение. М.: ВНИРО, 2010. 179 с.
12. Современные методы гидрохимических исследований океана / Отв. ред. Бордовский О.К., Чернякова А.М. М.: ИО РАН, 1992. 201 с.
13. *Федоров Ю.А., Тамбиева Н.С., Гарькуша Д.Н., Хорошевская В.О.* Метан в водных экосистемах. Ростов-на-Дону. Москва: ЗАО "Ростиздат", 2005. 329 с.
14. *Шимкус К.М., Москаленко В.Н., Райен В.Б.* Газоносные четвертичные отложения Прикерченской части Черноморского шельфа и их связь с прибрежными литофациями // Бюл. Моск, О-ва испытателей природы, отд. Геол. 1998. Т. 73. Вып. 4. С. 51–55.
15. *Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Любицкий А.А. и др.* Грязевые вулканы на Прикерченском участке шельфа и материкового склона Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 3. С. 28–36
16. *Aleskerova A.A., Kubryakov A.A., Goryachkin Y.N, Stanichny S.V.* Propagation of waters from the Kerch Strait in the Black Sea // Phys. Oceanogr. 2017. V. 6. P. 47–57. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-6-53-64
17. Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: harmonisation with OSPAR's Coordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP). Tromsø: Akvaplan-niva, 2011. 71 p.
18. *Zavialov I.B., Osadchiev A.A., Sedakov R.O. et al.* Water exchange between the Sea of Azov and the Black Sea through the Kerch Strait // Ocean Sci. 2020. V. 16. P. 15–30. https://doi.org/10.5194/os-2019-2

Assessment of Pollution of the Kerch Strait and the Adjacent Black Sea Area Based on Field Measurements of 2019–2020

P. O. Zavialov[a], I. B. Zavialov[a, #], A. S. Izhitskiy[a], E. S. Izhitskaya[a], B. V. Konovalov[a], V. V. Krementskiy[a], I. A. Nemirovskaya[a], V. K. Chasovnikov[a]

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

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

The paper presents the results of the analysis of the main pollutants (heavy metals, pesticides, detergents, hydrocarbons) in water, suspension and bottom sediments, as well as hydrophysical fields in the Kerch Strait and the adjacent Black Sea water area (2019–2020). In all seasons, the concentrations exceeded maximum permissible values, often significantly, for a number of pollutants such as hydrocarbons, some metals, and pesticides. The highest concentrations of pesticides were documented in summer, while those of other pollutants peaked in spring season. It was observed that maxima of the concentrations of most pollutants, as well as dissolved methane and mineral suspended matter, were generally confined to the plume of the Sea of Azov waters entering the Black Sea, and therefore their distributions were largely controlled by the currents and stratification in the Strait.

Keywords: pollution, heavy metals, pesticides, oil, hydrocarbons, methane, Kerch Strait, Black Sea

EDN: IVZUIL
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 204–215

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 551.465

ВОДООБМЕН МЕЖДУ ЛАГУНОЙ ПАТУС И АТЛАНТИЧЕСКИМ ОКЕАНОМ ЧЕРЕЗ УЗКИЙ ПРОЛИВ

© 2022 г. А. С. Гордей[1, 2, *], А. А. Осадчиев[1]

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*
[2]*Московский физико-технический институт (НИУ), Долгопрудный, Россия*
**e-mail: aleksandra.gordey@phystech.edu*

Поступила в редакцию 01.12.2020 г.
После доработки 25.05.2021 г.
Принята к публикации 19.08.2021 г.

Лагуна Патус расположена в Южной Бразилии и является крупнейшей по площади пресноводной лагуной мира. Патус соединяется узким проливом с Атлантическим океаном, через который происходит выток опресненных вод из лагуны в море и заток соленых морских вод в лагуну. На основе продолжительных рядов данных измерений на заякоренных станциях, гидрологических постах и данных реанализа ветра было изучено влияние региональных метеорологических и гидрологических условий на водообмен через этот пролив. Было установлено, что ярко выраженная сезонная изменчивость водообмена определяется в первую очередь сезонными колебаниями речного стока в лагуну и мало зависит от сезонной изменчивости региональной атмосферной циркуляции. Синоптические колебания водообмена через пролив на масштабах года также преимущественно зависят от синоптической изменчивости речного стока и мало связаны с колебаниями ветра. Скорость отклика водообмена на синоптическую изменчивость ветра составляет 24–48 ч в зависимости от интенсивности водообмена, предшествующего изменениям атмосферной циркуляции. Выток лагунных вод в море является характерным состоянием водообмена в период высокого стока, в то время как заток морских вод в лагуну в этот период является эпизодическим событием, вызванным специфическими ветровыми условиями. При сильных ветрах вдоль оси лагуны, направленных от пролива, формируется сгон вод лагуны у пролива и нагон в противоположной части лагуны. В результате этого морские воды затекают в лагуну. В период низкого стока характерны затоки морских вод в лагуну, а непродолжительные вытоки вызываются повышением речного расхода.

Ключевые слова: водообмен через пролив, речной плюм, материковый сток, ветровое воздействие, уровень моря, лагуна Патус, Атлантический океан

DOI: 10.31857/S0030157422020071

1. ВВЕДЕНИЕ

Эстуарий лагунного типа представляет собой речной эстуарий, соединенный узким проливом с морем. Из-за малой ширины пролива водообмен между эстуариями лагунного типа и морем затруднен. Несмотря на это, весь речной сток в эстуарий лагунного типа со временем поступает в море. Таким образом, эстуарии лагунного типа (как и любые другие эстуарии) являются гидрологическими системами, определяющими биопродуктивность, перенос терригенной взвеси и распространение естественных и антропогенных загрязнений в прилегающей прибрежной зоне. В то время как обычные эстуарии характеризуются относительно плавной изменчивостью интенсивности поступления опресненных вод в море, выток речных вод из эстуария лагунного типа является эпизодическим процессом. В силу этого исследование процессов водообмена между эстуариями лагунного типа и морем представляет собой актуальную задачу, важную для понимания региональных прибрежных процессов.

Из-за ограниченности водообмена между эстуарными и морскими водами формируется резкий термохалинный градиент, что позволяет четко дифференцировать лагунные и океанические водные массы. Динамика водообмена между эстуарием лагунного типа и морем определяется несколькими факторами: морфологией эстуария и пролива, расходом впадающих в эстуарий рек, приливной циркуляцией, региональными ветровыми условиями и т.д. Эти внешние условия в различной степени влияют на водообмен. В частности, он может определяться главным образом как речным стоком, как в случае Амурского лимана [1], так и региональной атмосферной циркуляцией, как в случае поступления вод Азовского моря в Черное море через Керченский пролив [11].

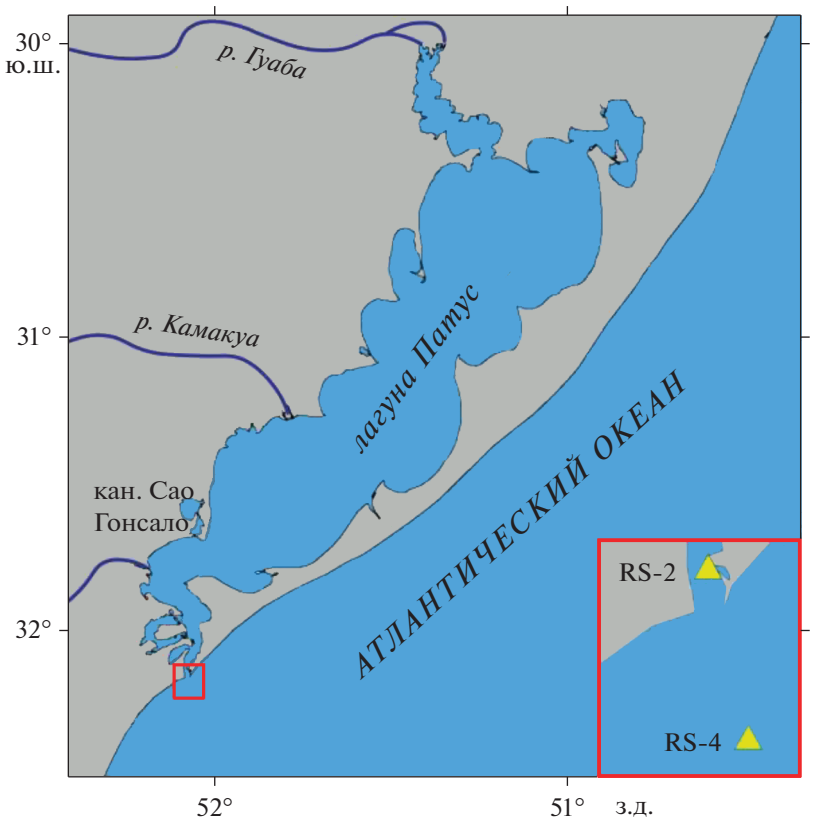

Рис. 1. Район исследований: лагуна Патус, реки Гуаба и Камакуа, канал Сао Гонсало. На вставке показано расположение буйковых станций SIMcosta RS-2, RS-4 (желтые треугольники) в районе пролива, соединяющего лагуну Патус и Атлантический океан.

Расположенная в Бразилии лагуна Патус (рис. 1) – крупнейшая лагуна в мире, чья площадь составляет 10 360 км^2, а глубина при этом не превышает 10 м при среднем значении 5 м. Лагуна имеет продолговатую форму: ее длина – 241 км, максимальная ширина – 48 км. Центральная ось лагуны расположена под углом 45 градусов к меридиану. Водообмен с Атлантическим океаном происходит через узкий (не более 1 км в ширину) пролив глубиной 12 м [1].

Объем речного расхода является важнейшим параметром, определяющим гидрофизические процессы в лагуне. Основные источники континентального стока для лагуны Патус – реки Камакуа и Гуаба; согласно [10], их среднегодовой расход равен 300 и 1500 м^3/с соответственно. Помимо этого, пресные воды попадают в Патус из лагуны Лагоа-Мирин, соединяющейся с Патусом через канал Сао Гонсало. Этот приток приносит в Патус в среднем 700 м^3/с в год [10]. Речной сток в лагуну имеет ярко выраженную сезонность. В летний сезон (октябрь–март) наблюдаются минимальные речные расходы, в зимний сезон (апрель–сентябрь) расход повышается в 2–3 раза из-за интенсивных осадков на водосборе лагуны Патус [9].

Для Патуса и прилегающей к нему шельфовой части Атлантического океана характерны несильные смешанные приливы с доминированием суточной гармоники. Амплитуда приливов не превышает 50 см [7]. Кроме того, приливные события фильтруются узким и извилистым проливом Патуса и потому оказывают существенное влияние лишь на устьевую часть лагуны. Как ветровой нагон, так и речной сток приводят к значительно большему локальному притоку вод, потому влиянием приливов на водообмен между Патусом и Атлантическим океаном можно пренебречь. Это подтверждается измерениями солености в проливе и прилегающей акватории Патуса: наблюдаемые колебания солености не показывают никакой связи с периодом приливных колебаний.

Повышение уровня в лагуне приводит к вытоку опресненных вод через пролив в океан. Менее соленая и более теплая лагунная вода имеет меньшую плотность, чем океанические воды, и распространяется тонким (до 5 м [12]) слоем по поверхности океана. Этот опресненный поверхностный слой, образующийся в результате перемешивания лагунных и морских вод, можно рассматривать как плюм лагуны Патус. Плюм, формируемый периодическими вытоками из ла-

гуны, не является стационарным и постоянно существующим; напротив, он образуется лишь при определенных внешних условиях. В силу этого его гидрофизические характеристики и временна́я изменчивость заметно отличаются от гидрофизических характеристик и изменчивости плюмов, формируемых обычными эстуарными реками.

Пространственные размеры и гидрофизические характеристики плюма Патуса имеют значительную внутригодовую изменчивость, вызванную изменчивостью водообмена через пролив. Плюм Патуса достигает площади 1500 км^2 [3] и оказывает сильное влияние на прибрежные геохимические и биологические процессы, потому его исследованию было посвящено большое количество научных работ.

Ввиду благоприятных климатических условий для экспедиционных исследований многие работы по изучению плюма Патуса базируются на натурных измерениях. Так, в работе [13] был оценен пространственный масштаб плюма, а в [12] по измерениям, выполненным с помощью лидара [8], был изучен перенос и оседание терригенной взвеси, выносимой из лагуны в море. Большой объем собранных натурных данных в водоеме позволяет эффективно верифицировать численные модели плюма Патуса. Например, работа [5] посвящена моделированию переноса терригенных взвешенных частиц, а в работе [4] представлены результаты разработки численной модели изменчивости стратификации в прибрежной зоне Атлантического океана в районе формирования плюма Патуса.

В работе [6] была установлена сезонность динамики водообмена в проливе Патуса. Как было сказано выше, для зимнего сезона характерен высокий речной сток, определяющий вытоки лагунных вод [3]. В летний же сезон расход впадающих в Патус рек значительно ниже, и режим водообмена находится под сильным влиянием как речного стока, так и ветровых условий. Однако, помимо качественного обобщения наблюдений, не существует количественных оценок того, как речной сток и ветер влияют на интенсивность затоков и вытоков.

Кроме того, в силу крупных масштабов лагуны и формируемого ее водами плюма для их изучения эффективны методы дистанционного зондирования, в частности, спутниковая съемка, благодаря которой могут быть восстановлены размеры плюма и динамика его распространения. Так, в [9] по данным спутниковой съемки было исследовано распределение взвешенного вещества в лагуне, сезонность его распределения, а также получены оценки влияние речного стока и ветра на концентрации взвешенного вещества. Однако полномасштабные спутниковые исследования плюма Патуса к настоящему моменту не проводились.

Контактные измерения могут быть совмещены с дистанционными, как это сделано в [2], где по данным аэрофотосъемки и натурным данным было изучено взаимодействие плюмов Патуса и плюма Ла-Платы – крупнейшего плюма региона. Плюм Ла-Платы образуется в результате поступления стока крупных рек Парана (среднегодовой расход 17 500 м^3/с) и Уругвай (5500 м^3/с) в Атлантический океан примерно на 400 км южнее лагуны Патус и распространяется на сотни километров вдоль линии берега, оказывая влияние на распространение плюма Патуса.

В 2018 году в лагуне, в проливе и в прибрежной зоне в районе пролива было установлено несколько автономных заякоренных станций, регистрирующих различные гидрофизические и гидрохимические характеристики поверхностного слоя моря. Настоящая работа основана на анализе этих новых данных, которые позволили существенно уточнить существующие представления о водообмене между лагуной и морем. Кроме того, в этой работе была впервые по отдельности проанализирована синоптическая, среднемесячная и сезонная изменчивость водообмена. На основе этого анализа была установлена связь изменчивости водообмена и плюма с региональными внешними условиями.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для исследования водообмена между лагуной Патус и Атлантическим океаном использовались данные измерений солености с датчиков системы заякоренных станций SIMcosta, реанализ ветра NCER/NCAP и уровень рек по показаниям гидрологических постов системы гидрологического информирования Бразилии Agencia Nacional de Aguas (ANA). В рамках этой работы были проанализированы непрерывные ряды данных за февраль 2019 – май 2020 гг. с временно́й дискретностью 30 минут. Термохалинные характеристики рассматривались по данным двух заякоренных станций, расположенных в разных зонах области интенсивного водообмена. Станция RS-2 располагалась в проливе (32°8′4″ ю.ш., 52°5′53″ з.д.), а станция RS-4 находилась в океане мористее пролива в зоне распространения плюма Патуса (32°14′44″ ю.ш., 52°5′44″ з.д.). Расположение станций изображено на рис. 1.

Ветер на высоте 10 м над поверхностью океана был взят из реанализа NCER/NCAP с временно́й дискретностью 6 ч и усреднялся скользящим окном. Для каждого набора анализируемых данных период окна был выбран оптимальным образом, максимизирующим коэффициент корреляции между соленостью и внешними условиями. Для

исследования механизма затоков были рассмотрены две различные проекции ветра – ориентированная вдоль пролива (пролегающего параллельно меридиану) и ориентированная вдоль оси лагуны Патус. Выбор первой проекции объясняется тем, что параллельный проливу ветер может препятствовать или способствовать затоку или вытоку вод через пролив. Вторая проекция позволяет исследовать влияние сгонно-нагонных явлений в лагуне на водообмен через пролив.

Данные уровня были получены с гидрологических постов в местах впадения рек Гуаба и Камакуа в Патус. С помощью подбора формулы $Q = aH^b$ по суточным данным уровня H были восстановлены суточные значения речного расхода Q. Коэффициенты a и b подбирались по данным среднемесячных расходов рек Гуаба и Камакуа, представленных в [10]. При этом минимизировалась функция $f(a, b) = \Sigma(Q_r - aH_r^b)^2$, где Q_r – среднемесячный расход по [10], H_r – среднемесячный уровень по натурным данным ANA. При подборе параметров учитывались данные речного уровня за период с 2009 по 2019 гг. Функция $f(a, b)$ минимизировалась методом дифференциальной эволюции. Выбор алгоритма оптимизации базировался на негладкости функции $f(a, b)$. Для реки Гуаба подобранные таким образом коэффициенты параболической аппроксимации равны $a = 229.8$, $b = 0.43$, для реки Камакуа – $a = 182.8$, $b = 0.28$. Рассчитанные данные речного расхода, аналогично скорости ветра, были усреднены с помощью скользящего окна фиксированного оптимального размера.

Анализ синоптических колебаний солености был проведен по данным со станции RS-2, так как на этой станции ряд непрерывных измерений был наиболее продолжительным. В этой работе за опресненные лагунные воды принимались воды с соленостью < 10 епс, за соленые морские воды – воды с соленостью > 20 епс. Таким образом, выток лагунных вод в море определялся как монотонный спад солености в проливе со значений более 20 епс до значений менее 10 епс. Аналогично заток морских вод в лагуну определялся как монотонный рост солености в проливе со значений менее 10 епс до значений более 20 епс.

Для исследования причин сезонных колебаний водообмена были рассчитаны коэффициенты множественной корреляции между соленостью с одной стороны и скоростью ветра и речным расходом с другой стороны. Коэффициент множественной корреляции показывает, какая доля дисперсии солености складывается из дисперсии ветра и дисперсии речного расхода.

Так как и речной расход, и соленость в проливе обладают ярко выраженной сезонностью, при анализе влияния внешних условий на водообмен на синоптическом временно́м масштабе данные были разбиты на характерные сезоны. Механизм водообмена в каждый из сезонов изучался отдельно. Для каждого сезона зависимость солености в проливе от ветра и речного расхода аппроксимировалась линейной регрессией, которая была рассчитана с помощью метода наименьших квадратов. Таким образом, аналитическое приближение солености имеет вид: $S = a_1v + a_2u + bq + c$, где v, u – нормированные скорости ветра в различных проекциях; q – нормированный речной расход; a_1, a_2, b, c – коэффициенты линейной регрессии. Нормировка здесь – это деление на максимальное значение ряда, приводящее ряды данных в единый диапазон [0, 1]. Нормировать уровень рек и скорость ветра необходимо для того, чтобы нивелировать искажение коэффициентов линейной регрессии за счет разного разброса величин.

Коэффициенты a_1, a_2, b представляют собой количественные показатели силы влияния соответствующих параметров на соленость в проливе. Константа c соответствует значению солености при динамическом равновесии в проливе в отсутствие внешнего воздействия. Так как эта величина не дает информации о факторах водообмена, она не будет анализироваться. Подбором этих коэффициентов максимизируется точность параметризации солености, а метрикой точности этого приближения является множественная корреляция. Это позволило впервые количественно определить значимость ветровых условий и речного расхода в формировании водообмена между Патусом и Атлантическим океаном. Также было рассчитано время отклика водообмена в проливе на изменения речного расхода и ветровых условий. Оно определялось как временно́й сдвиг между рядами данных внешних условиях относительно ряда данных солености, при котором достигался максимальный коэффициент множественной корреляции.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

3.1. Изменчивость водообмена в проливе на масштабах года

Речной расход в исследуемый период изменялся от 2690 м^3/с в марте до 4100 м^3/с в ноябре. Несмотря на то, что сезон высокого стока рек региона приходится на апрель–сентябрь, а сезон низкого – на октябрь–март [9], в 2019 году наблюдался аномальный пик речного расхода в ноябре (рис. 2). В частности, максимум речного расхода в ноябре (4100 м^3/с) существенно превышал максимумы в мае и августе (3700 м^3/с). По этой причине сезоном высокого стока в 2019–2020 гг. считался период с мая по ноябрь, а сезоном низкого стока – с декабря по апрель.

Ветер вдоль лагуны за период наблюдений изменялся от –27.6 до 38.7 м/с. Положительным

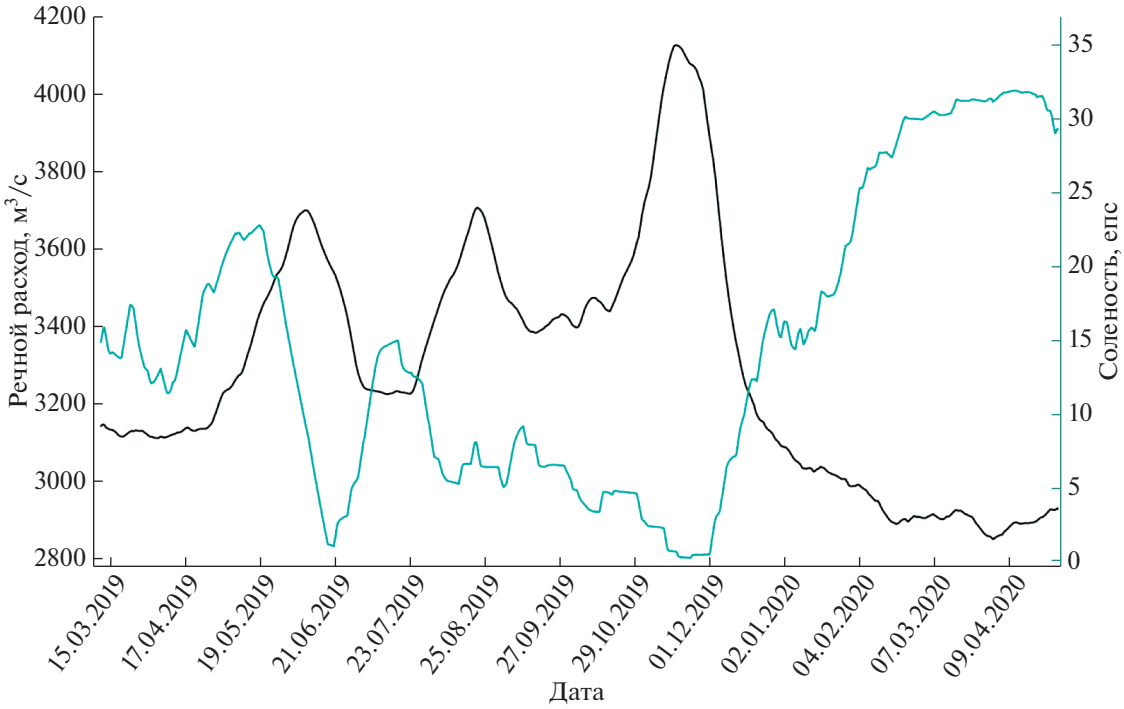

Рис. 2. График усредненных скользящим окном за месяц значений солености (епс) на станции RS-2 и суммы расхода ($м^3/с$) рек Гуабы и Камакуа в лагуну Патус.

принято направление от пролива в сторону устья Гуабы (рис. 1). Ветер, направленный к берегу, достигает значений от –30.7 до 30 м/с. График среднемесячной абсолютной скорости ветра представлен на рис. 3. В период с февраля 2019 по май 2020 гг. атмосферная циркуляция не имела ярко выраженной сезонности.

Станция RS-2 работала непрерывно с февраля 2019 года по май 2020 гг. Станция RS-4 была расположена в океане на расстоянии 12 км от пролива и регистрировала интенсивные вытоки, когда формировался большой по площади речной плюм. Данные измерений солености на станциях за период их одновременной работы с марта 2019 по октябрь 2020 гг. приведены на рис. 4. Сезонные колебания водообмена были оценены по колебаниям солености на станции RS-2, установленной в проливе. По ее данным, соленость в проливе изменялась от 0.1 епс во время вытока лагунных вод до 33.8 епс во время затока морских вод. Минимальное значение среднемесячной солености наблюдалось в ноябре и составляло 0.4 епс, что связано с максимумом речного стока в этот месяц. Максимальное значение средней солености в 24.0 епс достигается в апреле. На рисунке 2 показан ход солености и речного расхода, усредненных скользящим окном с периодом в месяц. Минимумы солености достигаются в июне 2019 г. (менее 2 епс) и ноябре 2019 г. (менее 1 епс) и совпадают с пиками речного расхода. При этом пик расхода в августе 2019 г. не сопровождался резким падением солености.

Для анализа корреляции между соленостью и внешними условиями на сезонном масштабе ряды данных были усреднены скользящим окном с периодом в один месяц. Результаты статистического анализа представлены в таблице 1. По данным станции RS-2, месячные колебания речного расхода и ветровых условий в течение года коррелируют с месячными колебаниями солености в проливе с коэффициентом 0.86. При этом коэффициент корреляции Пирсона между колебаниями солености и речного расхода составил 0.85, а между колебаниями солености и ветра – 0.33.

Таблица 1. Коэффициенты регрессии месячных колебаний солености на станциях RS-2 и RS-4 с внешними условиями

Станция	Речной расход	Южный ветер	Западный ветер	Коэффициент множественной корреляции
RS-2	–4.97	0.10	0.03	0.86
RS-4	–1.37	0.02	0.0	0.91

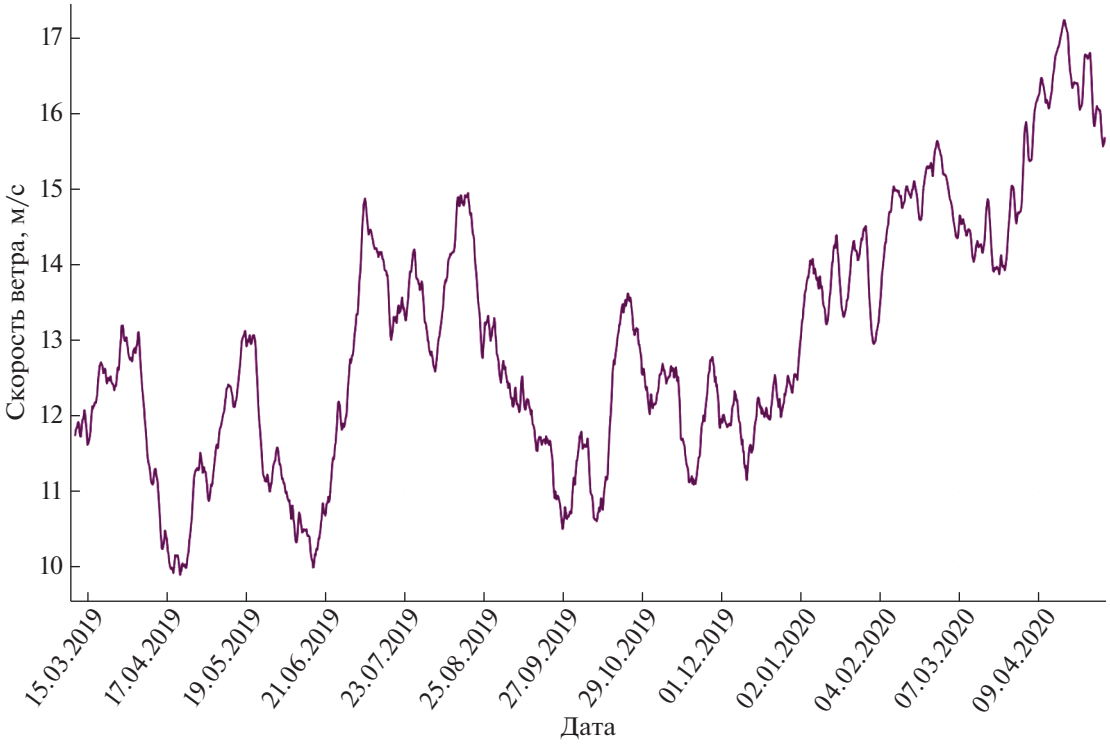

Рис. 3. График среднемесячной скорости ветра (абсолютные значения, м/с) в исследуемом регионе.

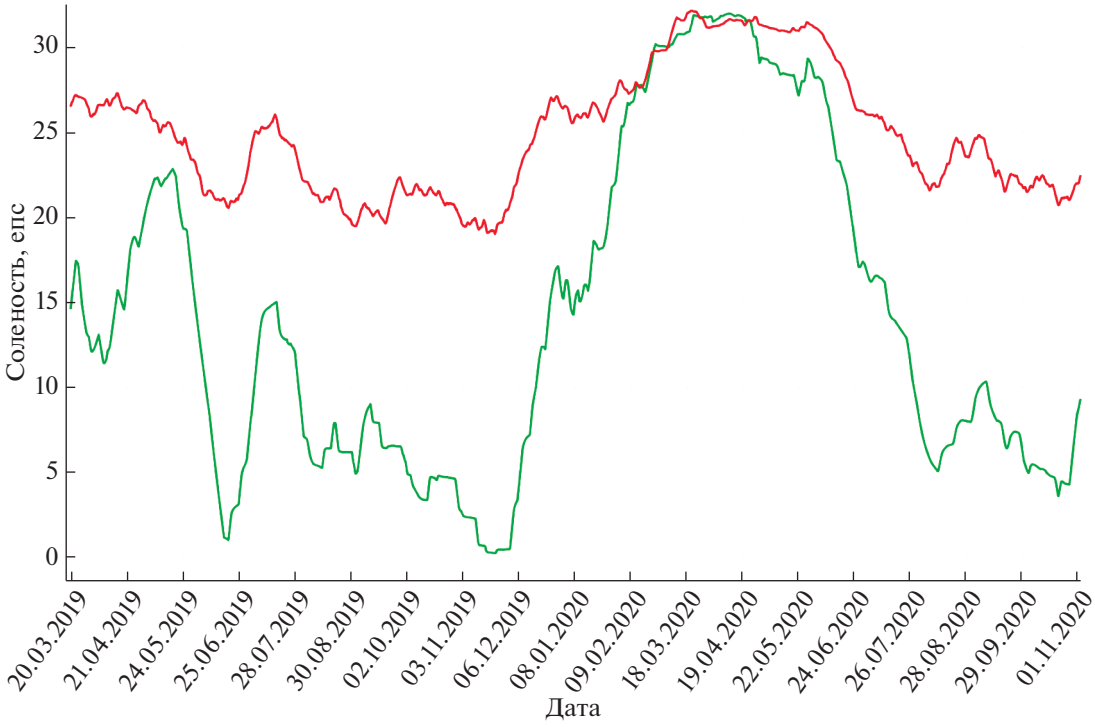

Рис. 4. График солености (епс) на станциях RS-2 (зеленый) и RS-4 (красный) с марта 2019 по ноябрь 2020 гг.

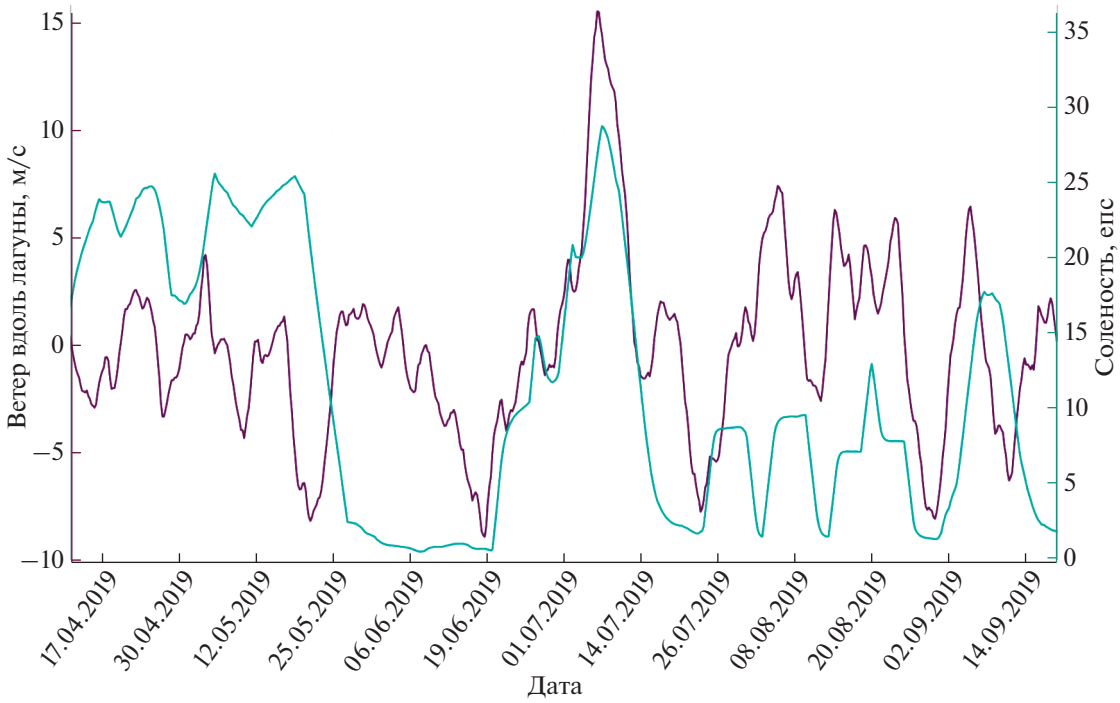

Рис. 5. График усредненных скользящим окном за неделю значений солености (епс) на станции RS-2 и скорости ветра в исследуемом регионе с апреля по сентябрь 2019 г.

Максимальное значение усредненного скользящим окном шириной в месяц речного расхода за период всего года, на которое нормировался весь ряд речного расхода, составило 3896 м^3/с. Максимальные значения усредненного скользящим окном с периодом в месяц западного и южного ветра, использованные при их нормировке, достигли соответственно 5 и 3 м/с. Для солености нормировочный коэффициент составил 32 епс.

Для ветровых условий над Патусом характерна синоптическая изменчивость, при этом нет четко выраженной сезонной изменчивости. Поэтому усредненная за месяц изменчивость ветра слабо связана с аналогично усредненными колебаниями солености в проливе: коэффициенты регрессии для этих параметров равны 0.10 для южного ветра и 0.03 для западного. Вместе с тем, на графике усредненной за месяц изменчивости солености и скорости ветра вдоль лагуны (рис. 5) виден совпадающий пик в июле 2019. Это говорит о том, что в некоторых случаях ветровые условия являются причиной формирования затоков. Основным же параметром, определяющим водообмен между Патусом и Атлантическим океаном на сезонном масштабе, является пресноводный сток в лагуну. Коэффициент регрессии при нем составил –4.97. Таким образом, изменчивость солености в проливе на масштабах более месяца почти полностью обусловлена изменчивостью речного расхода. Выявленная зависимость видна и на графике изменчивости усредненных с периодом в один месяц солености и речного расхода (рис. 2).

На расположенной в океане станции RS-4 коэффициент корреляции усредненной солености с внешними условиями (речной расход и ветер) составил 0.91. Аналогично на станции RS-2 отсутствие корреляции между соленостью в море и ветровыми условиями (регрессионные коэффициенты для них близки к 0) связано с невыраженной сезонной изменчивостью ветра. Регрессионный коэффициент при речном стоке равен –1.37, т.е. практически вся множественная корреляция обу-

Таблица 2. Коэффициенты регрессии синоптических колебаний солености на станциях RS-2 и RS-4 с внешними условиями

Станция	Речной расход	Южный ветер	Западный ветер	Коэффициент множественной корреляции
RS-2	–0.36	0.21	0.03	0.35
RS-4	0.01	0.0	0.0	0.68

словлена только речным расходом, но не региональной атмосферной циркуляцией. Таким образом, соленость в океане на расстоянии 12 км от пролива на сезонном масштабе высоко коррелирует с речным расходом. Это подтверждается тем, что коэффициент корреляции Пирсона солености с речным расходом составляет 0.90, а с ветром – 0.28. По-видимому, причина – в том, что стабильный речной плюм в прибрежном районе, который регистрируется на станции RS-4, формируют лишь интенсивные и продолжительные вытоки лагунных вод в океан. Они, в свою очередь, вызваны интенсивным речным стоком в лагуну. При этом атмосферная циркуляция существенно влияет на дальнейшее распространение плюма в открытом море [12, 13].

Синоптическая изменчивость ветра, солености и речного расхода была получена вычитанием из исходных рядов данных их значений, усредненных скользящим окном с шириной в 30 дней. Нормировочное значение для речного расхода составило 588 м^3/с, для западного ветра – 22.5 м/с, для южного – 17 м/с, а для солености – 29 епс. На станции RS-2 не обнаружено корреляции между синоптическими колебаниями солености в проливе и изменчивостью внешних условий: множественная корреляция составила 0.35. При этом коэффициенты линейной регрессии сопоставимы по модулю при речном стоке (–0.36) и южном ветре (0.21). Такой низкий коэффициент множественной корреляции может свидетельствовать о том, что влияние факторов формирования водообмена неодинаково в течение года. Более точная оценка этих сезонных различий была получена при отдельном рассмотрении влияния ветрового воздействия и речного стока на вытоки и затоки в течение сезонов высокого и низкого стоков.

На станции RS-4 на синоптических временны́х масштабах значительная (0.68) корреляция солености с речным расходом сопровождается нулевыми коэффициентами регрессии при речном расходе и скоростях ветра. Эти низкие коэффициенты означают, что изменчивость солености на этой станции почти не связана с изменчивостью ветра и стока. Вкупе с выраженной корреляцией это говорит о том, что дисперсия солености на RS-4 на синоптических масштабах очень мала. То есть показания на станции RS-4 мало изменяются на синоптических временны́х масштабах. По-видимому, это объясняется двумя факторами. С одной стороны, станция расположена слишком далеко от пролива, чтобы регистрировать тонкие изменения водообмена. С другой, распространение речного плюма в прибрежной зоне моря в периоды повышенного речного расхода имеет сильную инерционность.

3.2. Изменчивость водообмена в проливе в сезоны интенсивного и слабого речного стока в лагуну

Для исследования синоптической изменчивости водообмена между океаном и Патусом данные, полученные в проливе, были разделены на два сезона. Разделение на сезоны было сделано по сезонному ходу речного расхода, потому как атмосферная циркуляция не имеет явно выраженной сезонности, а сезонность солености в основном объясняется сезонностью речного расхода Так, в сезон интенсивного речного стока (май–ноябрь) средняя соленость на станции RS-2 составила 7.6 епс, в сезон слабого (декабрь–апрель) – 22.6 епс. Показательна гистограмма суммарного расхода рек, впадающих в Патус, представленная на рис. 6, на которой проиллюстрировано, что средний общий расход, его экстремальные значения и его дисперсия намного выше в период высокого стока, чем низкого.

Сезонность солености определялась по показаниям станции RS-2. Время реакции солености на колебания речного расхода оказалось затруднительно оценить по графику солености и уровня рек (рис. 7, для наглядности рисунка выбран промежуток времени с мая по декабрь 2019 г.). Предположительно это вызвано сложностью формирования водообмена между лагуной и океаном, не исчерпывающегося колебаниями речного расхода.

В период высокого стока в Патус с апреля по ноябрь на станции RS-2, расположенной в проливе, обнаружена слабая корреляция между соленостью и внешними условиями (0.55). Оптимальное усреднение для ветра составило 48 ч, для речного расхода – 96 ч. Подобранное методом максимизации корреляции время реакции водообмена на колебания уровня рек составило около 2 суток. Нормировочный коэффициент в период интенсивного речного стока в Патус для речного расхода оказался равен 4323 м^3/с, около 30 м/с – для скорости ветра вдоль оси Патуса и перпендикулярно ей, около 15 м/с – для южного и западного ветров и 31 епс – для солености.

В период интенсивного стока в Патус коэффициент линейной регрессии по абсолютному значению выше всего при речном расходе (–1.32). При этом коэффициенты линейной регрессии для зональной и меридиональной компонент ветра (табл. 3), а, значит, и их роль в формировании режима водообмена близки между собой (0.22 для южного ветра и 0.34 для западного). Однако в проекции на систему координат, ориентированной относительно оси лагуны, коэффициенты ветровых компонент линейной регрессии отличаются гораздо больше (табл. 4). В этой проекции в сезон интенсивного речного стока коэффициент линейной регрессии для вдольлагунного ветра (0.46) в 20 раз больше коэффициента для попе-

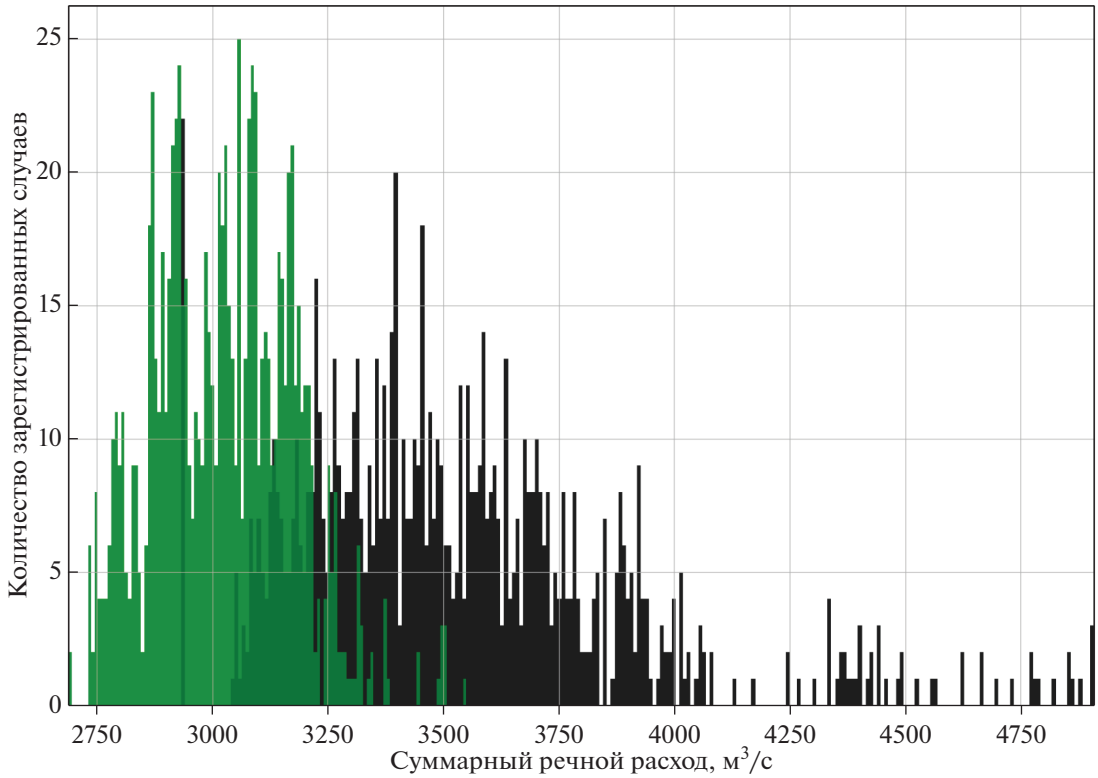

Рис. 6. Гистограмма суммы расхода рек Гуабы и Камакуа в лагуну Патус для сезонов низкого (зеленый) и высокого (черный) речного расхода.

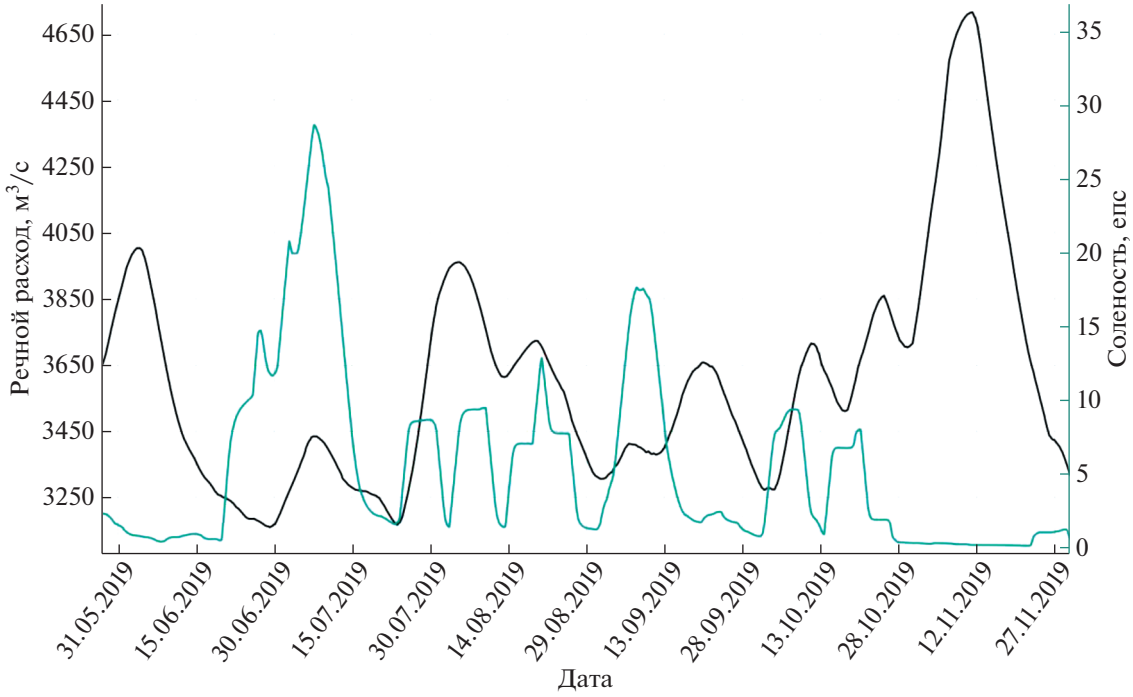

Рис. 7. График солености (епс) на станции RS-2 и суммы расхода рек Гуабы и Камакуа ($м^3/с$) в лагуну Патус с июня по август 2019 г.

Таблица 3. Коэффициенты регрессии синоптических колебаний солености на станции RS-2 в зависимости от интенсивности стока, проекция ветра Меркатора

Сток в лагуну	Речной расход	Южный ветер	Западный ветер	Коэффициент множественной корреляции
Сильный	–1.32	0.22	0.34	0.55
Слабый	–5.27	0.22	0.08	0.68

Таблица 4. Коэффициенты регрессии синоптических колебаний солености на станции RS-2 в зависимости от интенсивности стока, проекция ветра на ось лагуны

Сток в лагуну	Речной расход	Ветер вдоль лагуны	Ветер поперек лагуны	Коэффициент множественной корреляции
Сильный	–1.32	0.46	0.02	0.55
Слабый	–5.27	0.27	0.14	0.68

речного к ней ветра (0.02). Следовательно, именно вдольлагунный ветер влияет на изменчивость водообмена между Патусом и океаном. Ветер в этом направлении приводит к нагону вод лагуны в ее устье, из-за чего понижается уровень в эстуарии и создается баротропный градиент из океана в лагуну. Таким образом, обнаружен характерный для Патуса в сезон интенсивного стока механизм морских затоков.

Для периода высокого стока соленость аппроксимируется формулой $S = 0.02u_{\text{across}} + 0.46u_{\text{along}} - 1.36q + C_1$, где u_{across}, u_{along} – скорости ветра поперек и вдоль лагуны, q – речной расход, C_1 – константа (табл. 4). При этом коэффициент линейной регрессии при речном стоке выше коэффициента при вдольлагунном ветре в 3 раза. В этом случае атмосферные условия имеют меньшее, но сопоставимое с речным расходом влияние на изменчивость водообмена лагуны с океаном. Рассчитано, что 73% данных солености, зафиксированных станцией RS-2 в период высокого стока, не достигают значения 10 епс, то есть свидетельствуют о лагунных водах в проливе. В таком случае предполагается, что в сезон высокого стока типичен выток из Патуса в океан, а затоки морских вод происходят в условиях временнóго ослабления речного стока благодаря вызванному ветровым сгоном оттоку пресных вод Патуса от пролива к устью реки Гуабы.

Итак, в сезон высокого стока режим водообмена между Патусом и океаном обусловлен преимущественно изменчивостью речного расхода, но изменчивость вдольлагунного ветра также играет значимую роль в формировании водообмена. Эти результаты представляют собой важное уточнение существовавших ранее представлений о сезонном гидрологическом режиме лагуны Патус, который считался определяемым объемом поступающих пресных вод в период высокого речного расхода [9].

С декабря по апрель интенсивность речного стока снижается. Для рядов данных, собранных в этот период, коэффициент множественной корреляции солености на заякоренной станции с ветровыми условиями и уровнем составляет 0.68. Оптимальное усреднение ветра составило 48 часа, уровня – 96 часов. Нормировочное значение для речного расхода составило 3427 м^3/с, для ветра вдоль оси лагуны Патус и поперечного к ней – 39 и 28 м/с соответственно, для южного и западного ветров – около 17 м/с, для солености – 34 епс. В сезон низкого стока изменчивость водообмена почти полностью определяется колебаниями речного стока: регрессионный коэффициент при речном расходе составил –5.27. Это в 20 раз больше, чем коэффициенты регрессии при ветре. В сравнении с этим результатом коэффициент регрессии для ветра вдоль лагуны (0.14) несильно отличается от коэффициента при поперечном к ней ветре (0.27). То же справедливо и для коэффициентов регрессии при южном (0.22) и при западном (0.08) ветрах.

Получено следующее уравнение линейной регрессии для солености в период низкого стока: $S = 0.27u_{\text{across}} + 0.14u_{\text{along}} - 5.27q + C_2$, где C_2 – константа (табл. 3). Этот результат свидетельствует о ключевой роли колебаний речного расхода в формировании изменчивости водообмена между Патусом и Атлантическим океаном в сезон низкого стока.

Полученный вывод о ключевом влиянии речного расхода на водообмен Патуса и океана в сезон низкого речного стока позволяет разработать качественную модель этого процесса в летний сезон. По ряду солености на станции RS-2 было установлено, что 65% времени в период низкого стока пролив занят морскими водами (соленость > > 20 епс). Таким образом, для этого периода типичны морские затоки, и, так как речной сток в это время невелик, ветровой сгон из лагуны или, напротив, ветровой нагон океанских вод не ока-

зывает заметного влияния на водообмен. Однако причиной вытока может стать резкое увеличение речного стока, которое формирует баротропный градиент давления из лагуны в открытое море. Таким образом, механизм затоков и вытоков в сезон низкого стока отличается от механизма затоков и вытоков в период высокого стока рек в Патус. Если в первом случае вытоки происходят редко, в условиях эпизодического усиления речного расхода, то во втором вытоки лагунных вод – постоянное состояние системы, которое нарушается при ветровом сгоне вод лагуны к ее удаленной от пролива части.

Итак, даже в сезон низкого стока речной расход оказывается гораздо значимее ветра (в 20 раз). Таким образом, точная статистическая обработка натурных данных за 2019 год опровергает результаты работы [9] о формировании ветром динамики водообмена лагуны Патус и океана в летний сезон.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа посвящена оценке влияния внешних условий на водообмен между лагуной Патус и Атлантическим океаном на различных временны́х масштабах, причем описанная в ней методология может быть применена и к другим лагунам эстуарного типа.

Установлено, что сезонные колебания водообмена в период с февраля 2019 по май 2020 гг. обусловлены колебаниями речного расхода и практически не зависят от сезонных колебаний атмосферной циркуляции. Синоптические колебания водообмена между Патусом и Атлантическим океаном в период как слабого, так и интенсивного стока в Патус также в большей степени зависят от синоптической изменчивости речного расхода, чем от синоптической изменчивости ветра. При этом синоптическая изменчивость ветра и расхода слабо коррелирует с колебаниями солености в проливе (а, следовательно, и с интенсивностью водообмена) на масштабах целого года.

Впервые детально изучена синоптическая изменчивость водообмена между Патусом и Атлантическим океанам, причем отдельно для сезонов низкого и высокого речного стока. Значительно расширены существовавшие ранее представления о том, что в период высокого стока ключевую роль в формировании водообмена играет только речной сток, а в период низкого стока – только атмосферная циркуляция [9]. По данным за 2019–2020 гг., в период низкого стока основное влияние на водообмен оказывает поступление пресных вод из рек в лагуну, при этом ветровые условия оказываются незначимыми. В период высокого стока, действительно, поступление речных вод в лагуну играет главную роль в формировании водообмена, однако атмосферная циркуляция также играет существенную роль в этом процессе.

На основе полученных результатов установлены основные механизмы, определяющие водообмен между Патусом и Атлантическим океанам. В сезон высокого стока происходит практически постоянный выток из лагуны в океан. Интенсивность вытоков зависит в большей степени от объема речного стока, поступающего в лагуну, и в меньшей – от скорости вдольлагунной компоненты ветра. Затоки морских вод в лагуну в период высокого стока происходят в результате сгона вод лагуны вдольлагунным ветром от пролива в сторону материка, что приводит к понижению уровня в лагуне в районе пролива.

В сезон низкого стока происходит практически постоянный заток морских вод в лагуну, при этом региональная атмосферная циркуляция не оказывает значимого влияния на интенсивность водообмена. Эпизодические вытоки вод из лагуны в океан формируются в результате краткосрочного повышения речного расхода в лагуну, вызываемого, по-видимому, дождевыми паводками.

Источники финансирования: Работа выполнена при поддержке Министерства Науки и Высшего Образования РФ, тема 0149-2019-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Осадчиев А.* Распространение плюма реки Амур в Амурском лимане, Сахалинском заливе и Татарском проливе // Океанология. 2017. Т. 57. № 3. С. 417–424.
2. *Burrage D., Wessona J., Martinez C. et al.* Patos Lagoon outflow within the Rio de la Plata plume using an airborne salinity mapper: observing an embedded plume // Continental Shelf Research. 2008. № 28. P. 1625–1638.
3. *Fernandes E., Dyera K., Molle O. et al.* The Patos Lagoon hydrodynamics during an El Nino event (1998) // Continental Shelf Research. 2002. № 22. P. 1699–1713.
4. *Marques W., Fernandes E., Monteiro I. et al.* Numerical modeling of the Patos Lagoon coastal plume // Continental Shelf Research. 2009. № 29. P. 556–571.
5. *Marques W., Fernandes E., Moraes B., et al.* Dynamics of the Patos Lagoon coastal plume and its contribution to the deposition pattern of the South Brazilian inner shelf // Journal of Geophysical Research. 2010. V. 115. C10045. P. 1–22.
6. *Moller O., Castaing P., Salomon J.-C. et al.* The Influence of local and non-local forcing effects on the subtidal circulation of Patos Lagoon // Estuarine Research Federation. 2001. № 24. P. 297–311.
7. *Monteiro I., Marques W., Fernandes E. et al.* On the effect of earth rotation, river discharge, tidal oscillations, and wind in the dynamics of the Patos Lagoon coastal plume // Journal of Coastal Research. 2011. V. 27. № 1. P. 120–130.

8. *Palmer S., Pelevin V., Goncharenko I. et al.* Ultraviolet fluorescence LiDAR (UFL) as a measurement tool for water quality parameters in turbid lake conditions // Remote Sensing. 2013. № 5. P. 4405–4422.

9. *Tavora J., Fernandes E., Thomas A, et al.* The influence of river discharge and wind on Patos Lagoon, Brazil, suspended particulate matter // International Journal of Remote Sensing. 2019. V. 40. P. 4506–4525.

10. *Vaz A., Möller Jr., Almeida T.* Análise quantitativa da descarga dos rios afluentes da Lagoa dos Patos // Atlântica. 2006. № 28. P. 13–23.

11. *Zavialov I., Osadchiev A., Sedakov R. et al.* Water exchange between the Sea of Azov and the Black Sea through the Kerch Strait // Ocean Science. 2020. V. 16. P. 15–30.

12. *Zavialov P., Pelevin V., Belyaev N. et al.* High resolution lidar measurements reveal fine internal structure and variability of sediment-carrying coastal plume // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2018. V. 205. P. 40–45.

13. *Zavialov P., Kostianoy A., Moller Jr.* SAFARI cruise: mapping river discharge effects on Southern Brazilian shelf // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. № 21. P. 2126–2130.

Water Exchange Between the Patos Lagoon and the Atlantic Ocean Through the Narrow Strait

A. A. Gordey[a, b, #], A. S. Osadchiev[a]

[a] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Moscow, Russia*

[b] *Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia*

[#] *e-mail: aleksandra.gordey@phystech.edu*

The Patos Lagoon is located in the Southern Brazil and is the largest freshwater lagoon in the World. The Patos is connected with the Atlantic Ocean by a narrow strait. Through this strait the inflows of saline waters from the sea to the lagoon and outflows of fresh waters from the lagoon to the sea occur. Based on long-term in situ data from sea mooring and river gauge stations, as well as wind reanalysis data, the influence of local meteorological and hydrological conditions on water exchange through this strait was studied. It was revealed that the distinct seasonal variability of water exchange is defined mostly by the seasonal river discharge variability, while the variability of local atmospheric circulation does not influence it. Similarly, the synoptical variability of water exchange between the Patos Lagoon and the Atlantic Ocean on annual scale depends mostly on the variability of river runoff and shows little relation with synoptical wind forcing variability. The water exchange responds to the synoptic wind forcing variability in 24–48 hours depending on intensity of water exchange preceding the change of atmospheric circulation. Outflows of lagoon waters to the sea are typical during the high river discharge period, while inflows of sea waters to the lagoon are rare and occur under specific wind conditions. Under strong wind, blowing along the Patos from the strait to the continent, negative surge of the lagoon waters near the strait and positive surge at the opposite side of the lagoon are formed. As a result, the sea waters inflows to the lagoon. During the low river discharge periods inflows of sea waters to the lagoon are typical, while short-term outflows are induced by the increase of river discharge.

Keywords: water exchange through the strait, river plume, continental runoff, wind forcing, sea level, Patos Lagoon, Atlantic Ocean

EDN: OLENZL
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 216–219

ХИМИЯ МОРЯ

УДК 550.8.014:553.31.265

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЕПЛЫ КАК ИСТОЧНИК РАСТВОРЕННОГО ФОСФОРА В ОКЕАНЕ

© 2022 г. А. В. Савенко[1], *, В. С. Савенко[2]

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

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

**e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru*

Поступила в редакцию 23.04.2021 г.
После доработки 19.06.2021 г.
Принята к публикации 17.08.2021 г.

Экспериментально изучен процесс перехода фосфора из вулканических пеплов и обсидиана в морскую воду. Для обсидиана и пеплов вулканов Ксудач, Карымский и Эйяфьяллайокуль удельная мобилизация фосфора находится в диапазоне 0.3–5.0 мкг Р/г при среднем значении ~1.5 мкг Р/г. Максимальное поступление растворенного минерального фосфора в океан в результате взаимодействия пирокластического материала островодужного вулканизма с морской водой составляет 4.5–9.0 тыс. т/год, что не превышает 0.3–0.6% его привноса с речным стоком.

Ключевые слова: фосфор, пирокластический материал, островодужный вулканизм, морская вода, океан

DOI: 10.31857/S0030157422020150

Несмотря на большое внимание, уделяемое в последние десятилетия количественной характеристике источников растворенного фосфора в Мировом океане [1, 7, 8, 10], многие аспекты этой проблемы остаются недостаточно изученными. Одним из таких малоизученных вопросов является выяснение роли вулканического пирокластического материала в поступлении растворенного фосфора в океан.

Согласно имеющимся данным [9], при взаимодействии морской воды с терригенными аэрозолями от 30 до 50% содержащегося в них фосфора переходит в растворенное состояние, причем интегральный эффект этого процесса по порядку величины сопоставим с поступлением фосфора в составе материкового стока растворенных веществ [6]. Вместе с тем до сих пор нет определенности в оценке вкладов в мобилизацию растворенного фосфора разных генетических фракций терригенных аэрозолей: частиц почвенного и растительного происхождения, твердых продуктов сгорания растительности и ископаемого топлива, вулканогенного пирокластического материала. Цель настоящей работы состояла в определении величины выщелачивания фосфора морской водой в процессе ее взаимодействии с тонкодисперсным материалом вулканических пеплов.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В экспериментах использовали образцы вулканических пеплов Камчатки и Исландии Г.Н. Батурина, охарактеризованные в [2], а также образец обсидиана из коллекции А.Ю. Бычкова. Вулканический пепел вулкана Ксудач был отобран из отложений извержения 1907 г. Остальные образцы пеплов во время проведения опытов имели возраст от нескольких дней (вулкан Эйяфьяллайокуль, Исландия) и месяцев (вулкан Карымский) до 1 года (вулкан Корякский). Химический состав образцов приведен в табл. 1.

В пластиковые емкости к 150 мл искусственной морской воды с соленостью 35‰ и низким содержанием растворенного минерального фосфора (0.04 мкМ) вносили переменное количество (0.75–7.5 г) измельченных до крупности <100 мкм образцов вулканических пеплов и обсидиана. В течение месяца суспензии выдерживали при температуре 22 ± 1°С, ежедневно по 8–10 ч. перемешивая на шейкере до установления постоянной концентрации растворенного фосфора, после чего отфильтровывали через мембранный фильтр 0.22 мкм. В фильтрате определяли концентрацию растворенного минерального фосфора колориметрическим методом с молибдатом аммония и аскорбиновой кислотой [4] с точно-

Таблица 1. Химический состав образцов вулканических пеплов, использованных в экспериментах (вес. %) [2]

Компонент	Вулкан			
	Корякский	Ксудач	Карымский	Эйяфьяллайокуль
SiO_2	50.1	72.3	65.9	52.2
TiO_2	0.82	0.47	0.89	1.6
Al_2O_3	15.8	14.8	16.9	13.8
Fe_2O_3	7.8	3.1	6.4	10.2
MnO	0.11	0.10	0.14	0.23
MgO	3.5	1.3	2.1	2.6
CaO	7.0	2.9	5.6	5.3
Na_2O	2.8	3.9	4.7	4.2
K_2O	1.1	2.0	1.6	1.6
P_2O_5	0.14	0.054	0.22	0.32
$S_{общ}$	2.1	0.025	0.085	0.076

Таблица 2. Изменение pH и концентрации растворенного фосфора в морской воде при взаимодействии с вулканогенным пирокластическим материалом

$m_{тв.\ фазы}$, г/л	pH равновесный	$[P_{мин}]$, мкМ			Удельная мобилизация, мкг P/г
		исходная	равновесная	$\Delta[P_{мин}]$	
Пепел вулкана Корякский					
5	7.37	0.04	2.44	2.40	14.88
10	7.17	″	1.37	1.33	4.12
20	6.79	″	0.31	0.27	0.42
50	5.92	″	0.36	0.32	0.20
Пепел вулкана Ксудач					
5	7.68	0.04	0.10	0.06	0.37
10	7.56	″	0.16	0.12	0.37
20	7.45	″	0.24	0.20	0.31
50	7.24	″	0.38	0.34	0.21
Пепел вулкана Карымский					
5	7.50	0.04	0.80	0.76	4.71
10	7.49	″	1.71	1.67	5.18
20	7.43	″	1.87	1.83	2.84
50	7.32	″	1.87	1.83	1.13
Пепел вулкана Эйяфьяллайокуль					
5	7.68	0.04	0.12	0.08	0.50
10	7.61	″	0.19	0.15	0.47
20	7.60	″	0.28	0.24	0.37
35	7.61	″	0.44	0.40	0.35
Обсидиан					
5	7.79	0.04	0.09	0.05	0.31
10	7.75	″	0.14	0.10	0.31
20	7.69	″	0.20	0.16	0.25
50	7.56	″	0.20	0.16	0.10

стью ±3% и величину pH потенциометрическим методом с погрешностью ±0.005 ед.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Как показали представленные в табл. 2 результаты экспериментов, для всех образцов вулканогенного пирокластического материала с возрастанием массового отношения твердая фаза : морская вода наблюдалось увеличение концентрации растворенного фосфора, достигающее 0.16–1.83 мкМ при максимальном содержании твердой фазы. Исключение составляют опыты с пеплом вулкана Корякский с аномально высоким содержанием сульфидной серы (табл. 1), для которого с ростом отношения твердая фаза : морская вода происходило уменьшение концентрации растворенного фосфора и сильное снижение величины pH.

Можно предположить, что указанные тренды связаны с замещением фосфат-ионов, входящих в состав твердых фаз или находящихся в адсорбированном состоянии, гидроксил-ионами раствора:

$$\overline{PO_4^{3-}} + 3OH^- = 3\overline{OH^-} + PO_4^{3-}, \qquad (1)$$

где чертой сверху обозначены компоненты в составе твердых фаз или сорбционного комплекса. Схожий эффект отмечался нами в экспериментах по взаимодействию с морской водой фосфорсодержащих оксигидроксидов железа и алюминия, осажденных в кислой среде [3].

Наибольший интерес представляют данные об удельной мобилизации минерального фосфора, т.е. количестве перешедшего в растворенное состояние фосфора в пересчете на 1 г твердой фазы. Если исключить результаты экспериментов с пеплом вулкана Корякский, легко увидеть, что при снижении массового отношения твердая фаза : морская вода удельная мобилизация фосфора становится постоянной величиной, которая для обсидиана и образцов вулканических пеплов находится в пределах 0.3–5.0 мкг P/г при среднем значении ~1.5 мкг P/г (табл. 2). Эти данные позволяют приближенно оценить вклад пирокластического материала в геохимический баланс растворенного фосфора в океане.

Согласно расчетам Е.К. Мархинина [5], отводившего островодужному вулканизму главную роль в формировании солевого состава океана, ежегодно генерируется 3–6 млрд т пирокластического материала. Если допустить, что весь пирокластический материал переносится в океан, то при средней величине мобилизации фосфора 1.5 мкг P/г (1.5 г/т) в океан этим путем будет поступать 4.5–9.0 тыс. т/год растворенного минерального фосфора. Речной сток растворенного минерального фосфора, являющийся основной приходной статьей геохимического баланса фосфора в океане, равен 1480 тыс. т/год [6]. Отсюда получим, что вклад мобилизованного пирокластического фосфора крайне незначителен и составляет 0.3–0.6% поступления растворенного минерального фосфора с речным стоком. Более того, эта расчетная оценка должна существенно превосходить реальный вклад, поскольку далеко не весь пирокластический материал островодужного вулканизма переносится в океан.

ВЫВОДЫ

При взаимодействии пирокластического материала (вулканических пеплов и обсидиана) с морской водой происходит частичный переход фосфора в растворенное состояние. Удельная мобилизация минерального фосфора находится в диапазоне 0.3–5.0 мкг P/г при среднем значении ~1.5 мкг P/г. Этот источник обеспечивает максимальное поступление растворенного минерального фосфора в океан в количестве 4.5–9.0 тыс. т/год, что составляет не более 0.3–0.6% его поступления с речным стоком.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Батурин Г.Н.* Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
2. *Батурин Г.Н., Зайцева Л.В., Маневич Т.М.* Вулканические пеплы исландского и камчатских вулканов // Материалы XIX Международн. науч. конф. (Школы) по морской геологии “Геология морей и океанов”. 14–18 ноября 2011 г. Т. II. М.: ГЕОС, 2011. С. 204–208.
3. *Голубев С.В., Ерофеева Е.А., Савенко А.В., Савенко В.С.* Поведение фосфора на кислотно-основном геохимическом барьере в зоне смешения кислых вулканических и морских вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1998. № 2. С. 60–65.
4. *Лурье Ю.Ю.* Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971. 375 с.
5. *Мархинин Е.К.* Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 1980. 196 с.
6. *Савенко В.С., Савенко А.В.* Геохимия фосфора в глобальном гидрологическом цикле. М.: ГЕОС, 2007. 248 с.
7. *Filippelli G.M.* The global phosphorus cycle // Rev. Mineral. Geochem. 2002. V. 48. № 1. P. 391–425.
8. *Froelich P.N., Bender M.L., Luedtke N.A. et al.* The marine phosphorus cycle // Amer. J. Sci. 1982. V. 282. № 4. P. 474–511.
9. *Graham W.F., Duce R.A.* The atmospheric transport of phosphorus to the western North Atlantic // Atmosph. Environ. 1982. V. 16. № 5. P. 1089–1097.
10. *Paytan A., McLaughlin K.* The oceanic phosphorus cycle // Chem. Rev. 2007. V. 107. № 2. P. 563–576.

Volcanic Ashes as a Source of Dissolved Phosphorus in the Ocean

A. V. Savenko[a, #], V. S. Savenko[b]

[a] *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia*
[b] *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*
[#] *e-mail: Alla_Savenko@rambler.ru*

The process of phosphorus migration from volcanic ashes and obsidian to seawater was experimentally studied. For obsidian and ashes of the Ksudach, Karymskiy, and Eyyafjallajokul volcanoes, the specific mobilization of phosphorus is in the range of 0.3–5.0 μg P/g with the average value of ~1.5 μg P/g. The maximum input of dissolved mineral phosphorus into the ocean as a result of the interaction of pyroclastic material of arc volcanism with seawater is 4.5–9.0 thousand tons/year, which does not exceed 0.3–0.6% of its input with river runoff.

Keywords: phosphorus, pyroclastic material, arc volcanism, seawater, ocean

EDN: QDXPTA
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 220–234

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 551.465

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ И ПРОДУКЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФИТОПЛАНКТОНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МОРЯ УЭДДЕЛЛА В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

© 2022 г.
Н. Д. Романова[1, *], С. А. Мошаров[1, 2], О. В. Воробьева[3, 4], Е. В. Бардюкова[1], В. А. Артемьев[1]

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*
[2]*Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, Москва, Россия*
[3]*Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия*
[4]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
**e-mail: NdRomanova@gmail.com*

Поступила в редакцию 13.05.2021 г.
После доработки 10.10.2021 г.
Принята к публикации 16.12.2021 г.

В работе представлены результаты измерений пространственного распределения основных параметров первичной продуктивности в северной части моря Уэдделла антарктическим летом 2020 г. Интегральное содержание хлорофилла “а” в фотическом слое варьировало от 23.1 до 85.8 мг/м^2. Максимальные величины концентрации хлорофилла обычно были приурочены к верхнему 15-метровому слою, в большинстве случаев наблюдался и подповерхностный хлорофильный максимум. Величины интегральной суточной продукции фитопланктона варьировали от 26.7 до 654.6 мг С/м^2 в сутки (в среднем 257.5 ± 66.6 мг С/м^2 в сутки), снижаясь вдоль северной границы моря Уэдделла в восточном направлении. Наименее продуктивными были области материкового склона Антарктического полуострова. Максимальные величины первичной продукции наблюдались в узком диапазоне температур (–0.2–0.7 °С). Также наблюдалось уменьшение значения интегральной первичной продукции в поверхностных водах при снижении солености. В районах высокой и умеренной продуктивности не наблюдалось более интенсивного развития фитопланктона при уменьшении глубины верхнего перемешанного слоя, описанного для других районов Южного океана.

Ключевые слова: первичная продукция, море Уэдделла, антарктический фитопланктон
DOI: 10.31857/S0030157422020149

ВВЕДЕНИЕ

Море Уэдделла расположено в западной части Уэдделльского круговорота (Weddell Gyre), который является одной из главных океанографических особенностей Южного океана. Оно расположено к югу от Антарктического циркумполярного течения, имеющего высокий потенциал первичной продукции [31]. Одной из принципиальных особенностей моря Уэдделла является постоянный обильный ледяной покров и его крайняя сезонная изменчивость: к апрелю следующего года площадь ледового покрытия может сокращаться до трети от своей максимальной величины в сентябре [30].

Высокие летние значения концентрации хлорофилла “а” (хл “а”) как правило наблюдаются в открытом океане (1.5–4 мкг/л), что обычно связано с прикромочной зоной льда [10]. Однако наибольшие описанные летние концентрации (более 10 мкг/л) были приурочены к полыньям моря Уэдделла на северо-западе района [13].

Для значительной части Южного океана, включая и Уэдделльский круговорот, отмечен феномен высокой концентрации биогенных элементов и низкого содержания хлорофилла [16, 23]. Считается, что относительно низкая первичная продукция при высоком содержании биогенных элементов обусловлена в основном ограничениями по доступности света и железа [12]. Причем влияние этих двух факторов на фотосинтетическую активность фитопланктона взаимосвязано на физиологическом уровне. Ограничение количества железа вызывает нарушение синтеза пигментов и неэффективное функционирование системы транспорта электронов, снижая выход фотосинтеза на единицу хлорофилла [11]. Эти нарушения фотосинтетических процессов сильно снижают способность фитопланктона адаптироваться к условиям низкой освещенности [8, 18].

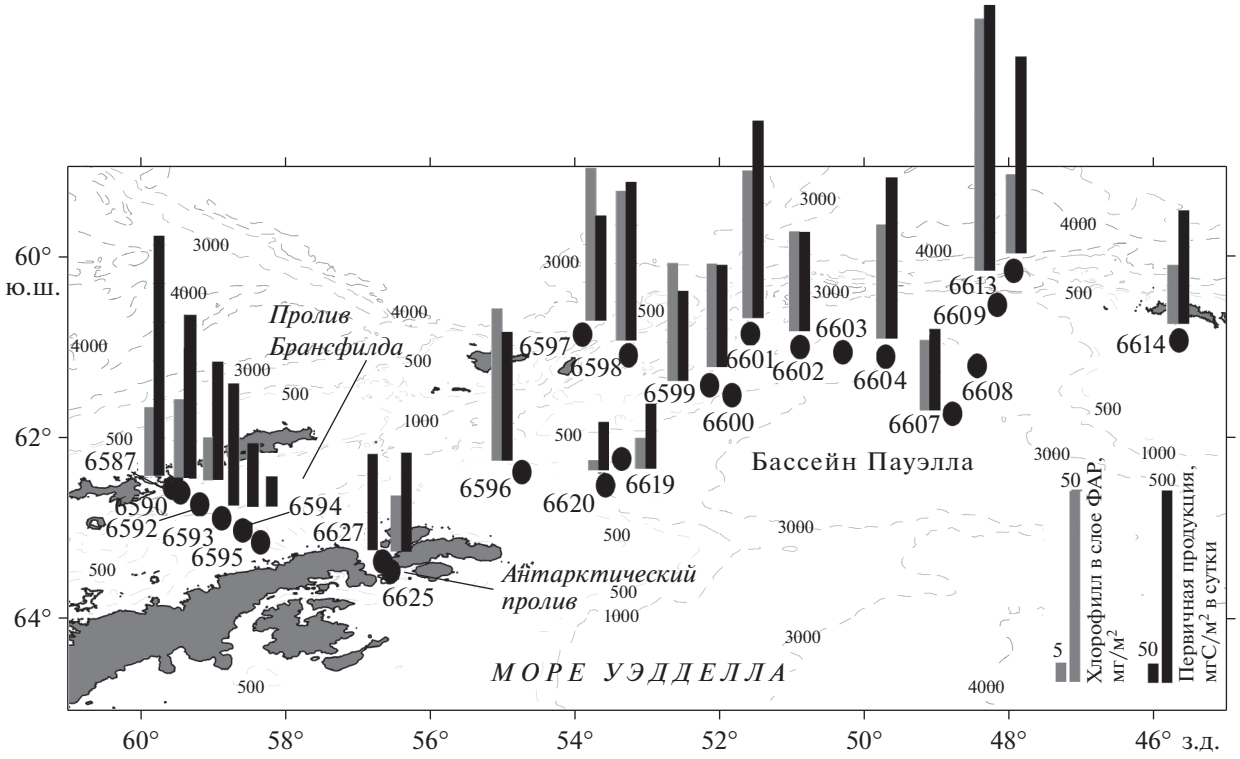

Рис. 1. Карта-схема распределения хлорофилла “а” и первичной продукции фитопланктона в фотическом слое в районе работ.

Световые условия развития фитопланктона определяются не только поверхностной освещенностью и длиной светового дня, но и стратификацией водной толщи. В зависимости от глубины простирания верхнего перемешанного слоя и его положения в пределах границ фотического слоя, меняются и условия развития фитопланктона. В области маргинальной ледовой зоны, где основным фактором стратификации выступает талая вода, первичная продукция и концентрация хлорофилла могут быть значительно выше по сравнению с районами дрейфующего льда и открытого моря [20]. На большей части пелагиали Антарктики, мало подверженной влиянию источников талой воды, верхний перемешанный слой имеет относительно большую глубину, выходящую за пределы фотического слоя, и, следовательно, характеризуется низкой первичной продуктивностью и низкими темпами роста фитопланктона [24].

В данной работе рассмотрены пространственное распределения хлорофилла “а” и скорости первичной продукции в северной части моря Уэдделла антарктическим летом 2020 года, а также проанализированы основные факторы, определяющие развитие фитопланктона этого района.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследования и отбор проб. Исследования количественных и продукционных характеристик фитопланктона проводили в ходе второго этапа 79-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в северной части моря Уэдделла в летний период южного полушария с 16 января по 6 февраля 2020 г. Место проведения работ включало районы внешнего восточного шельфа Антарктического полуострова, материковый склон, глубоководную котловину бассейна Пауэлла и подводные поднятия Южного хребта Скотия, отделяющие бассейн на севере от желоба Гесперидес и моря Скотия. Продвижение в центральную часть бассейна Пауэлла было ограничено северной границей распространения кромки дрейфующих льдов (рис. 1). В западной части исследуемого района, над материковым склоном Антарктического полуострова, были также встречены дрейфующие льды.

Пробы воды для определения концентрации хлорофилла “а” (хл “а”) и первичной продукции отбирали с помощью пластиковых батометров Нискина в составе комплекса SBE-32 Carousel Water Sampler на 16 станциях в море Уэдделла, а также на 9 станциях в проливе Брансфилда и на трех в Антарктическом проливе. Профили солености и температуры на станциях были получены

с помощью CTD-зонда в составе комплекса. Горизонты отбора проб (5–7 горизонтов на станцию) выбирали по следующей схеме: поверхность, слой максимума флуоресценции, нижняя граница фотосинтеза (1% от поверхностной ФАР) и промежуточные горизонты.

Интенсивность надводной фотосинтетически активной радиации (ФАР) была измерена с использованием датчика падающей радиации в диапазоне ФАР LI-190SA (LI-COR). Результаты измерений интегрировались в блоке LI-1400 за пятиминутные интервалы (моль фотонов/м^2) в течение всего дня. Профиль ФАР в водной толще измеряли с помощью датчика подводной освещенности LI-193 (LI-COR). Фотическая зона определялась как слой, ограниченный глубиной проникновения 1% от поверхностной ФАР.

Потенциальную плотность воды рассчитывали по данным температуры, солености и давления, полученным по результатам CTD-зондирований. Глубина верхнего перемешанного слоя (ВПС) оценивалась как глубина, на которой градиент плотности был равен или больше, чем 0.02 кг/м^3 [7].

Хлорофилл и первичная продукция. Концентрации хл “а” и феофитина определяли флуориметрически [19]. Пробы воды объемом 0.5 л фильтровали через стекловолоконные фильтры Whatman GF/F при разряжении не более 0.3 атм. Далее фильтры помещали в 90% раствор ацетона и в течение суток выдерживали в темноте при температуре +4°C. Затем определяли флуоресценцию экстрактов с использованием флуориметра Smart (МГУ, Россия) до и после подкисления 1 Н HCl. Калибровка флуориметра была выполнена с использованием стандартного раствора хл “а” (Sigma).

Определение скорости первичного продуцирования проводили экспериментально радиоуглеродным методом [28]. Во флаконы с пробами воды объемом 50 мл добавляли раствор $NaH^{14}CO_3$. Экспонирование флаконов осуществляли по методу имитации световых и температурных условий в лабораторном инкубаторе с регулируемой светодиодной подсветкой [2, 4, 6]. Поддержание температуры инкубации, соответствующей температуре в точке отбора проб, осуществляли с помощью лабораторного охладителя HAILEA-100 и помпы для прокачки воды EHEIM. Уровень освещенности для каждого флакона, соответствующий освещенности на горизонте отбора пробы, задавался регулируемой величиной постоянного тока, протекающего через светодиод [4]. Пробы экспонировали в инкубаторе в течение трех часов. После экспозиции пробы фильтровали через мембранные фильтры “Владипор” (Россия) с размером пор 0.45 μ. Определения радиоактивности фильтров проводили на жидкостном сцинтилляционном радиометре Triathler (Hidex, Финляндия).

Ассимиляционное число (АЧ) рассчитывали как отношение величины первичной продукции на разных горизонтах к соответствующей концентрации хл “а”. Долю феофитина определяли как отношение концентрации феофитина к сумме концентраций хл “а” и феофитина. Этот параметр рассматривался как показатель состояния хлорофилла с точки зрения продукционного потенциала. Как показано в работе [6], доля феофитина менее 40% соответствует активному состоянию фитопланктона с высоким продукционным потенциалом.

Необходимые для расчета первичной продукции данные по содержанию в пробах минеральных форм углекислоты в воде были предоставлены А.А. Полухиным (ИО РАН). Интегральные значения первичной продукции и содержания хл “а” в столбе воды рассчитывались по методу трапеции. Статистическая обработка данных выполнялась с помощью программы PAST 3.14.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрологические и гидрохимические условия. Глубина ВПС в северной части бассейна Пауэлла варьировала от 8 до 58 м. На всех станциях она была значительно меньше, чем глубина фотического слоя, которая варьировала от 30 до 88 м, превышая на большинстве станций 60 м. Минимальные глубины фотического слоя (30–40 м) наблюдались в северо-восточной части района работ на станциях 6609 и 6613. В проливе Брансфилда глубина ВПС на большинстве станций варьировала от 25 до 43 м, и только на самой южной станции 6595 достигала 100 м. В Антарктическом проливе расчетная величина ВПС на разных станциях составляла 23–55 м. Средняя суточная ФАР в период измерений первичной продукции составляла 23.5 моль фотонов/м^2 в сут при длине дня 17 ч.

Хлорофилл. Концентрация хл “а” в северной части бассейна Пауэлла на разных глубинах фотического слоя варьировала от 0.03 до 3.38 мг/м^3, составляя в среднем 0.72 ± 0.18 мг/м^3 (рис. 1). Максимальные значения были на ст. 6609 (3.38 мг/м^3 на глубине 13 м) и в районе над глубоководным каналом хребта Филипп на ст. 6601 и 6613 (1.62 мг/м^3 на глубине 45 м и 1.66 мг/м^3 на поверхности, соответственно). Значения концентрации хл “а” в поверхностном слое изменялись в пределах от 0.25 до 2.74 мг/м^3 (в среднем 0.88 ± ± 0.3 мг/м^3).

На большинстве станций максимальные значения концентрации хл “а” наблюдались в верхнем 15-метровом слое. На некоторых станциях значения концентрации хл “а” сохранялись на одном уровне до глубин более 50 м, либо же наблюдались два пика концентрации (ст. 6601 и 6602): в поверхностном слое и на глубине около

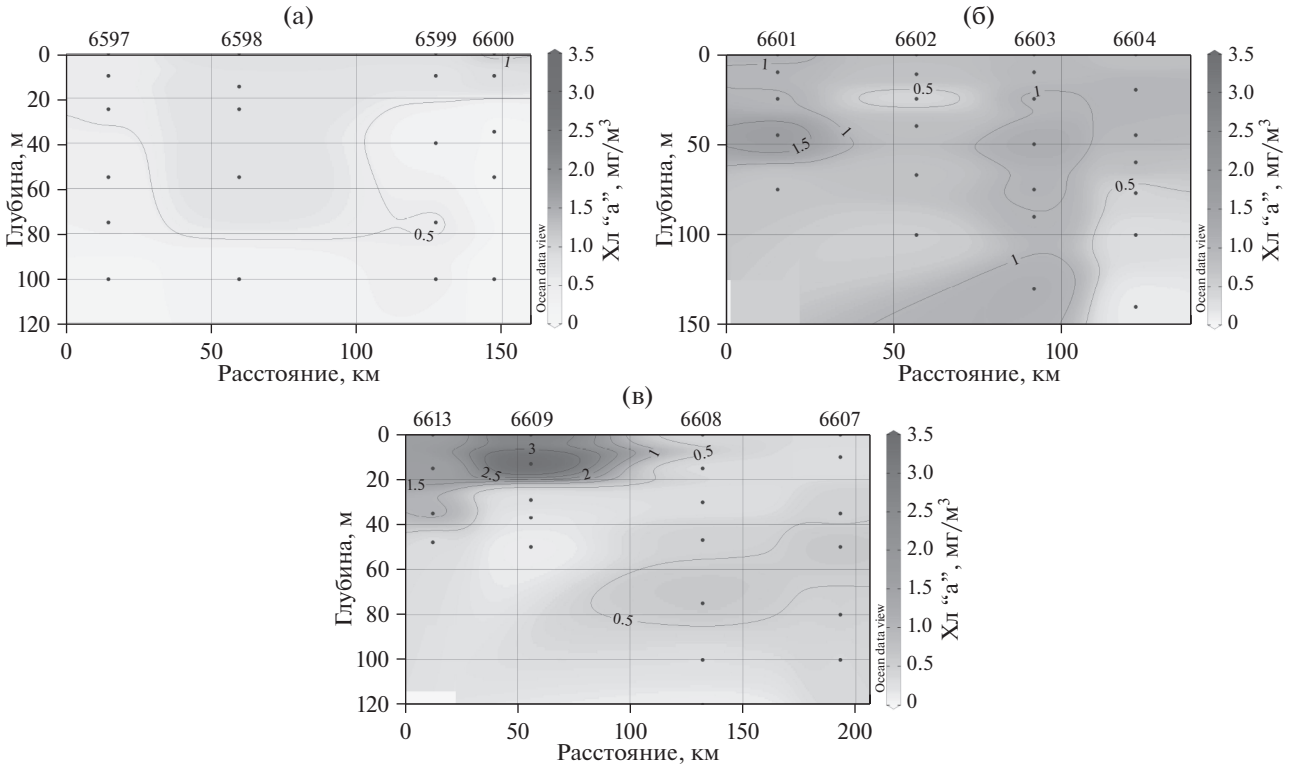

Рис. 2. Вертикальное распределение хлорофилла "а" на разрезах над поднятиями Южного хребта Скотия в (а) западном, (б) центральном и (в) восточном районе работ.

40 м (рис. 2). Для большинства станций в море Уэдделла был характерен подповерхностный хлорофилльный максимум (ПХМ) [9, 14] на глубинах от 8 до 75 м, и в преобладающем числе этих случаев его глубина была ниже залегания ВПС (табл. 1).

Доля хл "а", сосредоточенного в слое максимума, от общего содержания этого пигмента в водной толще существенно варьирует на разных станциях. Для количественной характеристики выраженности пика концентрации хлорофилла использовалось отношение величин концентрации хл "а" в слое максимума и средней концентраций для столба воды на конкретной станции ($Хл_{макс}/Хл_{ср}$). На рассматриваемой акватории это соотношение изменялось от 1.13 до 2.54. Наиболее ярко хлорофилльный максимум был выражен на ст. 6600 и 6609, где содержание хл "а" в слое максимума превышало среднее для столба значение более чем в два раза. Отсутствие выраженного хлорофилльного максимума, т.е равномерное распределение хл "а" по вертикали наблюдалось на ст. 6598, 6602, 6603 и 6619.

Вертикальное распределение значений концентрации хл "а" на всех рассматриваемых станциях показано на рис. 3а. Максимальные наблюдаемые значения на каждом из горизонтов постепенно снижаются с глубиной. В слое 0–50 м максимальные среди всех станций значения концентрации хл "а" достигали более чем 1 мг/м^3. Минимальные, в свою очередь, не опускались ниже 0.25 мг/м^3 в слое 0–30 м. На глубинах более 80 м концентрация хл "а" не превышала 0.5 мг/м^3. При этом вариабельность значений на разных станциях на каждом горизонте сохранялась на высоком уровне во всей 100-м толще.

Концентрация хл "а" в поверхностном слое воды согласуется с его интегральным содержанием в столбе воды 0–100 м (рис. 4). В северной части моря Уэдделла интегральное содержание хл "а" в столбе воды различалась на разных станциях более чем в четыре раза, варьируя от 23.1 до 85.8 мг/м^2 (табл. 1) и составляя в среднем 42.41 ± ± 7.64 мг/м^2. Максимальное содержание хл "а" (более 70 мг/м^2) было определено в области поднятия южного хребта Скотия на станциях 6601–6604 и 6609. Минимальные величины в бассейне Пауэлла (23–31 мг/м^2) наблюдались в западной части района в области материкового склона (станции 6619, 6620 и 6600). Доля хл "а" в фотическом слое (относительно всей водной толщи) варьировала от 38 до 95%, составляя в среднем 64 ± 8%. Более 74% от суммарного содержания хл "а" в столбе воды приходилось на фотический слой в северо-восточной части исследованного района (ст. 6609, 6613 и 6614), а также в области западного склона бассейна Пауэлла (ст. 6619 и

Таблица 1. Распределение хлорофилла “а” в северной части моря Уэдделла и в проливе Брансфилда в январе–феврале 2020 г.

Станции	ВПС	$Хл_о$	$Хл_{впс}$	$Хл_{вод}$	$Хл_{макс}/Хл_{ср}$	ГХМ	$Хл_{впс}/Хл_{\Sigma}$	Ф
Бассейн Пауэлла								
6596	8	0.54	4.6	57.00	1.3	55	8%	34%
6597	22	0.54	11.8	41.30	1.3	10	29%	32%
6598	58	0.78	43.5	64.72	1.2	0	67%	32%
6599	32	0.78	19.2	49.86	1.4	0	38%	31%
6600	17	1.03	13.0	31.09	2.2	0	42%	47%
6601	33	1.07	35.6	85.85	1.5	45	41%	29%
6602	8	0.80	6.3	68.05	1.2	40	9%	34%
6603	8	0.90	7.2	135.74	1.2	50	5%	40%
6604	8	0.80	7.1	70.22	1.4	20	10%	48%
6607	12	0.34	3.9	46.58	1.5	50	8%	52%
6608	22	0.37	7.3	47.47	1.7	75	15%	38%
6609	15	2.74	45.9	72.52	2.5	13	63%	50%
6613	22	1.67	34.0	60.31	1.4	0	56%	37%
6614	22	1.15	24.5	37.57	1.5	8	65%	38%
6619	12	0.31		23.05	1.1	0		47%
6620	12	0.25	3.6	26.00	1.4	15	14%	35%
Пролив Брансфилда								
6587	27	1.29	34.1	62.43	1.2	0	55%	40%
6588	39	1.11	43.7	57.22	1.4	37	76%	37%
6589	43	0.89	25.8	32.75	1.9	0	79%	41%
6590	25	0.92	19.7	42.77	1.4	0	46%	37%
6691	31	1.28	32.6	63.50	1.6	0	51%	38%
6592	34	0.75	22.8	41.37	1.4	0	55%	42%
6593	35	0.93	22.6	38.00	2.5	0	59%	51%
6594	25	0.41	9.4	24.55	1.3	0	38%	31%
6595	100	0.37	22.3	22.31	1.2	0	100%	37%
Антарктический пролив								
6622	12	0.71	9.8	23.5	1.6	0	42%	45%
6625	12	0.76	8.2	33.2	1.5	0	25%	42%
6627	32	0.61	15.2	25.1	1.5	0	61%	42%

Примечание. $Хл_о$ – концентрация хл “а” в поверхностном слое. мг/м^3; $Хл_{впс}$ – содержание хл “а” в слое фотосинтеза. мг/м^2; $Хл_{вод}$ – общее содержание хл “а” в водном столбе, мг/м^2; $Хл_{макс}/Хл_{ср}$ – степень выраженности хлорофильного максимума, ГХМ – глубина хлорофильного максимума, м; $Хл_{впс}/Хл_{вод}$ – доля хл “а” в слое фотосинтеза относительно общего его содержания в водном столбе, %; Ф – средняя для слоя фотосинтеза доля феофитина в суммарном количестве хл “а” и феофитина, %.

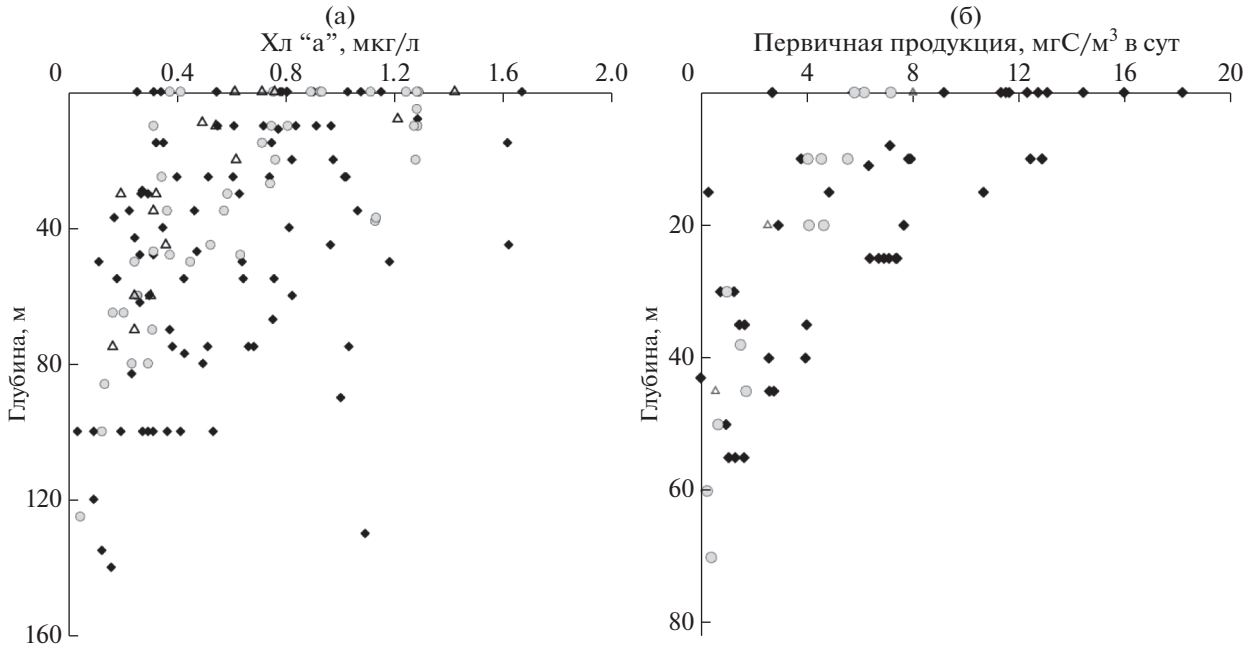

Рис. 3. Вертикальное распределение параметров первичной продуктивности: (а) хлорофилл “а”, (б) первичная продукция в (○) море Уэдделла; (◆) проливе Брансфилда; (△) Антарктическом проливе.

6600). На остальных станциях этот показатель был ниже 70%.

Как уже говорилось выше, глубина ВПС водной толщи была значительно меньше фотического слоя, разделяя последний на две части по вертикали. На большинстве станций, где глубина ВПС была менее 8–12 м, на него приходилось менее 15% от общего содержания хл “а” в водной толще (табл. 1). На станциях с более глубокой нижней границей ВПС (22–33 м) доля хлорофилла в нем составляла 38–65%.

Доля феофитина (неактивной формы хл “а”) в общей сумме хл “а” и феофитина в северной части моря Уэдделла на разных глубинах фотического слоя изменялась от 17 до 62%. Средняя величина этого показателя в фотическом слое варьировала между станциями от 30 до 49%. Значения доли феофитина, превышающие 40% были приурочены к склону бассейна Пауэлла (над глубинами более 1500 м), тогда как в области хребта Скотия, на шельфе Антарктического полуострова и Южно-Оркнейских островов этот параметр составлял 29–38%.

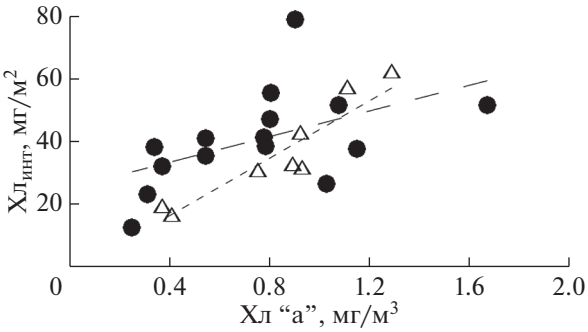

Рис. 4. Соотношение между поверхностной концентрацией хлорофилла “а” и интегральными значениями для водной толщи в (●) море Уэдделла и (△) проливе Брансфилда.

На поперечном разрезе в проливе Брансфилда [1] концентрация хл “а” в водной толще варьировала от 0.04 до 1.29 мг/м^3 (в среднем 0.61 ± ± 0.15 мг/м^3). Почти на всех станциях разреза максимум хлорофилла находился в поверхностном слое, за исключением ст. 6588 в северной части, ПХМ наблюдался на глубине 37 м. Наиболее выраженный максимум хлорофилла ($Хл_{макс}/Хл_{ср}$ = = 2.5) наблюдался в южной части пролива на ст. 6593. На остальных станциях он был выражен значительно слабее (табл. 1). Среднее интегральное содержание хл “а” в фотическом слое изменялось от 16.7 мг/м^2 в южной части пролива до 62.4 мг/м^2 на крайней северной его станции. Средняя для фотического слоя доля феофитина в проливе Брансфилда варьировала от 31 до 50%. В Антарктическом проливе концентрация хл “а” варьировала от 0.16 до 0.76 мг/м^3 (0.4 ± 0.08 мг/м^3). Максимальные концентрации в столбе воды были приурочены к поверхности. Интегральная для фотического слоя величина концентрации хл “а” составляла на разных станциях от 23.5 до 33.3 мг/м^2.

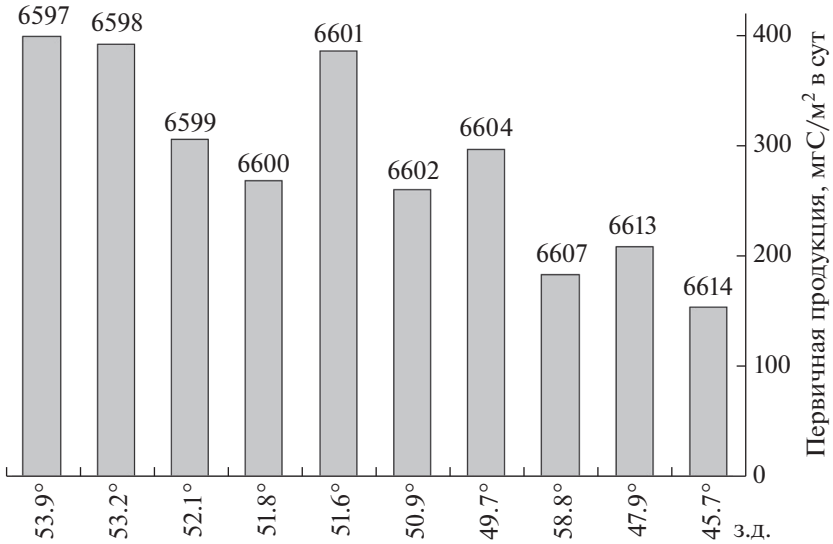

Рис. 5. Интегральная первичная продукция в области поднятий (хребет Филип и Южно-Оркнейское плато) северной границы бассейна Пауэлла.

Средняя для фотического слоя доля феофитина колебалась в пределах 43–47%.

Первичная продукция. Практически на всех станциях в районах исследования максимальная для профиля скорость первичной продукции наблюдалась в поверхностном слое воды, за исключением ст. 6596 и 6597, где максимальные величины продукции были приурочены к горизонту 10 м. График распределения значений скорости первичной продукции по вертикали на разных станциях, представленный на рис. 3б, показывает, что наиболее высокие значения (более 8 мг С/м^3 в сут) наблюдались в верхнем 15-м слое воды. В слое глубже 30 м максимальные для горизонта значения не превышали 4 мг С/м^3 в сут. Обращает на себя внимание тот факт, что очень низкие значения первичной продукции – менее 1 мг С/м^3 в сут – встречались не только вблизи нижней границы фотической зоны, но и в приповерхностных слоях воды. Наблюдалась широкая вариабельность значений скорости первичной продукции на каждом рассматриваемом горизонте, которая снижалась с глубиной за счет уменьшения максимальных для горизонта значений, обусловленных соответствующим снижением освещенности.

Величины первичной продукции в северной части моря Уэдделла в поверхностном слое воды варьировали от 2.7 до 63.5 мг С/м^3 в сутки (табл. 2). Наиболее низкие значения первичной продукции (2.7–9.2 мг С/м^3 в сут) наблюдались на глубоководных станциях бассейна Пауэлла. Максимальной величины в поверхностном слое (63.5 мг С/м^3 в сут) первичная продукция достигала на станции 6609, также относительно высокие величины были отмечены на станциях 6600 и 6601 (15.9 и 18.1 мг С/м^3 в сут соответственно). В остальных точках значения продукции в поверхностном слое варьировали от 11.3 до 14.4 мг С/м^3 в сут. Величины интегральной суточной продукции фитопланктона в северной части моря Уэдделла варьировали от 26.7 до 654.6 мг С/м^2 в сут, составляя в среднем 257.5 ± 66.6 мг С/м^2 в сут. Наименее продуктивными были области материкового склона Антарктического полуострова на станциях 6619 и 6620 (81.3 и 26.7 мг С/м^2 в сут соответственно). Максимальная величина первичной продукции (654.6 мг С/м^2 в сут) была отмечена на станции 6609, также высокие значения (385.1–398 мг С/м^2 в сут) наблюдались на шельфе восточной части пролива Брансфилда (ст. 6596) и на склоне глубоководного канала к востоку от острова Шишкова (ст. 6597, 5598 и 6601). Отдельно стоит выделить тенденцию снижения величин скорости первичной продукции вдоль южного хребта Скотия в восточном направлении с 397.8 мг С/м^2 в сут на станции 6597 до 152.5 мгС/м^2 в сутки на станции 6614 ($r = 0.9$; $p < 0.01$; рис. 5). Исключением стала станция 6609 на которой, как говорилось выше, наблюдалась аномально высокая величина первичной продукции.

В пределах ВПС формировалось от 23 до 100% первичной продукции (в среднем 65 ± 23%) (табл. 2). Наиболее высокий вклад первичной продукции в границах ВПС (более 80%) был отмечен на станциях, где нижняя граница ВПС была глубже 20 м, а отношение толщины ВПС к толщине фотического слоя было выше 0.4.

Максимальные для столба воды значения ассимиляционного числа (АЧ$_{макс}$), характеризую-

щего удельную фотосинтетическую активность фитопланктона, варьировали на разных станциях от 0.51 до 1.38 мг С/мг Хл в час (0.91 ± 0.16 мг С/мг Хл в час) и также в большинстве случаев были приурочены к поверхностному слою воды. Наибольшие величины ассимиляционного числа (1.38 мг С/мг Хл в час) были отмечены на станциях 6596 и 6597, расположенных в северо-западной части рассматриваемого района. Также высокий показатель ассимиляционного числа наблюдался на станции 6609 (1.36 мг С/мг Хл в час), которая характеризовалась максимальной продукцией фитопланктона. Наиболее низкие величины ассимиляционного числа были приурочены к северо-восточной части рассматриваемого района (ст. 6613 и 6619, 0.51 мг С/мг Хл в час), а также в области материкового склона Антарктического полуострова (ст. 6619 и 6620, 0.51 и 0.64 мг С/мг Хл в час соответственно).

На разрезе поперек пролива Брансфилда [1] интегральная первичная продукция варьировала от 116 до 205.7 мг С/м^2 в сутки, при этом значения в южной его части были примерно в полтора раза ниже, чем в северной. По вертикали максимальные величины первичной продукции наблюдались в поверхностном слое воды. Сходная картина вертикального распределения первичной продукции наблюдалась и в Антарктическом проливе, где интегральная величина первичной продукции составляла 143.8 мг С/м^2 в сутки. Значения АЧ$_{макс}$ в проливе Брансфилда (0.33–0.45 мгС/мг Хл в час) и Антарктическом проливе (0.62 мг С/мг Хл в час) были в среднем ниже наблюдавшихся в северной части бассейна Пауэлла и также были приурочены к верхнему десяти-метровому слою воды.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные нами данные о пространственном распределении основных параметров первичной продуктивности в северной части моря Уэдделла и прилегающих районах, относящихся к Атлантическому сектору Южного океана, хорошо согласуются с имеющимися литературными данными. Полученные нами величины ИПП варьировали достаточно широко (27–398 мг С/м^2 в сут; табл. 2) и были сопоставимы с предыдущими исследованиями в этом районе Антарктики. Ранее описанные величины первичной продукции в северной части моря Уэдделла в летний период составляли 104–440 мг С/м^2 в сут [17, 20], достигая максимальных значений в маргинальной ледовой зоне. Сезонные изменения средних значений первичной продукции в море Уэдделла в районе распространения сезонного льда ярко выражены: весной 1.13 мг С/м^2 в сут [20], летом 0.41 мг С/м^2 в сут [17] и осенью 0.13 мг С/м^2 в сут [27]. Концентрация хл “а” в зоне близости льдов в летний период составляла 28 мг/м^2 [21].

Для всего района северной части моря Уэдделла стоит отметить снижение концентрации хл “а” в фотическом слое по мере продвижения на юг ($r = -0.75$; $p < 0.01$). При сопоставлении вертикального распределения двух главных параметров первичной продуктивности – концентрации хл “а” и значений скорости первичной продукции (рис. 3) очевидны существенные различия. Максимальные для каждого горизонта концентрации хл “а” достаточно медленно снижаются с глубиной в пределах верхнего 100-метрового слоя (примерно в 3 раза). Максимальные для каждого горизонта скорости первичной продукции экспоненциально снижаются с глубиной в пределах верхнего 50-метрового слоя (примерно в 18 раз), что отражает закономерное снижение освещенности с глубиной. Очевидно, что реализация продукционного потенциала фитопланктона наблюдалась только в верхних хорошо освещенных слоях водной толщи. Сходная ситуация отмечалась нами и в арктических полярных районах (Карское море [5, 22]).

Основываясь на распределении величин интегральной первичной продукции (ИПП) станции в северной части моря Уэдделла можно разделить на 4 группы, приуроченные к определенным районам рассматриваемой области. В анализ не были включены данные для ст. 6609 из-за аномально высокой скорости первичной продукции в поверхностном слое и, следовательно, большого значения ИПП. Станции с относительно высокими значениями ИПП (ст. 6596, 6597, 6598 и 6601; 385–397 мг С/м^2 в сут) расположены на северо-западной границе моря Уэдделла (район 1). Предположительно, эти станции находились в районе контакта Антарктического циркумполярного течения и вод моря Уэдделла [3]. Умеренные значения ИПП (259–304 мг С/м^2 в сут; ст. 6699, 6600, 6602 и 6604) были определены в области северного склона бассейна Пауэлла (район 2). В северо-восточной части рассматриваемой области (район 3) наблюдались еще более низкие значения ИПП (152–207 мг С/м^2 в сут, ст. 6607, 6613, 6614). Минимальные величины ИПП для рассматриваемого района (27–82 мг С/м^2 в сут; ст. 6619, 6620) были отмечены в области материкового склона на западной границе бассейна Пауэлла (район 4).

В антарктических водах ПХМ не обязательно совпадает с горизонтом максимальных скоростей первичной продукции. Однако его экологическое значение (вклад в ИПП, вертикальный транспорт углерода, область активного питания зоопланктона) наиболее выражено, когда их положение совпадает. Важную роль играют также процессы фотоакклимации или смены сообществ [9]. Наши исследования показали, что в северной части мо-

Таблица 2. Продукционные характеристики фитопланктона в северной части моря Уэдделла и в проливе Брансфилда в январе–феврале 2020 г.

Станции	$ПП_о$	ИПП	$АЧ_{макс}$	$АЧ_{ср}$	ФС	ВПС	$ПП_{впс}$
Бассейн Пауэлла							
6596	12.7	395.8	1.38	0.85	72	8	32%
6597	12.3	397.8	1.38	0.92	78	22	62%
6598	11.5	391.0	0.87	0.61		58	100%
6599	13.1	304.6	0.98	0.77	74	32	85%
6600	15.9	267.3	0.91	0.59		17	65%
6601	18.1	385.1	0.99	0.56	58	33	86%
6602	11.6	259.5	0.99	0.63	69	8	28%
6604	9.2	296.1	0.67	0.43	62	8	23%
6607	5.7	182.0	1.00	0.58	87	12	31%
6609	63.5	654.6	1.36	0.61	30	15	91%
6613	14.4	207.3	0.51	0.26	41	22	81%
6614	11.3	152.5	0.58	0.30	54	22	95%
6619	2.7	81.4	0.51	0.28	88	12	40%
6620	2.7	26.7	0.64	0.23		12	67%
Пролив Брансфилда							
6587	7.2	179.1	0.33	0.18		27	70%
6590	6.2	205.7	0.39	0.28		25	59%
6592	5.8	116.0	0.45	0.24	65	34	89%
Антарктический пролив							
6625	8.0	143.8	0.62	0.32	76	12	44%

Примечание. $ПП_о$ – первичная продукция в поверхностном слое, мг С/м^3 в сутки; ИПП – интегральная первичная продукция, мг С/м^2 в сутки, $АЧ_{макс}$ – максимальное ассимиляционное число для столба воды, мг С/мг Хл в час; $АЧ_{ср}$ – среднее для фотического слоя ассимиляционное число, мг С/мг Хл/ч; ФС– глубина фотического слоя, м; ВПС – глубина верхнего перемешанного слоя, м; $ПП_{впс}$ – доля первичной продукции в слое ВПС от общей интегральной первичной продукции, %.

ря Уэдделла ПХМ совпадал с высокой скоростью первичной продукции только на одной станции (ст. 6597, 10 м). На остальных станциях максимальные значения первичной продукции, наблюдавшиеся в основном на поверхности, либо сопровождались максимумом хл “а” также на поверхности, либо более глубоким ПХМ. На поперечном разрезе в проливе Брансфилда на всех станциях максимумы первичной продукции и хл “а” совпадали, находясь в поверхностном слое воды.

В качестве первичной оценки активности хл “а” можно использовать показатель доли феофитина от общей суммы хлорофилла и феофитина. Ранее в работе [6] для арктических морей было показано, что доля феофитина менее 40% соответствует активному состоянию хлорофилла с высоким продукционным потенциалом. В ходе наших наблюдений потенциальная активность хлорофилла была умеренно высокой, в верхнем 30-метровом слое доля феофитина варьировала от 20 до 46%, что может быть характерно для ране-летнего фитопланктона, завершившего активную стадию весеннего цветения. Минимальные средние для фотической зоны значения доли феофитина (31–32%) наблюдались в районе 1 с наибольшими значениями ИПП.

По данным гидрохимических исследований, проводившихся одновременно с нашими работами [26], содержание биогенных элементов значительно превышало лимитирующие уровни и не определяло уровень первичной продуктивности в районе исследований.

Показано, что в Антарктических водах при низких величинах первичной продукции на фоне высокого содержания биогенных элементов определяющими ее факторами являются доступность света и железа [12]. Мы проанализировали изменчивость интегральной первичной продукции в северной части моря Уэдделла в летний период в зависимости от глубины ВПС. Именно этот показатель, в случае нахождения ВПС в пределах фотического слоя, определяет световую адаптацию населяющего его фитопланктона.

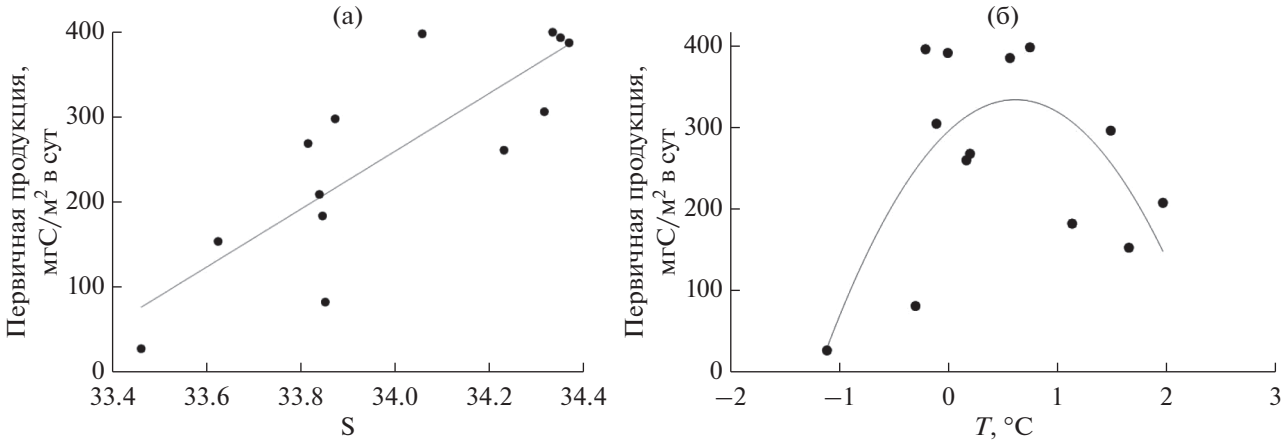

Рис. 6. Соотношение между интегральной первичной продукцией и гидрофизическими параметрами поверхностного слоя: (а) соленостью и (б) температурой.

Северо-западная часть моря Уэдделла в период исследований была покрыта льдом. В рассматриваемой области бассейна Пауэлла сплошного ледового покрова не наблюдалось, но присутствовали айсберги. Максимальное содержание талых вод наблюдалось в южных районах бассейна Пауэлла и в районе Южных Оркнейских о-вов (северо-восточная часть бассейна [3]). Снижение солености в поверхностных водах за счет талой воды сопровождалось уменьшением величин ИПП ($r = 0.84$; $p < 0.01$; рис. 6а). Именно в зоне влияния талых вод располагались станции с невысокими значениями ИПП (районы 3 и 4). Ранее для морей Скотия и Уэдделла в весенне-летний период были описаны минимальные величины ИПП в приледной зоне, тогда как максимальных значений этот показатель достигал на расстоянии около половины градуса широты к северу от границы ледового покрова [20].

Зависимость величин ИПП от поверхностной температуры воды носила более сложный характер (рис. 6б). ИПП достигала максимальных величин при значениях температуры в диапазоне −0.2–0.7°С, и снижалась за пределами этого интервала температур. Считается, что сообщества антарктического фитопланктона представлены преимущественно облигатными психрофиллами, адаптированными к узкому диапазону низких температур и снижающими активность при более высоких температурах [14, 17].

Более ранние исследования в Южном океане [15, 25, 29] показали, что одним из ключевых факторов развития “цветения” фитопланктона и увеличения продуктивности является ослабление световой лимитации фотосинтеза благодаря уменьшению глубины ВПС за счет талых вод. В период наших исследований, как видно из рис. 7, в трех из четырех выделенных на основании величины первичной продукции районов глубина ВПС варьирует в довольно широких пределах, тогда как продуктивность сохраняется примерно на одном уровне. Следовательно, несмотря на то, что фитопланктонные сообщества на станциях этих районов проводят разную по продолжительности часть дня в условиях низкой освещенности в результате перемещения в пределах ВПС, они формируют сходный уровень первичной продуктивности. При рассмотрении соотношения между глубиной ВПС и изменением величины ПП, интегрированной по глубине ВПС ($ПП_{впс}$) наблюдается рост значений интегральной первичной продукции с увеличением глубины ВПС (рис. 7б). В нижней части фотической зоны (слой глубже ВПС) интегральная для этого слоя первичная продукция ($ПП_{гл}$) значительно увеличивалась с уменьшением глубины ВПС (рис. 7в). При минимальных значениях глубины ВПС (8–12 м) большая часть общей интегральной первичной продукции в фотическом слое (60–77%) формировалась в слое глубже ВПС (табл. 2). В районе 4 (с минимальными величинами ИПП) даже при небольшой глубине ВПС первичная продуктивность была низкой. Эти точки также характеризовались низкими значениями температуры воды (−0.3…−1.12°С) и невысокой по сравнению с соседними районами соленостью (33.46–33.85 psu).

На уровень ИПП влияет величина фотосинтетической активности и концентрация хл “а”. Интегральное содержание хл “а” не зависело от глубины ВПС. Фотосинтетическая активность фитопланктона, выражаемая через ассимиляционное число, и в верхней, и в нижней частях фотической зоны (в слое ВПС и глубже ВПС, соответственно) имела тенденцию к снижению с увеличением глубины ВПС (рис. 8). По-видимому, с ростом ВПС клетки фитопланктона периодически оказываются в условиях меньшей освещенности при перемешивании воды и средний уро-

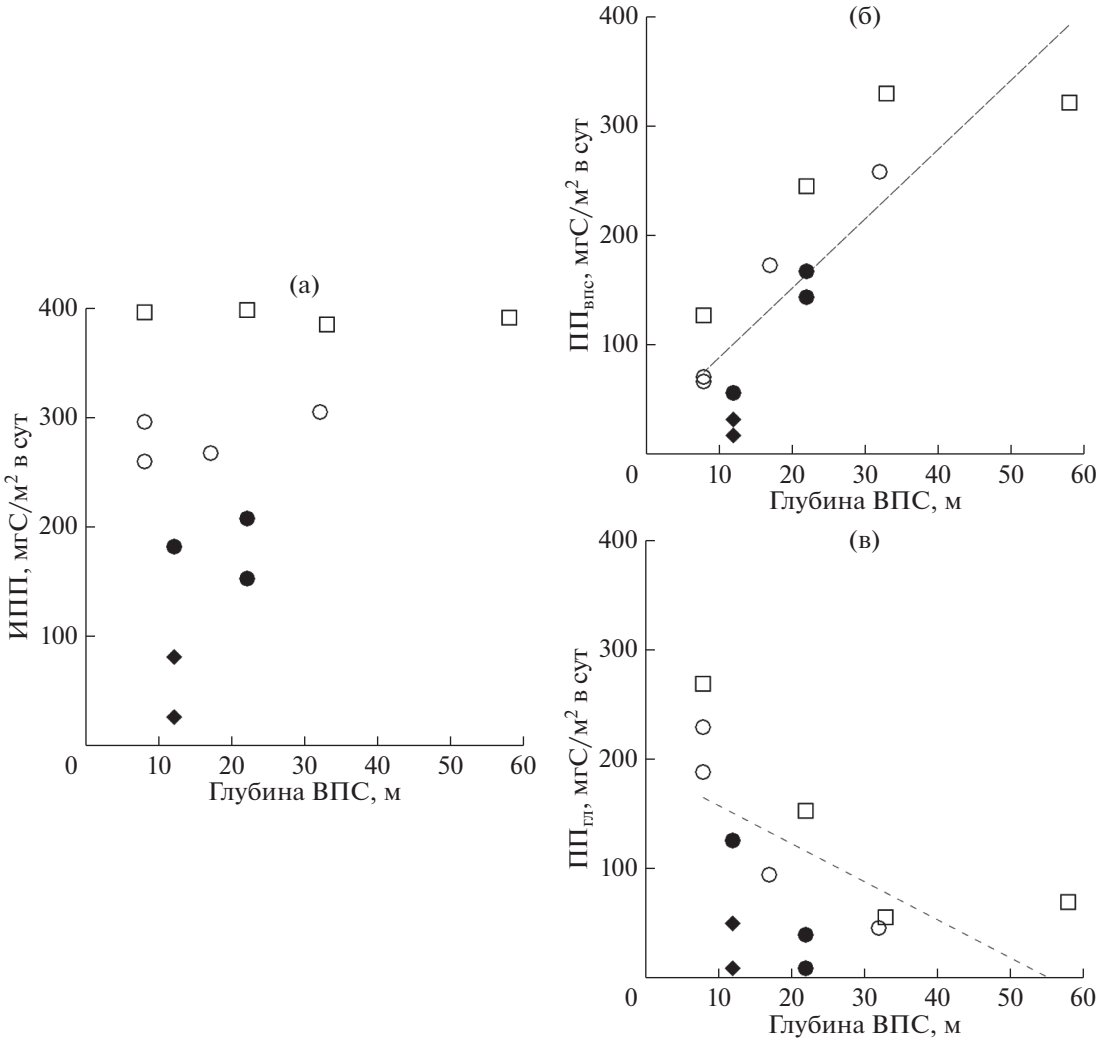

Рис. 7. Зависимость интегральной первичной продукции от глубины ВПС в фотическом слое (а), в ВПС (б) и в слое глубже ВПС (в) в выделенных районах северной части моря Уэдделла: (□) – район 1; (○) – район 2; (●) – район 3; (◆) – район 4. Пунктирной линией обозначена линия тренда для станций районов с высокой и средней продуктивностью (районы 1–3).

вень освещенности, к которому акклимируется фотосистема фитопланктона, соответственно снижается. Следует отметить более высокий уровень значений АЧ в обоих слоях для станций с высокой и умеренной ИПП (районы 1 и 2). С увеличением глубины ВПС фотосинтетическая активность в этом слое закономерно снижается в связи со снижением среднесуточной освещенности. Однако при этом за счет большей глубины вырастает и содержание хл “а” в слое, что приводит к увеличению продуктивности. Значения ПП$_{впс}$ положительно коррелировали с величиной интегрального содержания хлорофилла в этом слое ($r = 0.83$, $p < 0.05$).

Проведенный анализ позволил оценить роль фактора доступности света, влияющий на продуктивность фитопланктона в изменении интегральной первичной продукции в двух слоях фотической зоны. Нижняя граница ВПС разделяла фотическую зону на две части, и при ее снижении происходило существенное перераспределение суммарного света, проникающего в водную толщу, между двумя слоями. Соотношение между глубиной ВПС и глубиной фотического слоя варьировало на разных станциях от 0.11 до 0.57. Небольшая глубина ВПС (до 12 м) обеспечивала проникновение большого количества света в нижний слой фотической зоны, что определяло благоприятные световые условия для первичной продукции и в этом слое. На нижней границе ВПС в этих случаях было установлено проникновение от 23 до 45% от освещенности на поверхности воды. При увеличении глубины ВПС и расширении светового диапазона, в котором нахо-

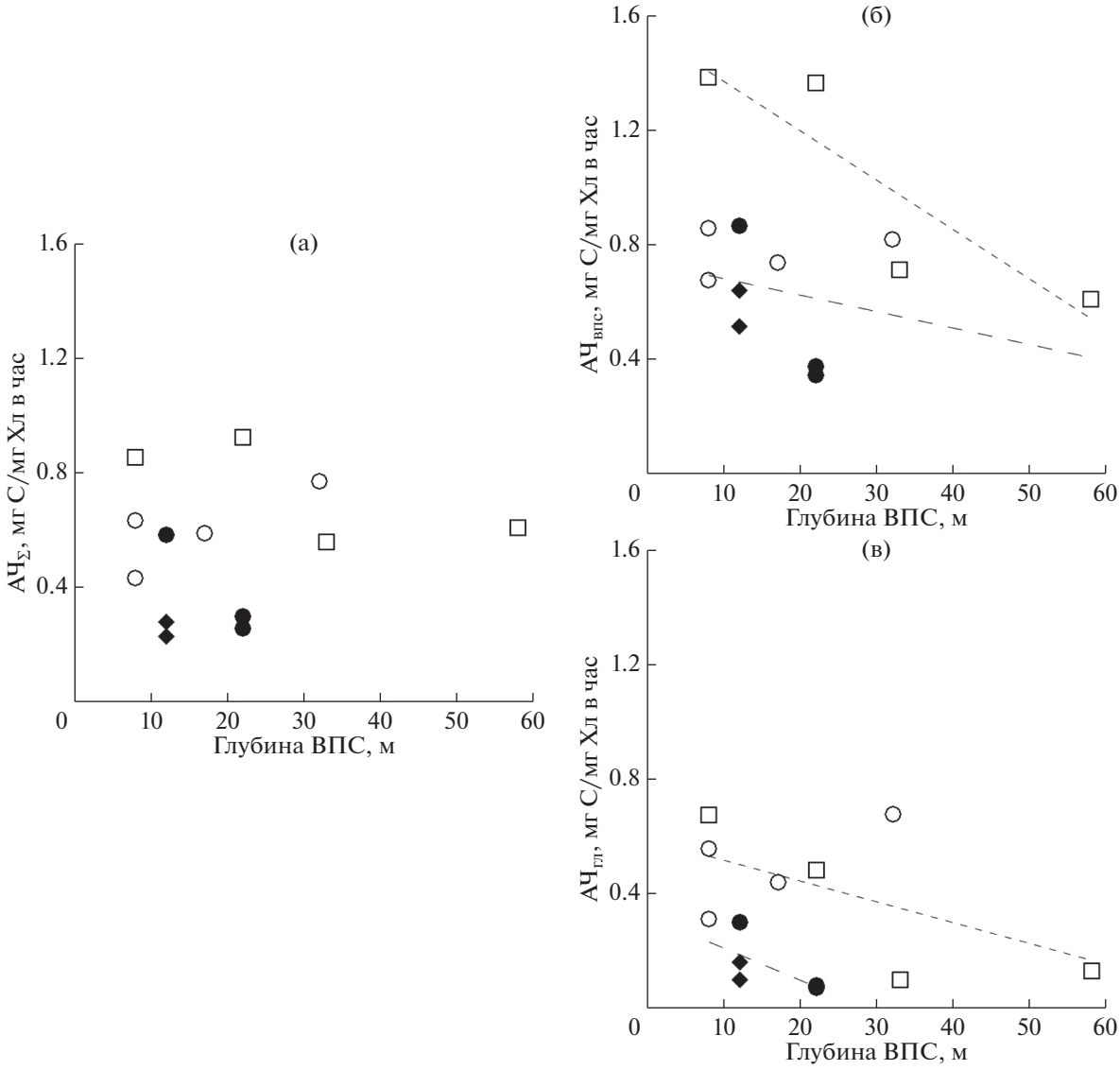

Рис. 8. Зависимость средних для слоя значений АЧ от глубины ВПС в фотическом слое (а), в ВПС (б) и в слое глубже ВПС (в) в выделенных районах северной части моря Уэдделла: (□) – район 1; (○) – район 2; (●) – район 3; (◆) – район 4. Пунктирной линией обозначены линия тренда для станций районов с высокой продуктивностью (¦), умеренной и низкой продуктивностью (¦).

дится фитопланктон в течение дня в результате вертикальной циркуляции в пределах слоя, снижается среднесуточный уровень освещенности, влияющий на фотосинтетическую активность фитопланктона. В результате адаптации фотосистемы фитопланктона к определенному уровню освещенности его фотосинтетическая активность (АЧ) закономерно снижается при увеличении глубины ВПС на всех станциях в обоих слоях фотической зоны (рис. 8).

Сравнивая количественные и продукционные характеристики фитопланктона с ближайшими районами, можно сказать, что величина интегральной для фотического слоя концентрации хл “а” в северной части пролива Брансфилда была близка к показателям, наблюдавшимся в области поднятий северной части моря Уэдделла: 44.3 ± 9.7 и 44.6 ± 8.1 мг/м^2 соответственно. Среднее содержание хл “а” в фотическом слое в северной части пролива было близко с показателями для станций над материковым склоном Антарктического полуострова (16.7–19.6 и 12.7–23.1 мг/м^2). В Антарктическом проливе величина интегральной концентрации хл “а” в фотическом слое также была относительно невысока, составляя в среднем 24.8 ± 1.4 мг/м^2.

По сравнению с проливом Брансфилда и Антарктическим проливом можно говорить о более высоких значениях интегральной первичной продукции в области поднятий на северной границе моря Уэдделла. В среднем этот показатель в проливах был ниже почти в два раза. Однако в области шельфа Южно-Оркнейских островов (ст. 6614) и в центральной части бассейна Пауэлла (ст. 6607) значения интегральной первичной продукции были близки к величинам в проливах, а над материковым склоном Антарктического полуострова (ст. 6619 и 6620) даже ниже более чем в два раза. Несмотря на это, значения АЧ поверхностного слоя воды в проливе Брансфилда (0.39 ± ± 0.07 мкг С/мкг Хл час$^{-1}$) были минимальными по сравнению с соседними районами: в области поднятий на северной границе моря Уэдделла этот показатель составлял в среднем 0.99 ± ± 0.14 мкг С/мкг Хл час$^{-1}$, на шельфе Южно-Оркнейских островов и над материковым склоном Антарктического полуострова его среднее значение составляло 0.53 ± 0.07 мкг С/мкг Хл час$^{-1}$, а в Антарктическом проливе – 0.62 мкг С/мкг Хл час$^{-1}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, вертикальная структура распределения концентрации хлорофилла и активности фитопланктона в северной части моря Уэдделла была более сложной, нежели наблюдавшаяся в прилегающих к морю проливах. Несмотря на то, что на большинстве станций максимальные концентрации хл “а” наблюдались в верхнем 15-метровом слое, в преобладающем количестве случаев был также отмечен и подповерхностный пик концентрации пигмента. Минимальные средние для фотической зоны значения доли феофитина были приурочены к северо-восточной окраине моря, где была отмечена и высокая продукционная активность. В целом для рассматриваемого района потенциальная активность хлорофилла была умеренно высокой, что может быть характерно для ранне-летнего фитопланктона, завершившего активную стадию весеннего цветения.

В областях высокой и умеренной продуктивности наблюдалась разнонаправленная зависимость ПП от глубины ВПС в двух слоях фотической зоны: положительная в ВПС и отрицательная в слое глубже ВПС. Таким образом, в период наших исследований уменьшение глубины ВПС не провоцировало более активный рост фитопланктона верхнего слоя за счет стабильных световых условий, однако сохранение уровня ИПП обеспечивается увеличением величины первичной продукции в фотическом слое под ВПС. Распределение хл “а” также носило консервативный характер: его содержание в слое ВПС и под ним тем больше, чем больше толщина этого слоя. Развитие “цветения” в распресненных из-за таяния льда водах, описанное в других работах, не было отмечено в ходе наших исследований. Это подтверждается и трендом увеличения значений ИПП при росте солености поверхностного слоя воды. В свою очередь, влияние температуры на величину ИПП имело более сложный характер: значения интегральной продукции достигали максимальных величин при температуре в диапазоне –0.2–0.7°С, и снижались за его пределами. Это может косвенно свидетельствовать о доминировании психрофиллов в сообществе фитопланктона. Дальнейший анализ факторов, влияющих на активность фитопланктона, требует как анализа состава сообществ, так и более глубокого рассмотрения гидрологии исследуемого региона в период работ.

Работа выполнена в рамках Госзадания 0128-2019-0008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Воробьева О.В., Романова Н.Д., Мошаров С.А. и др.* Продукционные характеристики фитопланктона пролива Брансфилд в летний период // Труды ВНИРО. 2020. Т. 181. С. 178–186 https://doi.org/10.36038/2307-3497-2020-181-178-186
2. *Гонтарев С.В., Мошаров С.А.* Инкубатор и способ инкубации пробы воды: патент на изобретение № 2547685 РФ// Бюл. № 10. 2015. 10 с.
3. *Морозов Е.Г., Спиридонов В.А., Молодцова Т.Н. и др.* Исследования экосистемы атлантического сектора Антарктики (79-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 823–825. https://doi.org/10.31857/S0030157420050172
4. *Мошаров С.А., Гонтарев С.В., Корсак М.Н.* Новый фитоинкубатор с регулированием температуры и освещенности для мониторинга экологических параметров водных экосистем // Безопасность в техносфере. 2015. Т. 4. № 4. С. 3–9. https://doi.org/10.12737/14428
5. *Мошаров С.А., Демидов А.Б., Симакова У.В.* Особенности процессов первичного продуцирования в Карском море в конце вегетационного периода // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 90–100. https://doi.org/10.7868/S003015741601010X
6. *Мошаров С.А., Сергеева В.М.* Оценка функционального состояния морского фитопланктона по флуоресцентным показателям и соотношению концентраций феофитина и хлорофилла *a* // Вопросы современной альгологии. 2018. № 1 (16). С. 10.
7. *Alderkamp A.-C., Garcon V., de Baar H.J.W., Arrigo K.R.* Short-term photoacclimation effects on photoinhibition of phytoplankton in the Drake Passage (Southern Ocean) // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2011. V. 58. P. 943–955. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.07.001
8. *Alderkamp A.-C., Kulk G., Buma A.G.J. et al.* The effect of iron limitation on the photophysiology of *Phaeocystis*

antarctica (Prymnesiophyceae) and *Fragilariopsis cylindrus* (Bacillariophyceae) under dynamic irradiance1: photophysiology under iron limitation // Journal of Phycology. 2012. V. 48. P. 45–59. https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2011.01098.x

9. *Baldry K., Strutton P.G., Hill N.A., Boyd P.W.* Subsurface Chlorophyll-a Maxima in the Southern Ocean // Frontiers in Marine Science. 2020. V. 7. P. 1–19. https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00671

10. *Bathmann U.V., Scharek R., Klaas C/ et al.* Spring development of phytoplankton biomass and composition in major water masses of the Atlantic sector of the Southern Ocean // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 1997. V. 44. P. 51–67. https://doi.org/10.1016/S0967-0645(96)00063-X

11. *Behrenfeld M.J., Bale A.J., Kolber Z.S. et al.* 1996. Confirmation of iron limitation of phytoplankton photosynthesis in the equatorial Pacific Ocean // Nature. 1997. V. 383. P. 508–511. https://doi.org/10.1038/383508a0

12. *Boyd P.W., Strzepek R., Fu F., Hutchins D.A.* Environmental control of open-ocean phytoplankton groups: Now and in the future // Limnol. Oceanogr. 2010. V. 55. P. 1353–1376. https://doi.org/10.4319/lo.2010.55.3.1353

13. *Cape M.R., Vernet M., Kahru M., Spreen G.* Polynya dynamics drive primary production in the Larsen A and B embayments following ice shelf collapse: primary production in the Larsen area // J. Geophys. Res. Oceans. 2014. V. 119. P. 572–594. https://doi.org/10.1002/2013JC009441

14. *Cullen J.J.* Subsurface chlorophyll maximum layers: Enduring Enigma or Mystery Solved? // Annu. Rev. Mar. Sci. 2015. V. 7. P. 207–239. https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010213-135111

15. *de Baar H.J.W.* Synthesis of iron fertilization experiments: From the Iron Age in the Age of Enlightenment // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. C09S16. P. 1–24 https://doi.org/10.1029/2004JC002601

16. *de Baar H.J.W., de Jong J.T., Bakker D. C.et al.* Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean //Nature. 1995. V. 373. № 6513. P. 412–415. https://doi.org/10.1038/373412a0

17. *El-Sayed S.Z., Taguchi S.* Primary production and standing crop of phytoplankton along the ice-edge in the Weddell Sea // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1981. V. 28. P. 1017–1032. https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90015-7

18. *Galbraith E.D., Gnanadesikan A., Dunne J.P., Hiscock M.R.* Regional impacts of iron-light colimitation in a global biogeochemical model //Biogeosciences. 2010. V. 7. P. 1043–1064. https://doi.org/0.5194/bg-7-1043-2010

19. *Knap A., Michaels A., Close A. et al.* Protocols for the joint global ocean flux study (JGOFS) core measurements. JGOFS, Reprint of the IOC Manuals and Guides No. 29, UNESCO 1994. 1996. V. 19. 170 p.

20. *Mathot S., Dandois J.-M., Lancelot C.* Gross and net primary production in the Scotia-Weddell Sea sector of the Southern Ocean during spring 1988 // Weddell Sea Ecology. Springer Berlin Heidelberg. 1992. P. 321–332. https://doi.org/10.1007/978-3-642-77595-6_37

21. *Morán X., Gasol J., Pedrós-Alió C., Estrada M.* Dissolved and particulate primary production and bacterial production in offshore Antarctic waters during austral summer: coupled or uncoupled? // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2001. V. 222. P. 25–39. https://doi.org/10.3354/meps222025

22. *Mosharov S.A., Sergeeva V.M., Kremenetskiy V.V. et al.* Assessment of phytoplankton photosynthetic efficiency based on measurement of fluorescence parameters and radiocarbon uptake in the Kara Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2019. V. 218. P. 59–69. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.12.004

23. *Platt T. Sathyendranath S., Edwards A.M. et al.* Nitrate supply and demand in the mixed layer of the ocean // Marine Ecology Progress Series. 2003. V. 254. P. 3–9. https://doi.org/10.3354/meps254003

24. *Sakshaug E., Holm-Hansen O.* Photoadaptation in Antarctic phytoplankton: variations in growth rate, chemical composition and *P* versus *I* curves // J Plankton Res. 1986. V. 8. P. 459–473. https://doi.org/10.1093/plankt/8.3.459

25. *Sambrotto R., Mace B.* Coupling of biological and physical regimes across the Antarctic Polar Front as reflected by nitrogen production and recycling // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2000. V. 47. P. 3339–3367. https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00071-0

26. *Stepanova S., Polukhin A., Borisenko G. et al.* Hydrochemical structure of waters in the northern Weddell Sea in austral summer 2020 // Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean: Oceanography and Ecology. Springer Nature Oceanography. in press

27. *Smith W., Nelson D.M.* Phytoplankton growth and new production in the Weddell Sea marginal ice zone in the austral spring and autumn // Limnol. Oceanogr. 1990. V. 35. P. 809–821. https://doi.org/10.4319/lo.1990.35.4.0809

28. *Steemann Nielsen E.* The Use of Radio-active Carbon (C^{14}) for measuring organic production in the sea // ICES Journal of Marine Science. 1952. V. 18. P. 117–140. https://doi.org/10.1093/icesjms/18.2.117

29. *Gieskes W.W.C., Bellerby R., Weissing F.J. et al.* Light rather than iron controls photosynthate production and allocation in Southern Ocean phytoplankton populations during austral autumn // Journal of Plankton Research. 2004. V. 26. P. 885–900. https://doi.org/10.1093/plankt/fbh088

30. *Vernet M., Geibert W., Hoppema M. et al.* The Weddell Gyre, Southern Ocean: Present Knowledge and Future Challenges // Rev. Geophys. 2019. V. 57. P. 623–708. https://doi.org/10.1029/2018RG000604

31. *Whitehouse M.J., Atkinson A., Korb R.E. et al.* Substantial primary production in the land-remote region of the central and northern Scotia Sea // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2012. 59–60, 47–56. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2011.05.010

Quantitative and Production Characteristics of Phytoplankton in the Northern Part of the Weddell Sea in Summer

N. D. Romanova[a, #], S. A. Mosharov[a, b], O. V. Vorobieva[c, d], E. V. Bardyukova[a], V. A. Artemiev[a]

[a] *Shirshov Institute of Oseanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b] *Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia*
[c] *Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia*
[d] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[#] *e-mail: NdRomanova@gmail.com*

The spatial distribution of the main parameters of primary productivity in the northern part of the Weddell Sea in the Antarctic summer of 2020 is presented in this work. The integral Chl a concentration in the photic layer varied from 23.1 to 85.8 mg/m^2. The maximum values of chlorophyll concentration were usually confined to the upper 15-meter layer. The values of the integral daily phytoplankton production varied from 26.7 to 654.6 mgC m^2 d^{-1} (on average, 257.5 ± 66.6 mgC m^2 d^{-1}), decreasing along the northern boundary of the Weddell Sea eastwards. The least productive areas were located over the continental slope of the Antarctic Peninsula. The maximum values of primary production were observed in a narrow temperature range (–0.2–0.7°C). A decrease in the value of integral primary production in surface waters was also observed with a decrease in salinity of the upper layer. In regions of high and moderate productivity, a decrease in the depth of the upper mixed layer did not provoke a more active growth of phytoplankton, as described for other regions of the Southern Ocean.

Keywords: primary production, Weddell Sea, Antarctic phytoplankton

EDN: BBKMOW
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 235–244

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 551.465

ИЗМЕНЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МАКРО- И МЕЙОБЕНТОСА В ЗАЛИВЕ БЛАГОПОЛУЧИЯ С 2013 ПО 2020 гг. (НОВАЯ ЗЕМЛЯ, КАРСКОЕ МОРЕ)

© 2022 г. П. П. Лепихина[1, 2, *], А. Б. Басин[2], Д. В. Кондарь[2], А. А. Удалов[2], М. В. Чикина[2], В. О. Мокиевский[2]

[1]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[2]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*
**e-mail: lepikhina_p@mail.ru*

Поступила в редакцию 27.05.2021 г.
После доработки 05.08.2021 г.
Принята к публикации 16.12.2021 г.

Количественные характеристики макро- и мейобентоса залива Благополучия (Новая Земля, Карское море) претерпели значительные изменения между 2013 и 2020 гг. В изученный период на акватории всего залива отмечено существенное увеличение численности мейобентоса при снижении показателей обилия макробентоса. Средние значения плотности поселений мейобентоса увеличились в три раза (с 702 до 2293 экз/10 см^2), тогда как средние значения численности макробентоса снизились вдвое – с 1530 до 645 экз/м^2. Численность мейобентоса в период между 2013 и 2020 гг. возросла за счет увеличения численности свободноживущих нематод. Наблюдаемые изменения могут быть результатом воздействия на экосистему залива краба-стригуна *Chionoecetes opilio*. Вселение этого вида в Карское море привело к преобразованиям в донных сообществах залива Благополучия, проявившимся в снижении численности и биомассы макробентоса и компенсационном увеличении плотности мейобентоса.

Ключевые слова: макробентос, мейобентос, залив Благополучия, Новая Земля, Карское море, *Chionoecetes opilio*

DOI: 10.31857/S0030157422020113

ВВЕДЕНИЕ

Макро- и мейобентос тесно связаны между собой многочисленными типами взаимодействий [21, 32, 38], однако сравнительные исследования различных аспектов (трофические взаимодействия, модификация макробентосными организмами субстрата и пр.) данных групп, существующих неразрывно друг от друга в донных отложениях, редки. Известно, что количественные изменения макро- и мейофауны взаимозависимы и что увеличение показателей обилия мейобентоса может наблюдаться параллельно со снижением таковых у макробентоса, в частности на градиенте глубин [4, 16, 17, 37], в эстуариях [14] и на прибойной литорали [30]. Другими словами, мейобентос может компенсировать развитие макробентоса и частично замещать его в трофической цепи [18]. К настоящему времени разнонаправленные изменения в обилии макро- и мейобентоса были описаны для моря Лаптевых [17] и для Белого, Баренцева, Восточно-Сибирского [4–6, 18], Балтийского [9] и Чёрного морей [10], что подтверждает гипотезу о компенсации мейобентосом макробентоса.

Если взаимное пространственное распределение макро- и мейобентоса описано довольно подробно, то временные аспекты взаимосвязей макро- и мейобентоса, связанные с долгосрочными перспективами функционирования экосистемы, гораздо менее известны [10]. В последние десять лет Карское море (и в частности, район архипелага Новая Земля) подвергается активной инвазии краба-стригуна *Chionoecetes opilio* [7, 12, 13]. До вселения краба-стригуна в донных сообществах Карского шельфа отсутствовали массовые крупные хищные декаподы, а донные сообщества западной части Карского моря характеризовались стабильностью [1, 8]. Вселение краба-стригуна в Карское море является уникальным экспериментом в природе. Он дает возможность наблюдения за развитием инвазии чужеродного вида и отклика на нее интактной арктической экосистемы. На фоне общего изменения трофических отношений в донной экосистеме исследование взаимоотношений двух основных размер-

ных блоков – макро- и мейобентоса (в частности, проверка гипотезы компенсации) вызывают особый интерес.

Первое исследование донной фауны залива Благополучия было выполнено в 2013 г. В ходе съемки была описана довольно богатая фауна макробентоса, при этом не наблюдалось существенных различий по численности и биомассе макробентоса между внутренней и внешней частями залива [15]. В 2013 г. краба-стригуна в заливе найдено не было, а в 2014 г. было зарегистрировано первое массовое появление молодых особей *C. opilio* на дне [40, 41]. Повторный сбор проб макро- и мейобентоса на аналогичной 2013 г. сетке станций, охватывающей весь спектр биотопов, был произведен в 2020 г. В это время максимальная численность крабов вдоль восточного побережья Новой Земли была зарегистрирована именно в заливе Благополучия и достигала 70 экз/100 м^2 [3], при этом популяция была уже достаточно зрелой и содержала крупных репродуктивных особей возрастной когорты, осевшей в заливе в 2013–2014 гг. [40, 41].

Цели данной работы – сравнить количественные изменения макро- и мейобентоса в 2013 и 2020 гг. и проверить применимость правила компенсации макробентоса мейобентосом как реакцию на воздействие крупного хищника.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследования. Залив Благополучия расположен на восточном берегу северного острова Новой Земли (75°40′ N, 63°40′ E). Длина залива 12 км, максимальная ширина на входе 6 км. Залив фиордового типа простирается от устья на северо-запад, имеет воронкообразную форму, расширяющуюся к открытому морю, и выраженную котловину с глубинами 180–200 м, отделенную от открытого моря порогом с глубинами около 40 метров. В залив поступает мощный сток двух рек, берущих начало от ледника Налли, расположенного в 5 км от вершины залива.

Климат залива арктический с низкими температурами, высокой влажностью воздуха, частыми осадками и туманами. Залив покрыт льдом с ноября по июнь. Воды залива подвержены сезонным изменениям температурного и соленосного режимов. Летом температура поверхностных вод в центральной части залива составляет +4–5.5°C, снижаясь под влиянием ледникового стока до +1.8°C в куту. Поверхностная соленость увеличивается от внутренней части залива в сторону открытого моря с 21–23 до 31.2–32.5. В летний период термоклин располагается на глубине 40–50 м, под термоклином температура и соленость становятся стабильными и составляют –1.1°C и 34.2–34.5 соответственно. Открытый водообмен между внутренней котловиной залива и внешней частью сохраняется, поскольку порог расположен ниже уровня сезонного термоклина [11]. Осадки в центральном бассейне (на глубинах более 30 м) довольно однородны и представлены хорошо насыщенными кислородом илами, иногда с примесью гальки [15].

Отбор проб, обработка материала и статистический анализ данных. Исследование было проведено во внутренней части залива Благополучия и на прилегающей части склона Новоземельской впадины (75°40′ N, 63°40′ E). Отбор проб был осуществлен в ходе 125 рейса НИС “Профессор Штокман” в сентябре 2013 года и в ходе 81 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в сентябре 2020 года. В 2013 году было выполнено семь станций, в 2020 году – 5 станций на глубинах от 35 до 174 м (рис. 1). Гидрологические и гидрохимические параметры (глубина, соленость, температура придонной воды, концентрация растворенного кислорода, мутность воды) были измерены на всех станциях (табл. 1).

Для сбора проб макрофауны использовали дночерпатели “Океан” и Ван-Вина с площадью раскрытия 0.1 м^2. На каждой станции было взято по три пробы. Грунт на макробентос промывали через сито с диаметром ячеи 0.5 мм и фиксировали в 5–6% растворе формалина на борту. Все собранные животные были определены до низшего возможного таксономического ранга, подсчитаны и переведены в 70% спирт. Многоклеточная мейофауна была собрана с помощью дночерпателя “Океан” в 2013 году и с помощью дночерпателя Ван-Вина или бокс-корера (площадь раскрытия 0.25 м^2) в 2020 году в зависимости от условий (глубина, тип грунта, волнение моря) (табл. 1). Для изучения количественных характеристик мейобентоса на каждой станции было отобрано по две повторности на глубину 5 см от поверхности осадка трубчатым пробоотборником (площадь 3 см^2) в 2020 году и три повторности, усредненные в одну пробу по техническим причинам, в 2013 году. Образцы осадка фиксировали в 4% нейтральном формалине на борту судна, а затем красили бенгальской розой в лаборатории. Экстракцию организмов мейофауны из грунта проводили методом центрифугирования в градиенте плотности водного коллоидного раствора силикатов (LEVASIL®) [22]. Супернатант промывали через сито с диаметром ячеи 40 мкм. Извлеченные организмы были подсчитаны и классифицированы по основным таксонам.

Статистический анализ данных выполнен в программах MS Excel 2007 и PAST v3.22 [28]. Для оценки достоверности различий численности макро- и мейобентоса между 2013 и 2020 гг. был проведен однофакторный дисперсионный анализ (ANOVA) с последующим применением

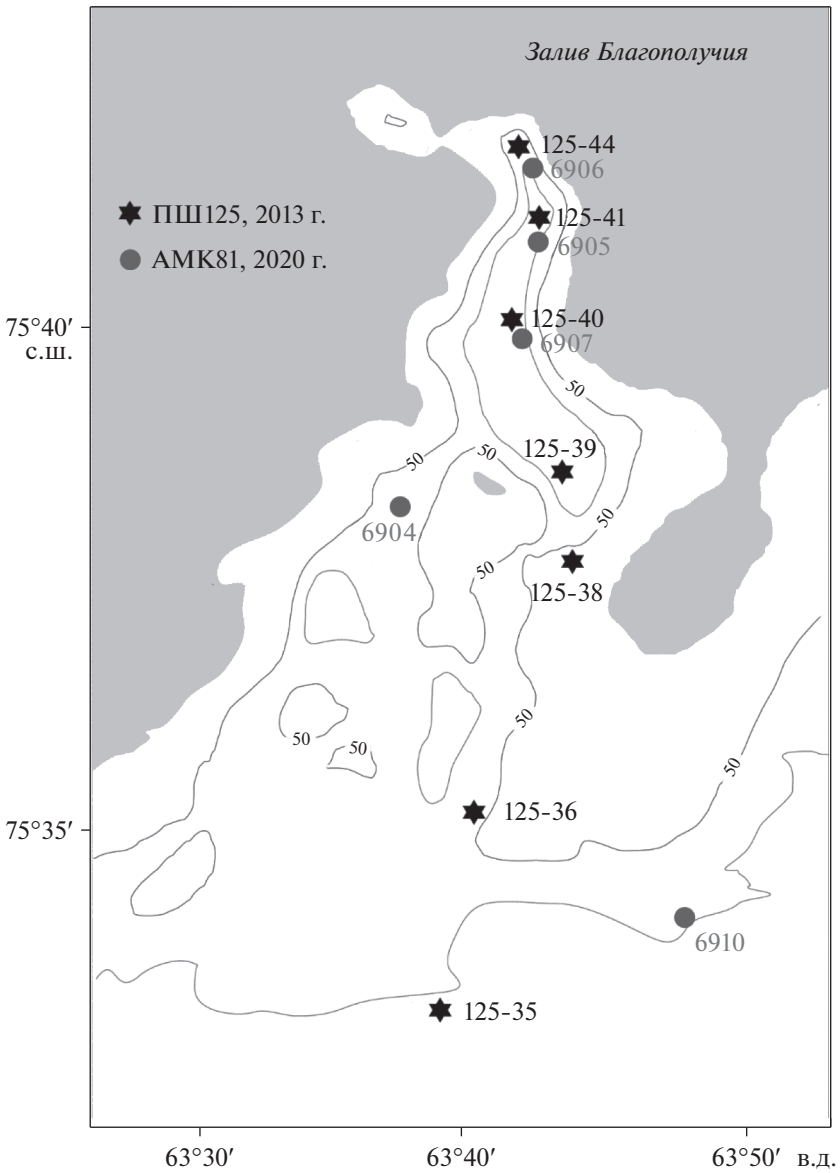

Рис. 1. Карта расположения станций в заливе Благополучия.

апостериорных тестов. Наиболее предпочтительным из последних был тест Тьюки (Tukey's HSD).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Абиотические факторы. Температура придонного слоя воды во время съемки 2013 г. составляла –1°С в целом по заливу, средняя концентрация растворенного кислорода равнялась 87.6%, мутность воды изменялась от 0.4 до 2 ЕМФ. В 2020 г. придонная температура была –0.4°С в среднем по заливу, концентрация растворенного кислорода снизилась до 82.6%, мутность воды варьировала в пределах 0.9–3.3 ЕМФ (табл. 1). Средняя по заливу придонная соленость в оба года исследования была 34. Таким образом, в 2020 г. наблюдалось увеличение температуры придонной воды на 0.6°С и снижение концентрации растворенного кислорода на 5% по сравнению с 2013 г.

Макробентос. Плотность поселения организмов в 2013 г. изменялась от 560 до 2720 экз/м^2 на станцию (среднее ± стандартное отклонение: 1529.5 ± 513.9 экз/м^2), биомасса, в среднем по заливу, составила 73.1 г/м^2. В 2020 г. численность организмов была значительно ниже и варьировала в диапазоне 210–1360 экз/м^2 на станцию (644.7 ± 362.5 экз/м^2), биомасса тоже снизилась и составляла в среднем по заливу 30 г/м^2 (рис. 2б, в). По численности в оба года исследования доминировали полихеты и двустворчатые моллюски, по

Таблица 1. Характеристика станций залива Благополучия (О – дночерпатель “Океан”, ВВ – дночерпатель Ван-Вина, БК – бокс-корер)

Станция	Дата	Орудие сбора макробентоса	Орудие сбора мейобентоса	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина, м	Придонная вода			
							соленость	температура, °C	мутность, ЕМФ	O_2, %
125-35	13.09.2013	О	О	75°33.4′	63°38.4′	127	34.7	–0.90	0.42	83.10
125-36	13.09.2013	О	О	75°34.9′	63°39.5′	65	34.4	–0.93	1.17	90.00
125-38	14.09.2013	О	О	75°37.7′	63°43.5′	35	33.7	0.34	2.00	97.10
125-39	14.09.2013	О	О	75°38.0′	63°42.8′	128	34.6	–1.50	1.01	85.20
125-40	14.09.2013	О	О	75°40.1′	63°41.4′	148	34.6	–1.48	1.04	85.60
125-41	14.09.2013	О	О	75°41.2′	63°42.8′	118	34.5	–1.43	1.27	85.70
125-44	15.09.2013	О	О	75°41.9′	63°41.9′	67	34.5	–1.31	1.40	86.60
6904	07.09.2020	ВВ	ВВ	75°38.0′	63°37.6′	72	34.3	–0.39	1.07	83.61
6905	07.09.2020	ВВ	ВВ	75°41.1′	63°42.8′	103	34.3	–0.48	1.57	81.73
6906	08.09.2020	ВВ	ВВ	75°42.0′	63°41.7′	67	34.3	–0.46	3.27	83.70
6907	08.09.2020	ВВ	БК	75°40.1′	63°41.1′	174	34.4	–0.49	1.61	79.02
6910	10.09.2020	ВВ	ВВ	75°35.1′	63°49.7′	98	34.3	–0.36	0.90	84.74

биомассе в 2013 г. – двустворчатые моллюски, сипункулиды и иглокожие, в 2020 – только сипункулиды и двустворчатые моллюски (рис. 3). Средняя численность полихет по заливу в 2013 г. составила 750 экз/м^2, тогда как в 2020 г. только 320 экз/м^2. Снизилась численность и двустворчатых моллюсков с 507.6 до 294.7 экз/м^2. Биомасса двустворчатых моллюсков в среднем по заливу сократилась с 29.1 до 8.4 г/м^2, тогда как биомасса сипункулид увеличилась с 13.8 до 18.7 г/м^2. В 2020 г. полностью исчезли макробентосные остракоды, представленные единственным видом *Philomedes globosus* [29], хотя в 2013 г. они были третьими по обилию (168 экз/м^2), и иглокожие, представленные офиурами и голотуриями. Соотношение численности полихет и ракообразных сильно изменилось в пользу первых с 6 : 1 (2013 г.) до 48 : 1 (2020 г.).

Численность макробентоса в 2013 г. на внешнем склоне залива (ст. 125-35, 125-36, 125-38) была несколько выше, чем в его внутренней части (ст. 125-39, 125-40, 125-41, 125-44). Средняя биомасса организмов между внутренней котловиной и внешней частью залива практически не различалась: 72.5 г/м^2 против 73.8 г/м^2.

Средняя плотность поселения организмов в 2020 г. во внешней части залива и на пороге (ст. 6904, 6910) была выше, чем в его внутренней части (ст. 6905, 6906, 6907): 928.3 ± 425.2 экз/м^2 против 455.6 ± 128.1 экз/м^2. Средние значения биомассы макробентоса на пороге и во внешней части залива (59.8 г/м^2) были в шесть раз выше, чем во внутренней части (10.1 г/м^2), тем самым демонстрируя аналогичную закономерность распределения. Изменения численности двух массовых групп макробентоса – полихет и двустворчатых моллюсков – носят взаимно противоположный характер. По направлению от порога и внешнего склона залива (ст. 6904, 6910) к внутренней акватории происходило постепенное уменьшение доли двустворчатых моллюсков от общей численности макробентоса (с 486.7 до 166.7 экз/м^2, т.е. с 52 до 37%). Параллельно происходило увеличение доли полихет от общей численности организмов (с 381.7 до 278.9 экз/м^2, т.е. с 41 до 61%). В 2013 г. подобная тенденция отсутствовала, обилие полихет и двустворчатых моллюсков было почти равным во внутренней и внешней частях залива: 78.7/70.1 и 50.3/51.3 экз/м^2 соответственно.

Мейобентос. В составе многоклеточного мейобентоса залива Благополучия и на прилегающей части склона Новоземельской впадины, по данным 2013 г., выявлено 14 таксономических групп. По численности лидировали нематоды (Nematoda), на долю которых приходилось более 88% всего мейобентоса на каждой станции, и гарпактикоиды (Harpacticoida), составляя от 0.4 до 12.1% (рис. 4). Остальные группы (Gastrotricha, Ostracoda, Polychaeta, Oligochaeta, Hydrozoa, Kinorhyncha, Tardigrada, Acari, молодь Bivalvia и Priapulida) давали незначительный вклад в общую численность. Hydrozoa, представленные единственным родом и видом *Plotocnide borealis* (прежде определяемой как *Boreohydra simplex* [33]), встречаются на двух станциях, при этом на станции 125-44 они достигли 5.8% общей численности и были вторым

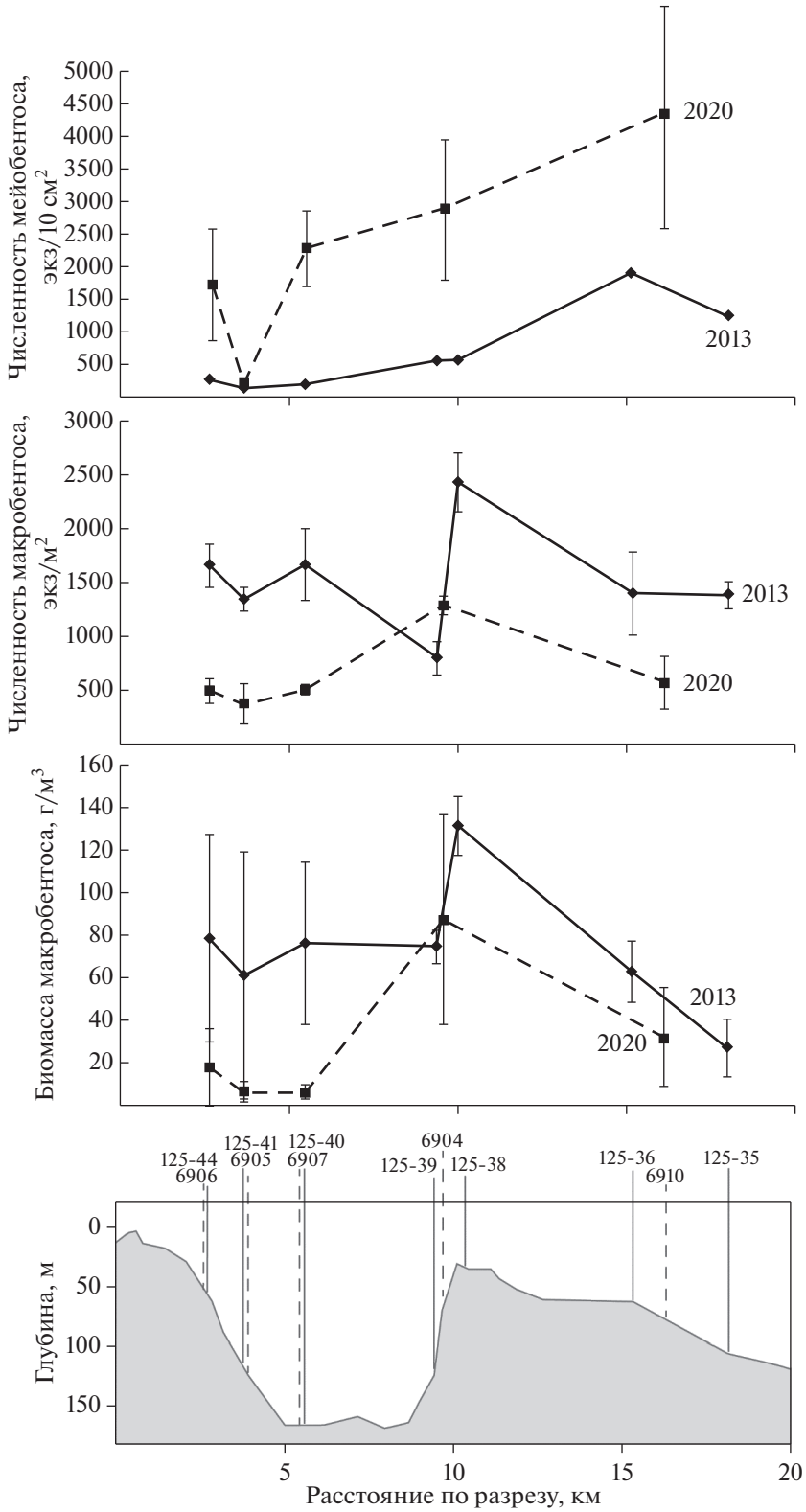

Рис. 2. Изменения численности мейобентоса, численности и биомассы макробентоса в 2013 и 2020 гг. и расположение станций по разрезу. Указаны средние значения для каждой станции и стандартное отклонение.

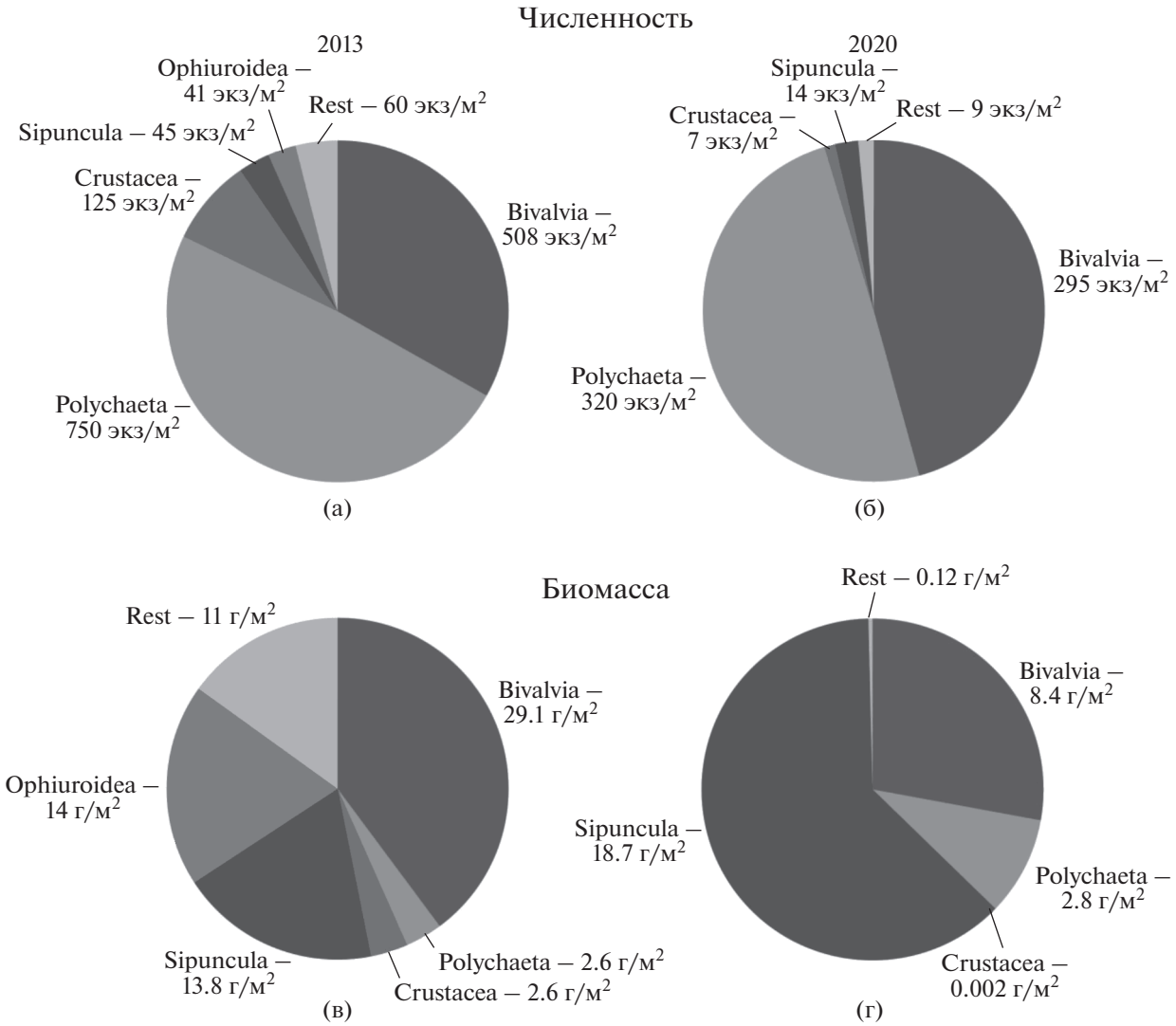

Рис. 3. Изменения процентного соотношения массовых групп макробентоса в 2013 и 2020 гг. по численности (а, б) и биомассе (в, г). Rest – суммарная численность (а, б) и биомасса (в, г) остальных групп макробентоса.

по обилию. Что касается Harpacticoida, то их доля относительно суммарной численности мейобентоса постепенно увеличивалась с глубиной (за исключением станции 125-36).

В 2020 г. в составе многоклеточного мейобентоса были найдены представители 11 крупных таксонов. К таксонам, встреченным в 2013 г., добавились Turbellaria и Porifera, однако Tardigrada, Acari, молодь Bivalvia и Priapulida не были встречены. Количественно в пробах преобладали нематоды, на втором месте были гарпактикоиды (рис. 4). Соотношение нематод и гарпактикоидных копепод сильно сдвинуто в сторону доминирования первых, как и в 2013 г. Доля нематод на исследованных станциях была примерно одинаковой – порядка 93.5% (89.4–95.9%) от общей численности, а доля гарпактикоидных копепод не превышала 6.5%.

Таким образом, таксономический состав мейобентоса за семь лет существенно не изменился, доля нематод в суммарной численности была и остается очень высокой.

По данным съемки 2013 г. плотность поселения многоклеточного мейобентоса на исследованных станциях изменялась от 140 до 1912 экз/10 см^2, составляя в среднем 701.5 экз/10 см^2. При этом обилие организмов во внутренней котловине залива (291.5 ± 184.6 экз/10 см^2) было на порядок ниже, чем на пороге и внешней стороне склона (1248.2 ± 671.3 экз/10 см^2). Т.е. увеличение численности многоклеточного мейобентоса происходит от кутовой части залива в сторону внешнего склона. Такое же распределение демонстри-

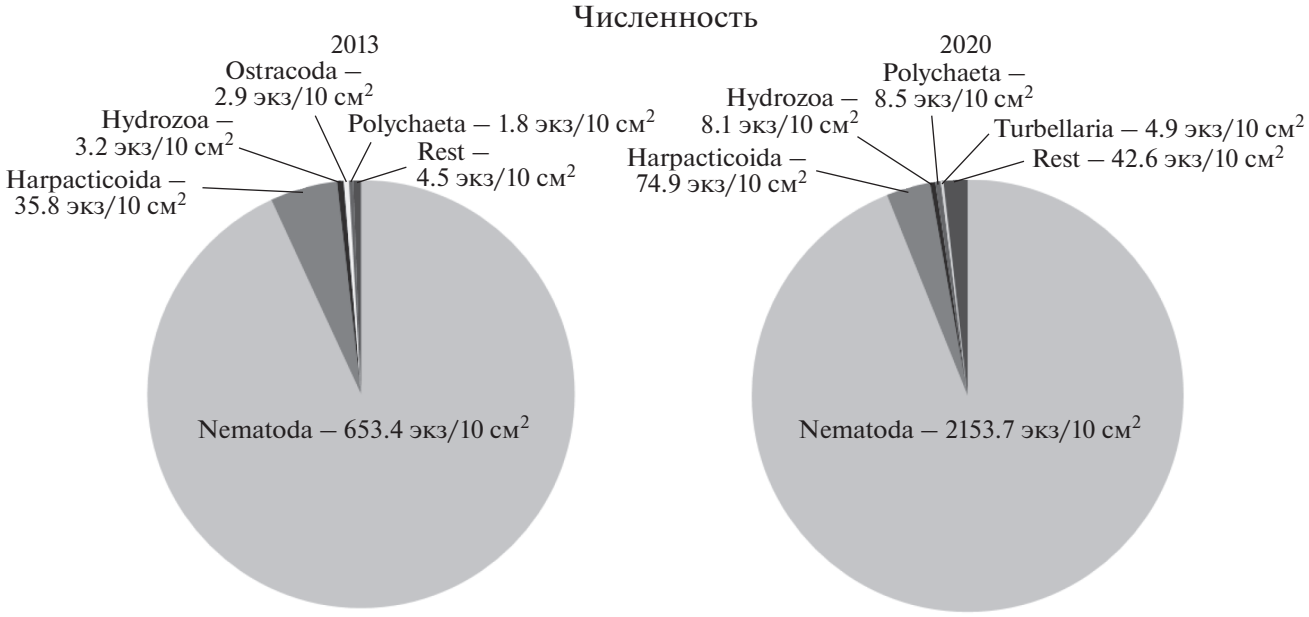

Рис. 4. Изменения процентного соотношения массовых групп мейобентоса в 2013 и 2020 гг. по численности. Rest – суммарная численность остальных групп мейобентоса.

ровала самая массовая группа мейобентоса – нематоды, обилие которых варьировало от 134.1 до 1756.5 экз/10 см^2, в среднем 653.4 экз/10 см^2. Численность гарпактикоидных копепод составляла в среднем 35.8 экз/10 см^2, меняясь от 2.4 до 107.1 экз/10 см^2.

В 2020 г. общие закономерности количественного распределения мейобентоса остались теми же: высокое обилие на ст. 6910, расположенной на выходе из залива, и последующее снижение через ст. 6904 у порога к внутренним станциям 6905, 6906, 6907. Однако средняя суммарная численность мейобентоса увеличилась более, чем в три раза, и составила 2293 экз/10 см^2 (рис. 2а). Увеличение общей численности произошло в большей степени за счет нематод (среднее обилие по всей трансекте – 2153.7 экз/10 см^2). Численность гарпактикоидных копепод также возросла, однако не так значительно, как у нематод – в среднем по всем станциям она составила 74.9 экз/10 см^2. В целом, соотношение между нематодами и гарпактикоидами (нематодно-копеподное отношение) принципиально изменилось: в 2013 г. оно составляло 18.3 : 1, а в 2020 г. – 28.8 : 1. Также наблюдалось увеличение численности гидроидов *Plotocnide borealis* в два с половиной раза.

Сравнительный анализ количественного распределения макро- и мейобентоса в 2013 и 2020 гг. Результаты однофакторного дисперсионного анализа указывают на статистически значимые различия количественных характеристик макро- и мейобентоса на всей акватории залива между 2013 и 2020 гг. (табл. 2). Таким образом, наблюдается общая направленная тенденция увеличения доли мейобентоса в донном сообществе на фоне ее снижения у макробентоса.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление результатов 2013 и 2020 гг. показывает, что в заливе Благополучия между двумя годами исследований наблюдается заметная трансформация донных сообществ. Данная трансформация проявляется, во-первых, в уменьшении численности и биомассы макробентоса и сопровождается изменением структуры на уровне крупных таксонов. В период исследования общая численность и биомасса макробентоса сократились в два раза. Полностью исчезли такие массовые группы как офиуры и макробентосные остракоды, в то время как биомасса сипункулид относительно общей биомассы, напротив, возросла с 18.9 до 62.3%. Средние значения численности двух доминирующих групп – полихет и двустворчатых моллюсков – сократились в три и два раза соответственно. Соотношение численности полихет и ракообразных увеличилось в сторону первых в восемь раз.

Во-вторых, наблюдается трехкратное увеличение численности мейобентоса с изменением соотношения двух доминирующих таксонов – нематод и гарпактицид – с 18.3 : 1 до 28.8 : 1. Таксономический состав мейобентоса на уровне крупных таксонов между 2013 и 2020 гг. существенно не изменился. Численность мейобентоса пропорционально увеличилась как во внутрен-

Таблица 2. Результаты однофакторного дисперсионного анализа количественных изменений мейо- и макробентоса по всему заливу, во внешней и внутренней частях в 2013–2020 гг. (жирным выделены достоверные значения при $p < 0.05$, жирным курсивом – $p < 0.01$)

Фактор		Мейобентос			Макробентос		
		вся акватория залива	внешняя часть	внутренняя часть	вся акватория залива	внешняя часть	внутренняя часть
Численность	df	1	1	1	1	1	1
	MS	7.38383×10^6	6.74123×10^6	2.13998×10^6	2.28364×10^6	792675	1.43617×10^6
	F	**6.276**	**10.31**	4.505	***11.45***	2.403	**14.3**
Residuals	df	10	3	5	10	3	5
	MS	1.17646×10^6	653682	475011	199506	329887	100422
Total	df	11	4	6	11	4	6

ней, так и во внешней частях залива, т.е. общий характер распределения мейобентоса с более высокой численностью на внешнем склоне остался неизменным. Общие показатели обилия возросли главным образом за счет увеличения численности нематод, обилие представителей других групп мейобентоса осталось практически без изменений. В оба года исследования нематоды заметно опережали гарпактицид и другие группы мейобентоса по обилию, составляя 93–95% в среднем по заливу. Наблюдалось также двукратное увеличение численности гидроидов *Plotocnide borealis* в 2020 г. Рост их обилия может быть реакцией на увеличение пищевого ресурса – нематод [33]. Мы предполагаем, что описанные выше изменения обилия макро- и мейобентоса связаны между собой.

В качестве одной из причин наблюдаемых изменений можно предположить возможные изменения гидрологической структуры залива, связанные как с режимом стока, так и с водообменом с Карским морем. Уменьшение площади выводных ледников, а также их усиленное таяние, наблюдаемое для архипелага Новая Земля [2], может способствовать увеличению седиментации взвешенного теригенного вещества, что, несомненно, приводит к изменению таксономической структуры и количественных характеристик сообществ макробентоса [27, 36]. Однако сравнение распределения мутности по заливу в 2013 и 2020 гг. это не подтверждает. Наблюдаемое повышение температуры в придонном слое также может приводить к уменьшению доли арктических элементов фауны в макробентосе и изменению структуры сообществ [1, 39], однако наши данные не позволяют определить, является ли данное повышение многолетним трендом или межгодовой (либо сезонной) флуктуацией.

Наиболее вероятной причиной снижения обилия макробентоса и изменения его структуры является хищничество краба-стригуна *C. opilio*, являющегося активным неизбирательным хищником в бентосе [26, 40], при этом организмы мейобентоса не являются предпочитаемым кормом краба из-за их малых размеров. В 2013 г. в заливе Благополучия краба-стригуна зарегистрировано не было, тогда как в 2020 г. его численность на данной акватории была самой высокой вдоль восточного побережья архипелага Новая Земля и достигала 70 экз/100 м^2 [3]. Ответное изменение обилия мейобентоса может иметь две причины. Первая причина – это использование той доли органического вещества, которая ранее потреблялась макробентосом. В литературе есть ряд работ, показывающих быструю реакцию мейобентоса и нематод, в первую очередь на поступление дополнительной органики [34, 35]. Вторая причина – уменьшение давления макробентосных хищников. Многочисленные экспериментальные исследования показали, что мейофауна является важным составляющим рациона эпибентосных хищников [23], например, креветок [19, 31]. Кроме этого, ряд исследований указывает на то, что хищническое поведение макробентосных организмов влияет на численность мейобентоса [20, 24, 25], в частности, продемонстрировано возрастание плотности поселений мейофауны в результате снижения численности выедающих ее макробентосных хищников [20], что и наблюдается в заливе Благополучия. Последующий детальный анализ пищевых связей и распределения потоков органического вещества в бентосе позволит оценить достоверность этих гипотез.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Источники финансирования

Работа выполнена в рамках программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики” и Госзадания ИО РАН № 0128-2021-0007 при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-60053, сбор материала в рейсе; № 18-05-60070, анализ факторов среды; № 19-05-00128, таксо-

номический анализ мейобентоса). Авторы благодарны руководителю программы М.В. Флинту за организацию экспедиций и экипажам НИС “Профессор Штокман” и НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антипова Т.В., Семенов В.Н.* Состав и распределение бентоса юго-западных районов типично морских вод Карского моря // Экология и биоресурсы Карского моря. Апатиты: Изд-во. Кольского научного центра РАН. 1989. С. 127–137.
2. Архипелаг Новая Земля и Карское море: геохимия, гляциология, радиационное состояние / Ред. Флинт М.В. М.: АПР. 2018. 152 с.
3. *Галкин С.В., Залота А.К., Удалов А.А., Пронин А.А.* Оценка плотности популяций краба-вселенца *Chionoecetes opilio* в Карском море с использованием БНПА “Видеомодуль” // XVII Международная научно-техническая конференция “Современные методы и средства океанологических исследований”. 2021. (В печати).
4. *Гальцова В.В.* Мейобентос в морских экосистемах (на примере свободноживущих нематод) // Тр. ЗИН. 1991. Т. 224. 240 с.
5. *Голиков А.Н., Аверинцев В.Г.* Биоценозы верхних отделов шельфа архипелага Земли Франца-Иосифа и некоторые закономерности их распределения. Биоценозы шельфа Земли Франца-Иосифа и фауна сопредельных акваторий // Иссл. фауны морей. 1977. Т. 14. № 22. С. 5–54.
6. *Голиков А.Н., Скарлато О.Н., Аверинцев В.Г. и др.* Экосистемы Новосибирского мелководья и некоторые закономерности их распространения и функционирования // Экосистемы Новосибирского мелководья и фауна моря Лаптевых и сопредельных вод Арктического океана. Л.: Наука. 1990. С. 4–79.
7. *Зимина О.Л.* Находка краба-стригуна *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius, 1788) (Decapoda: Majidae) в Карском море // Биология моря. 2014. Т. 40. № 6. С. 497–499.
8. *Козловский В.В., Чикина М.В., Кучерук Н.В., Басин А.Б.* Структура сообществ макрозообентоса юго-западной части Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. №. 6. С. 1072–1081.
9. *Максимов А.А., Петухов В.А.* Роль макро- и мейобентоса в донных сообществах вершины Финского залива // Тр. ЗИН. 2011. Т. 315. №. 3. С. 289–310.
10. *Мокиевский В.О., Воробьева Л.В., Гарлицкая Л.А. и др.* Многолетние изменения в мейобентосе восточной части Чёрного моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 994–1001.
11. *Степанова С.В., Недоспасов А.А.* Особенности гидрофизического и гидрохимического режимов залива Благополучия (Новая Земля) // Океанология. 2017. Т. 57. №. 1. С. 1–11.
12. *Соколов А.М.* Интродукция краба-стригуна опилио в Карское море как пример дальнейшей адаптивной стратегии этого вида в российском секторе Арктики (по результатам исследований ПИНРО в 2013 г.) // Рыбное хозяйство. 2014. Т. 6. С. 63–67.
13. *Спиридонов В.А., Залота А.К., Веденин А.А.* Быстрое развитие инвазии краба-стригуна (*Chionoecetes opilio*) в Карском море // Материалы научной конференции “Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований”. М.: Институт Океанологии РАН. 2015. С. 179–183.
14. *Удалов А.А., Бурковский И.В., Мокиевский В.О. и др.* Изменения основных характеристик микро-, мейо- и макробентоса по градиенту солености в эстуарии Белого моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 549–560.
15. *Удалов А.А., Веденин А.А., Симаков М.И.* Донная фауна залива Благополучия (Новая Земля, Карское море) // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 720–730.
16. *Удалов А.А., Кондарь Д.В., Милютина М.А. и др.* Количественное распределение мейобентоса в Байдарацкой губе (Карское море) // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 171–182.
17. *Шереметевский А.М.* Роль мейобентоса в биоценозах шельфа южного Сахалина, восточной Камчатки и Новосибирского мелководья // Иссл. фауны морей. 1987. Т. 35. № 43. 135 с.
18. *Шереметевский А.М.* К вопросу о компенсации развития макробентоса мейобентосом на примере мидиевых банок Белого моря // Экология моря. 1991. Т. 39. С. 89–91.
19. *Bell S.S., Coull B.C.* Field evidence that shrimp predation regulates meiofauna // Oecologia. 1978. V. 35. P. 141–148.
20. *Bell S.S.* Au experimental study of the relationship between below-ground structure and meiofauna taxa // Mar Biol. 1983. V. 76. № 1. P. 33–39.
21. *Braeckman U., Van Colen C., Soetaert K. et al.* Contrasting macrobenthic activities differentially affect nematode density and diversity in a shallow subtidal marine sediment // Mar Ecol Prog Ser. 2011. V. 422. P. 179–191.
22. *Burgess R.* An improved protocol for separating meiofauna from sediments using colloidal silica sols // Mar Ecol Prog Ser. 2001. V. 214. P. 161–165.
23. *Coull B.C.* Are members of the meiofauna food for higher trophic levels? // Trans Am Microsc Soc. 1990. V. 109. P. 233.
24. *Danovaro R., Scopa M., Gambi C., Fraschetti S.* Trophic importance of subtidal metazoan meiofauna: evidence from in situ exclusion experiments on soft and rocky substrates // Mar Biol. 2007. V. 152. P. 339–350.
25. *Fleeger J.W., Johnson D.S., Galván K.A., Deegan L.A.* Top-down and bottom-up control of infauna varies across the saltmarsh landscape // J Exp Mar Biol Ecol. 2008. V. 357. P. 20–34.
26. *Gebruk A., Zalota A.K., Dgebuadze P. et al.* Trophic niches of benthic crustaceans in the Pechora Sea suggest that the invasive snow crab *Chionoecetes opilio* could be an important competitor // Polar Biol. 2021. V. 44. № 1. P. 57–71.
27. *Görlich K., Weslawski J.M., Zajaczkowski M.* Suspension settling effect on macrobenthic biomass distribution in the Hornsund fjord, Spitsbergen // Polar Research 5 new series. 1987. P. 175–192.

28. *Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D.* PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis // Palaeontol Electronica. 2001. V. 4. P. 1–9.

29. *Horne D.J., Bruce A., Whittaker J.E.* Ostracoda // European register of marine species: a check-list of the marine species in Europe and a bibliography of guides to their identification. Collection Patrimoines Naturels. 2001. V. 50. P. 244–251.

30. *McLachlan A.* Composition, distribution, abundance and biomass of the macrofauna and meiofauna of four sandy beaches // Zool.-Afr. 1977. V. 12. №. 2. P. 279–306.

31. *Nilsson P., Sundback K., Jonsson B.* Effect of the brown shrimp *Crangon crangon* on endobenthic macrofauna, meiofauna and meiofaunal grazing rates // Neth J Sea Res. 1993. V. 31. P. 95–106.

32. *Olafsson E.* Do macrofauna structure meiofauna assemblages in marine soft-bottoms? A review of experimental studies // Vie Milieu. 2003. V. 53. P. 249–265.

33. *Pyataeva S.V., Hopcroft R.R., Lindsay D.J., Collins A.G.* DNA barcodes unite two problematic taxa: the meiobenthic *Boreohydra simplex* is a life-cycle stage of *Plotocnide borealis* (Hydrozoa: Aplanulata) // Zootaxa. 2016. V. 4150. P. 85–92.

34. *Quintana C.O., Yoshinaga M.Y., Sumida P.Y.G.* Benthic responses to organic matter variation in subtropical coastal area off SE Brazil // Mar Ecol. 2010. V. 31. № 3. P. 457–472.

35. *Shimanaga M., Shirayama Y.* Response of benthic organisms to seasonal change of organic matter deposition in the bathyal Sagami Bay, central Japan // Oceanologica Acta. 2000. V. 23. № 1. P. 91–107.

36. *Syvitski J.P., Farrow G.E., Atkinson R.J.A. et al.* Baffin Island fjord macrobenthos: bottom communities and environmental significance // Arctic. 1989. V. 42. № 3. P. 232–247.

37. *Thiel H.* The size structure of the deep-sea benthos // Int Rev Hydrobiol. 1975. V. 60. №. 5. P. 575–606.

38. *Urban-Malinga B., Drgas A., Gromisz S., Barnes N.* Species-specific effect of macrobenthic assemblages on meiobenthos and nematode community structure in shallow sandy sediments // Mar Biol. 2014. V. 161. P. 195–212.

39. *Wlodarska M., Weslawski J.M., Gromisz S.* A comparison of the macrofaunal community structure and diversity in two arctic glacial bays – a 'cold' one off Franz Josef Land and a 'warm' one off Spitsbergen // Oceanologia. 1996. V. 38. P. 251–283.

40. *Zalota A.K., Spiridonov V.A., Vedenin A.A.* Development of snow crab *Chionoecetes opilio* (Crustacea: Decapoda: Oregonidae) invasion in the Kara Sea // Polar Biol. 2018. V. 41. P. 1983–1994.

41. *Zalota A.K., Zimina O.L., Spiridonov V.A.* Combining data from different sampling methods to study the development of an alien crab *Chionoecetes opilio* invasion in the remote and pristine Arctic Kara Sea // PeerJ, 2019.
https://doi.org/10.7717/peerj.7952

Changes in the Quantitative Characteristics of Macro- and Meiobenthos in the Blagopoluchiya Bay from 2013 to 2020 Period (Novaya Zemlya, the Kara Sea)

P. P. Lepikhina[a, b, #], A. B. Basin[b], D. V. Kondar[b], A. A. Udalov[b], M. V. Chikina[b], V. O. Mokievsky[b]

[a] *Department of Invertebrate Zoology, Faculty of Biology, Moscow State University, Moscow, Russia*

[b] *P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

During the studied seven years, macro- and meiobenthos of the Blagopoluchiya Bay (Novaya Zemlya, Kara Sea) have undergone significant changes in their quantitative distribution. Between the 2013 and 2020, meiobenthos abundance increased greatly, whereas macrobenthos abundance decreased. Mean meiobenthos density values tripled (from 702 ind/10 cm^2 to 2293 ind/10 cm^2), while mean abundance values of macrobenthos decreased by half (from 1530 ind/m^2 to 645 ind/m^2). The observed growth of meiobenthos abundance was mainly due to an increase in the density of free-living nematodes. We suggest that the invasion of the snow crab *Chionoecetes opilio* was among the most important drivers of changes in benthos distribution. Following the crab invasion, there was a reduction of macrobenthic density and biomass and a compensatory increase in those in meiobenthos in the Blagopoluchiya Bay.

Keywords: Macrobenthos, meiobenthos, Blagopoluchiya Bay, Novaya Zemlya, Kara Sea, *Chionoecetes opilio*

EDN: JINWLO
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 245–259

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 574.583

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА АЛЬГОФЛОРЫ СТРАТИФИЦИРОВАННОГО ОЗЕРА КИСЛО-СЛАДКОЕ, ЧАСТИЧНО ИЗОЛИРОВАННОГО ОТ БЕЛОГО МОРЯ

© 2022 г. Д. А. Иванова[1], *, Е. Д. Краснова[2], Д. А. Воронов[3], И. Г. Радченко[1]

[1]*Кафедра общей экологии и гидробиологии, Биологический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

[2]*Беломорская биологическая станция им. Н.А. Перцова МГУ им. М.В. Ломоносова, пос. Приморский, Республика Карелия, Россия*

[3]*Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича РАН, Москва, Россия*

**e-mail: da.ivanova99@yandex.ru*

Поступила в редакцию 18.08.2021 г.
После доработки 21.09.2021 г.
Принята к публикации 16.12.2021 г.

Приведены данные по составу и обилию альгофлоры в прибрежном стратифицированном озере Кисло-Сладкое (Карельский берег Белого моря) после осенней промывки морской водой. Исследована сезонная динамика и вертикальная структура фитопланктона с 17 марта по 3 октября 2019 г., а также ледовая флора 17 марта и 1 апреля того же года. Наибольшая углеродная биомасса ледовых водорослей, 0.79 г С/м^3, отмечена в апреле с доминированием *Nitzschia frigida*. Интегрированная биомасса фитопланктона в столбе воды изменялась от 0.01 г С/м^2 в марте, достигала 5.83 г С/м^2 в период весеннего цветения в конце мая с доминированием *Chaetoceros invisibilis* и до октября менялась в пределах 0.07–0.29 г С/м^2, при этом автотрофные водоросли сменялись гетеротрофными формами. Регрессионный анализ показал, что на структуру фитопланктона оказывали влияние длина светового дня, температура воды, содержание растворенного кислорода, глубина, pH воды, соленость и освещенность.

Ключевые слова: Белое море, отделяющиеся водоемы, меромиксия, стратифицированные озера, ледовые водоросли, фитопланктон, *Chaetoceros invisibilis*, *Nanofrustulum trainorii*

DOI: 10.31857/S0030157422020083

ВВЕДЕНИЕ

При изоляции морского залива от моря водоем оказывается в качественно новом состоянии, которое с точки зрения гидрологии характеризуется как меромиксия, а в плане экологии – как новая экосистема, биота которой уникальна по сравнению с морем, от которого происходит отделение. Новый водоем характеризуется вертикальной неоднородностью абиотических и биотических компонентов экосистемы [13].

Извилистая береговая линия, которая отличает берег Белого моря от побережья многих других морей, волнистый донный рельеф, где глубокие участки перемежаются с песчаными и каменистыми отмелями, достаточно высокая скорость поднятия берега [22] способствуют отделению морских заливов от моря и преобразованию их в озера.

Поскольку на беломорском побережье таких водоемов много, на разных стадиях отшнуровывания от моря, то, выстроив их в типологический ряд, можно реконструировать события прошлого и предсказать, что произойдет с морским заливом, если отделить его искусственно. Если при гидростроительстве, в первую очередь при конструировании приливных электростанций и при сооружении фильтрующих дамб для строительства мостов, создается существенное препятствие для приливного течения, в водоеме неминуемо возникнет стратификация [3, 19]. Нижняя часть водной толщи станет непригодной для жизни аэробной фауны и флоры, а, в случае поступления большого количества органических веществ, например, в виде бытовых стоков или в виде рыбных фекалий и неусвоенного корма при садковом разведении рыбы, граница сероводородного заражения может подняться настолько высоко, что во всем водоеме существование аэробных организмов станет невозможным.

Большинство научно-исследовательских работ по меромиктическим озерам посвящены их гидрологии. Экологические исследования чаще всего касаются сообществ микроорганизмов хемоклина и анаэробной зоны. Из арктических и субарктических отделившихся от моря озер от-

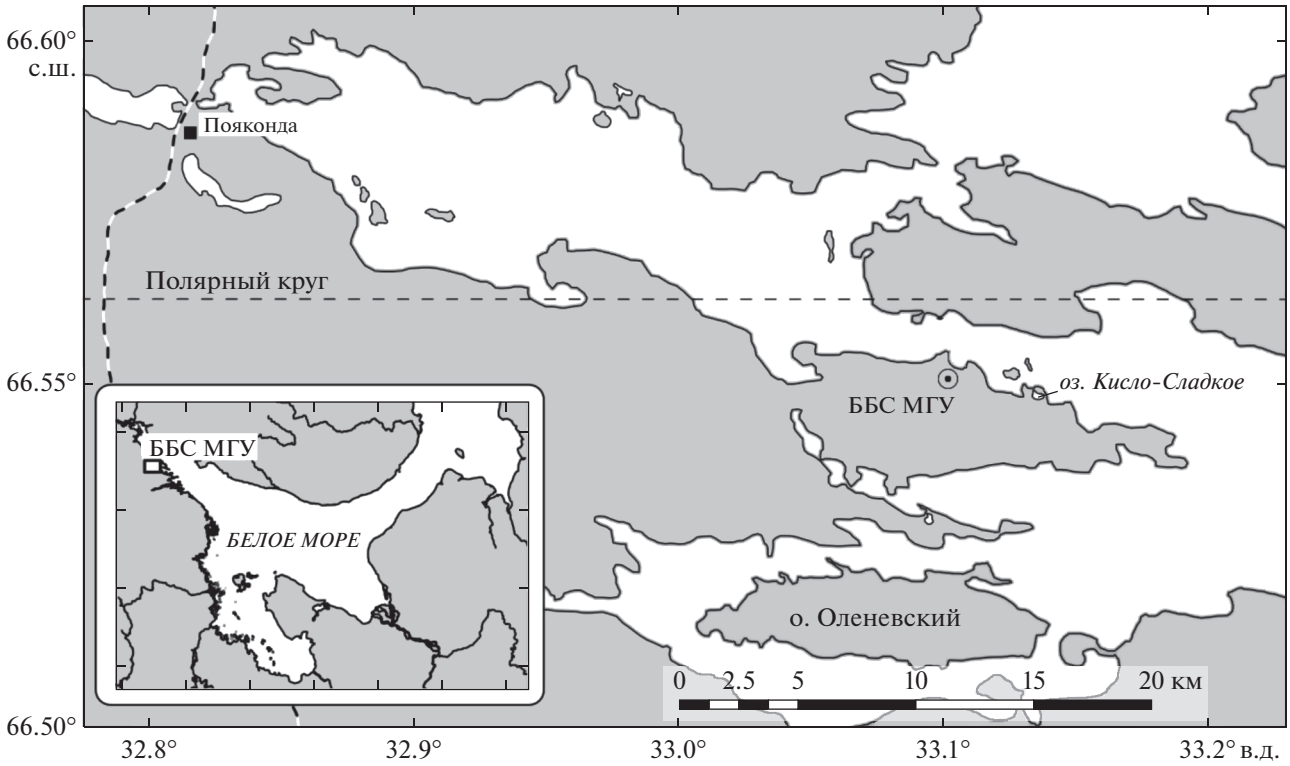

Рис. 1. Район исследования, озеро Кисло-Сладкое, Белое море, 2019 г.

дельные исследования фитопланктона были проведены в оз. Могильном [1, 4, 6, 17, 14, 18] и норвежском фьорде Фрамварен [31, 43]. Исследования фитопланктона беломорских прибрежных водоемов до недавнего времени ограничивались разовыми съемками [12, 32], которые не позволяют составить представление ни об альгофлоре, ни об ее сезонной изменчивости. Настоящая работа посвящена исследованию динамики ледовых водорослей и фитопланктона в прибрежном меромиктическом озере Кисло-Сладкое, находящемся на начальной стадии изоляции. Его уровень незначительно поднят над уровнем моря, что приводит к периодическому нарушению меромиксии из-за забросов большого количества морской воды с последующим установлением стратификации.

Целью настоящей работы являлось исследование развития стратификации озера после промывки озера поздней осенью 2018 г. и сопряженных изменений в составе, численности и биомассе ледовой флоры и фитопланктона в различных слоях толщи воды в течение вегетационного сезона, а также выделение абиотических факторов, определяющих динамику структуры фитопланктона.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для работы послужили пробы льда и воды, отобранные на станции с максимальной глубиной в Кисло-Сладком озере с марта по октябрь 2019 года.

Характеристика района исследования. Кисло-Сладкое озеро находится в Кандалакшском заливе в 1.5 км от Беломорской биологической станции им. Н.А. Перцова МГУ им. М.В. Ломоносова (рис. 1). Площадь поверхности озера – 16200 м^2, площадь водосборного бассейна – 157000 м^2, средняя глубина – 1–1.5 м, максимальная глубина – 4.5 м [13]. Примерно 150 лет назад озеро было узким проливом между северным коренным берегом полуострова Киндо и небольшим безымянным островом с подводными порогами по обеим сторонам, которые в результате общего поднятия суши вышли на поверхность и образовали перемычки, отделяющие акваторию озера от пролива Великая Салма [41]. Кисло-Сладкое озеро изолировано от Белого моря частично: в сизигийный прилив происходят заплески морской воды через один из поднятых на поверхность порогов. Летом для озера характерна пятислойная структура: верхний слой подвергается опреснению, под ним располагается пикноклин, далее аэробный слой с морской соленостью, затем хемоклин и нижний сероводородный слой. Однако поздней осенью, когда море охлаждается до отрицательных температур, в озеро могут приходить водные массы с повышенной плотностью и опускаться на дно, что приводит к промывке водоема. В другие же годы к моменту ледостава, который защищает во-

доем от забросов из моря, в озере сохраняется стратификация, которая установилась летом. Эти два сюжета чередуются, и до 2018 года в озере наблюдалась квазицикличность с сохранением стратификации на протяжении двух лет [15].

Отбор проб. Для исследования ледовых водорослей озера отбирали керны льда с помощью ледовой пилы. Нижнюю 10-сантиметровую часть керна помещали в пластиковую емкость и растапливали при комнатной температуре. Пробу растаявшего льда (440–867 мл) фиксировали раствором формалина с конечной концентрацией 2%.

Для исследования фитопланктона пробы воды объемом 41–2060 мл отбирали с различных глубин от 0.5 до 4.5 м (придонный слой) с помощью погружного насоса Whale Premium Submersible Pump GP1352 (США) и фиксировали формалином с конечной концентрацией 2%. Глубины выбирали с шагом 1 м, чтобы охватить всю аэробную зону. В течение лета сформировалась и постепенно увеличивалась в объеме придонная анаэробная зона, где фитопланктона нет, поэтому нижние горизонты не включали в анализ. Дополнительные пробы с 10-сантиметровым шагом брали, когда граница аэробной и анаэробной зон (хемоклин) оказывалась между стандартными глубинами, так как в этом узком слое обычно формируется своеобразное сообщество.

Одновременно на разной глубине измеряли соленость кондуктометрами WTW Cond 3110 (Германия) и YSI Pro (США), последним также измеряли температуру *in situ*; содержание растворенного кислорода определяли с помощью оксиметра YSI Pro ODO (США), pH и окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) – портативными измерителями WaterLiner WMM-73 (Тайвань), освещенность – бытовым люксметром LuxLiner LMI-20 (Китай), модифицированным для погружения под воду. Помимо концентрации кислорода в мг/л, оксиметр рассчитывал проценты насыщенности воды кислородом. Перед каждой серией измерений прибор калибровали, чтобы концентрация кислорода в воздухе была 100%. Для измерения освещенности подо льдом делали отдельную лунку малого диаметра и опускали в нее люксметр, не удалив шугу, которая образуется при сверлении льда. Таким образом в лунке оставался почти весь ледовый материал, только в раздробленном виде. За границу фотической зоны принимали глубину, на которую поступал 1% падающей солнечной радиации. Длину светового дня рассчитывали на основании данных с сайта “Meteonovosti.ru” [44] как промежуток времени между восходом и заходом солнца.

Обработка проб. При необходимости пробы растопленного льда и воды для просчета в счетной камере концентрировали методом обратной фильтрации и отстойным методом [23].

Все 53 пробы просчитывали под световым микроскопом МИКМЕД-1 (ЛОМО, Россия) при увеличении ×300 и с водной иммерсией при увеличении ×600 в камере Нажотта (объем 0.05 мл). Просчитывали по 4 камеры для проб марта–апреля и по 3 камеры для проб мая–октября.

Современную классификацию водорослей приводили по электронной базе данных “AlgaeBase” [28].

Неидентифицированные динофитовые водоросли делили на группы согласно строению клеточной стенки: голые (naked) и панцирные (armored). По группам согласно максимальному линейному размеру разделяли неидентифицированные эвгленовые (<30/≥30 мкм) и криптофитовые водоросли (≤20/>20 мкм), пеннатные диатомеи (16–18 мкм и 19–35 мкм) и сборную группу *Thalassiosira* spp. (11–22, 26–32 и 37–48 мкм). Неидентифицированные коккоидные и жгутиковые клетки были объединены в группу НКЖ с градацией по размерам: 3–8, 10–16, 18–22 и 24–32 мкм.

Для верификации видовой принадлежности диатомовые водоросли дополнительно просматривали при помощи сканирующего электронного микроскопа (Camscan S-2 Cambridge Scanning Electron Microscope, Великобритания) в Центре коллективного пользования МГУ им. М.В. Ломоносова.

При подсчете и идентификации клетки водорослей измеряли окуляр-микрометром и определяли их объемы методом геометрического подобия [29]. Объемы клеток использовали для расчета углеродной биомассы (B_C) согласно уравнениям [35] и полагая, что 1 мкм^3 соответствует 1 пг (10^{-12} г) биомассы клетки [38]. Измерения проводили для 1–25 клеток каждого вида и определяли среднюю углеродную биомассу вида (или группы видов определенного размерного диапазона). Интегрированную углеродную биомассу (B_{int}, мгС/м^2) в столбе воды оценивали трапециевидным интегрированием B_C от поверхности до дна.

Способ питания водорослей определяли по электронной базе данных “Nordic Microalgae” [45] или визуально, по наличию хлорофилла.

Статистический анализ проводили с использованием пакета программ “PRIMER (v.6) and PERMANOVA+” [25].

При анализе сходства структуры фитопланктона в качестве характеристики структуры фитопланктона в пробе рассматривали значения B_{int} 99 таксонов и групп таксонов, трансформированные путем извлечения из них квадратного корня, чтобы снизить влияние доминирующих видов на оценку сходства. Матрицу сходства строили, используя индекс Брея-Кертиса, при котором вклад каждого вида пропорционален его обилию в пробе. Процедуру неметрического многомерного шка-

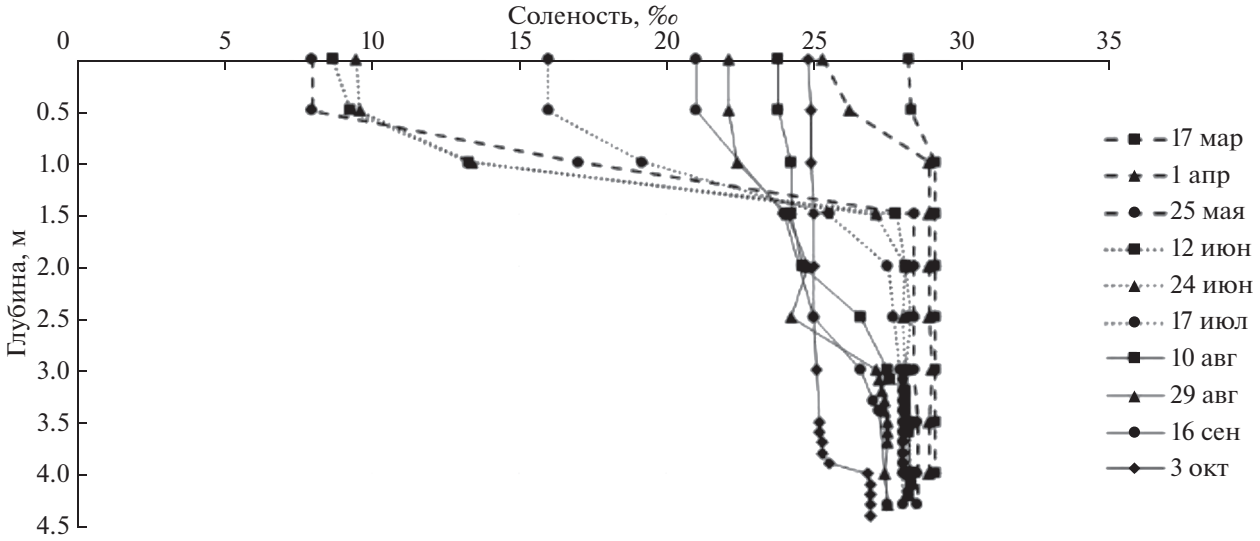

Рис. 2. Вертикальное изменение солености в озере Кисло-Сладкое в вегетационный период 2019 г.

лирования (nMDS) использовали для визуализации сходства между пробами: пробы, которым соответствует бóльшая мера сходства, располагаются на диаграмме ближе друг к другу. Наиболее близко расположенные пробы объединяли в группы. Одноуровневый анализ сходства (one-way ANOSIM) применяли, чтобы определить, были ли выделенные на основании результатов nMDS группы достоверно отличными друг от друга. Процедуру процентного анализа сходства (SIMPER) использовали для определения различия между группами проб и уровня сходства внутри групп проб, а также для выделения характерных видов, наличие и обилие которых обусловливало высокое сходство проб внутри каждой группы. Для тех проб, которые не объединились в группы, в качестве характеристики структуры фитопланктона в пробе рассматривали значения B_C на соответствующей глубине.

При анализе влияния абиотических факторов на динамику структуры фитопланктона в качестве характеристики структуры фитопланктона в пробе рассматривали значения B_C 99 таксонов и групп таксонов на соответствующей глубине, трансформированные путем извлечения из них квадратного корня. Для оценки возможного влияния на динамику структуры фитопланктона были выбраны такие абиотические факторы, как соленость и температура воды, глубина отбора пробы, концентрация растворенного кислорода, pH воды, освещенность, длина светового дня – в качестве непрерывных переменных, а также знак ОВП конкретного слоя воды – в качестве дискретной переменной. Оценку проводили методом регрессионного анализа, основанным на матрице сходства (DistLM), где отбор объясняющих переменных проходил пошагово и в качестве критерия отбора был использован скорректированный R^2 (adjusted R^2). Для ординации значений из данной модели использовали анализ избыточности на матрицах расстояний (dbRDA).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрологические условия. Соленость всей толщи озерной воды подо льдом в марте и в апреле держалась на одном уровне и составляла 29.1 и 28.9‰ соответственно (рис. 2), за исключением вод, непосредственно контактировавших со льдом: их соленость была несколько ниже вследствие подтаивания льда. После схода льда, к 25 мая, поверхностный слой озера стал опресненным за счет растаявшего льда и поступления пресной воды с водосборной площади. Установилась стратификация водного столба. На глубине около 1 м наблюдался галоклин: перепад солености между выше- и нижележащими слоями составлял 20.4‰. В период с мая по июль соленость поверхностных вод увеличивалась от 8 до 16‰ из-за постоянного их стока из озера в Белое море и смешения с подповерхностными солеными водами. К 10 августа галоклин стал менее выраженным, перепад солености между поверхностным и придонным горизонтами составил 6.2‰ в сентябре и 2.1‰ в октябре.

Температура воды в период ледового покрытия была отрицательной (рис. 3). Температура подповерхностных вод была квазиоднородной (–1°C в марте и –0.8°C в апреле). После схода льда начался прогрев озера, температура увеличивалась, достигнув максимума на поверхности в конце июля – 16.2°C. Для периода с мая по сентябрь характерна термическая стратификация

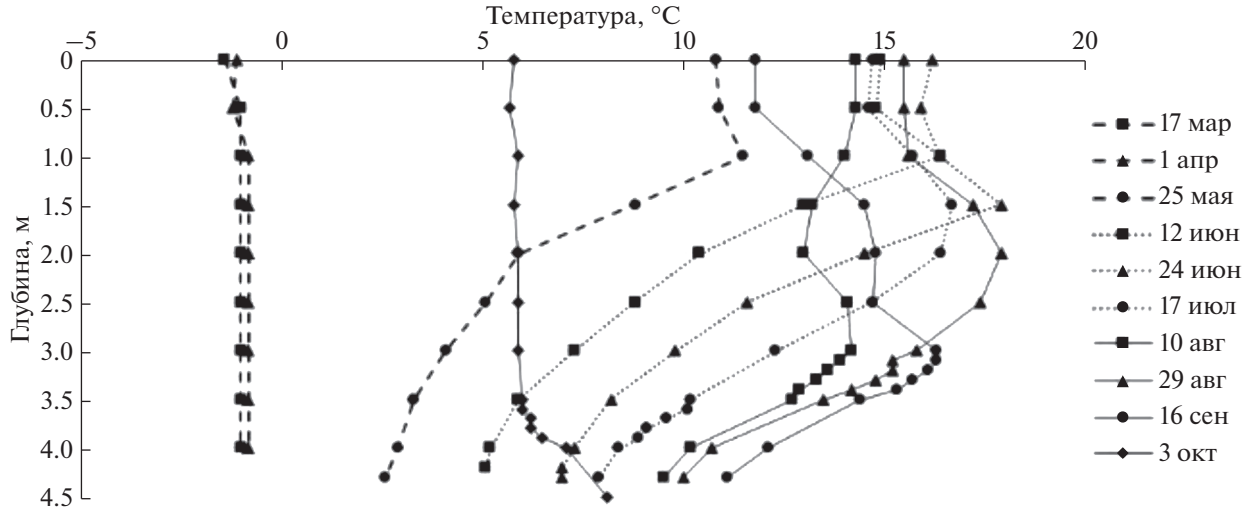

Рис. 3. Вертикальное изменение температуры в озере Кисло-Сладкое в вегетационный период 2019 г.

водной толщи, где самый теплый слой находился не на поверхности, а на глубине 1–3.2 м. Максимальная температура в нем достигала в конце августа +17.9°C. Авторы предыдущих исследований [13] полагают, что поскольку вода в озере прозрачная, то солнечные лучи хорошо прогревают дно и придонную воду, но разность в плотности слоев препятствует теплообмену с атмосферой, что создает “эффект парника”. Ниже теплого слоя температура равномерно уменьшалась с глубиной. В октябре в озере установилась обратная термическая стратификация, аналогичная таковой в пресных водоемах умеренных широт осенью [7].

Длина светового дня увеличивалась от 11.9 ч в период ледового покрытия, достигала максимальных значений – 24 ч в июне, затем падала до 11.1 ч в октябре. Освещенность также росла от весны к лету, достигнув максимальных значений в июне, и падала к осени (рис. 4). При прохождении через толщу воды освещенность резко уменьшалась на глубине около 1 м. В период ледового покрытия глубина фотической зоны была около 0.5 м. После схода льда в солнечные дни фотическая зона распространялась либо на всю глубину озера (июнь), либо ее граница проходила возле дна (октябрь). В пасмурные дни, в зависимости от сезона, фотическая зона распространялась только до глубин 3.1–4 м.

Значения pH воды в период ледового покрытия были нейтральными – 7.01–7.23. Начиная с весеннего цветения, значения pH оказались в более щелочной области, при этом максимальные показания отмечались до конца июня – 8.83–8.98. С июля по октябрь pH уменьшался от поверхности ко дну, где становился нейтральным, при этом наблюдалось небольшое повышение в срединных слоях озера. Значения концентрации растворенного кислорода в толще воды в период ледового покрытия были самыми низкими (рис. 5). В марте до глубины 1 м толща воды была аэробной, глубже 1 м – микроаэробной, в апреле ниже 1 м сложились заморные условия с отрицательным ОВП. К маю по всему водному столбу концентрация растворенного кислорода выросла и достигла 223% насыщения. Считается [13], что пикноклин задерживает не только тепло, но и кислород, который образуется в ходе фотосинтеза. Вероятно, благодаря этому в июне вся толща воды также была аэробной с максимальными значениями 248.3–270.7% ниже 2.5 м. Начиная с июля, в Кисло-Сладком появился хемоклин как слой с резким изменением характеристики химического состава воды: на глубине 3.6 м концентрация кислорода достигала 0 мг/л, ниже располагалась сероводородная зона. В последующие месяцы глубина сероводородной зоны то поднималась, то опускалась.

Видовая структура альгофлоры. В период исследований обнаружено 99 таксонов и групп таксонов водорослей, из которых 54 определены до вида и 23 – до рода, принадлежащих 10 классам: Bacillariophyceae (21), Coscinodiscophyceae (5), Mediophyceae (11), Dinophyceae (19), Oxyrrhidophyceae (1), Cyanophyceae (14), Chlorophyceae (2), Trebouxiophyceae (1), Dictyochophyceae (2), Thecofilosea (1). Остальные водоросли были отнесены нами к Euglenozoa, Cryptophyta и НКЖ.

Большая часть альгофлоры представлена морскими видами, но встречались и пресноводные – 16 видов, все с автотрофным типом питания, относящиеся к классам Bacillariophyceae (3), Coscinodiscophyceae (1), Cyanophyceae (9), Chlorophyceae (2), Trebouxiophyceae (1).

Биомасса и доминирующие таксоны. В период ледового покрытия в марте–апреле наибольшая B_C

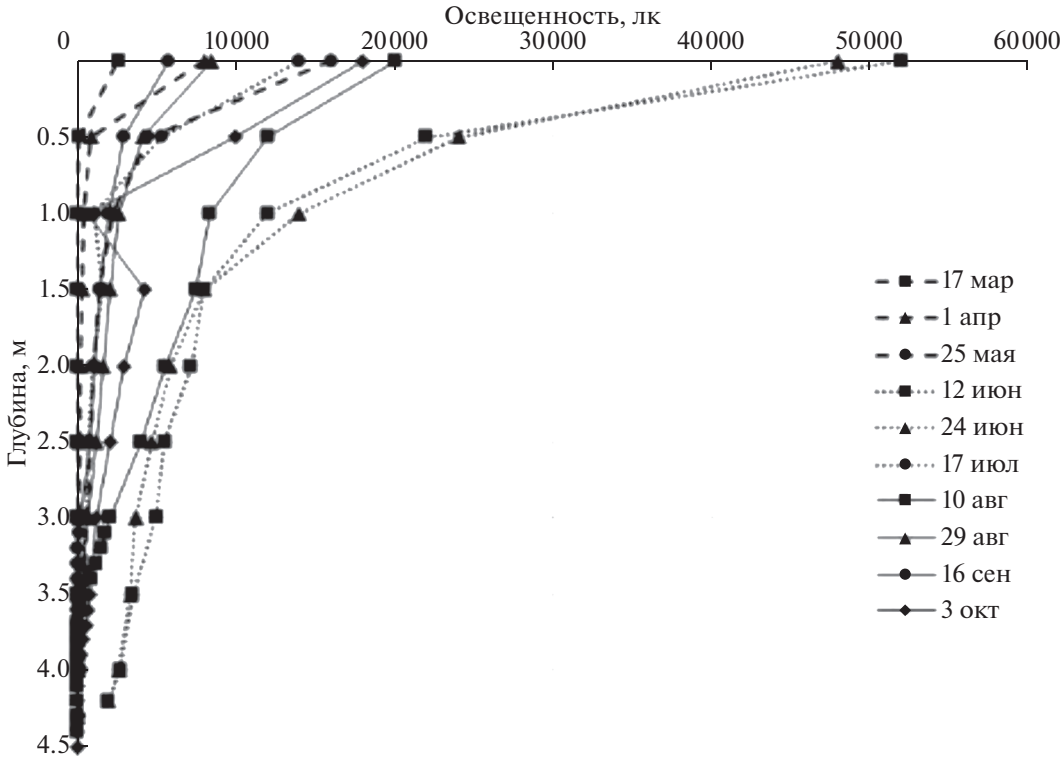

Рис. 4. Вертикальное изменение освещенности в озере Кисло-Сладкое в вегетационный период 2019 г.

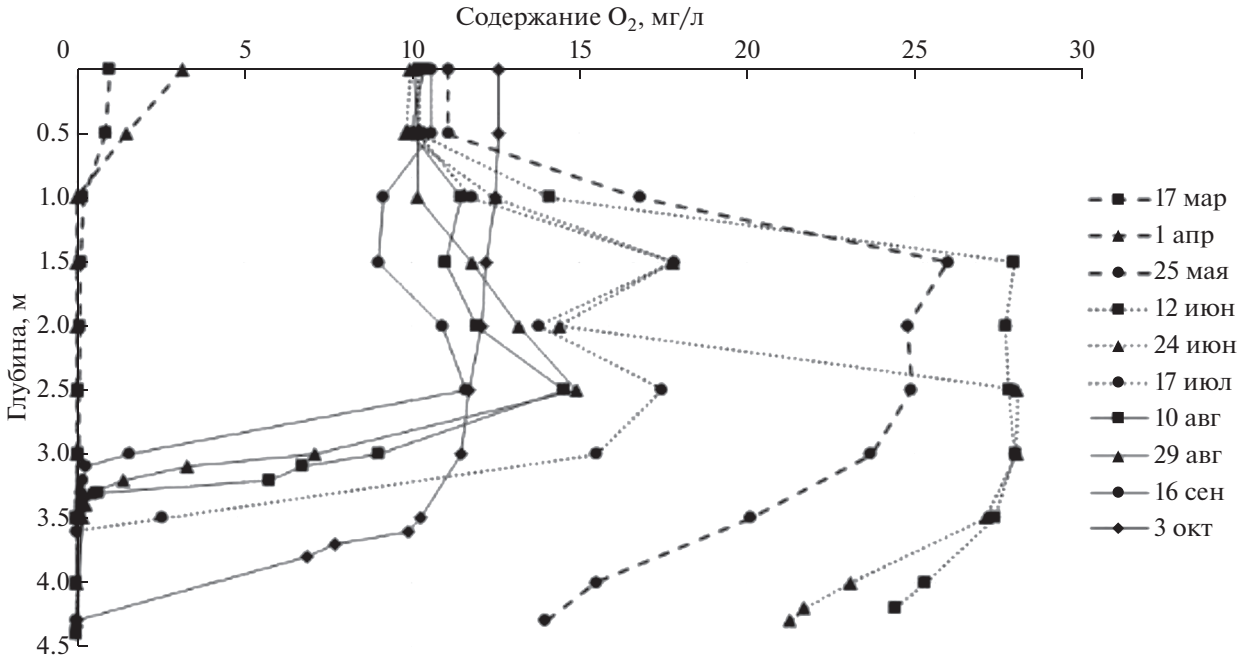

Рис. 5. Вертикальное изменение концентрации растворенного в воде кислорода в вегетационный период 2019 г.

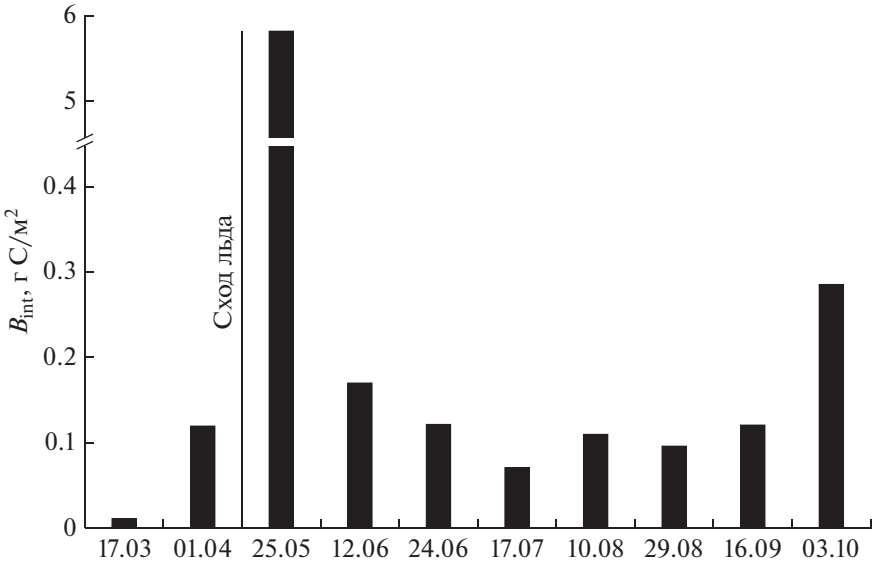

Рис. 6. Сезонная динамика интегрированной биомассы (B_{int}) фитопланктона в озере Кисло-Сладкое в вегетационный период 2019 г.

водорослей отмечалась во льду (табл. 1). В марте во льду доминировали гетеротрофные эвгленовые водоросли и автотрофная пеннатная диатомовая водоросль *Navicula septentrionalis*. К началу апреля вследствие улучшения световых условий B_C ледовой флоры выросла более чем в 60 раз, а доминирующим наряду с высоким обилием *N. septentrionalis* стал ледовый вид *Nitzschia frigida*. Автотрофная пеннатная диатомовая водоросль *N. frigida* присутствовала во льду и в марте, но высокого обилия не достигала.

B_{int} в столбе воды изменялась от 0.01 г С/м^2 в марте, достигала 5.83 г С/м^2 в период весеннего цветения в конце мая и до октября менялась в пределах 0.07–0.29 г С/м^2 (рис. 6).

Подо льдом в марте и апреле B_C фитопланктона уменьшалась с глубиной (табл.). В середине марта преобладали гетеротрофная динофлагеллята *Micracanthodinium claytonii*, бесцветные криптофитовые водоросли и автотрофные НКЖ. В апреле в подледном фитопланктоне основную массу составляли автотрофные пеннатные диатомовые водоросли *N. frigida* и *N. septentrionalis*, которые, по-видимому, поступали в толщу воды изо льда. В мае, когда после схода ледового покрова установилась стратификация водного столба с опресненным верхним слоем, B_C фитопланктона достигла наибольших за весь период исследований значений. При этом на всех глубинах доминировала морская автотрофная диатомовая водоросль *Chaetoceros invisibilis*. В начале июня B_C увеличивалась от поверхности ко дну. Максимальные значения в придонных слоях связаны с доминированием гетеротрофной водоросли *Ebria tripartita*, которая вегетировала во всех слоях, кроме поверхностного. В конце июня наибольшие значения B_C также отмечены в придонном слое, где доминировала автотрофная динофитовая водоросль *Gymnodinium arcticum*. В опресненных поверхностных водах в июне преобладали такие автотрофные пресноводные виды, как *Microcystis ichtyoblabe*, *M. pulverea*, cf. *Nanofrustulum trainorii* и, по-видимому, пресноводные НКЖ, дававшие вклад в B_C до 29%. В июле максимальные значения B_C отмечены на поверхности, где наибольший вклад давала *E. tripartita*, и на глубине 3.6 м, где большей частью доминировали также гетеротрофные водоросли: динофитовые *Oxyrrhis marina*, растущая только в этом слое, и *Gyrodinium fusiforme*, вегетация которой распространялась на все слои, кроме поверхностного и придонного. С августа по октябрь наибольшие значения B_C наблюдались на разных горизонтах водного столба и определялись высоким обилием водоросли *O. marina*.

Сообщества фитопланктона. nMDS проб фитопланктона на основе B_{int} показало, что на уровне сходства 40% пробы объединяются в 2 группы: группу проб июня-июля и группу проб с августа по октябрь (рис. 7). Три пробы, 17 марта, 1 апреля и 25 мая, не вошли ни в одну группу. Одноуровневый ANOSIM выявил достоверные различия между выделенными группами/пробами (наблюдаемое значение статистики $R = 0.503$, $p = 0.001$). По результатам анализа SIMPER, различие между пробами 17 марта и 1 апреля составляет 69.86%, между 1 апреля и 25 мая – 97%. Поскольку пробы 17 марта, 1 апреля и 25 мая представляют собой B_{int} подпроб фитопланктона с разных горизонтов, это позволило нам рассматривать каждую пробу

Таблица 1. Углеродная биомасса фитопланктона (B_C), доминирующие виды/группы видов и типы их питания (А – автотрофный, Н – гетеротрофный, М – миксотрофный, ? – неизвестный); в скобках даны доли видов/групп видов в B_C фитопланктона, полужирным начертанием выделены пресноводные виды

Биотоп	B_C, мг С/м^3	Доминирующие виды/группы видов	Тип питания
		17.03.2019	
Лед	12.99	spp. Euglenozoa (56%)	Н
		Navicula septentrionalis (18%)	А
		НКЖ 3–8 μm (10%)	А
0.5 м	5.84	*Micracanthodinium claytonii* (43%)	Н
2.5 м	1.08	НКЖ 3–8 μm (45%)	А
3.5 м	2.62	spp. Cryptophyta (32%)	Н
		01.04.2019	
Лед	791.49	*Nitzschia frigida* (68%)	А
		N. septentrionalis (18%)	А
0.5 м	73.26	*N. frigida* (36%)	А
		N. septentrionalis (33%)	А
2.5 м	5.92	*N. frigida* (52%)	А
3.5 м	0.51	*N. frigida* (34%)	А
		N. septentrionalis (33%)	А
		25.05.2019	
0.5 м	462.94	*Chaetoceros invisibilis* (90%)	А
1.5 м	705.69	*C. invisibilis* (99%)	А
2.5 м	2287.40	*C. invisibilis* (98%)	А
3.5 м	1922.34	*C. invisibilis* (98%)	А
4.0 м	1672.38	*C. invisibilis* (98%)	А
4.3 м	1751.62	*C. invisibilis* (83%)	А
		12.06.2019	
0.5 м	5.72	НКЖ 3–8 μm (29%)	А
		***Microcystis ichtyoblabe* (15%)**	А
1.5 м	28.47	*Oblea rotunda* (35%)	Н
2.5 м	30.94	*Ebria tripartita* (24%)	Н
		НКЖ 10–16 μm (18%)	А
3.5 м	70.81	*E. tripartita* (36%)	Н
4.3 м	104.97	*E. tripartita* (32%)	Н
		24.06.2019	
0.5 м	8.64	***M. ichtyoblabe* (29%)**	А
		cf. *Nanofrustulum trainorii* (21%)	А
1.5 м	2.77	***Microcystis pulverea* (22%)**	А
		НКЖ 3–8 μm (19%)	А
2.5 м	9.58	*E. tripartita* (49%)	Н
3.5 м	47.82	*Gymnodinium arcticum* (50%)	А
4.5 м	104.45	*G. arcticum* (72%)	А
		17.07.2019	
0.5 м	40.52	*E. tripartita* (62%)	Н
1.5 м	7.95	НКЖ 3–8 μm (35%)	А
2.5 м	1.50	НКЖ 3–8 μm (43%)	А
3.5 м	3.50	НКЖ 10–16 μm (42%)	А
3.6 м	56.27	*Oxyrrhis marina* (43%)	Н
		Gyrodinium fusiforme (34%)	Н
4.1 м	7.83	***Kamptonema laetevirens* (50%)**	А

Таблица 1. Окончание

Биотоп	B_C, мг С/м^3	Доминирующие виды/группы видов	Тип питания
		10.08.2019	
0.5 м	4.96	*E. tripartita* (86%)	Н
1.5 м	0.29	НКЖ 3–8 μm (86%)	А
2.5 м	5.90	*Dinophysis norvegica* (65%)	М
		НКЖ 3–8 μm (33%)	А
3.0 м	17.45	*E. tripartita* (35%)	Н
		НКЖ 3–8 μm (33%)	А
3.4 м	179.49	*O. marina* (85%)	Н
4.0 м	10.11	НКЖ 3–8 μm (81%)	А
		29.08.2019	
0.5 м	6.66	Naked dinoflagellate (32%)	?
1.5 м	7.73	*E. tripartita* (53%)	Н
2.5 м	11.81	*Scrippsiella trochoidea* (44%)	А
3.4 м	127.96	*O. marina* (98%)	Н
3.5 м	172.25	*O. marina* (95%)	Н
		16.09.2019	
0.5 м	18.25	*O. marina* (25%)	Н
		Naked dinoflagellate (25%)	?
1.5 м	41.20	*E. tripartita* (35%)	Н
2.5 м	30.07	*G. fusiforme* (90%)	Н
3.0 м	87.38	*O. marina* (79%)	Н
3.3 м	13.80	*O. marina* (46%)	Н
		НКЖ 3–8 μm (43%)	А
3.4 м	17.52	НКЖ 3–8 μm (58%)	А
		03.10.2019	
0.5 м	3.83	*O. marina* (51%)	Н
		G. fusiforme (37%)	Н
1.5 м	7.38	*G. fusiforme* (57%)	Н
2.5 м	27.01	*G. fusiforme* (74%)	Н
3.5 м	52.56	*O. marina* (71%)	Н
3.8 м	891.14	*O. marina* (98%)	Н
3.9 м	750.54	*O. marina* (99%)	Н

как группу подпроб, чтобы с помощью процедуры SIMPER определить характерные виды для группы подпроб. Характерными видами или группами видов являются: для 17 марта – криптофитовые водоросли (вклад в сходство – 56.29%), для 1 апреля – *N. frigida* (39.25%) и *N. septentrionalis* (33.62%), для 25 мая – *C. invisibilis* (95.67%), определивший весеннее цветение. Сходство внутри группы проб июня–июля составляет 52.27%, характерными видами являются *E. tripartita* (22.23%), *G. fusiforme* (13.56%) и *G. arcticum* (12.96%). Сходство внутри группы проб августа–октября составляет 49.95%, характерный вид – *O. marina* (52.95%). Различие между группами подпроб 25 мая и проб июня–июля составляет 77.74% и пробами июня–июля и августа–октября – 66.40%.

Факторы среды, определяющие динамику и структуру фитопланктона. DistLM определил, что при последовательном анализе (sequential tests) 7 из 8 исследуемых параметров окружающей среды оказывали статистически достоверное влияние на формирование структуры фитопланктона. В порядке убывания влияния этими переменными были: длина светового дня (*Daylight*), температура воды (*t wat*), содержание растворенного кислорода (O_2), глубина (*Depth*), pH воды, соленость (*S*) и освещенность (*E*). На них приходилось 43.8% изменчивости структуры фитопланктона ($p < 0.05$ во всех случаях). ОВП был исключен из модели регрессии при пошаговом отборе (step-wise selection procedure) как несущественная объясняющая переменная. dbRDA (рис. 8) показал, что в тече-

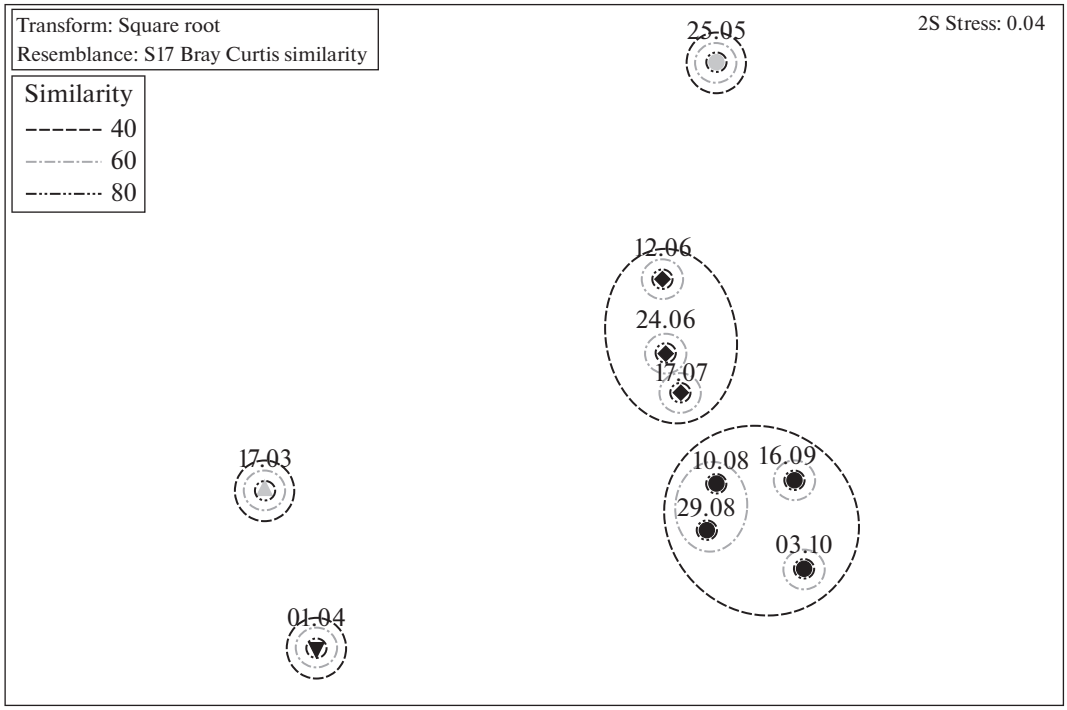

Рис. 7. Ординация (nMDS) проб фитопланктона на основе B_{int}, трансформированной в корень квадратный. На диаграмме представлены даты отбора проб и линии, объединяющие группы проб со сходством 40–80% (similarity).

ние года происходит смена факторов, определяющих состав фитопланктона. Пробы, отобранные в период ледового покрытия, обособляются, и главными факторами служат температура воды и глубина. При этом отмечается высокое сходство между соседними глубинами разных дат (0.5 м 17 марта и 2.5 м 1 апреля, 2.5 м 17 марта и 3.5 м 1 апреля), что, по-видимому, объясняется оседанием фитопланктона. В мае решающее значение имеет длина светового дня, что характерно для весеннего цветения [39]. В июне–июле длина светового дня влияет в меньшей степени, и существенными для структуры фитопланктона оказываются pH воды и содержание растворенного кислорода. Оба эти параметра связаны с самим фитопланктоном: выработанным в ходе фотосинтеза кислородом и усилением процессов деструкции в придонной зоне вследствие оседания мортмассы. В августе–октябре, когда увеличивалось доминирование гетеротрофного фитопланктона, главными факторами оказываются сезонное уменьшение температуры воды, ухудшение световых условий и рост солености.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В период исследований в вертикальном распределении фитопланктона Кисло-Сладкого озера не обнаружена слоистая структура, характерная для меромиктических водоемов, а также отсутствовал типичный для области хемоклина вид – криптофитовая водоросль *Rhodomonas* sp. [12, 32], что и следовало ожидать в год после промывки озера морской водой [15].

В сезонной динамике фитопланктона Кисло-Сладкого озера отмечены весеннее цветение и осеннее увеличение биомассы, но не выявлен летний пик биомассы, характерный для Белого моря. Наблюдения за динамикой альгофлоры Белого моря в течение вегетационного сезона были проведены только в двух районах, расположенных в Кандалакшском заливе – в приустьевом участке губы Чупа (декадная станция ББС “Картеш” ЗИН РАН) и в проливе Великая Салма [30]. Согласно этим наблюдениям в сезонном развитии фитопланктона обычно наблюдается два пика биомассы – весенний и летний, в некоторые годы прослеживается менее выраженное осеннее увеличение обилия фитопланктона. Следует отметить, что максимальное обилие водорослей в Кисло-Сладком озере осенью наблюдалось не в поверхностном слое, как в море, а в слое над хемоклином (на глубине 3.9 м).

Период ледового покрытия. Биомасса ледовых водорослей возрастала с марта к апрелю, что обусловлено увеличением падающей радиации и, соответственно, улучшением световых условий для водорослей. В марте и в апреле уровень радиации в нижних слоях льда при ясной погоде достигал 250–900 лк, что было выше компенсационной интенсивности света [33]. Увеличение биомассы в нижнем слое льда в марте-апреле было также

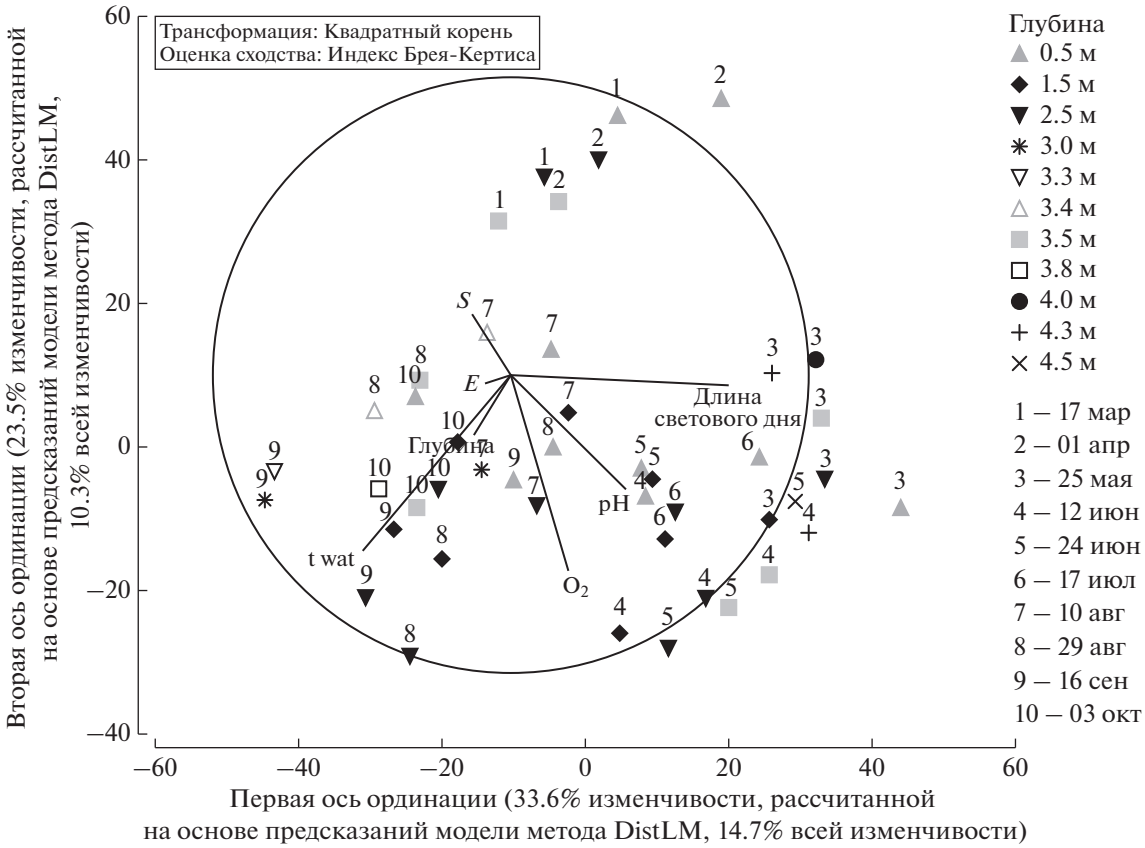

Рис. 8. Анализ избыточности на матрицах расстояний (dbRDA) линейной модели, описывающий связь между факторами среды (соленость (S), температура воды (Twat), глубина отбора пробы (Depth), концентрация растворенного кислорода (O_2), pH, освещенность (E), длина светового дня (Daylight)) и структурой фитопланктона. Номер маркера соответствует хронологическому номеру даты отбора проб относительно первой (17 марта).

показано для Белого моря [8, 9, 20, 40]. В сравнении с ранними исследованиями ледовой флоры в морской акватории B_C ледовых водорослей в Кисло-Сладком озере как в марте (12.99 мгС/м^3), так и в апреле (791.49 мгС/м^3) была значительно ниже значений, полученных в губе Чупа в марте 2001 г. (115.9–674.1 мгС/м^3) и в апреле 2002 г. (1164–35428 мгС/м^3) [40]. B_C, пересчитанная на интегрированную под квадратным метром, в нижнем 10-сантиметровом слое льда в середине марта (12.99 мгС/м^3 × 0.1 м = 1.3 мгС/м^2) была близка к значениям, полученным в проливе Великая Салма в 1997 г. (1.79 мгС/м^2), но выше значений, полученных в Кандалакшском заливе в 2002 г. (0.89 мгС/м^2), и ниже значений, полученных в губе Чупа в 2003 г. (29.28 мгС/м^2) [9], а также в 2013 и 2014 гг. (2.5–38.4 мгС/м^2) [16]. В середине апреля значение того же параметра (79.1 мгС/м^2) превышало таковое в проливе Великая Салма в 1997 г. (1.68–4.10 мгС/м^2) и в губе Чупа в 2003 г. (34.77–64.70 мгС/м^2) или находилось в пределах варьирования в Кандалакшском заливе в 2002 г. (2.17–88.86 мгС/м^2) [9]. Пространственно-временна́я изменчивость обилия ледовых водорослей характерна для арктических льдов, причем выявлены как микромасштабная (несколько метров–десятки метров), так и мезомасштабная (сотни метров–километры) вариабельность [9], что обусловлено такими факторами, как толщина льда, соленость, температура, содержание биогенных элементов, морфология нижней поверхности льда, генезис ледового покрова и др.

Подледный фитопланктон был лимитирован низкой освещенностью (фотическая зона составляла около 0.5 м), поэтому большая часть его биомассы концентрировалась в верхнем слое толщи воды озера, а в его составе преобладали гетеротрофные эвгленовые водоросли и фототрофные ледовые водоросли *N. frigida* и *N. septentrionalis*, возможно, вымываемые в толщу воды с нижней поверхности льда. С ростом биомассы ледовых водорослей в апреле увеличился их выход изо льда в толщу воды. В период таяния льда и расширения каналов с рассолом происходит потеря ледового сообщества [33]. Тяжелые колониальные

пеннатные водоросли опускались и доминировали даже в придонных слоях. Опускание ледовых водорослей косвенно подтверждается проведенным в настоящей работе анализом DistLM, который показал более высокое сходство вышележащего слоя в марте с нижележащим слоем в апреле (до горизонта 3.5 м) и меньшее сходство близлежащих горизонтов как в марте, так и в апреле, а также меньшее сходство аналогичных горизонтов марта и апреля. Доминирование во льду и в подледном планктоне Белого моря водоросли *N. frigida* характерно для весеннего периода [2, 9, 16, 21, 30, 39, 40] так же, как и *N. septentrionalis* [30, 40]. B_C в подледном планктоне озера в марте (5.84 мгС/м^3) была ниже значений, полученных в губе Чупа в 2001 г. (15–444 мг С/м^3) [40], в 2017 г. (78.4 мгС/м^3) [39], выше таковых в проливе Великая Салма в 1997 г. (0.18 мгС/м^3) и в пределах варьирования в 1974 г. (2–21 мгС/м^3) [30]. В апреле B_C в подледном планктоне озера (73.26 мгС/м^3) была в пределах варьирования в губе Чупа в 2002 г. (3–647 мгС/м^3) [40], выше таковых в проливе Великая Салма в 1970, 1974, 1977, 1997, 2009 гг. (0.28–30 мгС/м^3), в Кандалакшском заливе в 2002 г. (1.0–5.86 мгС/м^3) [9, 30] и в губе Чупа в 2017 г. (1.4–56.0 мгС/м^3) [39], но ниже таковых в губе Чупа в 2003 г. (772.3 мгС/м^3) [9, 30] и в проливе Великая Салма в 2010 г. (115.7 мгС/м^3) [2]. Пространственно-временная изменчивость обилия подледного фитопланктона также характерна для арктических морей [33].

Весеннее цветение. В мае 2019 г. в озере Кисло-Сладкое установилась стратификация водного столба, вызванная опреснением поверхностного слоя. Поступление пресной воды в озеро происходило за счет таяния льда, талых вод с водосбора и впадающего ручья. При этом фитопланктон был представлен большей частью морскими формами. Основу биомассы фитопланктона во всей толще воды составляла морская диатомовая водоросль *C. invisibilis*, достигавшая высокого обилия даже в опресненном слое. Высокое обилие водоросли способствовало обогащению водной толщи кислородом и потреблению бикарбонат-иона, что вело к смещению карбонатного равновесия в щелочную сторону в верхнем слое толщи. Полученные нами значения биомассы фитопланктона в поверхностном слое (0.46 гС/м^3) соответствуют таковым в период весеннего цветения губы Чупа в 1968 г., где биомасса достигала 8.1 г/м^3 (в пересчете на углеродную биомассу – примерно 0.5 гС/м^3 [24]) и доминировали крупные виды *Coscinodiscus concinnus* и *Thalassiosira gravida*, а также комплексы родов *Navicula* и *Nitzschia* [11]. Обилие *C. invisibilis* в Кисло-Сладком озере было таково, что интегрированная биомасса фитопланктона в этот период (5.8 гС/м^2) значительно превосходила таковую в море в 2017 г. – 1.4 гС/м^2, где доминировали крупные голые динофлагелляты и водоросли *Thalassiosira* sp. [39].

Вид *C. invisibilis* описан недавно [26] и был обнаружен только в Белом и Карском морях [21, 27]. В Белом море он встречался в губе Чупа Кандалакшского залива в апреле-мае при температуре воды 3–9°С и солености 25–32‰ [5]. Высокая биомасса данного вида в озере Кисло-Сладкое в мае 2019 г. является результатом отсутствия лимитирования ресурсами: освещенностью и, вероятно, достаточным количеством биогенных элементов, поступивших в водную толщу из донного осадка при зимнем перемешивании озера из-за морской интрузии. Максимум биомассы *C. invisibilis* приходился на более глубокие слои (начиная с 2.5 м), где соленость воды составляла 28.4–28.5‰, а температура – 2.6–5.1°С. Эти физико-химические параметры воды, по-видимому, были оптимальными для данного вида. Есть вероятность, что *C. invisibilis* более широко распространен в Белом море, однако из-за мелких размеров не замечается исследователями при просмотре в световом микроскопе. При работе со световым микроскопом для обнаружения *C. invisibilis* лучше пользоваться объективом с водной иммерсией при увеличении ×600, а для адекватного подсчета вода в счетной камере должна отстояться, поскольку водоросль оседает очень медленно.

Летне-осенний период. В июне–июле в озере вегетировало сообщество фитопланктона, характерными видами которого по результатам регрессионного анализа стали *E. tripartita*, *G. fusiforme* и *G. arcticum*. При этом в июне началось расслоение фитопланктона. На поверхности доминировали пресноводные *M. ichtyoblabe*, *M. pulverea* и cf. *N. trainorii*, вероятно, привнесенные впадающим в озеро ручьем. Глубже преобладали морские гетеротрофные виды *E. tripartita* и *Oblea rotunda,* а также автотрофный вид *G. arcticum*. Биомасса фитопланктона значительно уменьшилась по сравнению с майскими показателями, что предположительно связано с лимитированием биогенными элементами, концентрация которых в озере могла упасть после цветения *C. invisibilis*, также уменьшилась концентрация кислорода. С этим может быть связано и появление гетеротрофных форм, которые активно питались автотрофными водорослями. Максимальные значения суммарной биомассы в озере (104.45–104.97 мгС/м^3) были близки к таковым для Кандалакшского залива в июне 1998 г. (93.1 мгС/м^3), когда у поверхности развивался комплекс видов рода *Thalassiosira* [30], и в июне 2015 г. (97.28–102.51 мгС/м^3) с доминированием *Skeletonema costatum* [10], но выше наибольших значений, полученных в июне 1986–1987 гг. в губе Чупа и в 1999 г. в Кандалакшском заливе – 20–44 мгС/м^3 [30].

С июля, когда степень опреснения стала уменьшаться и вблизи дна появился сероводородный слой вследствие усиления бактериальной сульфатредукции, в планктоне Кисло-Сладкого озера наибольшего обилия достигали только морские виды: *E. tripartita* и динофлагелляты *O. marina*, *G. fusiforme*, *Dinophysis norvegica*, *Scrippsiella trochoidea*. Максимальные значения суммарной биомассы в июле (40.52 и 56.27 мгС/м^3) соответствовали значениям в поверхностном слое для губы Чупа в 1967–1968 гг. (в пересчете на углеродную биомассу – примерно 40.6 и 55.5 мгС/м^3 соответственно) [11], но были на порядок ниже полученных для этого района значений в 1986 г. (320 мгС/м^3) и 1987 г. (229 мгС/м^3) при доминировании *Skeletonema costatum* и комплекса видов рода *Chaetoceros* [30], а также значений, полученных для Кандалакшского залива (150 мгС/м^3) в 1972 г. [30], где доминировали схожие виды. В тоже время при доминировании НКЖ и автотрофной динофлагелляты *Heterocapsa rotundata* в июле 2009 г., биомасса фитопланктона в проливе Великая Салма Кандалакшского залива, 13.5–18.0 мгС/м^3 [2], была значительно ниже наших значений.

В Кисло-Сладком озере нами был обнаружен ранее не зарегистрированный в водоемах России вид, который мы предположительно определили как *Nanofrustulum trainorii* (E.A. Morales) E.A. Morales [37]. Данный вид встречался с 25 мая по 10 августа на различных глубинах, кроме придонного слоя, но высокого обилия достигал только в конце июня–июле в поверхностных и подповерхностных горизонтах, где его вклад в B_C составлял 14–23% (в остальное время – 0.02–8%). Эта пеннатная диатомовая водоросль с линейными размерами от 3 до 6 мкм и, по-видимому, с широким диапазоном галотолерантности, была впервые найдена в пруду Эйвери (Avery Pond) и в озере Айлс (Lake of Isles) в Коннектикуте США [36].

В августе-октябре сформировалось сообщество фитопланктона с доминирующим и характерным видом – гетеротрофной динофитовой водорослью *O. marina*. Максимальное обилие ее отмечалось на разных горизонтах, но нижняя граница развития фитопланктона поднималась с увеличением сероводородной области. Доминирование динофлагеллят, начиная с августа, для Белого моря обычно: в Кандалакшском заливе высокого обилия достигали *D. norvegica*, *Ceratium fusus*, *C. tripos*, *Karlodinium veneficum*, *K. vitiligo* и *Gymnodinium japonica*, однако *O. marina* никогда не входил в число доминирующих видов [30]. Доминирование динофлагеллят может косвенно свидетельствовать о лимитировании диатомовых водорослей недостатком кремния. Кроме того, важное значение имеет стабильность водного столба: усиление турбулентности ведет к доминированию диатомей, тогда как стратификация водного столба способствует преобладанию динофлагеллят [34]. Полученные нами максимальные значения биомассы фитопланктона в августе-октябре (87.38–891.14 мгС/м^3) наблюдали глубже 3 м за счет развития *O. marina*. Вероятнее всего, высокое обилие *O. marina* связано с развитием микроорганизмов хемоклина и других организмов, которыми он питается вследствие своего широкого спектра пищевых объектов [42]. В верхних слоях толще воды биомасса фитопланктона (0.29–41.20 мгС/м^3) соответствовала таковой поверхностных вод Кандалакшского залива с 1970 по 2009 г. – от 3.6 до 57 мгС/м^3 при доминировании динофлагеллят [2, 30], но была ниже биомассы фитопланктона в проливе Великая Салма в августе 2010 г. – 130.40 мгС/м^3 при доминировании диатомовых водорослей *Ditylum brightwelii* и *Chaetoceros affinis* [2].

Таким образом, обилие и состав ледовых водорослей, а также обилие, состав и вертикальное распределение подледного фитопланктона в Кисло-Сладком озере в марте–апреле были аналогичными таковым морской акватории. После схода ледового покрова сезонная динамика и вертикальное распределение фитопланктона, состав доминирующих и характерных видов, их обилие в Кисло-Сладком озере отличались от таковых в Белом море, что обусловлено изоляцией озера и восстановлением гидрологической стратификации. В течение года происходила смена абиотических факторов, определяющих состав фитопланктона: в зимнее время решающее значение имела температура воды и глубина, в конце весны главным фактором стала освещенность, в первой половине лета главную роль играли параметры, связанные с самим фитопланктоном: концентрация кислорода, выработанного им в ходе фотосинтеза, и pH, отражающий смещение карбонатного равновесия в щелочную сторону из-за расходования бикарбонат-иона в верхней части водоема и усиление деструкции оседающей мортмассы в придонном слое, сопровождающееся появлением сероводородной зоны вследствие усиления бактериальной сульфатредукции. В августе–октябре основным фактором стала температура.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа по анализу проб в сканирующем электронном микроскопе выполнена на оборудовании ЦКП Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ. Работа выполнена в рамках Государственного задания МГУ им. М.В. Ломоносова часть 2 (тема № 121032300135-7) и Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 19-05-00377).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анциферов М.Ю., Трофимов А.Г.* Гидрологические условия // Реликтовое озеро Могильное (исследования 1997–2000 гг.). Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2002. С. 20–33.
2. *Белевич Т.А., Ильяш Л.В.* Обилие пикофитопланктона в проливе Великая Салма Белого моря // Микробиология. 2012. Т. 81. № 3. С. 389–389.
3. *Демиденко Н.А., Саввичев А.С., Савенко А.В.* Гидрологические и экологические условия водоемов губы Канды, отделенной от Белого моря фильтрующей дамбой // Материалы Всероссийской научной конференции “Поздне- и постгляциальная история Белого моря: геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология” : сборник статей. М.: КДУ, Университетская книга, 2018. С. 43–51.
4. *Дерюгин К.М.* Реликтовое озеро Могильное (остров Кильдин в Баренцевом море) // Тр. ПЕНИ. 1925. Т. 2. С. 1–112.
5. Диатомовые водоросли России и сопредельных стран: ископаемые и современные. Т II, вып. 4 / Ред. Н.И. Стрельникова. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2006. 180 с.
6. *Ежова Е.Е., Ланге Е.К., Полунина Ю.Ю. и др.* Планктон и бентос меромиктического озера Могильное (о. Кильдин, Баренцево море) // Природа морской Арктики: современные вызовы и роль науки. Тез. докл. Междунар. науч. конф. 2010. С. 71–73.
7. *Ефремова Т.В.* Термические процессы в озерах Карелии // Изучение водных объектов и природно-территориальных комплексов Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 52–58.
8. *Житина Л.С., Федоров В.Д.* Ледово-планктонные водоросли прибрежья Белого моря // Вестник Московского университета. Серия 16. Биология. 2003. № 1. С. 24–31.
9. *Ильяш Л.В., Житина Л.С., Кудрявцева В.А., Мельников И.А.* Сезонная динамика видового состава и биомассы водорослей в прибрежных льдах Кандалакшского залива Белого моря // Журнал общей биологии. 2012. Т. 73. № 6. С. 459–470.
10. *Ильяш Л.В., Белевич Т.А., Дриц А.В.* Пространственное распределение пикофитопланктона в Белом море в начале лета // Вестник Московского университета. Серия 16. Биология. 2018. Т. 73. № 3. С. 160–165.
11. *Кокин К.А., Кольцова Т.И., Хлебович Т.В.* Состав и динамика фитопланктона Карельского побережья Белого моря // Ботан. журн. 1970. Т. 50. № 4. С. 499–509.
12. *Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Маторин Д.Н. и др.* Цветение криптофитовой водоросли *Rhodomonas* sp. (Cryptophyta, Pyrenomonadaceae) в редокс-зоне водоемов, отделяющихся от Белого моря // Микробиология. 2014. Т. 83. № 3. С. 346–354.
13. *Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Демиденко Н.А. и др.* К инвентаризации реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря // Комплексные исследования Бабьего моря, полу-изолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота – изменения на фоне трансгрессии берегов. Труды Беломорской биостанции МГУ. 2016. Т. 12. С. 211–241.
14. *Краснова Е.Д.* Вертикальная зональность в распределении массовых одноклеточных организмов в оз. Могильном в 2018–2019 гг. // Труды VIII международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование: MARESEDU-2019”. 2020. Т. 2. С. 444–446.
15. *Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Мардашова М.В.* Многолетняя динамика гидрологической структуры озера Кисло-Сладкого – полуизолированной лагуны на берегу Белого моря // География: развитие науки и образования. 2020. Т. 1. С. 319–324.
16. *Кудрявцева В.А., Белевич Т.А., Житина Л.С.* Видовой состав диатомовых водорослей во льду пролива Великая Салма Белого моря перед весенним цветением // Вестник Московского университета. Серия 16. Биология. 2017. Т. 72. № 2. С. 63–69.
17. *Ланге Е.К.* Сообщество фитопланктона меромиктического озера Могильное (о-в Кильдин, Баренцево море) // Природа морской Арктики: современные вызовы и роль науки: тез. докл. междунар. науч. конф. 2010. С. 126–128.
18. *Ланге Е.К., Гогорев Р.М.* Современные диатомовые меромиктического озера Могильное (о. Кильдин, Баренцево море) // Диатомовые водоросли: морфология, систематика, флористика, экология, палеогеография, биостратиграфия: материалы XII междунар. науч. конф. диатомологов. 2011. С. 101–104.
19. *Марфенин Н.Н., Малютин О.И., Пантюлин А.Н. и др.* Влияние приливных электростанций на окружающую среду. М.: Изд-во МГУ им. М. В. Ломоносова, 1995. 122 с.
20. *Михайловский Г.Е., Житина Л.С.* Криопланктонная флора Белого моря и ее сезонная динамика, выявленная методом корреляционного анализа // Океанология. 1989. Т. 29. № 5. С. 796–803.
21. *Ратькова Т.Н., Сажин А.Ф., Кособокова К.Н.* Одноклеточное население беломорской пелагиали подо льдом в ранне-весенний период // Океанология. 2004. Т. 44. № 2. С. 259–266.
22. *Романенко Ф.А., Шилова О.С.* Послеледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 4. С. 544–548.
23. Современные методы количественной оценки распределения морского планктона / Отв. ред. М.Е. Виноградов. М.: Наука, 1983. 280 с.
24. *Федоров В.Д.* О методах изучения фитопланктона и его активности. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. 168 с.
25. *Clarke R.K., Gorley R.N.* Primer V6: User Manual – Tutorial. Plymouth Marine Laboratory, Plymouth, 2006. 190 p.

26. *Gogorev R.M.* A new *Chaetoceros* species (Bacillariophyta) from Plankton of the Russian Arctic seas and its comparison with species of the section *Simplicia* // Бот. журн. 2003. Т. 88. № 4. С. 82–100.
27. *Gogorev R.M., Samsonov N.I.* The genus Chaetoceros (Bacillariophyta) in Arctic and Antarctic // Novosti Sist. Nizsh. Rast. 2016. V. 50. P. 56–111.
28. *Guiry M.D., Guiry G.M.* AlgaeBase. World-wide electronic publication. Galway: National University of Ireland, 2020. http://www.algaebase.org/
29. *Hillebrand H., Dürselen C.D., Kirschtel D. et al.* Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae// Journal of Phycology. 1999. V. 35. № 2. P. 403–424.
30. *Ilyash L.V., Belevich T.A., Zhitina L.S. et al.* Phytoplankton of the White Sea // Biogeochemistry of the atmosphere, ice and water of the White Sea. Springer, Cham, 2018. P. 187–222.
31. *Klaveness D., Løvhøiden F.* Meromictic lakes as habitats for protists // Algae and Cyanobacteria in Extreme Environments. Springer, Dordrecht, 2007. P. 59–78.
32. *Krasnova E.D., Matorin D N., Belevich T.A. et al.* The characteristic pattern of multiple colored layers in coastal stratified lakes in the process of separation from the White Sea // Journal of Oceanology and Limnology. 2018. V. 36. № 6. P. 1962–1977.
33. *Leu E., Mundy C.J., Assmy P. et al.* Arctic spring awakening – Steering principles behind the phenology of vernal ice algal blooms // Prog. Oceanogr. 2015. V. 139. P. 151–170.
34. *Margalef R.* Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment // Oceanologica acta. 1978. V. 1. № 4. P. 493–509.
35. *Menden-Deuer S., Lessard E.J.* Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. № 3. P. 569–579.
36. *Morales E.A.* Morphological studies in selected fragilarioid diatoms (Bacillariophyceae) from Connecticut waters (USA) //Proceedings of the academy of natural sciences of Philadelphia. 2001. V. 151. № 1. P. 105–120.
37. *Morales E.A., Wetzel C.E., Novais M.H. et al.* Morphological reconsideration of the araphid genus *Pseudostaurosira* (Bacillariophyceae), a revision of *Gedaniella*, *Popovskayella* and *Serratifera*, and a description of a new *Nanofrustulum* species // Plant Ecology and Evolution. 2019. V. 152. № 2. P. 262–284.
38. Phytoplankton manual / Ed. by A. Sournia. Paris: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, 1978. 337 p.
39. *Radchenko I., Smirnov V., Ilyash L., Sukhotin A.* Phytoplankton dynamics in a subarctic fjord during the under-ice–open water transition // Marine Environmental Research. 2021. V. 164. P. 105–242.
40. *Ratkova T.N., Wassmann P.* Sea ice algae in the White and Barents seas: composition and origin // Polar Research. 2005. V. 24. № 1–2. P. 95–110.
41. *Repkina T.Y., Shilova O.S., Krasnova E.D. et al.* From the Sea Strait to the Meromictic Lake: Evolution and Ecosystems of Water Bodies at Fiard Coasts (Lake Kislo-Sladkoye at the Kandalaksha Bay Coast, the White Sea, Russia) // Quaternary International, in press.
42. *Roberts E.C., Wootton E.C., Davidson K. et al.* Feeding in the dinoflagellate *Oxyrrhis marina*: linking behaviour with mechanisms // Journal of Plankton Research. 2011. V. 33. № 4. P. 603–614.
43. *Sørensen K.* The distribution and biomass of phytoplankton and phototrophic bacteria in Framvaren, a permanently anoxic fjord in Norway // Marine Chemistry. 1988. V. 23. № 3–4. P. 229–241.
44. http://www.hmn.ru/
45. http://nordicmicroalgae.org

Seasonal Dynamics of Algal Flora in the Stratified Lake Kislo-Sladkoe Partially Separated from the White Sea

D. A. Ivanova[a, #], E. D. Krasnova[b], D. A. Voronov[c], I. G. Radchenko[a]

[a] *Department of General Ecology and Hydrobiology, Faculty of Biology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[b] *Nikolai Pertsov White Sea Biological Station, Faculty of Biology, Lomonosov Moscow State University, Poselok Primorskiy, Republic Karelia, Russia*
[c] *Institute for Information Transmission Problems of A.A. Kharkevich of RAS, Moscow, Russia*
[#] *e-mail: da.ivanova99@yandex.ru*

The article presents data on the composition and abundance of the phytoplankton in the coastal stratified lake Kislo-Sladkoe (Karelian Coast of the White Sea) after its flushing with seawater. Seasonal dynamics and vertical structure of the phytoplankton were monitored from March 17 to October 3, 2019. Additionally ice flora on March 17 and April 1 was studied. The largest carbon biomass of ice algae, 0.79 g C/m^3, was recorded in April, with *Nitzschia frigida* dominating. The integrated biomass of phytoplankton in the water column varied from 0.01 g C/m^2 in March, reached 5.83 g C/m^2 during the spring bloom at the end of May with the dominance of *Chaetoceros invisibilis*, and until October varied within 0.07–0.29 g C/m^2, while heterotrophic forms replaced autotrophic algae. Regression analysis showed that the structure of phytoplankton was influenced by length of daylight, water temperature, dissolved oxygen level, depth, water pH level, salinity and illuminance.

Keywords: White Sea, isolated basins, meromixis, stratified lakes, ice algae, phytoplankton, *Chaetoceros invisibilis*, *Nanofrustulum trainorii*

EDN: WLBEQU
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 260–270

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.465

ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА РЕКА–МОРЕ (МАРГИНАЛЬНЫЙ ФИЛЬТР) СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ КАК ЭФФЕКТИВНАЯ ЛОВУШКА РЕЧНОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА ПУТИ В ОТКРЫТУЮ ОБЛАСТЬ БЕЛОГО МОРЯ

© 2022 г. В. В. Гордеев[1, *], В. П. Шевченко[1], А. Н. Новигатский[1], А. И. Коченкова[1], Д. П. Стародымова[1], А. С. Лохов[1], С. К. Белоруков[1], А. Е. Яковлев[1]

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

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

Поступила в редакцию 21.10.2021 г.
После доработки 17.11.2021 г.
Принята к публикации 16.12.2021 г.

Работа посвящена результатам обобщения данных 20-ти лет работ в переходной зоне смешения вод Северной Двины и Белого моря (зоны маргинального фильтра – МФ), в которой процессы седиментации и биогеохимической трансформации речного осадочного материала приводят к существенным потерям этого материала на пути в область открытого моря. Впервые на достаточно большом материале получены средневзвешенные по стоку величины так называемого “чистого” стока взвешенного материала, железа и марганца, т.е. наиболее приближенных к реальности стоков этих веществ с учетом зависящих от сезона потерь в зоне МФ. Установлено, что в среднем за год из поступающих с речными водами к границе с морем валовых объемов этих веществ области открытых частей моря достигает около 40% взвеси и около половины общего железа и общего марганца. Именно эти объемы следует принимать во внимание при геохимических балансовых расчетах и исследованиях моря экологической направленности.

Ключевые слова: Северная Двина, зона смешения река–море, потери взвеси, железа и марганца при смешении, оценки “чистого” стока элементов за год

DOI: 10.31857/S003015742202006X

ВВЕДЕНИЕ

Речной сток относится к числу наиболее важных источников поступления осадочного материала континентального происхождения в моря и океаны. Еще в середине 70-х годов прошлого столетия академик А.П. Лисицын в своей классической монографии [10] показал, что более 3/4 всего осадочного материала поступает в океан с речным стоком. Последующие многочисленные исследования, однако, показали, что переходная зона река–море, названная им маргинальным фильтром (МФ) и представленная в виде модели [11, 21], является мощным барьером на пути этого материала в открытые части морей и океанов. Установлено, что протекающие в системе река–море седиментационные, биогеохимические и другие процессы приводят к переходу растворенных форм элементов во взвешенные и осаждению речной взвеси и вновь образованных из раствора взвешенных частиц в донные осадки. Результаты качественной и количественной трансформации речного материала в этой зоне детально рассматриваются в монографии первого автора [2], в которой обсуждаются опубликованные по состоянию на 2010 г. данные о поведении Fe раств. в эстуариях более 40 рек мира (30 статей) и поведении Mn раств. в эстуариях почти 20 рек (около 20 публикаций).

На начальной стадии смешения начинается массивное осаждение на дно сначала крупных частиц взвеси (>0.01 мм), а затем и тонких частиц после их слипания за счет коагуляции под воздействием электролита (морской воды). Уже на начальных этапах повышения солености начинается процесс флоккуляции органо-минеральных коллоидов. Образующиеся аморфные агрегаты-флоккулы, представляющие собой эффективные сорбенты, захватывают и увлекают на дно многие химические элементы. Наряду с процессами сорбции протекают и процессы десорбции с взвеси некоторых элементов. По мере снижения концентрации взвеси создаются благоприятные условия для развития биологических процессов – усиливается инсоляция, сохраняются достаточно высокие концентрации биогенных элементов – это

приводит к активизации фитопланктона, а затем и зоопланктонных организмов. Растворенные элементы вовлекаются в биологические циклы (внедряются в состав клеточных тканей, тестов и метаболитов). Развиваются процессы биоконцентрирования элементов фитопланктоном. Организмы зоопланктона отфильтровывают безвыборочно биогенные и терригенные частицы, упаковывают их в пеллеты, ускоренно осаждающиеся на дно.

Не удивительно, таким образом, что значительная часть приносимого к границе река–море рекой осадочного материала не может проникнуть в открытую область приемного бассейна. Во многих предыдущих работах, начиная с работы К.И. Иванова на примере реки Куры [7] и на примере крупнейших рек мира – Амазонки, Миссисипи, Конго, Святого Лаврентия, Оби, Енисея и других [1, 6, 15, 17, 21–23, 27], было показано, что в рассматриваемой зоне выпадает из транспорта в открытые воды до 80–95% транспортируемого рекой к морю твердого речного материала. Следует, однако, подчеркнуть, что такие оценки потерь осадочного вещества в МФ рек почти всегда были основаны на единичных попытках получить их. В то же время, понятно, что все упоминаемые выше и другие процессы в зоне МФ сильно зависят от сезона, по крайней мере, в области северной умеренной климатической зоны.

Результаты наших первых попыток обобщить имеющиеся данные и оценить средние за год потери взвеси, железа, марганца и многих других элементов в зоне МФ Северной Двины были опубликованы в работе [3, 20]. Оказалось, что потери взвеси и некоторых химических элементов в воде и взвеси Северной Двины, с учетом влияния сезонных вариаций, существенно ниже, чем упомянутые выше для крупнейших рек мира, хотя причины более низких потерь взвеси в зоне река–море были связаны не только с сезонностью, но и с особенностями водосборного бассейна данной реки.

Новые и очень важные для понимания процессов биогеохимической трансформации растворенных элементов, включая и органический углерод, данные были опубликованы в работе [25]. Показано, что для многих элементов, особенно для Fe и $C_{орг}$, решающую роль в поведении этих элементов в переходной зоне река–море играют их коллоидные фракции.

За последние 20 лет, начиная с 2000 г, сотрудниками Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН под руководством А.П. Лисицына проводились регулярные работы в бассейне Белого моря. С мая 2015 г. по настоящее время ведутся систематические исследования стоков Северной Двины и процессов в зоне ее МФ в рамках проекта “Обсерватория маргинальный фильтр Северной Двины”. В начале лета 2019 г. была завершена первая фаза проекта, выполнено 9 разрезов река–море.

Цель настоящего сообщения состоит в том, чтобы представить результаты обобщения полученных нами данных по проблеме влияния маргинального фильтра Северной Двины на потоки растворенного и взвешенного речного осадочного материала за последние 20 лет, а также продемонстрировать оценки годовых потерь взвеси, железа и марганца с учетом сезонных вариаций протекающих в МФ реки процессов и новые данные о так называемых чистых стоках взвеси и металлов в Белое море.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работы по отбору проб на разрезах река–море проводились, как правило, с бортов малых и крупных НИС, таких как “Академик Мстислав Келдыш”, “Профессор Штокман” и других. В зимний период использовались ледокольные суда или работы проводились со льда. Отбирались пробы воды с поверхности моря на ходу судна во всем диапазоне солености вплоть до солености открытых вод моря (рис. 1). Попытки работать с борта небольших катеров, для которых охватить весь диапазон солености можно было только за счет отбора соленых придонных вод в заливе, не всегда позволяли получить адекватные результаты. Поэтому особенно в последние годы пользовались случаями заходов крупных НИС в порт Архангельска.

В полученных с поверхности моря пробах воды определяли соленость, воду фильтровали на борту судна или в лаборатории СЗО ИО РАН через ядерные фильтры с размером пор 0.45 мкм. Фильтрат подкисляли азотной кислотой и передавали в московскую лабораторию ИО РАН для определения металлов методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии, а фильтры со взвесью использовали для весового определения концентрации взвеси и металлов во взвеси тем же методом.

Как ранее было показано [8, 9], для оценки потерь взвеси и металлов в зоне МФ авторы использовали разработанный еще в 70-х годах прошлого века простой метод оценки потерь вещества в зоне смешения речных и морских вод [18]. Метод заключается в том, что на графике зависимости концентрации того или иного элемента/компонента от солености на разрезе проводится касательная в области высокой солености (рис. 2а). Разница между концентрацией элемента/компонента в речной воде (Co) и в точке пересечения касательной с осью Y (Cx), отнесенная к Co, дает вполне адекватную оценку их потерь в МФ, выраженную в % от исходной речной концентрации.

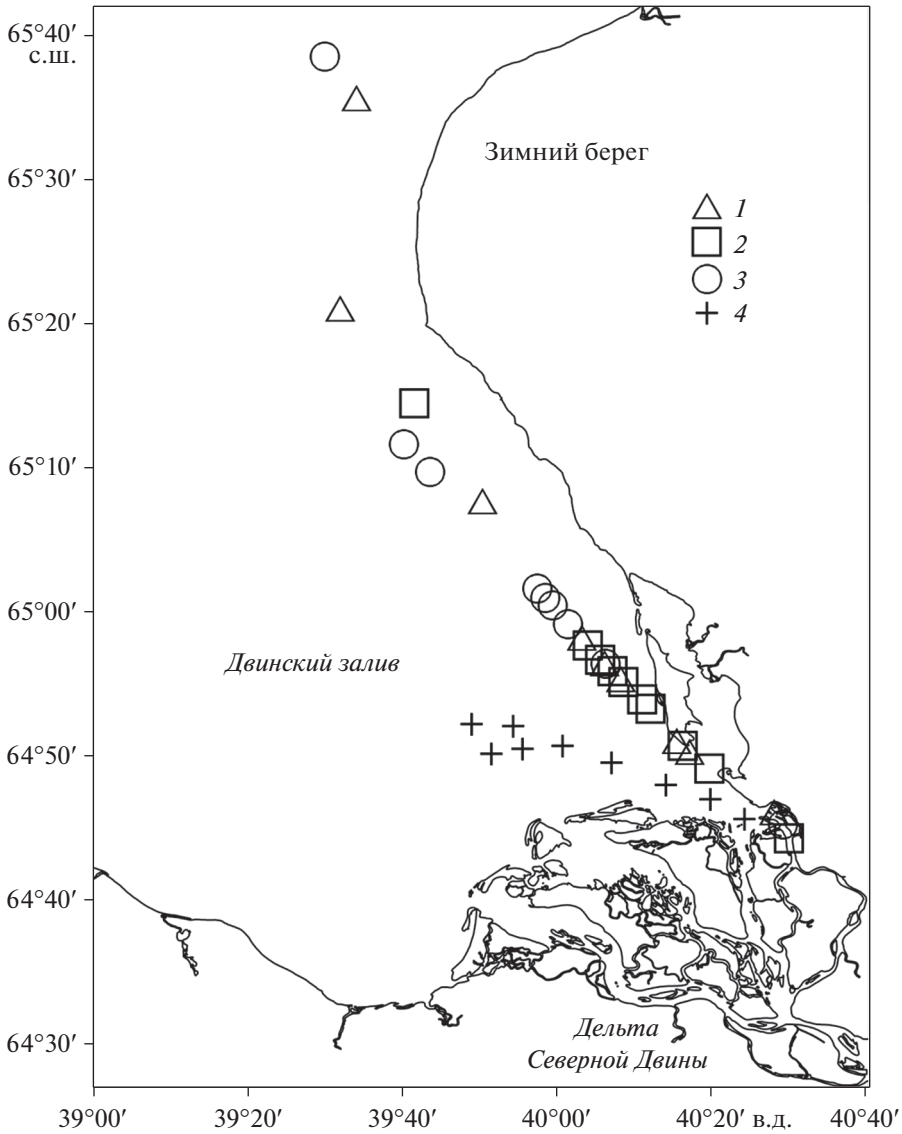

Рис. 1. Карта станций в маргинальном фильтре р. Северной Двины: *1* – 63-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш" (63 АМК); *2* – 67 и 68-й рейсы НИС "Академик Мстислав Келдыш" (67 и 68 АМК); *3* – 71 и 75-й рейсы НИС "Академик Мстислав Келдыш" (71 и 75 АМК); *4* – работы на катере.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Потери взвешенного вещества. Результаты большей части собственных и доступных данных из литературы представлены в табл. 1. Из включенных в таблицу данных по 20 разрезам река–море получить оценки потерь взвешенного вещества в зоне МФ удалось только в 8 случаях. Также на 8 разрезах полученные зависимости концентрации взвеси от солености не позволили провести касательную в области высокой солености и определить потери, в 4-х случаях данные по концентрации взвеси отсутствовали. Наиболее характерные типы распределения взвеси в МФ Северной Двины показаны на рис. 2а–2в. Типичное поведение взвеси в переходной от реки к морю зоне можно видеть на рис. 2а (68-й рейс НИС АМК, разрез выполнен 18.08.2017 г.). Концентрация взвеси начинает быстро снижаться с ростом солености, сравниваясь при достижении солености морских вод около 25–27‰ с концентрацией в морской воде (около 1 мг/л). Достаточно просто провести касательную к данной зависимости и определить потери взвеси. Но, к сожалению, в половине случаев получаем зависимости другого рода, когда провести касательную не удается. На рис. 2б показана кривая зависимости, полученная 15.08.2018 г. с борта НИС АМК-71. Концентрация взвеси уже на начальном этапе смешения вод не падает, а, напротив, возрастает. Провести касательную можно, но она пересекает ось *Y*

в точке Сх, которая находится выше точки Со, т.е. выше концентрации в речной воде. Это интерпретируется как дополнительное поступление взвеси из каких то источников. Третий разрез, выполненный с катера 21–22 августа 2015 г. (рис. 2в), демонстрирует еще один возможный вариант зависимости – сначала обычное снижение концентрации, а при дальнейшем повышении солености происходит ее заметный рост. В данном случае проводить касательную оказывается для наших целей бессмысленно. Отметим, что из 8 разрезов второй группы половина (4) была выполнена с борта небольшого катера, на котором дойти до вод с соленостью 25–27‰ на поверхности не было возможности, приходилось отбирать соленые пробы из придонных горизонтов. При этом резкие градиенты солености с глубиной (иногда до 10–12‰ на 1 м глубины) сильно затрудняли отбор проб с промежуточной соленостью. Отметим, однако, что подобные зависимости концентрация–соленость встречались и при работе с больших судов (например, на НИС АМК-71, ПШ-80) и при отборе проб зимой со льда (март 2005 г.). Возникает вопрос – каковы же причины повышения концентрации взвеси в зоне МФ?

Источник (или источники) может быть как природного, так и антропогенного происхождения. Возможно, происходит взмучивание поверхностного слоя донных осадков приливно-отливными течениями, и тогда отбор соленых проб вблизи дна приведет к повышенным концентрациям взвеси.

Ранее было показано, что проходящие суда могут вызвать значительное повышение мутности за счет генерируемых винтами судов турбулентных вихрей, приводящих к взмучиванию донных осадков. В работе [13] в феврале 2005 г. на выходе из рукава Кузнечиха около порта Экономия было выполнено зондирование водной толщи в 30 м от судоходного канала до и после прохождения ледокола “Диксон” и пустого танкера. Через 5 минут после прохождения концентрация взвеси в 5-ти метрах от дна повысилась в 1.5–2 раза. В марте 2006 г. более крупный и груженый ледокол “Капитан Драницын” вызвал повышение мутности в несколько раз. Показанная на рис. 2в зависимость мутности от солености, которая была получена 21–22 августа 2015 г. с борта небольшого катера, объясняется, скорее всего, именно этой причиной, поскольку за несколько часов работы мимо катера прошло несколько довольно крупных судов.

Флоккуляция растворенных железа и органики начинается сразу после начала смешения речных и морских вод. Перевод растворенного железа во взвесь может несколько увеличить концентрацию взвеси. Однако, если учесть, что средняя концентрация Fe раств. в воде Северной Двины,

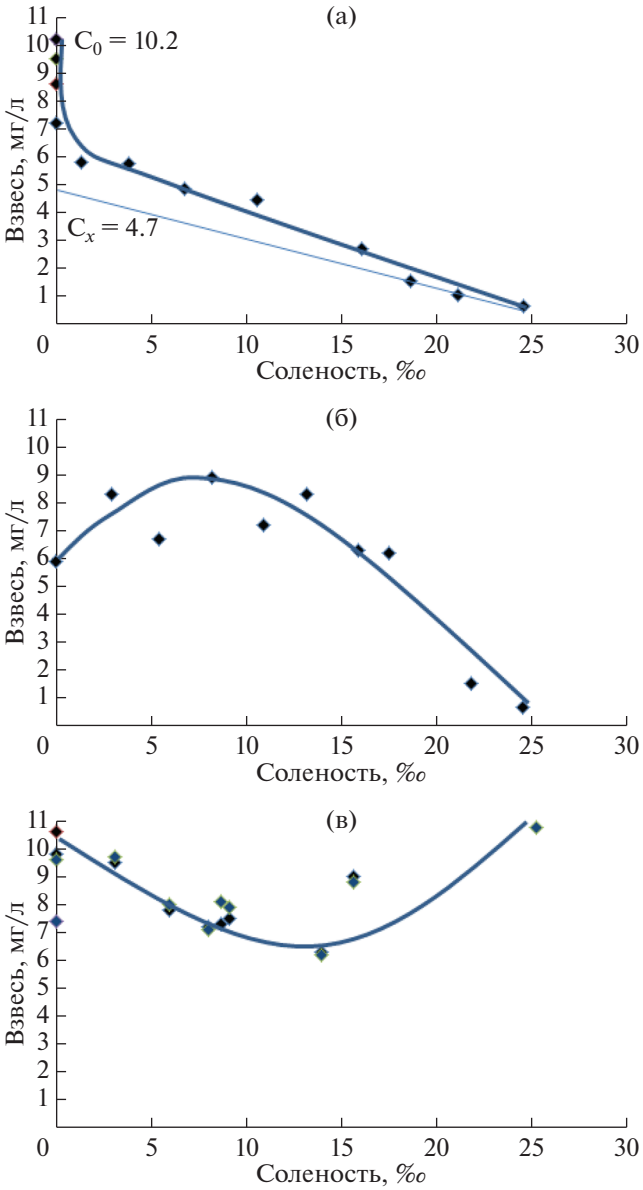

Рис. 2. Зависимости концентрации взвеси от солености для разрезов: (а) 68 АМК; (б) 71 АМК; (в) работы на катере, август 2015.

по нашим данным 4-х летних измерений, составляет 340 мкг/л и очень редко превышает 1000 мкг/л [4, 5], то даже полный переход всего железа во взвесь даст прибавку взвеси около 0.3–0.4 мг/л, что практически не приведет к видимому росту концентрации взвеси. Флоккулирует и растворенная органика (средняя концентрация $C_{орг}$ в воде Северной Двины – 17.7 мг/л). В работе [25] было показано, что в зоне МФ Северной Двины резкое снижение коллоидной фракции $C_{орг}$ с ростом солености происходит в марте и ноябре–декабре, но летом концентрация коллоидов после снижения при низкой солености 2–3‰ остается

Таблица 1. Потери взвеси, Fe и Mn в зоне МФ р. Северной Двины

Экспедиция	Взвесь, мг/л			Fe раст., мкг/л			Fe взв., мкг/л			Mn раст., мкг/л			Mn взв., мкг/л		
	C_0	C_x	потери, %	C_0	C_x	потери, %	C_0	C_x	потери, %	C_0	C_x	потери, %	C_0	C_x	потери, %
Акванавт-2, октябрь 2001	4.5	20	–[1]	480	190	60				41	41	0		н.д.	
Акванавт-2, июнь 2003	11	4	64	330	95	71	400	140	65	13.7	23	–	16	5	68
Айсберг, май 2004	н.д.[2]			800	210	74		н.д.		40	29.3	26		н.д.	
Сухопутная, март 2005	2	8	–	485	360	26		н.д.		57	40	30		н.д.	
Кап. Чадаев, февраль 2006	10.5	5	43	450	252	44		н.д.		–	н.д.			н.д.	
Акванавт-2, май 2006	10	2.1	79	324	43	87		н.д.		25.7	13.3	48		н.д.	
ПШ-80, август 2006	4.5	8	–	49	18	63		н.д.		14.4	31	–		н.д.	
Иван Петров, июнь 2008	8.7	3.3	62	н.д.	–	–		н.д.		н.д.				н.д.	
Сухопутная, март 2010[3]	н.д.			380	325	15		н.д.		44	44	0		н.д.	
Катер, декабрь 2010[3]	н.д.			370	200	46		н.д.		14	–	–		н.д.	
Катер, июль 2012[3]	н.д.			250	70	72		н.д.		3.1	–	–		н.д.	
Катер, май 2015	2.8	–	–	375	80	79	170	–	–	38	–	–	3.9	–	–
АМК-63, август 2015	4.6	3.7	20	200	60	70	186	130	30	23	11	51	32	20	37
Катер, август 2015	10.5			180			640			27			46		
Катер, май 2016	8	–	–	449	90	80	340	–	–	67	34	49	8	–	–
АМК-67, август 2016	5	3.2	36	109	30	72	230	160	30	19.7	6	69	34	18	47
Катер, август 2016	6.5	–	–	700	–	–	700	–	–	32	–	–	8	–	–
АМК-68, август 2017	10.2	4.7	54	635	145	77	670	330	54	14.3	16	–	46	24	40
АМК-71, август 2018	6	12	–	100	–	–	360	800	–	38	70		46	63	
АМК-75, июнь 2019	3.5	1	62	90	180	–	–	н.д.		30	62	–	–	н.д.	–

[1]Прочерк означает невозможность определить потери по зависимости концентрации от солености;
[2]нет данных;
[3]оценки потерь получены из первичных данных работы [25], в которой исследовались только растворенные формы элементов.

при дальнейшем повышении солености довольно постоянной. В то же время, ранее было показано, в том числе и в [25], что общий растворенный органический углерод ведет себя в зоне смешения квазиконсервативно. Это означает отсутствие сколь-нибудь значительных потерь в этой зоне, а распад коллоидов с ростом солености не ведет к заметному переходу органики во взвесь. Иначе говоря, флоккуляция не может сильно изменить концентрацию взвеси в воде МФ.

Можно упомянуть также активное цветение фитопланктона в качестве одной из причин увеличения мутности воды, однако мы не располагаем конкретными фактами такого рода.

К числу антропогенных факторов воздействия на концентрацию взвеси в МФ Северной Двины следует отнести возможные залповые сбросы жидкостей с высокой мутностью с судов или в районах портов, а также дноуглубительные работы в судоходном русле.

На рис. 3 показана зависимость потерь взвеси в МФ реки от сезона года. Отчетливо видно, что наибольшие потери взвеси характерны для периода весеннего паводка, когда максимального уровня достигают как водный сток, так и концентрация взвеси и твердый сток реки. В остальные сезоны года уровень потерь заметно снижается. Для получения среднего за год значения потерь мы можем использовать, к сожалению, только те 8 разрезов, на которых были получены конкретные данные. Рассматривать остальные разрезы в качестве таких, на которых потери отсутствуют, не вполне корректно, поскольку нет фактических подтверждений, что в этих случаях отсутствует влияние антропогенного фактора.

Данные табл. 1 показывают, что потери взвеси в МФ Северной Двины изменяются в течение года в пределах от 20 до 79% (ср. 52.5%). Если же использовать полученную зависимость от сезона (рис. 3) и подсчитать средневзвешенное по твердому стоку значение, месячные величины которого для 4-х лет измерений представлены в [4], то получим немного более высокую оценку – 58%. Учитывая, что относительная ошибка таких подсчетов достаточно высока – порядка 30–50% (общая ошибка складывается из ошибки определения месячных стоков взвеси и ошибки получения потерь), то средняя арифметическая за год и средневзвешенная по твердому стоку оценки статистически не различимы между собой.

Еще раз подчеркнем, что потери взвеси в МФ Северной Двины значительно ниже, чем в крупных реках мира.

Потери растворенного и взвешенного железа. В работах [24, 25] детально рассматриваются концентрации и формы нахождения органического углерода, железа, марганца и многих других элементов в воде Северной Двины, а в [25] – и зоны

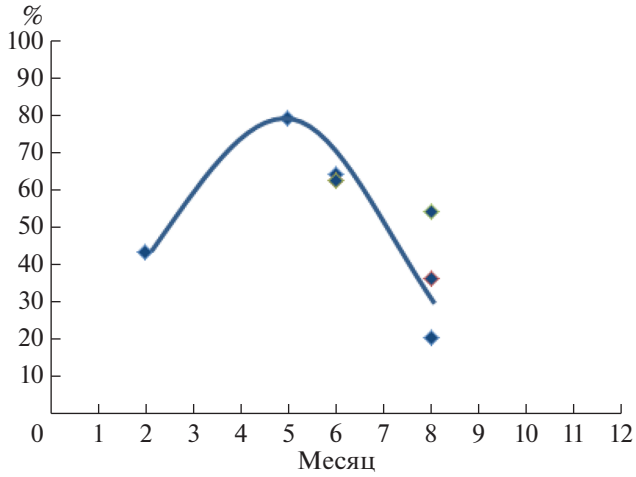

Рис. 3. Потери взвеси по месяцам за период исследований.

смешения ее вод с водами Двинского залива. Как и для других элементов, выделяются общая растворенная форма железа (в этих работах это часть металла, которая проходит через фильтр с размером пор 0.22 мкм, нами использовались фильтры с размером пор 0.45 мкм). Коллоидная фракция (1кДа – 0.22 мкм) разделяется на подфракцию крупных (50 кДа – 0.22 мкм) и мелких коллоидов (1 кДа – 50 кДа), или иначе, коллоидов высокого и низкого молекулярного веса. Фракция <1 кДа представляет собой так называемую “истинно” растворенную часть элемента. В [25] показано, что поведение растворенного железа в зоне МФ Северной Двины определяется разным поведением составляющих общую форму фракций и их зависимостью от сезона.

Концентрация Fe раств. в зоне смешения речных и морских вод начинает снижаться практически сразу после начала увеличения солености в результате флоккуляции преобладающих в речной воде крупных коллоидов (50 кДа – 0.22 мкм) (рис. 4). Коллоиды теряют стабильность в водных растворах с повышенной ионной силой, что отмечалось еще в работах Э. Шолковица более 40 лет назад [26]. Доля коллоидной фракции железа падает с ростом солености во все сезоны с 80–90% до 10–20% в диапазоне солености 15–20‰ [25]. Концентрация $C_{орг}$ аналогично снижается максимально летом и минимально в начале зимы при льдообразовании. При флоккуляции образуются аморфные железо-органические агрегаты, которые, являясь мощными сорбентами, захватывают многие микроэлементы. Довольно неожиданным результатом цитируемой работы оказался вывод о том, что при резком снижении концентрации железа в сторону моря за счет выпадения из раствора во взвесь при флоккуляции концентрация “истинно” растворенной фракции (< 1 кДа) не только не уменьшается, но даже воз-

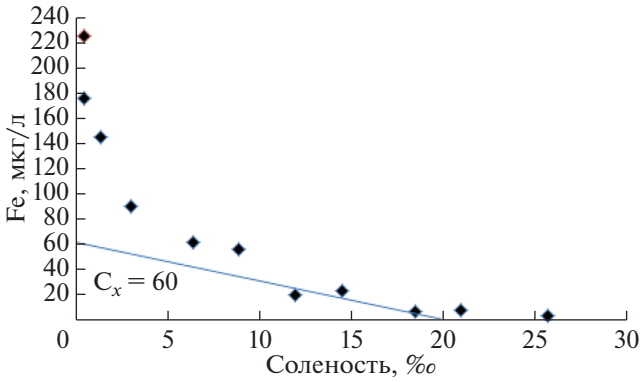

Рис. 4. Зависимость растворенного железа от солености на разрезе 63 АМК.

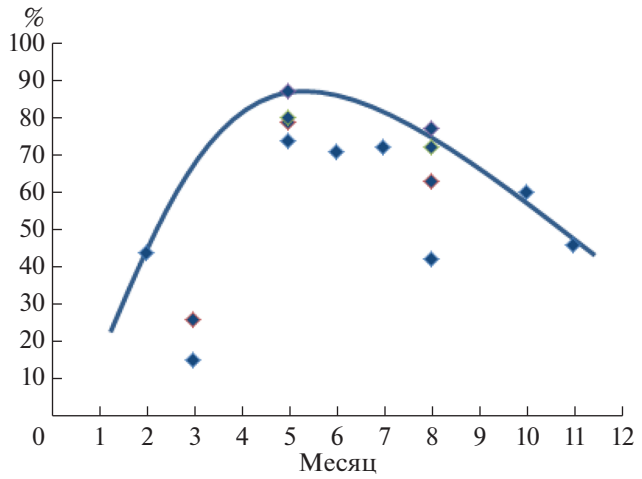

Рис. 5. Потери растворенного железа по месяцам за период исследований.

растает в 5 раз (при S >9.5‰ ее доля становится преобладающей). Концентрация “истинно” растворенного $C_{орг}$ также линейно возрастает, что связано с устойчивой природой растворенной органики в реках Арктики. В данном случае особенно важен тот факт, что эта фракция и РОУ, и Fe раств. почти не подвержена флоккуляции и проходит зону смешения без потерь, что указывает на большую стабильность “истинно” растворенной фракции железа по сравнению с коллоидной. Это подтверждают и данные о времени жизни этих фракций в прибрежных солоноватых водах – < 1 часа у коллоидной фракции и 14 дней у “истинно” растворенной [19].

В работах [16, 24, 25] было показано, что все растворенное в речных водах железо встречается в виде Fe-гумидных комплексов или агрегатов гидроокисей Fe и Fe-гуматов. Результаты выполненных в [25] исследований в МФ Северной Двины в июле 2010 и 2012 гг. и марте 2010 г. свидетельствуют о том, что более активная агрегация коллоидов в июле по сравнению с мартом связана еще и с большей концентрацией водных органических полимеров, усиливающих агрегацию коллоидов.

Коллоидные потоки Fe, РОУ, ряда других элементов в Северной Двине достигают максимума весной. Наибольшая трансформация аллохтонной органики и связанных с ней элементов, включая и Fe, осуществляется в мае, когда пропорция коллоидов выше и концентрации РОУ, растворенных Fe и ряда микроэлементов в 2–3 раза выше, чем в другие сезоны года [4, 24]. И как результат, следует ожидать наибольшей активности процесса флоккуляции именно в этот период года.

На фоне сказанного выше рассмотрим теперь результаты выполненных в МФ Северной Двины 20-ти разрезов река–море в разные сезоны последних 20 лет (табл. 1). Фактические данные по потерям Fe раств. в зоне МФ Северной Двины получены для 15 разрезов, в 4-х случаях этого сделать не удалось по тем же причинам, что и в случае с взвесью, и в одном случае данные отсутствовали. Потери валового стока Fe раств. колеблются в пределах от 15 до 87% (ср. 64.5%). На рис. 5 показана зависимость потерь Fe раств. от сезона, которая заметно напоминает подобную зависимость потерь взвеси (рис. 3). Максимальные потери металл испытывает в мае (почти до 90%), но снижение в летний период происходит медленнее, чем с взвесью, даже в августе иногда оставаясь на высоком уровне.

Именно такое поведение металла в зоне МФ и ожидалось, если принять во внимание результаты рассмотренных выше работ. Если определить средние за каждый месяц потери на основе полученной кривой (рис. 5) и средние за 4 года ежемесячные водные стоки [4], то можно вычислить средневзвешенное по стоку значение потерь железа за год (78%). Эта величина существенно выше, чем полученная ранее оценка среднегодовых потерь Feраств. в МФ реки по 6-ти разрезам с 2001 по 2006 г. (около 64%) [3].

Данные о потерях другой основной формы железа, взвешенной, можно получить двумя способами. В первом случае делается допущение, что потери металла в составе взвешенного вещества при пересечении этой зоны такие же, как и самого взвешенного материала. В другом подходе можно применить тот же метод, что и в случае с растворенными формами элементов, если использовать концентрации взвешенных элементов в мкг/л. Подчеркнем, что зависимости концентрации взвеси и выраженного в мкг/л Fe взв. от солености часто оказываются очень похожими. Результаты анализов Fe взв. и оценки потерь этой формы, которыми мы располагаем, также представлены в табл. 1. К сожалению, таких данных гораздо меньше, чем с Fe раств. (всего 4 случая).

Этого недостаточно, чтобы строить кривую зависимости потерь от времени года. Поэтому сравним имеющиеся оценки потерь Fe взв. и потерь самого взвешенного вещества на разрезах река–море, где такое сравнение возможно (рис. 3, табл. 1). Ясно видно, что во всех 4-х случаях потери Fe взв. и взвеси довольно близки (средние значения по 4 разрезам равны соответственно 43.5 и 44.8%). Этот результат дает основание принять, в первом приближении, уже сделанное ранее допущение, что потери Fe взв. и взвеси в МФ Северной Двины одинаковы (около 58%).

Потери растворенного и взвешенного марганца. Марганец – редокс-чувствительный элемент, имеющий высокую геохимическую подвижность. В воде Северной Двины низкомолекулярная часть коллоидной фракции растворенного марганца существенно выше, чем у растворенного железа [24], поэтому можно ожидать, что потери его в зоне МФ будут ниже, чем у железа.

Из представленных в табл. 1 данных по Mn раств. на 20 разрезах река–море только в 8-ми случаях удалось получить информацию о его потерях в МФ реки. Этот металл демонстрирует разнообразное поведение при смешении речных и морских вод (рис. 6). В октябре 2001 и марте 2010 г. было зафиксировано консервативное поведение, когда концентрация снижается линейно с ростом солености и потери отсутствуют (табл. 1). Весной и летом наблюдается неконсервативное поведение, но в одних случаях отмечается резкое снижение концентраций в сторону моря с заметными потерями, в других, напротив, концентрации сначала возрастают и потери не фиксируются.

Mn раств. накапливается в речной воде зимой подо льдом в результате диффузии из донных осадков. Ремобилизация металла из осадков благодаря сильному восстановлению его прямо ниже границы вода–осадок – хорошо установленный факт не только в Двинском заливе, но и других эстуариях [17, 23]. На рис. 6а показано такое распределение концентрации Mn раств., при котором основной причиной повышения концентраций металла при средней солености вероятнее всего является именно диффузия из осадков. Рис. 6б демонстрирует другой тип распределения, когда в диапазоне низкой солености, обычно от 0 до 5‰, регистрируется пик концентраций с последующим снижением до обычного уровня в морской воде. В данном случае причина повышенных концентраций иная, а именно десорбция с частиц взвеси, что было зафиксировано в 5 случаях из 13. При таком типе распределения концентрация в речной воде Co оказывается ниже, чем Cx, точка пересечения касательной с осью *Y* (на рис. 6б Cx – 16 мкг/л, тогда как в речной воде всего 14.3 мкг/л). Ранее [3] было показано, что в МФ Северной Двины в июне 2003 г. пик концентрации Mn раств. был определенно связан с десорбцией с частиц взвеси, поскольку прирост концентрации в диапазоне солености от 0 до 5‰ (около 10 мкг/л) практически совпадал с потерей металла взвесью. Какие-то другие дополнительные объяснения наблюдаемой картины при этом не требовались. Наиболее типичная зависимость от солености, когда концентрация постоянно снижается в сторону моря и можно определить потери в МФ, показана на рис. 6в (АМК-63, август 2015 г.).

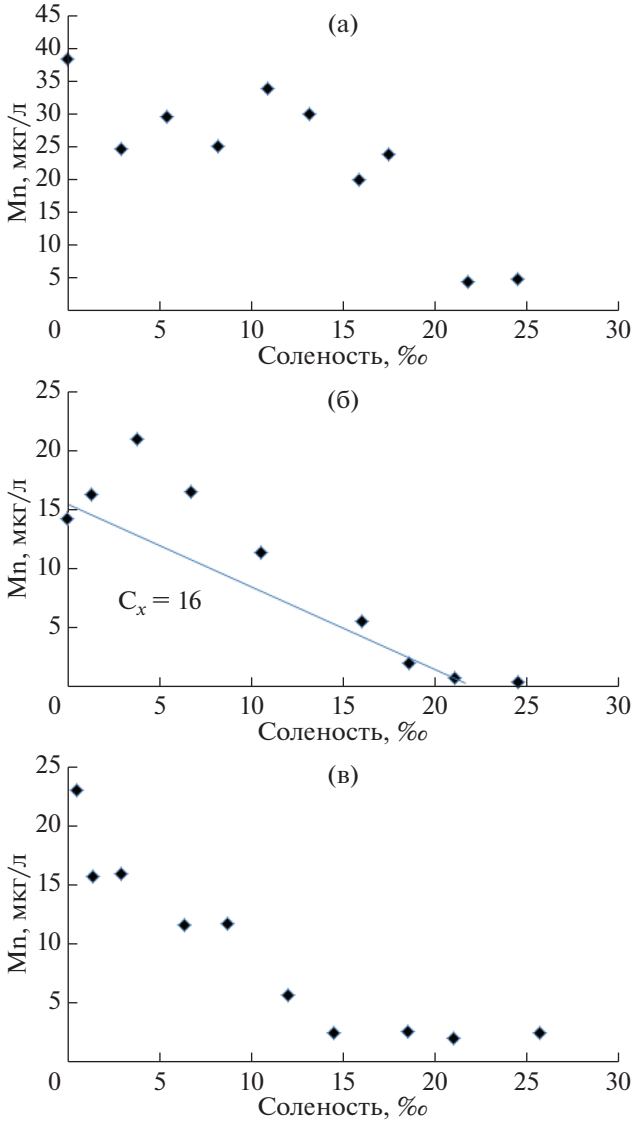

Рис. 6. Зависимости концентрации растворенного марганца от солености: 71 АМК (а); 68 АМК (б); 63 АМК (в).

Из табл. 1 и рис. 7 видно, что потери этого элемента в МФ реки колеблются в течение года в диапазоне от 0 до 69%, составляя в среднем по 8 разрезам 36%. Действительно, потери Mn раств. почти в 2 раза ниже, чем у Fe раств., как и ожида-

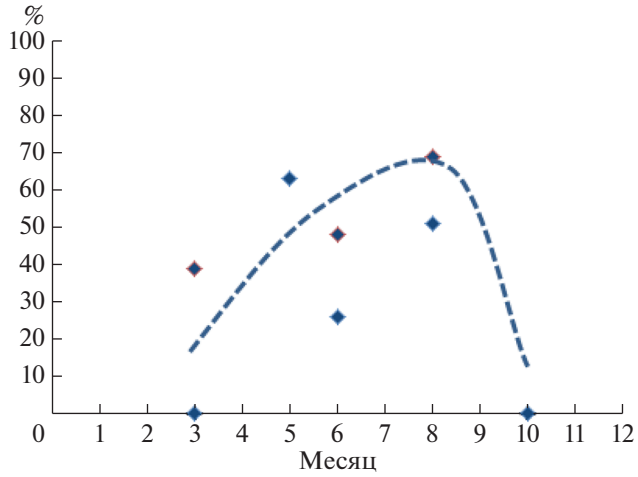

Рис. 7. Потери растворенного марганца по месяцам за период исследований.

лось. Из-за небольшого числа определений и их значительного разброса проведенная кривая на рис. 7 менее надежна, чем в случае с Fe раств. (рис. 5). Попробуем, тем не менее, оценить средневзвешенное по водному стоку значение годовых потерь по аналогии с тем, как делалось с Fe раств. Подсчеты дают значение 45%, что несколько выше среднего арифметического. Учитывая довольно большую ошибку таких оценок (около 50%), можно принять величину среднегодовых потерь Mn раств. близкой к 40%. Отметим здесь, что потери растворенных Fe и Mn в МФ сравнительно небольших рек Белого моря Онеги и Мезени сравнимы с потерями этих металлов в МФ Северной Двины [12].

Сравнивая потери взвешенного марганца и взвеси (табл. 1), получаем усредненные по 4 разрезам 43.5 и 48%, т.е. вполне сопоставимые значения (различия менее 10%), что делает приемлемым допущение о сходстве потерь Mn взв. и взвешенного материала.

“Чистые” годовые стоки взвеси, железа и марганца в Белое море. Выполненные за первые 4 года первой фазы проекта “Обсерватория МФ Северной Двины” (2015–2019 гг.) исследования позволили получить достаточно надежные данные о содержании и сезонных вариациях около 50 химических элементов в стоках Северной Двины. Содержания большой группы химических элементов во взвеси этой реки были опубликованы ранее [14] и дополнены последними нашими результатами. Объемы валовых годовых стоков элементов опубликованы в статьях [4, 5]. Однако важно знать не только валовые, но и “чистые” стоки, т.е. полученные с учетом потерь в переходной зоне река–море. И если в отношении интерпретации данных по взвеси и железу существенных ограничений не просматривается, то в случае с растворенным марганцем возникает вопрос в связи с тем, что почти в каждой третьей попытке выполнить работы в МФ реки наблюдается десорбция металла с частиц взвеси в воду. Как оценить “избыточный” марганец в балансе его на пути от реки к морю не ясно, поскольку происходят взаимные переходы из одной формы элемента в другую, и пока довольно трудно отделить влияние диффузии из осадков от десорбции с частиц взвеси на концентрацию в воде Mn раств. Об этих ограничениях необходимо помнить при рассмотрении данных о чистых потоках этого элемента.

В табл. 2 представлены опубликованные ранее данные о концентрациях и валовых стоках взвеси, железа и марганца и полученные в данной работе их “чистые” стоки. Такие стоки в открытые

Таблица 2. Годовые валовые и чистые стоки взвеси, растворенного и взвешенного железа и марганца р. Северной Двины в Белое море

Год	Водный сток, км^3/год	Твердый сток, 10^4 т/год		Железо						Марганец					
				в растворе			во взвеси			в растворе			во взвеси		
		валовый	чистый	конц-ция, мкг/л	валовсток, 10^4 т/год	чист. сток, 10^4 т/год	сод-ние, %	валовсток, 10^4 т/год	чист. сток, 10^4 т/год	конц-ция, мкг/л	валовсток, 10^4 т/год	чист. сток, 10^4 т/год	сод-ние, %	валов сток, 10^4 т/год	чист. сток, 10^4 т/год
2016	96.27	156.75	65.8	453	4.36	0.96	5.51	8.61	3.61	60.2	0.58	0.35	0.32	0.50	0.30
2017	127.08	215.29	90.4	289	3.67	0.81	6.80	14.64	6.15	43.1	0.55	0.33	0.32	0.69	0.41
2018	109.77	258.33	108.5	324	3.56	0.78	6.00	15.50	6.50	34	0.37	0.22	0.45	1.16	0.70
Среднее за 4* года	105.3	186.5	78.3	340	3.58	0.79	5.80	10.82	6.28	40.9	0.43	0.26	0.33	0.62	0.37

*– с 05.2015 по 05.2019.

воды Белого моря оказываются существенно ниже по сравнению с их валовыми объемами. Из транспортируемых рекой в среднем за год к границе с морем 186×10^4 т взвеси в открытое море проникает только 77.3×10^4 т, из 14.4×10^4 т общего железа – 7.1×10^4 т, а из 1.045×10^4 т общего марганца – не более 0.52×10^4 т. Таким образом, от общей массы железа зону МФ Северной Двины преодолевает только 49% и от общего марганца – 50%. Остальная масса Fe и Mn осаждается на дно в составе взвеси, преобразуется из растворенных форм во взвешенные и также, в основном, оседает в донные осадки, частично усваивается планктоном и разносится вдольбереговыми течениями. Именно объемы "чистого" стока элементов следует принимать во внимание при геохимических балансовых расчетах и учитывать при экологических исследованиях всего морского бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе обобщаются результаты полевых исследований зоны смешения вод реки Северной Двины и Белого моря, выполнявшихся в период с 2001 по 2019 гг. Получены данные о потерях взвеси, растворенных и взвешенных форм железа и марганца в маргинальном фильтре реки на пути в открытые области Белого моря с учетом сезонных вариаций различных протекающих в зоне процессов, направленных главным образом на преобразование растворенных форм элементов во взвешенные и перевод их в донные осадки. Впервые представлены данные о сезонном ходе уровня потерь рассматриваемых компонентов речного осадочного материала на достаточно серьезной фактической основе. Результаты показывают, что наибольшей интенсивности потери достигают в период весеннего пика водного и твердого стока и значительно снижаются в другие сезоны. Детальное рассмотрение причин количественной и качественной трансформации осадочного материала в переходной зоне река–море показывает, что именно таким образом меняющиеся в течение года потери и следовало ожидать.

Были подсчитаны как средние арифметические, так и средневзвешенные по водному и твердому стоку реки потери взвеси, железа и марганца. Довольно значительные относительные ошибки определения величин потерь, достигающие порядка 30–50%, не позволяют считать небольшие различия в оценке этих средних статистически достоверными. Средние годовые потери твердого материала в зоне река–море оцениваются в 60%, растворенных железа – 78% и марганца – 40%, взвешенных форм этих металлов, как и самого взвешенного вещества – примерно 60%. Эти оценки потерь использованы при корректировке полученных ранее валовых стоков взвеси и металлов. Получены так называемые "чистые" стоки, которые и должны применяться при геохимических балансовых расчетах и экологических исследованиях всего Белого моря.

Благодарности. Авторы благодарны членам экспедиций, принимавших участие в отборе и фильтрации проб, Кравчишиной М.Д., Золотых Е.О., Махнович Н.М.

Источник финансирования. Результаты получены в рамках государственного задания (тема № 0128-2021-0006), обобщение результатов и подготовка к публикации – при поддержке РНФ проект 19-17-00234.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гордеев В.В.* Реки Российской Арктики: потоки осадочного материала с континента в океан // Новые идеи в океанологии. Т. 2. Геология / Под ред. М.Е. Виноградова, С.С. Лаппо. М.: Наука, 2004. С. 113–168.
2. *Гордеев В.В.* Геохимия системы река–море. М.: И.П. Матушкина И.И., 2012. 452 с.
3. *Гордеев В.В., Филиппов А.С., Кравчишина М.Д. и др.* Особенности геохимии речного стока в Белое море // Система Белого моря. Т. 2. М.: Научный мир, 2012. С. 225–308.
4. *Гордеев В.В., Коченкова А.И., Лохов А.С. и др.* Сезонные и межгодовые вариации концентраций и стоков растворенных и взвешенных форм ОВ, железа и марганца Северной Двины в Белое море // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 45–55.
5. *Гордеев В.В., Шевченко В.П., Коробов В.Б и др.* Концентрации химических элементов в воде и взвеси р. Северная Двина и их годовой валовый сток в Белое море // Докл. РАН. 2021. Т. 500 (1). С. 95–102.
6. *Демина Л.Л., Гордеев В.В., Фомина Л.С.* Формы Fe, Mn, Cu и Zn в зоне смешения речных вод с морскими (на примере рек бассейнов Черного, Азовского и Каспийского морей // Геохимия. 1978. № 8. С. 1211–1229.
7. *Иванов К.И.* Об оседании взвеси на предустьевом взморье Куры // Труды ГОИН. 1955. Вып. 28 (40). С. 131–136.
8. *Коченкова А.И., Новигатский А.Н., Гордеев В.В. и др.* Особенности сезонного распределения взвеси и органического углерода по данным обсерватории "Маргинальный фильтр реки Северная Двина" // Океанологические исследования. 2018. Т. 46 (2). С. 96–11.
9. *Коченкова А. И., Новигатский А. Н., Гордеев В.В.* Распределение взвеси в маргинальном фильтре Северной Двины в конце лета // Успехи современного естествознания. 2018. № 2. С. 106–112.
10. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 456 с.
11. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
12. *Савенко А.В., Демиденко Н.А., Покровский О.С.* Сравнительный анализ закономерностей транс-

формации макро- и микроэлементов состава вод в устьевых областях рек Онеги и Мезени // Геохимия. 2016. Т. 54. № 5. С. 447–456.

13. *Шевченко В.П., Филиппов А.С., Богунов А.Д. и др.* Геохимические исследования снега, льда и воды в устьевой зоне реки Северной Двины в феврале 2006 г.// Вестник АГТУ. 2008. № 74. С. 118–135.
14. *Шевченко В.П., Покровский О.С., Филиппов А.С. и др.* Об элементном составе взвеси реки Северная Двина (Белое море)// Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 686–692.
15. *Bewers L.M., Yeats P.A.* Oceanic residence times of trace elements // Nature. 1977. V. 268. № 5621. P. 595–598.
16. *Chupakov A.V., Pokrovsky O.S., Moreva O.Y. et al.* High resolution multi-annual riverine fluxes of organic carbon, nutrient and trace element from the largest European Arctic river, Severnaya Dvina // Chem. Geology. 2020. V. 638. 119491.
17. *Eisma D., Kalf J., van der Gaast J.* Suspended matter in the Zaire estuary and the adjacent Atlantic Ocean // Netherl. J. Sea Res. 1978. V. 12. № 3/4. P. 172–191.
18. Estuarine Chemistry / Burton J.D., *Liss P.P.* (Eds.). London Acad. Press, 1976. 260 p.
19. *Fujii M. Ito H., Rose A.L., Waite D.T., Omura T.* Transformation dynamics and reactivity of dissolved and colloidal iron in coastal waters //Marine Chem. 2008. V. 110. P. 165–175.
20. *Gordeev V.V., Pokrovsky O.S., Shevchenko V.P.* The mixing zone between waters of the Severnaya Dvina River and the White Sea // Biogeochemistry of the atmosphere, ice and water of the White Sea. The White Sea environment. Part I / A.P. Lysitsyn, V.V. Gordeev (Eds.). Switzerland: Springer. 2018. P. 83–114.
21. *Lisitzin A.P.* The continental-ocean boundary as a marginal filter in the World Oceans // Biogeochemical cycling and sediment ecology. Dordrecht: Springer, 1999. P. 69–103.
22. *Milliman J.D., Boyle E.M.* Biological uptake of dissolved silica in the Amazon River estuary // Science. 1975. V. 189. № 4207. P. 995–997.
23. *Nolting R.F., van Dalen M., Heuder W.* Distribution of trace and major elements in sediment and pore waters of the Lena delta and Laptev Sea // Mar. Chem. 1996. V. 53. P. 285–299.
24. *Pokrovsky O.S., Viers J., Shirokova L.S. et al.* Dissolved, suspended and colloidal fluxes of organic carbon, major and trace elements in Severnaya Dvina River and its tributary// Chem. Geol. 2010. V. 273. P. 136–149.
25. *Pokrovsky O.S., Shirokova L.S., Viers J. et al.* Fate of colloids during estuarine mixing in the Arctic // Ocean Science. 2014. V. 10(1). P. 107–125.
26. *Sholkovitz E.R.* The flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river water and seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 831–845.
27. *Trefrey J.H., Presley B.J.* Heavy metal transport from the Mississippi river to the Gulf of Mexico // Marine pollutant transfer / H.L. Windom, R.A. Duce (Eds.). Toronto: Lexington Books, 1976. P. 39–76.

The Transitional Zone River–Sea (Marginal Filter) of the Severnaya Dvina River as the Effective Trap on the Way of Riverine Sedimentary Material to the Open Area of the White Sea

V. V. Gordeev[a, #], V. P. Shevchenko[a], A. N. Novigatsky[a], A. I. Kochenkova[a], D. P. Starodymova[a], A. S. Lokhov[a], S. K. Belorukov[a], A. E. Yakovlev[a]

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

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

The work is devoted to the results of generalization of the data of 20 years of investigations in the mixing waters transitional zone of the Severnaya Dvina River and the White sea (marginal filter zone), in which the processes of sedimentation and biogeochemical transformation of riverine sedimentary material lead to the significant losses of this material on its way to the open area of the sea. For the first time the average-weighted on river discharge estimations of so-called "clean" discharge of suspended material, dissolved and suspended particulate Fe and Mn were obtained on a base of significant material. These are the most close to reality discharges of these substances with taking into account the depending on the seasons losses in the marginal filter zone. It was determined that in average in a year from the gross volumes of arrived with river waters to the boundary with the sea, only about 40% of suspended sediments, 37% of total iron and near 50% of total manganese have reached its open areas. Namely these volumes ought to take into account when the geochemical balance computations and ecological investigations in the sea are carried out.

Keywords: Nothern Dvina, river-sea mixing zone, losts of suspended matter, iron and manganese during mixing, assessments of "net" discharge of elements in year

EDN: KTOJPF
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 271–288

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.465

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ Fe-Mn КОРОК СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ

© 2022 г. А. В. Дубинин[1, *], Е. В. Кузнецов[1], М. Н. Римская-Корсакова[1], Е. Д. Бережная[1], О. М. Дара[1], А. А. Вельдемар[2], В. А. Рашидов[3], С. Г. Сколотнев[4]

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*
[2]*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия*
[3]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск Камчатский, Россия*
[4]*Геологический институт РАН, Москва, Россия*
**e-mail: dubinin@ocean.ru*

Поступила в редакцию 29.11.2021 г.
После доработки 02.12.2021 г.
Принята к публикации 16.12.2021 г.

Железомарганцевые (Fe-Mn) корки в океане накапливают значительные количества стратегически важных элементов, необходимых для развития высоких технологий. Состав Fe-Mn корок отличается для разных океанов и цель данной статьи провести сравнение составов корок Северного Ледовитого и Атлантического океанов, найти черты сходства и различия, связать их с особыми условиями осадконакопления. Мы проанализировали химический и минеральный составы Fe-Mn корок хребта Книповича, находящегося в Северном Ледовитом океане (СЛО), и Бразильской котловины Атлантического океана. Для увеличения достоверности получаемых выводов были привлечены литературные данные. Корки СЛО отличаются пониженным содержанием марганца, кобальта и церия и повышенными содержаниями обломочного материала (Al), лития, мышьяка, таллия и тория. Полученные ранее данные о повышенных содержаниях ванадия не подтверждаются. Пониженные содержания марганца и величины Mn/Fe отношения в корках СЛО обратно значимо связаны с накоплением обломочного материала ледового разноса (индикатор – содержание Al). Эта связь свидетельствует о том, что главное отличие корок СЛО от таковых Атлантического океана связано с поставкой льдами пород, неравновесных с морской водой и содержащих в своем составе Fe^{2+}, которое в процессе гальмиролиза восстанавливает марганец из MnO_2, снижая величину Mn/Fe в корках.

Ключевые слова: Fe-Mn корки, Атлантический океан, Северный Ледовитый океан, марганец, железо, кобальт, церий, литий, таллий, мышьяк, торий

DOI: 10.31857/S0030157422020058

ВВЕДЕНИЕ

Железомарганцевые корки наряду с конкрециями и микроконкрециями являются результатом накопления и обособления оксигидроксидов железа и марганца на океанском дне. Окисленные формы железа (Fe^{3+}) и марганца (Mn^{4+}) образуют малорастворимые оксигидроксиды, которые к тому же обладают огромной сорбционной способностью. Это позволяет накапливать из водной толщи заметные количества весьма ценных элементов, которые в настоящее время представляют интерес для производителей высокотехнологичного оборудования [26]. Основными источниками железа и марганца в океане являются эоловый перенос, вынос элементов с речным стоком и гидротермальная активность [27, 41]. Восстановленные формы железа и марганца обладают значительной растворимостью и миграционной способностью и могут накапливаться в процессах восстановительного диагенеза в осадках, в меромиктических водоемах и в зоне кислородного минимума (OMZ – Oxygen Minimum Zone) в океане [14, 32, 43].

Железомарганцевые корки образуются за счет осаждения оксигидроксидов железа и марганца на субстрат в условиях низких интегральных потоков литогенного и биогенного вещества, а также в условиях активной придонной гидродинамики [13]. Субстратом для корок могут служить магматические, метаморфические и осадочные горные породы, а также донные осадки [7]. Корки встречаются во всех океанах, однако их изученность в разных океанах очень различается [25]. Наиболее изучены корки в Тихом океане. Гораздо менее исследованы корки Атлантического и Ин-

Таблица 1. Место и глубина отбора железомарганцевых корок

Образец	Координаты	Глубина отбора, м	Место отбора
S2561/10	74°29′ с.ш., 06°36′ в.д.	1500–1200	Хребет Книповича
S2562/1	74°14′ с.ш., 07°21′ в.д.	1600–1300	Хребет Книповича
V2403/2	20°51′ ю.ш., 34°03′ з.д.	2150–1800	Хребет Витория-Триндади
V2412/4	20°46′ ю.ш., 35°32′ з.д.	2800–2700	Хребет Витория-Триндади
V2813/24	12°18′ ю.ш., 33°00′ з.д.	3200–2700	Горы Байя

дийского океанов. Небольшое число работ посвящено коркам Северного Ледовитого океана [2, 4, 24, 29, 30].

Исходя из основных источников марганца и железа, выделяют два типа корок: гидрогенные и гидротермальные [25]. В процессе миграции и осаждения оксигидроксиды Mn и Fe гидрогенных корок накапливают в наибольшей степени Te, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, W, V, РЗЭ и среди них, особенно, Ce. Различия в составе гидрогенных корок проявляются в вариациях Mn/Fe отношения. Наиболее богатые микроэлементами корки имеют соотношение марганца и железа Mn/Fe = 1–2 [19, 26], в них отмечено максимальное накопление кобальта и церия. Гидрогенные корки растут медленно, скорость их роста обычно составляет 1–10 мм/млн лет [26]. Гидрогенные корки Тихого океана отличаются от корок Атлантического океана: они богаче марганцем и кобальтом, в корках Атлантического океана больше накопление церия [9]. Эти региональные различия океанов, скорее всего, связаны с дополнительной поставкой в Тихий океан гидротермального марганца за счет значительного развития гидротермальных процессов и широкого разноса продуктов гидротермального флюида по площади океана, о чем свидетельствует огромный ареал распространения металлоносных осадков [20].

К настоящему времени наибольшее количество данных для Fe-Mn корок СЛО имеется для хребта Менделеева и Чукотского плато [2, 4, 24, 29, 30]. Авторы цитируемых работ отмечают уникальный состав Fe-Mn корок, которые отличаются низким отношением Mn/Fe, обилием литогенного детрита, высокими содержаниями Sc, As, Li, V, Hg и Th [24]. Рассматривая причины этого обогащения, авторы работы [24] приводят доказательства того, что накопление Sc, V и As связано с обогащением корок оксигидроксидами железа (Mn/Fe варьирует от 0.18 до 0.85). По их данным, возможно часть Sc и Li связана с детритным материалом. Источник детритного материала – не только окружающие океан континенты, но и породы, обнаженные на океанском дне хребта Менделеева и Чукотского плато.

В настоящей работе рассмотрены корки, отобранные на хребте Книповича в Северном Ледовитом океане и в Бразильской котловине (хребет Витория-Триндади и горы Байя) в Атлантическом океане. Цель исследования – сравнение химического и минерального состава корок, выявление причин и факторов, которые влияют на формирование корок Северного Ледовитого и Атлантического океанов. Помимо послойного исследования корок, рассмотрены составы их субстратов для оценки состава детритного материала корок и процессов гальмиролиза подстилающих пород.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал для исследования представлен корками из северной части Срединно-Атлантического хребта (Гренландское море, хребет Книповича) и Бразильской котловины (хребет Витория-Триндади и горы Байя). Корки хребта Книповича были отобраны методом драгирования в ходе 25 рейса НИС “Академик Николай Страхов” в 2007 году. Корки Бразильской котловины были получены в результате проведения 24 рейса в 2008 году (хребет Витория-Триндади) и 28 рейса в 2009 году (горы Байя) НИС “Академик Вавилов”. Краткое описание их мест отбора приводится в работе [1]. Карта районов исследования представлена на рис. 1. Список образцов, координаты и глубина их отбора представлены в табл. 1.

Хребет Книповича находится в Гренландском море, которое в составе Северных морей относят к СЛО на основании принятых границ океана Международной гидрографической организацией (International Hydrographic Organization) [28]. Граница между океанами проходит по проливу Девиса, Датско-Исландскому проливу и южной части Норвежского моря в районе Гренландско-Шотландского хребта. Хребет Книповича представляет собой северное окончание Срединно-Атлантического хребта (САХ) в Норвежско-Гренландском бассейне (рис. 1). Он простирается субмеридионально от 73°30′ до 78°30′ с.ш. На севере он ограничен разломом Моллой, а на юге – хребтом Мона. Хребет Книповича является ультрамедленным спрединговым хребтом, скорость спрединга которого составляет от 0.1–0.7 см/год. Начало его аккреции относится к позднему эоцену–раннему олигоцену (34 млн лет назад). На-

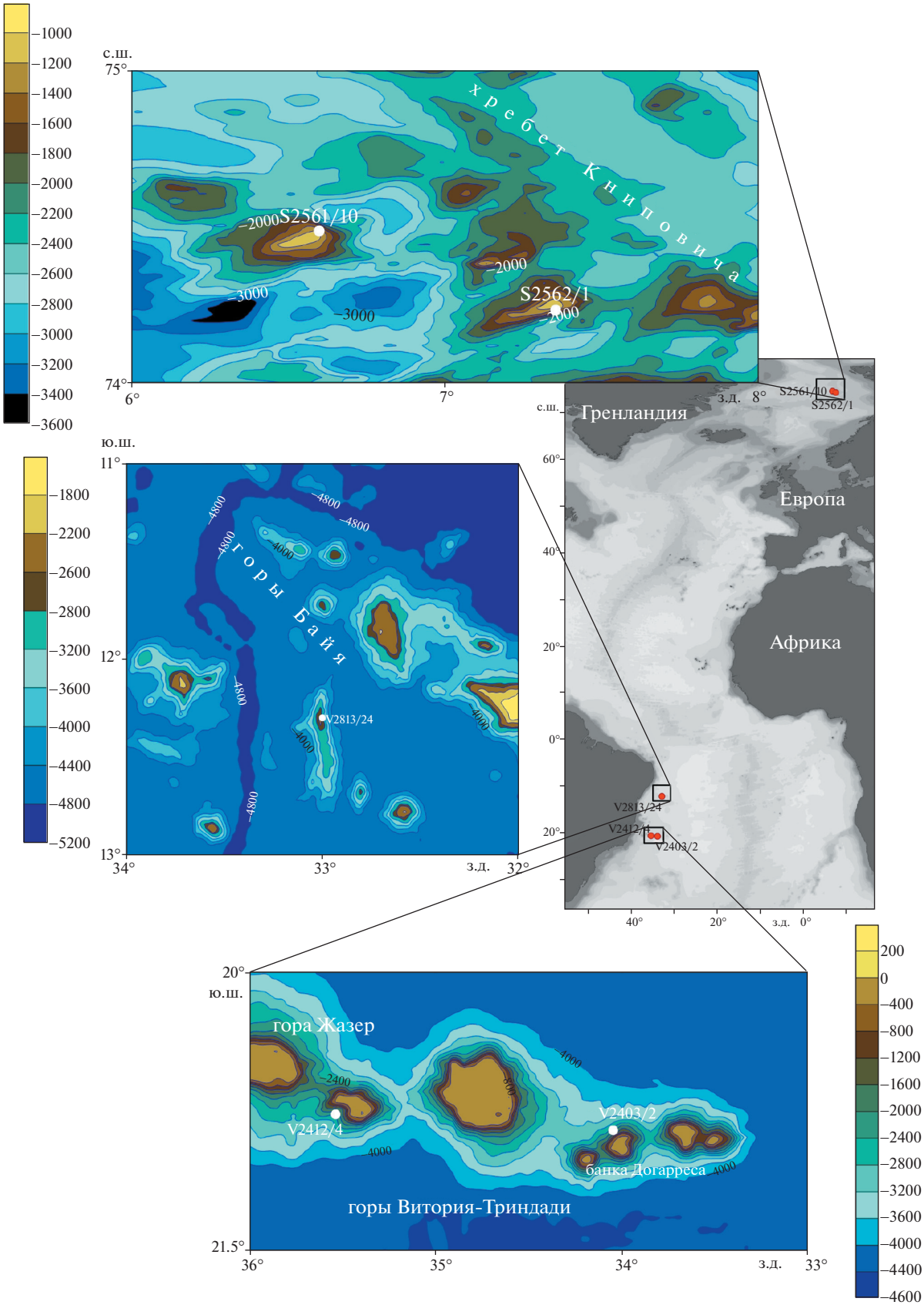

Рис. 1. Карта района отбора образцов Fe-Mn корок.

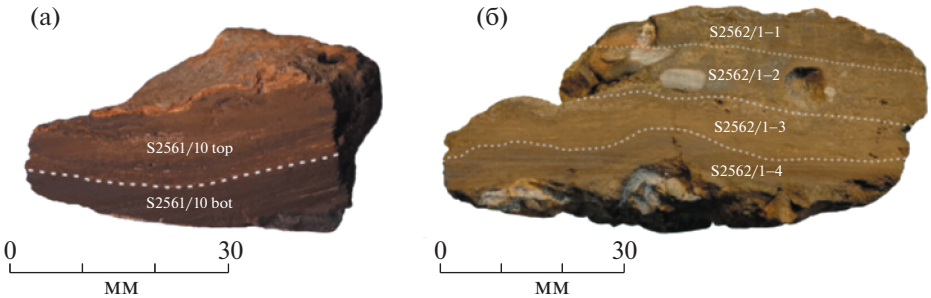

Рис. 2. Железомарганцевые корки хребта Книповича (вид сбоку): S2561/10 (а) и S2562/1 (б) с выделенными слоями (детали выделения описаны в тексте).

правление спрединга на хребте не перпендикулярное по отношению к современной оси хребта. Магнитные аномалии пересекаются хребтом под углом около 40° [15].

Корка **S2561/10** отобрана на хребте Книповича и представляет собой хрупкое рыхлое слоистое образование (рис. 2а) с переменной цветностью сверху вниз от светло-желтого до темно-коричневого. На поверхности наблюдаются остатки раковин фораминифер. В слоях имеются включения светло-коричневого вещества и, вероятно, вулканокластики песчаной размерности. Размер корки 120 × 49 мм, толщина переменная от 17 до 25 мм. Для анализа было отобрано два слоя: верхняя часть корки светло-коричневого цвета (толщина 11 мм) и нижняя темно-коричневая часть (6 мм). Кроме того, отобран субстрат корки (толщиной 2 мм на нижней части корки), представленный алюмосиликатами песчаной размерности с примесью охристого цвета.

Корка **S2562/1** рыжего цвета, слоистая (рис. 2б), на верхней поверхности черного цвета с включениями угловатых обломков пород размером до 10 мм и раковин фораминифер. На подошве корки видны остатки морских организмов и угловатые обломки серых пород. Толщина корки 31–42 мм, размеры 81 × 57 мм. В корке выделено четыре слоя (сверху вниз): S2562/1-1 (0–6 мм), S2562/1-2 (6–13 мм), S2562/1-3 (13–22 мм), S2562/1-4 (22–31 мм). В нижней части корки отобраны субстрат серого цвета (S2562/1 sub1) и субстрат оранжевого цвета (S2562/1 sub2) (толщина образца 2–3 мм). В слое S2562/1-2 на срезе отобрано включение глинистого вещества серого цвета (S2562/1incl размером 7 × 8 мм).

Цепь подводных гор Витория-Триндади находится в юго-западной части Бразильской котловины, протягиваясь на восток от континентального склона вдоль 20.5° ю.ш. (рис. 1). Донные отложения станции V2403 отобраны на северном склоне банки Догарреса, корки обнаружены на субстрате щелочных вулканических пород. Станция V2412 располагается к западу от станции V2403 на южном склоне горы Жазер. Корки на этой станции найдены на карбонатном иле [1].

Корка **V2403/2** состоит из трех фрагментов толщиной 18-19 мм и размерами 24 × 20, 25 × 20, 42 × 36 мм, на которые она распалась при высыхании. Поверхность корки бугристая, ботриоидальная, диаметр выпуклостей 7–8 мм. На поверхности видны следы карбоната кальция и пленка охристого цвета. Для анализа отобран фрагмент 24 × 20 мм. В корке выделены два слоя: верхний коричневый толщиной 13 мм (V2403/2top) и нижний черный толщиной 6 мм (V2403/2bot) (рис. 3а). Субстрат корки представлен включениями карбонатных и глинистых минералов (образец 2–3 мм толщиной на нижней части корки V2403/2sub).

Корка **V2412/4** размером 45 × 29 × 13 мм, покрыта карбонатным материалом. Поверхность корки темно-коричневого, почти черного цвета, бугристая с мелкими глобулами. Она была полностью отобрана для анализа (рис. 3б).

Станция V2813 находится к югу от северной цепи гор Байя (рис. 1). На северо-западе к северной цепи с юга примыкает вытянутая гора меридионального простирания. Корки были отобраны в средней части восточного склона этой горы [1]. Драгой было поднято 12 кг остроугольных обломков размером около 10 см: вулканитов – 60%, известняков – 30%, фрагментов Fe-Mn корок – 10%. Поверхность корки V2813/24 черная, бугристая с глобулами диаметром 2–4 мм (рис. 3в). Субстратом корки являлся биогенный карбонат. Для анализа отобрана часть корки размером 26 × 33 × 21 мм. В ней выделены и отдельно проанализированы верхний черный (12 мм) и нижний (9 мм) с рыжеватым оттенком слои (рис. 3в).

Минеральный состав образцов был определен на рентгеновском порошковом дифрактометре D8 ADVANCE (Bruker AXC), Cu-$K\alpha$, с Ni 0.02-фильтром, 40 kV, 40 mA, с линейным детектором LYNXEYE. Сканирование осуществлялось в дискретном режиме с шагом 0.02, экспозицией 4 секунды/шаг в интервале 2.5°–70° 2Θ с вращением

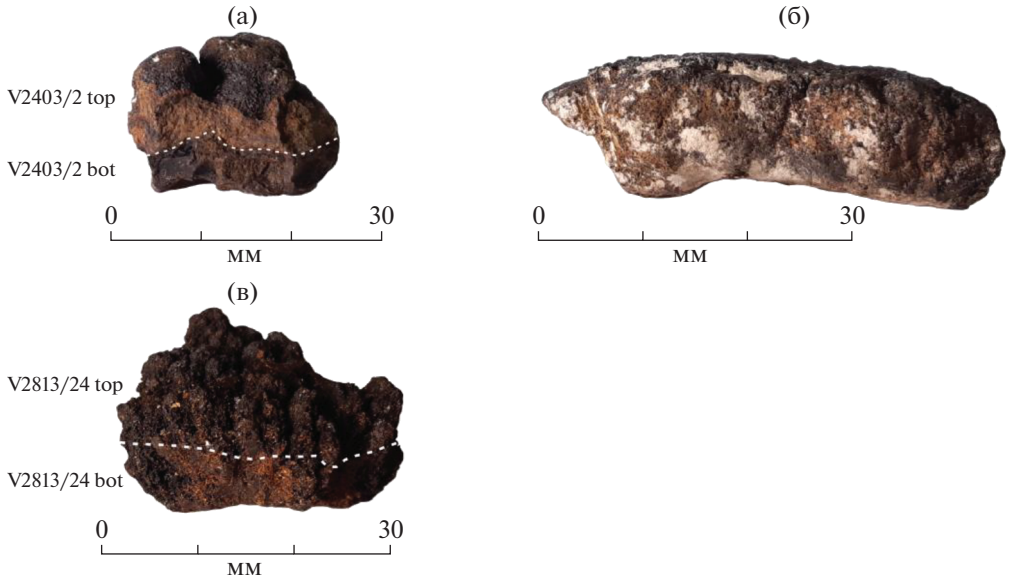

Рис. 3. Fe-Mn корки Бразильской котловины (вид сбоку): V2403/2 (а), V2412/4 (б) и V2813/24 (в).

образца. Для первичной обработки, расшифровки спектров и расчета использована программа DIFFRAC.EVA, а также база данных ICDD. Исследование образцов, на дифрактограммах которых были зарегистрированы 10 Å и 7 Å пики предположительно минералов марганца, проводилось в два этапа: съемка исходного образца при комнатной температуре и повторная съемка после прогрева при температуре 105°C. Для более корректной диагностики были использованы термостойкие кюветы, позволяющие получить дифрактограмму от исходного образца и того же образца после прогрева.

Химический состав корок и их субстратов был изучен после растворения воздушно-сухих проб (30–50 мг) в смеси концентрированных HF, HNO_3, HCl и $HClO_4$ при нагревании по методике, описанной в работе [10]. Анализ редкоземельных и редких элементов проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС) на приборе Agilent 7500a в растворах 5% HNO_3 с двумя внутренними стандартами (In и Re). Fe, Mn, Ti, Ca и Al были проанализированы методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС) на приборе SpectrAA 220 фирмы Varian. Воспроизводимость определения методами ИСП МС и ААС варьировала в пределах 3–5 отн. %. Правильность методов определения контролировалась образцами стандартного состава: базальт BCR-2 и Fe-Mn конкреция NOD-P-1 (Геологическая служба США), Fe-Mn конкреция OOPE601 (СДО-4) и корка OOPE604 (СДО-7) [18]. Данные по содержанию фосфора были получены спектрофотометрически по методике, описанной в работе [10].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Корки хребта Книповича

В Fe-Mn корке S2561/10 изучено два слоя, которые визуально отличались по цвету (рис. 2а). Верхний светло-коричневый слой оказался заметно более железистым, чем темно-коричневый нижний (Mn/Fe 0.47 и 0.91 соответственно, табл. 2). Содержание железа в слоях примерно одинаковое, марганца отличается почти в два раза (9.37% для верхнего слоя и 15.4% для нижнего). Содержание алюминия в обоих горизонтах близкое (3.79 и 3.58%). Слои корки заметно отличаются по минеральному составу. Рудная часть обогащенного марганцем нижнего слоя представлена в основном вернадитом с примесью гетита, в то время как в верхнем слое вернадита заметно меньше (табл. 3). В нерудной части корки, как и в ее субстрате, широко представлены кварц, плагиоклаз, ортоклаз и пироксены. Различия в содержании марганца, по-видимому, определяют микроэлементный состав корки. Нижняя часть корки относительно верхней обогащена кадмием (в 2.9 раза), таллием (в 2.4 раза), ураном (в 1.9 раза), никелем и вольфрамом (в 1.5), стронцием и молибденом (в 1.4 раза). Редкоземельные элементы также обогащают нижний слой корки, однако, это обогащение небольшое, всего в 1.2 раза. Состав РЗЭ типичный для гидрогенных корок, положительная аномалия церия (1.7), максимум средних РЗЭ и небольшой дефицит легких РЗЭ (L/H = 0.8) относительно сланца PAAS [37]. Субстрат корки обогащен оксигидроксидами железа, в нем присутствует гетит, относительно слоев корки субстрат заметно обогащен титаном и литием. Несмотря на высокое содержание железа в

Таблица 2. Химический состав Fe-Mn корок Атлантического и Северного Ледовитого океанов

Элемент	S2561/ 10top	S2561/ 10bot	S2561/ 10sub	S2562/ 1-1	S2562/ 1-2	S2562/ 1-3	S2562/ 1-4	S2562/ 1sub1	S2562/ 1sub2	S2562/ 1incl	V2403/ 2top	V2403/ 2bot	V2403/ 2sub	V2412/4	V2813/ 24top	V2813/ 24bot
	Северный Ледовитый океан, хребет Книповича										Атлантический океан, Бразильская котловина					
Mn/Fe	0.47	0.91	0.12	0.43	0.54	0.32	0.52	0.11	0.15	0.03	0.63	0.81	0.06	0.61	0.57	0.53
Fe/Al	5.31	4.73	2.44	5.94	2.46	2.42	4.67	0.85	2.64	0.45	12.3	8.31	5.27	7.90	12.05	9.27
Mn	9.37	15.4	1.75	8.99	7.07	3.67	8.87	0.48	1.78	0.16	13.7	15.3	1.47	12.88	12.99	11.70
Fe	20.1	16.9	14.6	20.7	13.2	11.6	17.0	4.3	12.2	5.1	21.6	19.0	26.7	21.1	22.9	22.2
Ca	1.29	2.06	5.35	1.62	1.14	1.05	1.27	10.4	1.34	0.11	1.96	1.64	2.40	2.05	1.56	1.35
Al	3.79	3.58	5.98	3.48	5.37	4.79	3.65	5.01	4.62	11.3	1.75	2.29	5.07	2.68	1.90	2.40
Ti	0.63	0.71	1.14	0.68	0.43	0.39	0.53	0.31	0.25	0.47	0.77	0.82	5.02	0.85	0.67	0.51
P	0.50	0.45	0.39	0.51	0.33	0.30	0.39	0.10	0.26	0.05	0.48	0.38	0.43	0.42	0.45	0.46
Ag	0.38	0.40	0.19	0.24	0.13	0.09	0.17	0.07	0.11	0.12	0.55	0.78	0.90	0.45	0.41	0.44
As	608	467	211	629	366	307	413	58	306	19.1	449	314	233	379	413	375
Ba	715	854	131	692	584	562	691	338	322	333	1059	1275	474	869	915	832
Be	6.15	6.21	2.08	5.63	3.49	3.41	5.74	1.54	2.86	2.41	7.75	7.94	3.64	5.88	6.97	6.51
Cd	4.48	12.95	1.52	3.31	3.58	1.79	4.43	0.55	0.93	0.25	3.00	4.45	1.37	3.11	2.66	3.28
Co	1957	2273	326	2645	744	284	861	52.3	162	29.5	6527	5005	362	6935	4552	3694
Cs	1.46	0.22	0.75	1.40	1.79	1.34	0.58	4.30	1.60	10.45	0.33	0.31	1.29	0.82	0.42	0.47
Cu	387	250	190	382	359	197	320	63.2	203	59.4	560	624	299	585	677	1042
Li	36.9	48.2	71.5	22.6	41.5	25.6	31.0	35.2	30.5	69.8	8.19	13.8	39.2	10.2	6.82	11.4
Mo	315	443	32.3	256	182	107	262	12.5	57.8	7.91	351	344	24.7	274	314	304
Ni	1692	2471	430	1255	1598	670	1400	146	508	91.0	1974	2289	424	1812	1652	1955
Pb	550	529	70.2	820	337	135	294	28.1	90.6	16.9	1450	1316	177	919	1026	754
Rb	27.4	5.95	14.1	25.6	38.0	40.1	17.5	76.2	35.5	137	9.93	7.90	26.7	13.5	7.64	13.1
Sr	808	1169	167	819	524	411	731	393	219	86.6	1122	1144	416	940	963	810
Th	77.3	41.0	7.94	98.4	47.6	25.1	30.9	10.9	15.5	14.2	63.2	56.3	20.4	90.2	58.2	53.6
Tl	107	262	22.6	91.8	79.5	28.3	88.3	3.57	13.5	0.82	120	109	15.9	66.1	79.4	97.4
V	1134	953	543	1101	610	437	746	141	437	233	953	703	900	774	969	851
W	66.7	100	7.41	42.5	28.0	17.2	39.1	3.06	9.84	3.15	78.2	82.8	5.25	51.8	61.2	59.0
Y	224	291	72.7	237	152	95.3	182	38.9	50.9	27.8	156	141	110	179	177	148
Zn	495	518	228	422	377	256	404	98.1	187	128	520	547	757	464	498	502

Таблица 2. Окончание

Элемент	S2561/10top	S2561/10bot	S2561/10sub	S2562/1-1	S2562/1-2	S2562/1-3	S2562/1-4	S2562/1sub1	S2562/1sub2	S2562/1incl	V2403/2top	V2403/2bot	V2403/2sub	V2412/4	V2813/24top	V2813/24bot
	Северный Ледовитый океан, хребет Книповича										Атлантический океан, Бразильская котловина					
U	11.7	22.4	8.35	11.0	8.78	6.39	11.3	2.09	3.49	2.59	11.5	11.0	9.53	10.1	10.5	10.0
La	298	347	40.8	299	155	82.8	182	39.9	42.2	40.5	224	173	91.3	275	259	178
Ce	1130	1346	154	1249	539	290	705	76.8	180	89.6	1802	2109	412	1942	1509	1292
Pr	77.5	90.4	12.2	77.9	42.3	23.9	50.3	10.6	13.1	10.2	47.6	38.6	26.1	60.8	57.7	39.1
Nd	318	376	53.6	318	179	102	214	43.0	55.0	39.8	199	159	115	247	244	165
Sm	74.9	87.4	13.8	76.2	43.4	24.6	50.7	9.18	13.7	8.07	42.0	34.9	26.9	53.6	52.6	36.5
Eu	16.7	19.8	3.48	16.5	9.47	5.68	11.6	1.99	3.18	1.71	9.60	8.05	6.61	12.2	11.8	8.30
Gd	75.5	87.6	15.5	77.8	45.1	26.5	53.7	8.72	13.7	7.10	45.1	35.5	26.8	59.8	56.1	40.2
Tb	11.5	13.3	2.55	12.1	7.10	4.13	8.26	1.30	2.33	1.04	7.12	5.89	4.02	9.00	8.77	6.40
Dy	66.2	76.6	15.6	69.6	41.3	24.7	48.8	7.61	13.8	6.14	42.4	35.5	23.3	52.3	51.6	38.9
Ho	12.1	14.3	3.11	12.9	7.76	4.69	9.35	1.45	2.55	1.16	8.41	7.25	4.49	10.0	9.91	7.80
Er	31.8	38.0	8.52	33.9	20.8	12.7	25.0	4.00	6.82	3.15	23.8	21.2	12.0	27.6	27.4	22.4
Tm	4.62	5.57	1.24	5.04	3.10	1.87	3.76	0.59	0.99	0.47	3.58	3.33	1.69	4.21	4.14	3.53
Yb	26.8	31.8	7.51	29.6	18.1	11.3	21.9	3.41	6.18	3.18	22.0	21.2	9.82	25.1	24.6	21.5
Lu	4.13	4.93	1.15	4.51	2.81	1.74	3.50	0.51	0.96	0.49	3.52	3.54	1.55	4.06	3.94	3.60
Ce an	1.71	1.75	1.58	1.89	1.53	1.49	1.69	0.86	1.75	1.01	4.02	5.96	1.94	3.46	2.85	3.57
L/H	0.83	0.82	0.48	0.77	0.68	0.62	0.66	0.90	0.62	1.00	0.68	0.57	0.76	0.74	0.72	0.56
Скорость роста, мм/млн лет	4.3	3.9		2.6	11.5	35.9	13.6				0.8	1.2		0.7	1.5	1.9
Толщина, мм	11	6		6	7	9	9				13	6		13	12	9
Возраст слоя, млн лет	2.6	1.5		2.3	0.6	0.3	0.7				16.8	5.2		19.7	8.3	4.8
Возраст корки, млн лет		4.1					3.8					22.0		19.7		13.1

Примечание. Содержание Mn-P приведено в массовых %, остальных элементов в мкг/г. Величина аномалии церия рассчитана как $Ce\ an = 2 \times Ce/Ce^{PAAS}/(La/La^{PAAS} + Pr/Pr^{PAAS})$; отношение легких РЗЭ к тяжелым – $L/H = (La/La^{PAAS} + 2 \times Pr/Pr^{PAAS} + Nd/Nd^{PAAS})/(Er/Er^{PAAS} + Tm/Tm^{PAAS} + Yb/Yb^{PAAS} + Lu/Lu^{PAAS})$, где PAAS – Постархейский австралийский сланец [37].

Таблица 3. Минеральный состав образцов Fe-Mn корок, их субстратов и включений

Образец	Гетит	Вернадит	Кальцит	Глины	Кварц	Алюмосиликаты, магнетит
S2561/10top	+	+	–	–	+	Pl, Ort
S2561/10bot	+	+++	–	–	+	Pl
S2561/10sub	+	+	–	–	+	Pl, Px
S2562/1-1	+	+	–	Следы Il, Chl	+	Pl
S2562/1-2	–	+	–	Следы Il, Chl	+	Pl, Ort, Amf
S2562/1-3	–	+	–	Il	+	Pl, Ort, Amf
S2562/1-4	+	+	–	–	+	Pl, Ort
S2562/1sub1	–	–	Cal, Mg–Cal	Il, Chl, Smc, Kaol	+	–
S2562/1sub2	–	–	–	Il, следы Smc	+	Pl, Ort, Amf, Px
S2562/1incl	–	–	–	Il, Chl, Smc, Kaol	+	Pl, Ort, Px
V2403/2top	++	+	–	–	+	–
V2403/2bot	++	+	–	–	–	–
V2403/2sub	–	–	–	Il	+	Px, Ph, магнетит (титаномагнетит?)
V2412/4	+++	+	Cal	–	+	–
V2813/24top	++	++	–	–	+	–
V2813/24bot	++	+	–	–	+	Pl

Примечание. Cal – кальцит, Il – иллит, Smc – смектит, Chl – хлорит, Kaol – каолинит, Pl – плагиоклаз, Ort – ортоклаз, Px – пироксен, Amf – амфибол, Ph – филлипсит.
++++ – много, +++ – есть, ++ – мало, + – следы, – – не обнаружено.

субстрате корки, вполне сравнимое с нижним слоем корки, содержание РЗЭ в субстрате меньше в 4–8 раз, причем дефицит легких относительно тяжелых РЗЭ в нем больше, чем в корке (табл. 2).

Вторая Fe-Mn корка **S2562/1**, найденная на хребте Книповича, была разделена на четыре слоя (рис. 2б), кроме того было отобрано два образца субстрата корки и включение глинистого вещества, найденное во 2-ом слое корки. По соотношению Mn/Fe (0.3–0.5) корка железистая. Содержание железа и марганца меняется от слоя к слою, от 3.67 до 8.99% для Mn и от 11.6 до 20.7% для Fe. Причем дефицит марганца (и в меньшей степени железа) характерен для второго и особенно третьего слоя корки. Содержание алюминия меняется мало (от 3.48 до 5.37%), достигая максимального значения в слое 2. Содержание фосфора максимально 0.51% в поверхностном слое, а минимально в центральной части корки 0.30% (слой 3). Вернадит найден во всех слоях корки, а гетит обнаружен в 1 и 4 слоях. В средней части этой корки заметна большая примесь обломочных минералов, характерных для кислых и средних магматических пород (кварц, плагиоклаз, ортоклаз, амфибол и пироксен). Во всех слоях обнаружена примесь кварца, которая особенно большая в слое 3, что хорошо видно на дифрактограммах (рис. 4). Такая же ассоциация обломочных минералов найдена в субстрате 2 и глинистом включении в слое 2. Субстрат 1 представлен преимущественно глинистыми минералами (иллит, хлорит, смектит и каолинит) с примесью кальцита.

В химическом составе субстрата 1 найдено высокое содержание кальция, что подтверждает наличие карбоната. Во включении, состоящем из глины с примесью кальцита, отмечены высокое содержание алюминия (11.3%), низкое марганца (0.16%) и низкое Mn/Fe отношение (табл. 2 и 3).

Содержания микроэлементов также меняется от слоя к слою, преимущественно повторяя изменение концентраций марганца и железа. Подобно железу и марганцу меняются Be, V, Co, Cu, Zn, As, P, Sr, Y, Mo, Cd, Ba, Pb, Th, U, РЗЭ и аномалия церия в их составе. Наиболее обогащен Ni второй слой корки, а Rb – третий слой. Причиной снижения концентраций рудных элементов в слое 3, судя по дифрактограммам, является рост количества кварца (рис. 4). Содержания алюминия и кальция, которые отражают вклад глинистого вещества и биогенного карбоната, также снижены в слое 3.

Составы редкоземельных элементов, нормированные на PAAS, слабо меняются от слоя к слою, несмотря на заметное изменение содержаний. В корке и в субстрате S2562/1sub2 имеется положительная аномалия церия сравнимой величины (в корке 1.89–1.49, в субстрате 2–1.75, табл. 2). В субстрате S2562/1sub1 аномалия церия в соста-

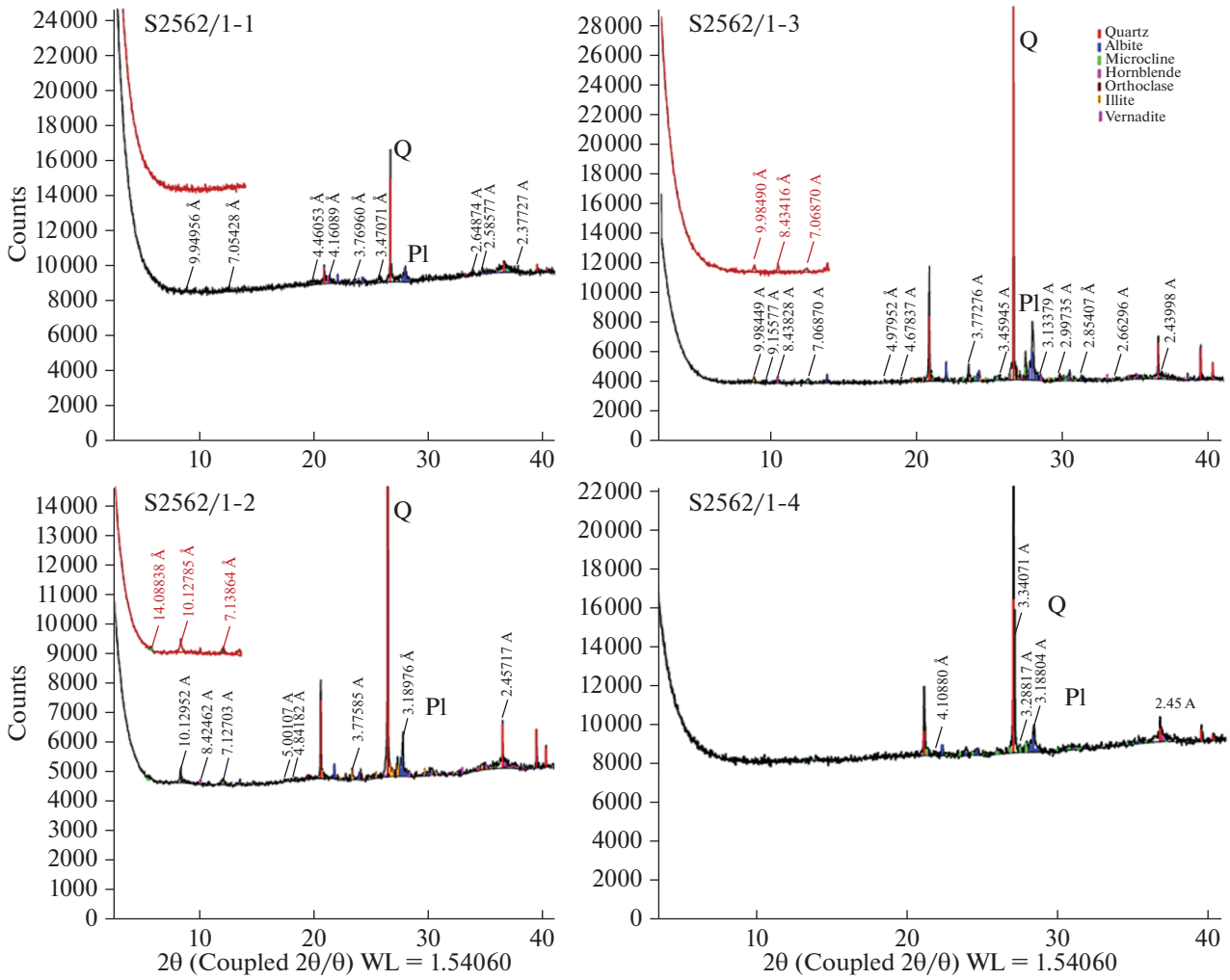

Рис. 4. Дифрактограммы отдельных слоев Fe-Mn корки S2562/1 при нормальной температуре (черный цвет) и при нагревании (красный цвет).

ве РЗЭ отрицательная, что характерно для биогенного карбонатного материала в его составе. Глинистое включение имеет сланцеподобный состав с величиной аномалии церия и отношением легких РЗЭ к тяжелым равными 1 (табл. 2).

Корки Бразильской котловины

Корки V2403/2 и V2412/4 отобраны на склонах гор Витория-Триндади в Бразильской котловине (рис. 1). Корка V2403/2 разделена на два слоя. По химическому и минеральному составу обе корки близки между собой. Величина Mn/Fe отношения равна 0.6–0.8, содержание железа и марганца в верхнем слое корки V2403/2 и корке V2412/4 практически не различаются (табл. 2). Нижний слой корки V2403/2 обогащен марганцем относительно железа. Однако это мало сказалось на микроэлементах, содержания которых между слоями различаются незначительно. Рудная часть корок V2403/2 и V2412/4 представлена гетитом и вернадитом, в нерудной части корки V2412/4 найден кальцит, который является механической примесью, так как корка обнаружена на карбонатном иле. Обе корки обогащены кобальтом 0.5–0.7%, никелем 0.2%, свинцом 0.09–0.15%. Состав РЗЭ корок значительно обогащен церием (табл. 2). Величина цериевой аномалии достигает значения 5.96 в нижнем слое корки V2403/2, а дефицит легких РЗЭ относительно тяжелых 0.57. Субстрат корки также обогащен церием. Химический состав субстрата свидетельствует о высоком содержании железа (26.7%). Это значение выше, чем в рудной части двух слоев корки (21.6 и 19.0%). Но субстрат обеднен марганцем (1.47%) и это заметно сказывается на содержании микроэлементов. Концентрации кобальта в субстрате ниже, чем в корке в 14, никеля в 5, молибдена в 14, вольфрама в 16, а свинца в 7 раз. Помимо оксигидроксидов железа в субстрате присутствуют пи-

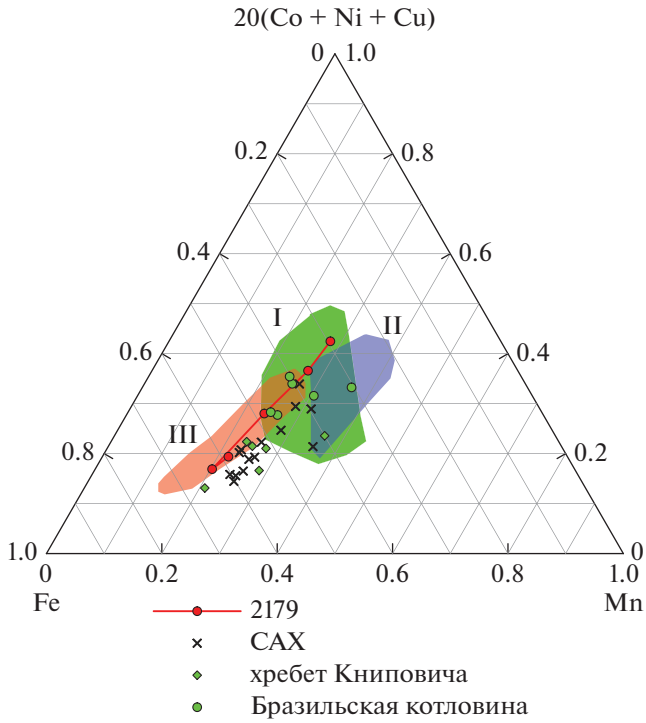

Рис. 5. Составы корок Северного Ледовитого и Атлантического океанов на диаграмме в координатах 20(Co + Ni + Cu)–Fe–Mn. Диаграмма построена по [19] с увеличением доли (Co + Ni + Cu) в два раза. 1 – отдельные слои корки в Ангольской котловине, станция 2179 [9]; 2 – корки CAX [3, 5, 9]; 3 – корки хребта Книповича; 4 – корки Бразильской котловины. Показаны поля составов: I – корки Канарской, Бразильской и Ангольской котловин [3, 5, 17, 36, 38]; II – корки Капской котловины [3, 9]; III – корки поднятия Менделеева и Чукотского плато [24].

роксен, цеолиты (филлипсит), магнетит. Содержание титана достигает 5%, но никаких минералов, содержащих титан идентифицировано не было.

Корка V2813/24 была разделена на два слоя, которые по химическому составу оказались весьма близкими. Корка железистая, величина Mn/Fe отношения равна 0.57 для верхнего слоя и 0.53 для нижнего. Рудная часть представлена гетитом и вернадитом, из нерудных второстепенных минералов обнаружен кварц и плагиоклаз (табл. 3). Корка обогащена кобальтом до 0.46%, никелем до 0.2%, свинцом до 0.1%, церием до 0.15%. Состав РЗЭ типичный для Fe-Mn корок гидрогенного генезиса. Положительная аномалия церия достигает 3.57 в нижнем слое корки, а дефицит легких РЗЭ относительно сланца L/H = 0.57 (табл. 2). В результате выполненных исследований установлено, что все изученные корки хребта Книповича и Бразильской котловины на основании дискриминационных диаграмм Ce an–Nd и Ce an–Y/Ho [16] являются гидрогенными образованиями.

Возраст корок и скорости роста

Рассчитанные скорости роста корок приведены в таблице 2. Корка S2561/10 согласно кобальтовому хронометру [35] росла со скоростью 3.9–4.3 мм/млн лет, ее возраст составил 4.1 млн лет. Вторая корка с хребта Книповича S2562/1 была быстрорастущей, скорость ее роста менялась от 13.6 мм/млн лет (слой 4) до 35.9 мм/млн лет (слой 3). С такой скоростью обычно растут гидротермальные корки [26]. Однако никаких признаков гидротермального влияния в ее составе мы не находим. С увеличением скорости роста в слое 3 снижается содержание марганца в 2.4, а кобальта в 2.1 раза, в то время как содержания никеля и меди снижаются в меньшей мере – всего в 1.6 раза. Выше слоя 3 вновь увеличивается содержание марганца, скорости роста корки снижаются до 11.5 мм/млн лет, а затем до 2.6 мм/млн лет, корка обогащается кобальтом (2645 мкг/г) и церием (1249 мкг/г). Возраст корки с учетом толщины слоев составил 3.8 млн лет, и практически совпадает с возрастом корки S2561/10.

Корки со склонов хребта Витория-Триндади в Бразильской котловине росли с характерной для гидрогенных корок скоростью роста – 0.7–1.2 мм/млн лет. Возраст корки V2403/2 составил 22 млн лет, а корки V2412/4 – 19.7 млн лет. Корка с гор Байя росла с большей скоростью – 1.5–1.9 мм/млн лет, ее возраст составил 13.1 млн лет (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Северный Ледовитый океан имеет в 9–10 раз больше водообмен с Атлантическим океаном через Баренцево море и глубоководный пролив Фрама, чем через мелководный Берингов пролив с Тихим океаном [44]. Большая открытость бассейна Атлантического океана для СЛО и обширный водообмен предполагают, по нашему мнению, что Fe-Mn корки Атлантического океана по своему составу будут наиболее близки коркам СЛО.

Корки хребта Книповича по составу очень сходны с корками поднятия Менделеева и Чукотского плато, которые изучены в работе [24]. Они также содержат больше железа, чем марганца, имеют пониженные относительно корок Атлантического океана содержания рудных элементов – кобальта, никеля и меди (рис. 5). По составу и содержанию главных элементов к ним близки корки CAX, но в отличие от корок хребта Книповича, они не содержат значительных количеств литогенного детрита, что заметно увеличивает в корках долю алюминия. Гидрогенные корки Бразильской котловины богаче кобальтом, никелем

и медью и вполне соответствуют по составу гидрогенным коркам Канарской и других котловин Атлантического океана. Марганцем обогащены в наибольшей степени корки Капской котловины (рис. 5).

Близость состава корок поднятия Менделеева и Чукотского плато к коркам хребта Книповича свидетельствует о сходных условиях образования. И те, и другие отличает низкое содержание марганца и большое количество кластического алюмосиликатного материала. Анализируя поведение марганца и железа в корках СЛО, Дж. Р. Хейн с соавторами (2017) отмечали, что низкое содержание марганца обусловлено небольшим запасом марганца в OMZ и потоком железа из осадков шельфа, который занимает заметную площадь в Северном Ледовитом океане (примерно 52.9% [28]). Вместе с железом шельф СЛО поставляет в глубоководную часть бассейна марганец [27]. Оба элемента подвижны в анаэробных условиях и малоподвижны в окислительных условиях океанских вод, что и приводит к их осаждению в виде оксигидроксидов Fe(III) и Mn(IV). Окислительно-восстановительная обстановка в зоне формирования корок диктуется балансом окислителей и восстановителей. Осаждение оксигидроксидов железа происходит в условиях более низкого окислительно-восстановительного потенциала [14]. При определенных условиях на субстрате оксигидроксиды железа(III) будут устойчивы, а марганца(IV) нет.

Как показано на рис. 5 пониженную величину Mn/Fe имеют корки САХ, поставка вещества в которые происходит частично за счет гидротермальных источников. Но эти отложения отличаются от корок СЛО меньшим накоплением рудных металлов (Co + Ni + Cu). Низкие значения величины Mn/Fe в нижних слоях имела корка 2179 в зоне трансформного разлома в Ангольской котловине [9]. По мере ее роста она меняла состав, он обогащался марганцем и суммой (Co + Ni + Cu). Нижняя часть корки 2179 формировалась в условиях гальмиролиза вулканокластики, ее состав был более железистым и содержал достаточно много алюминия (3.34%) (рис. 5 и 6). Корки хребта Менделеева и Чукотского плато выделяются обилием кластического материала. На рис. 6 по данным [24] содержание алюминия в корках СЛО меняется от 8.7 до 3.6%, при этом содержание титана не меняется, его концентрация близка к 0.4%, что практически равно содержанию титана в материале верхней земной коры [42]. В некоторых слоях корок хребта Книповича соотношения титана и алюминия, такие же, как и у корок Чукотского плато. Со снижением содержания алюминия в гидрогенных корках Атлантики растет содержание гидрогенного титана. Очевидно, что и алюминий и титан в корках хребта Книповича и Чукотского плато в основном находятся в кластическом алюмосиликатном материале, который захвачен в ходе ледового разноса. Однако, как показывают данные последовательных вытяжек для корок хребтов Менделеева и Альфа и Чукотского плато [30], только половина содержаний титана и алюминия найдены в алюмосиликатном остатке корок, половина титана обнаружена в вытяжке оксигидроксидов железа, вторая половина алюминия примерно поровну была распределена между вытяжками оксигидроксидов железа и марганца.

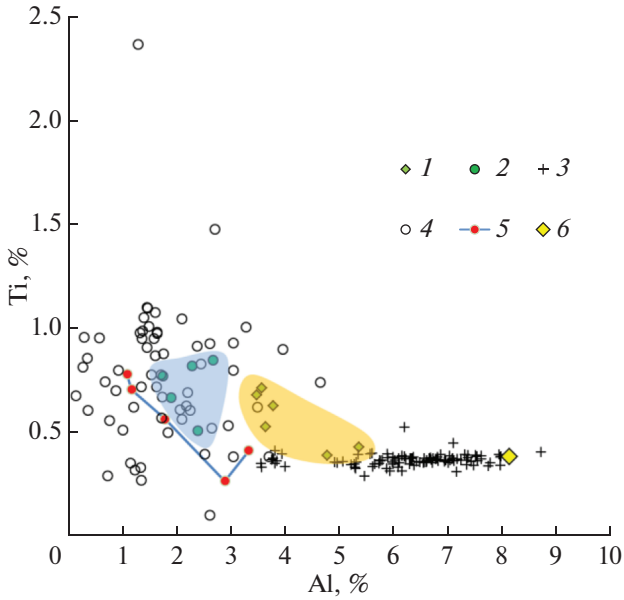

Рис. 6. Содержание титана относительно содержания алюминия в Fe-Mn корках Северного Ледовитого и Атлантического океанов. *1* – Корки хребта Книповича; *2* – корки Бразильской котловины (хребет Витория-Триндади и горы Байя); *3* – корки Чукотского плато и хребта Менделеева [24]; *4* – корки Атлантического океана [3, 5, 9, 17, 36, 38]; *5* – корка 2179 [9]; *6* – верхняя земная кора [42]. Показаны области составов корок хребта Книповича (желтый) и Бразильской котловины (хребет Витория-Триндади и горы Байя) (голубой цвет).

Добавка алюмосиликатов в корки может быть причиной снижения содержаний в них марганца, как это можно наблюдать в слоях 2 и 3 корки S2562/1. Эти два слоя имеют содержание алюминия 4.8 и 5.7%, а марганца 3.7 и 7.1%, что меньше, чем в слоях 1 и 4 (табл. 2). Если рассмотреть обширный материал по Fe-Mn коркам из работы [24] на рисунке 7 в координатах Mn/Fe-Al ($n = 99$), то можно видеть, что все составы корок Чукотского плато и хребта Менделеева лежат вдоль линии регрессии $Al = -6.65 \times (Mn/Fe) + 8.91$ ($R^2 = 0.75$). Иными словами, между количеством алюмокластики и величиной Mn/Fe в корках наблюдается значимая обратная корреляция. Чем больше содержание алюминия, тем меньше Mn/Fe. Если

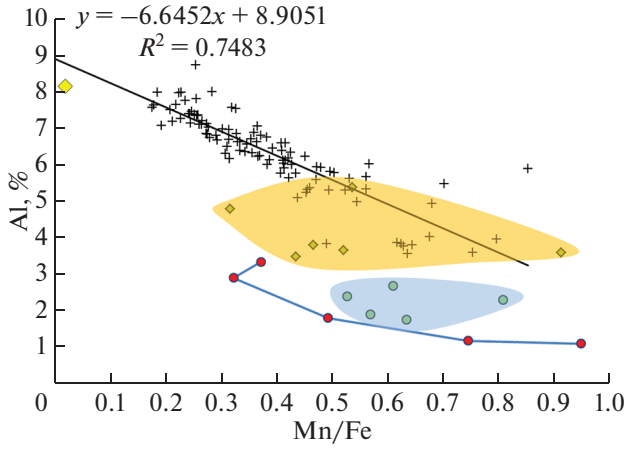

Рис. 7. Зависимость содержания алюминия от величины Mn/Fe в корках СЛО и Атлантического океана. Показана линия регрессии и коэффициент корреляции для корок Чукотского плато и хребта Менделеева (n = 99) из работы [24]. Условные обозначения смотрите на рис. 6.

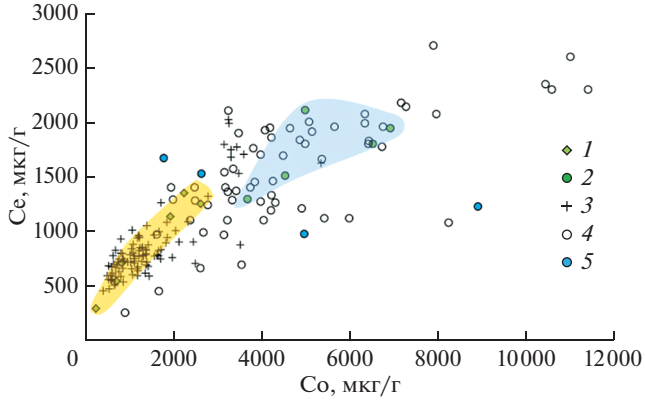

Рис. 8. Зависимость между содержаниями кобальта и церия в корках Северного Ледовитого и Атлантического океанов. *1*– Хребет Книповича; *2* – Бразильская котловина (горы Витория-Триндади и Байя); *3* – корки Чукотского плато и хребта Менделеева [24]; *4* – корки Атлантического океана [3, 5, 9, 17, 36, 38]; *5* – корки СЛО [4]. Показаны области составов корок хребта Книповича (желтый) и Бразильской котловины (хребет Витория-Триндади и горы Байя) (голубой цвет).

использовать приведенное выше уравнение зависимости, то при величине Mn/Fe в верхней земной коре 0.0774%/3.92% = 0.02, содержание алюминия будет равно 8.8%, что практически совпадает с содержанием алюминия в породах верхней коры (8.15 ± 0.40 (1σ)%) [42]. Следовательно, средний состав алюмокластического материала в корках может быть представлен породами верхней земной коры и их примесь может быть причиной снижения величины Mn/Fe в корках СЛО. Минеральный состав алюмосиликатов корок хребта Книповича представлен повышенным количеством плагиоклазов, калиевого полевого шпата и амфиболов. В субстрате корок обнаружены пироксены. Пироксены и амфиболы имеют в своем составе Fe^{2+}. При подводном выветривании идет процесс гидратации пород и окисления Fe(II), что приводит к росту отношения Fe(III)/Fe(II) в породе [33]. Железо(III), освобождаясь из матрицы алюмосиликатов, гидролизуется, образуя оксигидроксиды, способные к сорбции микроэлементов из морской воды [6]. Субстраты корок, содержащие больше алюмосиликатов, имеют повышенные содержания железа и низкие содержания марганца. Осаждению Mn(IV) в виде оксигидроксидов препятствует его восстановление железом (Fe(II)) из алюмосиликатов [23]. На наш взгляд, это основная причина низких содержаний марганца в корках СЛО. В районах, где нет ледового разноса магматических и метаморфических пород, процесс подводного выветривания вулканических пород на дне океанов готовит субстрат для осаждения гидрогенных оксигидроксидов Fe и Mn [33]. Так в корке станции 2179 в Ангольской котловине в зоне отсутствия гидротермальной активности (трансформный разлом) нижняя часть корки обогащена алюминием и обеднена марганцем [9]. По мере роста корки и смены доминирующего источника вещества (гальмиролиза на гидрогенный), меняется состав корки (рис. 5–7). На начальном этапе корка содержит мало марганца, отношение Ti/Al близко к породам земной коры, содержание рудных элементов относительно невелико.

Низкая концентрация марганца в корках СЛО стала, вероятно, причиной низких содержаний основных гидрогенных элементов Fe-Mn корок – кобальта и церия, которые после сорбции на оксигидроксидах марганца в виде Co^{2+}и Ce^{3+}окисляются до Co^{3+}и Ce^{4+}. Оба элемента являются индикаторами окислительно-восстановительных обстановок рудообразования. Так, например, в Fe-Mn конкрециях они обогащают седиментационные разности и обедняют диагенетические [8, 12]. Ранее мы рассматривали связь между накоплением кобальта и церия в корках Атлантического океана [9]. Оба элемента значимо коррелируют в гидрогенных Fe-Mn корках Атлантического океана, чего не наблюдается в корках Тихого океана. По данным последовательных вытяжек в корках СЛО кобальт на 97–98% выходит в раствор вытяжки марганца, а церий – на 71–83% [30]. Содержания церия в корках СЛО прямо зависят от кобальта, подтверждая общую тенденцию, выявленную для корок Атлантического океана. Но содержания Co и Ce в корках СЛО заметно ниже (рис. 8). Вероятная причина низких содержаний – низкие содержания гидрогенных оксигидроксидов марганца и железа, которые разбавлены обломочным алюмосиликатным материалом. Источ-

ник вещества для марганца в гидрогенных корках СЛО, видимо, только взвешенные гидрогенные оксигидроксиды. По этой причине марганец значимо коррелирует в корках СЛО и с кобальтом и церием, хотя в гидрогенных корках Тихого океана церий связан с оксигидроксидами железа [6]. Причина наблюдаемой связи в корках СЛО, вероятно, в том, что только гидрогенные марганец и железо, поступая в корки, поставляют туда основное количество церия и кобальта. У железа в корках СЛО можно предположить , по меньшей мере, три возможных источника вещества – гидрогенный оксигидроксидный (связан с гидрогенным марганцем, основной источник Co и Ce), гальмиролиз пород (оксигидроксиды Fe как результат процесса выветривания, не связаны с марганцем) и примесный алюмосиликатный (содержание марганца очень низкое Mn/Fe – 0.02 как в верхней земной коре). Необычно большое количество невыветрелого детрита магматических и метаморфических пород разносится по акватории океана льдами, поставляя железо последними двумя упомянутыми источниками вещества. Поэтому железо не коррелирует с церием (смотрите табл. 3 в работе [24]). В этом состоит специфика бассейна СЛО. Наше предположение о трех различных минеральных фазах железа подтверждаются результатами исследования на рентгеновском микроанализаторе корки хребта Менделеева. В зависимости от морфологии и химического состава авторы работы [30] выделили три минеральных ассоциации: Fe-Mn, Fe и детритную. Марганец-железная фаза имела дендритовую и столбчатую структуру, величину Mn/Fe близкую к 1, содержание Fe и Mn 22.0 и 21.8% соответственно. Железистая фаза обнаружена вокруг зерен, на границе пор, заполняла трещины, замещала раковины фораминифер. Она содержала в среднем порядка 45.2% железа, 2.12% марганца и 5.35% алюминия. Состав этой фазы весьма сходен с составом субстрата корки S2561/10, с составом образцов S2562/1sub2 и V2403/2sub (табл. 2). Все они содержат мало марганца и много железа, в некоторых случаях пассивно концентрируют титан (очевидно в виде устойчивых к выветриванию титаномагнетита, рутила) и представляют собой исходные составы гидрогенных корок, сформированные подводным выветриванием пород неравновесных с морской водой.

Высокая скорость роста корок хребта Книповича может быть обусловлена поставкой детритного материала. Так в корке S2562/1 скорость роста максимальна в слоях с минимальным содержанием марганца (слой 2, скорость 37 мм/млн лет, содержание марганца 3.67% (табл. 2), с увеличением марганца, падает скорость роста и уменьшается количество грубообломочного материала, что подтверждается содержанием алюминия.

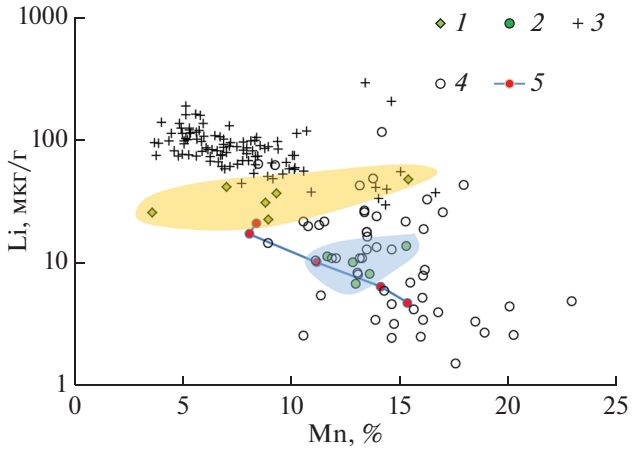

Рис. 9. Зависимость содержания лития от марганца в корках Северного Ледовитого и Атлантического океанов. Условные обозначения смотрите на рис. 6.

Специфическими чертами Fe-Mn корок Северного Ледовитого океана авторы работы [24] называют необычно высокие содержания скандия, лития, ртути, тория, мышьяка и ванадия, сравнивая их с Fe-Mn корками Тихого океана. Ниже мы остановимся на поведении лития, тория, мышьяка и ванадия, а также рассмотрим поведение таллия в сравнении с корками Атлантического океана. Все эти элементы, кроме лития и таллия, обычно коррелируют с содержанием железа. Литий и таллий связаны с марганцем [22, 31].

Содержания лития в гидрогенных корках Мирового океана невелики [22, 26]. Они повышаются в гидротермальных корках и в диагенетических разностях Fe-Mn конкреций. Литий накапливается в гидрогенных корках СЛО до более 100 мкг/г (рис. 9). В среднем от 47 до 73% валового содержания лития выходит в вытяжку марганца, от 9 до 38% обнаруживается в алюмосиликатном остатке корок СЛО [30]. Литий обогащает субстраты корок, которые состоят из измененных пород, и включения в корки. К примеру, содержание лития в глинистом включении в корку S2562/1 составило 69.8 мкг/г (табл. 2). В самой корке содержание лития менялось от 41.5 в слое 2 богатого нерудными включениями, до 22.6 мкг/г в слое 1 с высокими содержаниями кобальта и церия. Высокое содержание примесных алюмосиликатов – одна из возможных причин повышенного содержания лития в валовом составе корок. О примеси алюмосиликатов свидетельствует повышенное содержание рубидия и цезия, которые накапливаются в глинистых минералах [9]. Второй источник лития – подводное выветривание примесных пород, преобразование темноцветных минералов и стекла эффузивных магматических пород, появление оксигидроксидов железа, источник которого гальмиролиз пород субстрата,

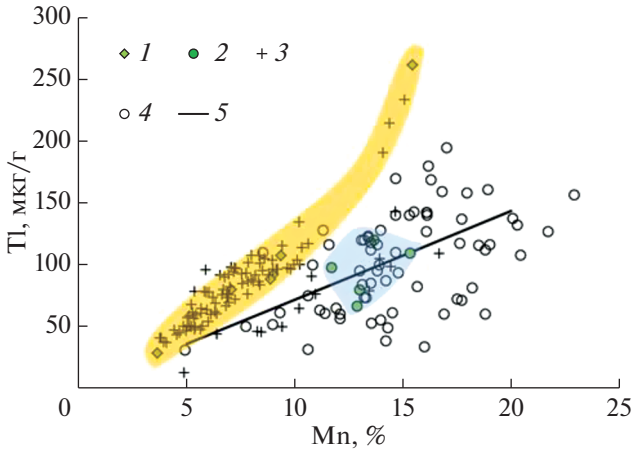

Рис. 10. Содержание таллия относительно содержания марганца в Fe-Mn корках Северного Ледовитого и Атлантического океанов. *1* – Корки хребта Книповича; *2* – корки Бразильской котловины (хребет Витория-Триндади и горы Байя); *3* – корки Чукотского плато и хребта Менделеева [24]; *4* – корки Атлантического океана [3, 5, 9, 17, 36, 38]; *5* – среднее отношение между таллием и марганцем в корках Атлантического океана по данным [26]. Показаны области составов корок хребта Книповича (желтый) и Бразильской котловины (хребет Витория-Триндади и горы Байя) (голубой цвет).

сорбция лития из разрушаемых алюмосиликатов. Влияние гальмиролиза на изменение содержания лития для 5 слоев корки 2179 (Ангольская котловина) показано на рис. 9. Там же приведены составы Fe-Mn корок СЛО и Атлантического океана. Нижние слои корки близки по накоплению лития к коркам СЛО и хребта Книповича, затем ее состав становится все более гидрогенным: растет содержание марганца и падает содержание лития.

Таллий присутствует в морской воде в виде Tl^{+} и $TlCl^{0}$ [21]. Он накапливается в Fe-Mn корках, связан с оксигидроксидами марганца, где после сорбции окисляется до Tl^{3+} [31, 39]. В корках СЛО и хребта Книповича заметно его накопление относительно марганца (рис. 10). В корках Атлантического океана содержание таллия близкое, но концентрация марганца заметно выше. Поставка Tl в результате ледникового разноса алюмосиликатного материала не может быть дополнительным источником Tl, так как содержание Tl в верхней коре составляет всего 0.9 мкг/г [42]. Более вероятная причина накопления таллия – низкотемпературное выветривание пород, которое, которое, как предполагается, является основным процессом перехода таллия из растворенного состояния в отложения дна океана [40].

Торий в морской воде присутствует в степени окисления 4+, быстро сорбируется на твердых фазах, используется как маркер транспорта взвешенного вещества. В корках коррелирует с железом [31], в железомарганцевых образованиях (конкрециях, микроконрециях и оксигидроксидной фазе пелагических осадков) ведет себя подобно Ce^{4+} [11, 12]. В корках СЛО порядка 90% тория обнаруживается в вытяжке вместе с железом, остальные 10% находятся в остаточной алюмосиликатной фазе корок [30]. Если рассматривать накопление Th относительно железа в корках СЛО и отдельно хребта Книповича, то можно отметить, что избыточного накопления тория в корках СЛО относительно корок Атлантического океана нет (рис. 11а). Максимальное накопление тория 129 мкг/г достигается в корках поднятия Сьерра-Леоне в Атлантическом океане [5]. Однако если рассматривать накопление тория относительно церия (рис.11б), то можно отметить, что

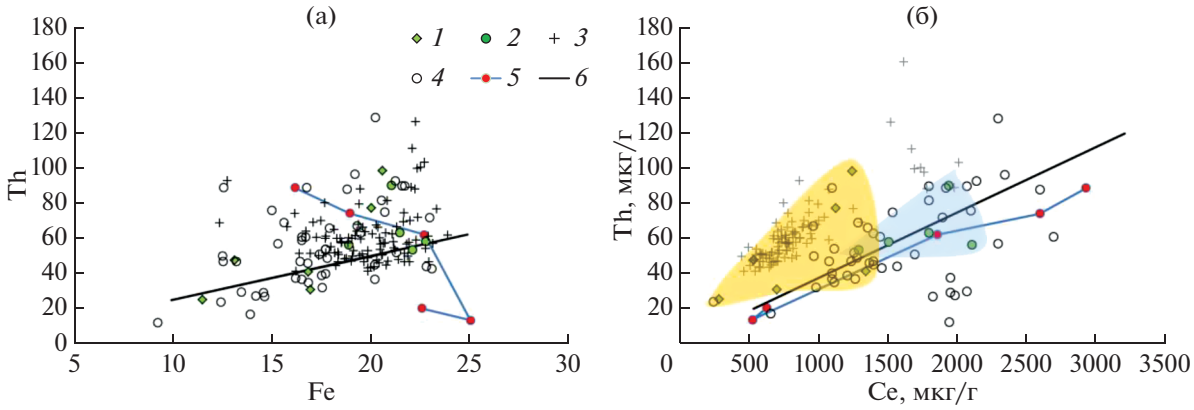

Рис. 11. Содержание тория относительно содержания железа (а) и церия (б) в Fe-Mn корках Северного Ледовитого и Атлантического океанов. *1* – Корки хребта Книповича; *2* – корки Бразильской котловины (хребет Витория-Триндади и горы Байя); *3* – корки Чукотского плато и хребта Менделеева [24]; *4* – корки Атлантического океана [3, 5, 9, 17, 36, 38]; *5* – корка 2179 [9]; *6* – среднее отношение между железом и торием (а) и церием и торием в корках Атлантического океана по данным [26]. Показаны области составов корок хребта Книповича (желтый) и Бразильской котловины (хребет Витория-Триндади и горы Байя) (голубой цвет).

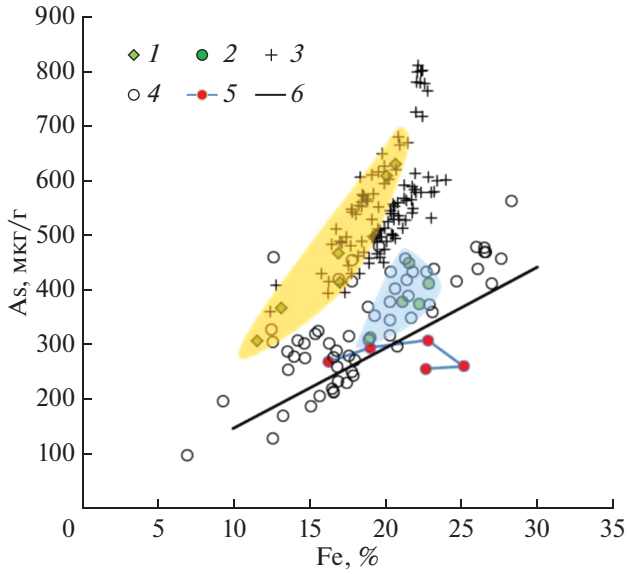

Рис. 12. Содержание мышьяка относительно содержания железа в Fe-Mn корках Северного Ледовитого и Атлантического океанов. Условные обозначения смотрите на рис. 11.

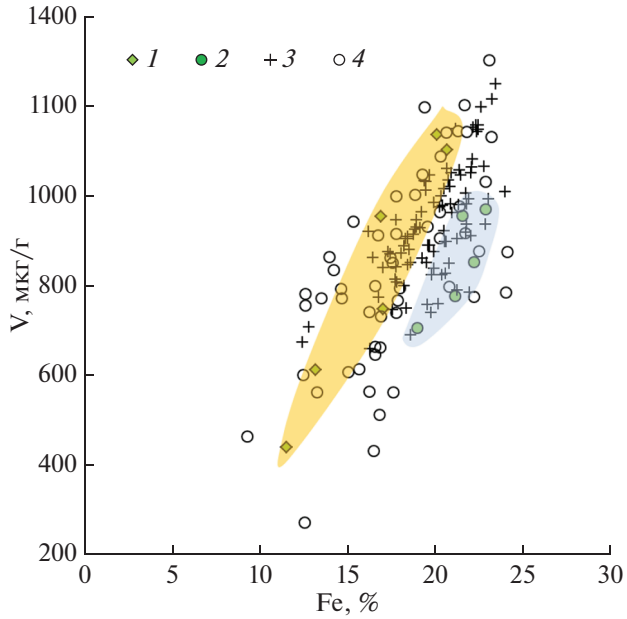

Рис. 13. Зависимость содержаний ванадия от железа в корках Северного Ледовитого и Атлантического океанов. *1* – Корки хребта Книповича; *2* – корки Бразильской котловины (хребет Витория-Триндади и горы Байя); *3* – корки Чукотского плато и хребта Менделеева [24]; *4* – корки Атлантического океана [3, 5, 9, 17, 38]. Показаны области составов корок хребта Книповича (желтый) и Бразильской котловины (хребет Витория-Триндади и горы Байя) (голубой цвет).

корки СЛО и в том числе хребта Книповича обогащены торием. Вероятно, часть тория поступает вместе с церием в составе гидрогенных оксигидроксидов железа. Другая часть тория, как и железа, связана с поставкой вещества, источник которого – алюмосиликатный материал ледового разноса.

Содержание мышьяка в корках СЛО заметно выше, чем в корках Атлантического океана (рис. 12). Мышьяк присутствует в морской воде в виде оксианионов арсенатов (As^{5+}) и в меньшей степени арсенитов (As^{3+}), в воде обнаруживаются также органические формы мышьяка [34]. В невыветрелых породах он может находиться в собственных сульфидах (аурипигмент As_2S_3, реальгар AsS) либо в виде изоморфного замещения серы в пирите и других сульфидных минералах. В случае гальмиролиза пород сульфиды окисляются до сульфатов, мышьяк переходит в арсенаты, оксианионы мышьяка становятся подвижны и могут быть сорбированы оксигидроксидами железа [31]. В корках СЛО вместе с железом обнаруживается в вытяжке от 74.9 до 84.1% мышьяка, остальная часть связана с алюмосиликатным остатком после вытяжек [30]. Вероятно, большое количество терригенного материала, поставляемого ледниками в пелагические области СЛО, стало причиной его накопления в корках.

Дж. Р. Хейн с соавторами [24] на огромном материале корок СЛО выделили ванадий как элемент, который обогащает Fe-Mn корки. Ванадий обычно связан с железом [31]. Если исключить из нашего рассмотрения данные работы [36] для корок Канарской котловины, то окажется, что накопление ванадия в корках СЛО и хребта Книповича не отличается от корок Атлантического океана (рис. 13). Обогащение ванадием Fe-Mn корок с подводных гор Канарской котловины по данным [36] более чем в 4 раза выше относительно среднего содержания (849 мкг/г) для Атлантического океана [26]. Корки, отобранные в соседних районах (севернее – корки подводных гор в экономической зоне Португалии [38] и южнее – корки поднятия Сьерра-Леоне [5]), имеют в своем составе близкое к среднему для Атлантического океана содержание ванадия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено сравнительное изучение Fe-Mn корок СЛО (хребет Книповича) и Бразильской котловины Атлантического океана. Показано, что все исследуемые корки являются гидрогенным образованиями. В результате сравнения составов Fe-Mn корок хребта Книповича с корками хребта Менделеева и Чукотского плато [24] было выяснено, что они идентичны по составу, несмотря на то, что они обнаружены в противоположных

частях Северного Ледовитого океана. Следовательно, их составы отражают типичный для СЛО процесс Fe-Mn рудообразования. Корки СЛО отличаются от корок Атлантического океана количеством захваченного алюмосиликатного детрита, низкой величиной Mn/Fe, низким накоплением Co и Ce, меньшей величиной положительной аномалии Ce, повышенными содержаниями Al, Li, Tl и As.

Условная географическая граница и повышенный водообмен между СЛО и Атлантикой дают все основания считать, что Fe-Mn корки обоих океанов должны быть наиболее близкими по составу. Существенным отличием корок СЛО от корок Атлантики является значительная доля вещества ледового разноса пород верхней коры, которая присутствует в корках СЛО. Эти породы содержат минералы (пироксены, амфиболы) и стекло вулканитов с высоким содержанием двухвалентного железа – эффективного восстановителя марганца. Полученный в ходе гальмиролиза малоподвижный оксигидроксид железа(III) является начальной стадией эволюции состава корок в океане. Эта стадия характерна для корок СЛО с той лишь разницей, что гальмиролиз пород влияет на состав корок СЛО также в ходе их роста. Выделенные минеральные ассоциации в корках СЛО Mn-Fe, Fe и алюмосиликатная [30] подтверждают наши выводы о широком влиянии гальмиролиза (Fe минеральная ассоциация) на состав корок СЛО. Субстраты корок, которые формировались на изверженных породах, обогащены железом и обеднены марганцем в обоих океанах. Поскольку Fe(II) находится в составе алюмосиликатов, то гальмиролиз пород и восстановление марганца за счет окисления Fe(II) приводит к снижению Mn/Fe отношения в корках СЛО. Снижение величины Mn/Fe сопровождается ростом содержания алюминия в составе корок, как индикатора поставки алюмосиликатных пород. Выявленная впервые зависимость Mn/Fe–Al для корок СЛО говорит о том, что, поставка железа из восстановленных осадков обширного шельфа СЛО [24] может иметь второстепенное значение. К тому же Fe-Mn корки Атлантического океана не отличаются по содержанию железа от корок СЛО, хотя доля шельфа (осадки шельфа – источник Fe по [24]) в Атлантическом океане составляет 8.6%, а в СЛО – 52.9%. Поставка пород ледового разноса может объяснить повышенное количество в корках СЛО лития, тория (относительно церия) и мышьяка. Ванадий не обогащает корки СЛО относительно корок Атлантического океана. Причина повышенных содержаний таллия связана с его поглощением из воды при низкотемпературном выветривании алюмосиликатного детрита.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 18-17-00015 (отбор образцов, химический и минералогический анализ, интерпретация результатов) и госзадания № 0128-2021-0004 (обеспечение работ реактивами и приборами для исследований).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г.* Железомарганцевые образования подводных гор Бразильской котловины (южная Атлантика) // Докл. Акад. наук. 2011. Т. 439. № 4. С. 499–503.
2. *Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г.* Железомарганцевые отложения с хребта Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. Акад. наук. 2015. Т. 464. № 6. С. 708–711.
3. *Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т.* О минералогии и геохимии железомарганцевых корок Атлантического океана // Геохимия. 2011. № 6. С. 605–621.
4. *Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Иванов Г.И. и др.* Особый тип железомарганцевого оруденения на дне Арктического бассейна // Докл. Акад. наук. 2014. Т. 458. № 4. С. 436–441.
5. *Бережная Е.Д., Дубинин А.В., Михайлик Е.В.* Элементы группы платины в железомарганцевых корках Атлантического океана: формы и источники вещества // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 444–458.
6. *Дубинин А. В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
7. *Дубинин А.В.* Fe-Mn корка на пелагических осадках: геохимия и условия образования // Геохимия. 1998. № 11. С. 1152–1163.
8. *Дубинин А.В., Бережная Е.Д.* Послойное распределение элементов группы платины в железомарганцевых конкрециях Капской котловины Атлантического океана // Геохимия. 2021. № 1. С. 45–62.
9. *Дубинин А.В., Римская-Корсакова М.Н., Бережная Е.Д. и др.* Железомарганцевые корки южной части Атлантического океана: эволюция составов и особенности рудообразования // Геохимия. 2018. № 11. С. 1051–1068.
10. *Дубинин А.В., Свальнов В.Н., Бережная Е.Д. и др.* Геохимия редких и рассеянных элементов в осадках и марганцевых микроконкрециях Ангольской котловины // Литология и полезн. ископаемые. 2013. № 3. С. 191–214.
11. *Дубинин А.В., Свальнов В.Н., Успенская Т.Ю.* Геохимия аутигенного железомарганцевого рудообразования в осадках Северо-Восточной котловины Тихого океана // Литология и полезн. ископаемые. 2008. № 2. С. 115–127.
12. *Дубинин А.В., Успенская Т.Ю.* Геохимия и особенности процесса марганцевого рудообразования в осадках биопродуктивных зон океана // Литология и полезн. ископаемые. 2006. № 1. С. 3–18.
13. *Михайлик Е.В., Ханчук А.И.* Роль топографических вихрей Тэйлора-Хогга в формировании кобальтомарганцевых корок гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Докл. Акад. наук. 2004. Т. 394. № 2. С. 234–236.

14. *Розанов А.Г.* Окислительно-восстановительные процессы в морских осадках и методы их исследования // Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1988. С. 5–44.
15. *Ямпольский К.П., Соколов С.Ю.* Осадочный чехол и аномалии Буге в северной части хребта Книповича // Докл. Акад. наук. 2012. Т. 442. № 4. С. 531–535.
16. *Bau M., Schmidt K., Koschinsky A. et al.* Discriminating between different genetic types of marine ferromanganese crust and nodules based on rare earth elements and yttrium // Chem. Geol. 2014. V. 381. P. 1–9.
17. *Berezhnaya E., Dubinin A., Rimskaya-Korsakova M. et al.* Accumulation of platinum group elements in hydrogenous Fe–Mn crust and nodules from the Southern Atlantic Ocean // Minerals. 2018. V. 8. P. 275.
18. *Berkovitz L.A., Obolyaninova V.G., Parshin A.K. et al.* A system of sediment reference samples // Geostandards Newsletters. 1991. V. 15. № 1. P. 85–109.
19. *Bonatti E., Kraemer T., Rydell H.* Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // In: Horn D. (Ed.) Ferromanganese deposits of the ocean floor (Ed.). Washington, DC: NSF, 1972. P. 149–165.
20. *Bostrom K., Peterson M.N.A., Joensuu O. et al.* Aluminum-poor ferromanganese sediments on active oceanic ridges // Journal of Geophysical Research. 1969. V. 74. P. 3261–3270.
21. *Byrne R.H.* Inorganic speciation of dissolved elements in seawater: the influence of pH on concentration ratios // Geochem. Trans. 2002. V. 3. P. 11–16.
22. *Chan L.H., Hein J.R.* Lithium contents and isotopic compositions of ferromanganese deposits from the global ocean // Deep-Sea Res. Part II. 2007. V. 54. № 11–13. P. 1147–1162.
23. *Gao T., Shen Y., Jia Z. et al.* Interaction mechanisms and kinetics of ferrous ion and hexagonal birnessite in aqueous systems // Geochem. Trans. 2015. V. 16. P. 1–14.
24. *Hein J.R., Konstantinova N., Mikesell M. et al.* Arctic deep water ferromanganese-oxide deposits reflect the unique characteristics of the Arctic Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. V. 18. № 11. P. 3771–3800.
25. *Hein J.R., Koschinsky A.* Deep-Ocean Ferromanganese Crusts and Nodules // In: Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.) Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2014. P. 273–291.
26. *Hein J.R., Mizell K., Koschinsky A. et al.* Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: Comparison with land-based resources // Ore Geology Reviews. 2013. V. 51. P. 1–14.
27. *van Hulten M., Middag R., Dutay J.-C. et al.* Manganese in the west Atlantic Ocean in the context of the first global ocean circulation model of manganese // Biogeosciences. 2017. V. 14. № 5. P. 1123–1152.
28. *Jakobsson M.* Hypsometry and volume of the Arctic Ocean and its constituent seas // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2002. V. 3. № 5. P. 1–18.
29. *Konstantinova N., Cherkashov G., Hein J.R. et al.* Composition and characteristics of the ferromanganese crusts from the western Arctic Ocean // Ore Geology Reviews. 2017. V. 87. P. 88–99.
30. *Konstantinova N., Hein J.R., Gartman A. et al.* Mineral Phase-Element Associations Based on Sequential Leaching of Ferromanganese Crusts, Amerasia Basin Arctic Ocean // Minerals. 2018. V. 8. P. 460.
31. *Koschinsky A., Hein J.R.* Uptake of elements from seawater by ferromanganese crusts: solid-phase associations and seawater speciation //Marine Geol. 2003. V. 198. № 3–4. P. 331–351.
32. *Lewis B.L., Landing W.M.* The biogeochemistry of manganese and iron in the Black Sea // Deep-Sea Res. 1991. V. 38. P. S773–S803.
33. *Ludden J.N., Thompson G.* Behavior of rare earth elements during submarine weathering of sea-floor basalts// Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 43. № 1. P. 85–92.
34. *Maher W., Butler E.* Arsenic in the marine environment // Applied Organometallic Chemistry. 1988. V. 2. № 3. P. 191–214.
35. *Manheim F.T., Lane-Bostwick C.M.* Cobalt in ferromanganese crusts as a monitor of hydrothermal discharge on the Pacific sea floor // Nature. 1988. V.335. № 6185. P. 59.
36. *Marino E., Gonzalez F.J., Somoza L. et al.* Strategic and rare elements in Cretaceous-Cenozoic cobalt-rich ferromanganese crusts from seamounts in the Canary Island Seamount Province (northeastern tropical Atlantic) // Ore Geology Reviews. 2017. V. 87. P. 41–61.
37. *McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // Reviews in Mineralogy. 1989. V. 21. P. 169–200.
38. *Muiños S.B., Hein J.R., Frank M. et al.* Deep-sea Fe-Mn Crusts from the Northeast Atlantic Ocean: Composition and Resource Considerations // Marine Georesources and Geotechnology. 2013. V. 31. P. 40–70.
39. *Peacock C.L., Moon E.M.* Oxidative scavenging of thallium by birnessite: explanation for thallium enrichment and stable isotope fractionation in marine ferromanganese precipitates // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 84. P. 297–313.
40. *Rehkämper M., Nielsen S.G.* The mass balance of dissolved thallium in the oceans //Marine Chemistry. 2004. V. 85. № 3–4. P. 125–139.
41. *Raiswell R., Tranter M., Benning L.G. et al.* Contributions from glacially derived sedimen to the global iron (oxyhydr)oxide cycle: Implications for iron delivery to the oceans //Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 11. P. 2765–2780.
42. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // In: Holland H.D., Turekian K.K. (Eds.) Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2014. P. 1–51.
43. *Scholz F.* Identifying oxygen minimum zone-type biogeochemical cycling in Earth history using inorganic geochemical proxies // Earth-Science Reviews. 2018. V. 184. P. 29–45.
44. *Timmermans M.L., Marshall J.* Understanding Arctic Ocean circulation: a review of ocean dynamics in a changing climate // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2020. V. 125. № 4.

Comparative Characteristics of Fe-Mn Crusts from the Arctic and Atlantic Oceans

A. V. Dubinin[a, #], E. V. Kuznetsov[a], M. N. Rimskaya-Korsakova[a], E. D. Berezhnaya[a], O. M. Dara[a], A. A. Veldemar[b], V. A. Rashidov[c], S. G. Skolotnev[d]

[a]*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b]*Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*
[c]*Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk Kamchatsky, Russia*
[d]*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[#]*e-mail: dubinin@ocean.ru*

Ferromanganese (Fe-Mn) crusts in the ocean accumulate significant amounts of strategically important elements necessary for the development of high technologies. The recent study of Fe-Mn crusts showed that they noticeably differ in different oceans and the purpose of this work is to compare the compositions of the Fe-Mn crusts from the Arctic and Atlantic oceans, as well as to find similar features and differences, and to associate them with specific sedimentation environment. We studied chemical and mineral composition of the Fe-Mn crusts from Knipovich Ridge located in the Arctic Ocean and from Brazil Basin in the Atlantic Ocean. Published data were used to increase the reliability of the conclusions. The Arctic Ocean crusts are distinguished by a low content of manganese, cobalt, and cerium and high content of detrital material (Al), lithium, arsenic, thallium, and thorium. Previous data on high vanadium content are not confirmed. Low manganese content and the Mn/Fe ratio in the Arctic Ocean crusts are negatively correlated with the accumulation of ice rafted detrital material (Al is used as indicator). This relationship indicates that the main difference between the Arctic Ocean and Atlantic ocean crusts is associated with the supply of rocks with ice that are not equilibrated with seawater and contain Fe^{2+}. The latter reduces manganese from MnO_2 during the halmyrolysis, lowering the Mn/Fe ratio in the crusts.

Keywords: Fe-Mn crust, Atlantic Ocean, Arctic Ocean, manganese, iron, cobalt, cerium, lithium, thallium, arsenic, thorium

EDN: GUQXDR
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 289–300

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24:550.83(265.54)

РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ЖЕЛТОГО МОРЯ (ВЕРОЯТНОСТНАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ)

© 2022 г. А. М. Петрищевский*

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия

**e-mail: petris2010@mail.ru*

Поступила в редакцию 28.04.2021 г.
После доработки 06.09.2021 г.
Принята к публикации 16.12.2021 г.

Рассмотрены распределения плотностной контрастности и скорости сейсмических волн в земной коре и верхней мантии желтоморского региона. Реологический разрез тектоносферы Желтого моря состоит из двух жестких (кристаллическая кора и нижняя литосфера) и двух вязких (подкоровый и астеносферный) слоев. Земная кора Желтого моря раздроблена и разуплотнена. Процессы растяжения–сдвига проявлены в форме коровых сдвиговых дуплексов, в результате которых Ляодунский и Корейский полуострова были оторваны от континента и перемещены, соответственно, в северо-восточном и восточном направлениях. В центральном районе Желтого моря обнаружены признаки мантийной структуры центрального типа, экранированной нижним слоем литосферы. Эта структура нарушена новейшими рифтогенными процессами.

Ключевые слова: Желтое море, земная кора, верхняя мантии, гравитационная модель, рифтогенез, палеогеодинамика

DOI: 10.31857/S0030157422020137

ВВЕДЕНИЕ

Рифтогенное происхождение Желтого моря, примыкающего к восточной окраине Азии, признается большинством исследователей [30, 31, 34, 37, 43]. Вместе с тем, многие из них [31, 34, 51] диагностируют здесь сдвиги разного направления внутри и на обрамлении Желтого моря. Сдвиги органично сочетаются с хорошо изученной зоной растяжения–сдвига Танлу и, также как Танлу, сопровождаются линейными минимумами скорости сейсмических волн в среднем слое земной коры [47]. Характерным признаком сдвига с амплитудой порядка 500 км является смещение складчатого пояса Кванлян (Qianliyan) (или Суяо-Линжин [34] (Sujiao Linjin) у южного побережья полуострова Шантунь относительно близкого по составу и деформациям пояса Кунлинь-Даби (Qinling–Dabie) по разлому Танлу [31, 35, 38]. Столь же резко смещается в северо-восточном направлении русло реки Янцзы [21]. В соответствии с этим, территория к югу от пояса Кванлян относится к плите Янцзы, а к северу от него – к Северо-Китайскому кратону [23, 31, 33, 46]. Ширина пояса (пограничной зоны, или сутуры), разделяющего Северо-Китайский кратон и плиту Янцы в Желтом море, различна по представлениям разных исследователей. Б. Лей с коллегами [31] рисуют узкий (шириной менее 60 км) пояс (коллизионный ороген) на южном шельфе полуострова Шантунь, а С. Чой с коллегами [18] – широкую (не менее 300 км в поперечнике) промежуточную зону того же простирания.

Представления о строении и тектонической природе фундамента осадочных толщ в Желтом море тоже не являются однозначными и, по мнению Я. Ниу и Ж. Танга [37], составить точную модель происхождения и эволюции тектоносферы Желтого моря (континентальный рифтогенез или океанический спрединг?) в настоящее время невозможно. С одной стороны, допалеозойские метаморфические комплексы, складчатые и разрывные структуры, сопровождаемые магнитными аномалиями СВ простирания в земной коре Северо-Китайского кратона и плиты Янцзы, продолжаются в Желтом море [18, 22, 23, 26, 28] и далее – на территории Корейского полуострова, хотя распределения скорости сейсмических волн под Корейским полуостровом и Желтым морем резко отличаются [23]. С другой стороны, здесь существуют поперечные северо-западные, субширотные и субмеридиональные разломы [19, 22, 31, 37, 44, 46] и проявлена мультистадийность тектонических процессов [35, 46]. Предполагаются [44] два периода субмеридионального сжатия с

субширотным растяжением (135–52 и 23–0.8 млн лет) и два периода субширотного сжатия с субмеридиональным растяжением (52–23 и после 0.8 млн лет). Такая геодинамика обусловлена сосуществованием на одной территории двух главных тектонических процессов: конвергенцией плиты Янцзы с Северо-Азиатским кратоном и Тихоокеанской плиты – с восточной окраиной Азии [31, 46].

Большая группа исследователей [16, 50, 52] связывает строение восточной окраины Северо-Азиатского кратона и происхождение Желтого моря с субдукционными процессами на восточной окраине Азии, но взаимоотношения субдукционных процессов с рифтогенными остаются плохо изученными. Предполагается [34, 37, 52], что субдукционная пластина (океанический слэб) пододвигается под Северо-Китайский кратон и, соответственно – под Желтое море со стороны Тихого океана, однако под Желтым морем литосфера и астеносфера залегают горизонтально [33, 36].

Еще одна особенность (экзотичность) строения земной коры Желтого моря состоит в том, что, в отличие от других окраинных морей в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану, оно характеризуется неглубоким залеганием дна (60–70 м) [26] и отсутствием морских осадков [30], что, на первый взгляд, вызывает предположение о затопленной окраине континента. Однако, сокращение мощности земной коры до 26–29 км [23, 33] и увеличение мощности ее нижнего мафического слоя по отношению к верхнекоровому [27] свидетельствуют о значительной переработке (“декратонизации” [52]) окраинноморской коры глубинными процессами.

Сложность строения и неопределенность происхождения земной коры Желтого моря вызывают необходимость привлечения новых методов ее исследования, одним из которых может быть 3D моделирование реологических неоднородностей тектоносферы по распределениям плотностной контрастности [8, 11, 40–42]. Целью этой статьи является сопоставление распределений плотностных неоднородностей в земной коре и подкоровой мантии с геологическими структурами, геофизическими аномалиями и скоростными характеристиками тектоносферы Желтого моря.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНОСФЕРЫ ЖЕЛТОГО МОРЯ

Мелководное Желтое море располагается в области сочленения трех литосферных сегментов: Северо-Китайского кратона, плиты Янцзы и Тихоокеанской плиты, что определяет сложное строение, происхождение и эволюцию залегающих в его основании тектонических структур. Северная часть моря относится к Северо-Китайскому кратону [28], а южная – к подводному продолжению плиты Янцзы [23, 33]. Северная половина желтоморского региона и Корейский полуостров сложены древними (AR–PR) метаморфическими комплексами, частично перекрытыми палеозойско-мезозойским чехлом и кайнозойскими осадочными бассейнами (рис. 1). Строение южной половины менее изучено, но считается, что она является подводным продолжением плиты Янцзы.

Разрывная тектоника представлена СВ и субмеридиональными разломами с выраженной сдвиговой составляющей [19, 30, 31, 34, 51]. В южной части Желтого моря проявлены субширотные разломы (рис. 1). В Желтом море располагаются три крупных осадочных бассейна, южный из которых является подводным продолжением континентальной впадины Субей. Мощность осадочных отложений во впадинах достигает 6–8 км [19, 30, 34], а вертикальная протяженность разуплотнений, сопровождаемых понижением скорости сейсмических волн во впадинах, составляет 10 и более км [34]. Бассейны разделяются антиклинальными структурами разного порядка [31], которые отождествляют с поднятиями (uplifts) или складчатыми поясами (folded belts). Одна из таких структур: Кванлян (или Суяо-Линжин [34]) располагается на границе Северо-Китайского кратона и плиты Янцзы (рис. 1). На основании сходства состава и степени метаморфизма пород с поясом Кунлинь-Даби предполагается [31], что структура Кванлян является перемещенным фрагментом пояса Кунлинь-Даби по разлому Танлу. Это служит главным аргументом в пользу отнесения южной половины Желтого моря к плите Янцзы.

Мощность земной коры в Желтом море составляет 29–30 км [23], по другим данным [19, 33] она сокращена до 26–27 км, а литосферы – до 65–70 км [45] и даже до 60 км [33]. В сейсмотомографических моделях [24] в северной части Желтого моря регистрируется понижение скорости сейсмических волн на глубине 15 км, а в южной – на глубине 50 км. На глубине 110 км области пониженных скоростей сливаются и продолжаются в мантии до глубины 200 км. Эти данные согласуются с небольшой мощностью литосферы Желтого моря.

Скоростные характеристики тектоносферы Желтого моря, таким образом, не отличаются от характеристик глубоководных окраинных морей на востоке Азии [6, 12, 17], но небольшая глубина дна Желтого моря (60–70 м), отсутствие широкомасштабных позднемезозойских и кайнозойских вулканических проявлений и морских осадочных отложений, остается необъяснимыми с точки зрения возможной спрединговой природы Жел-

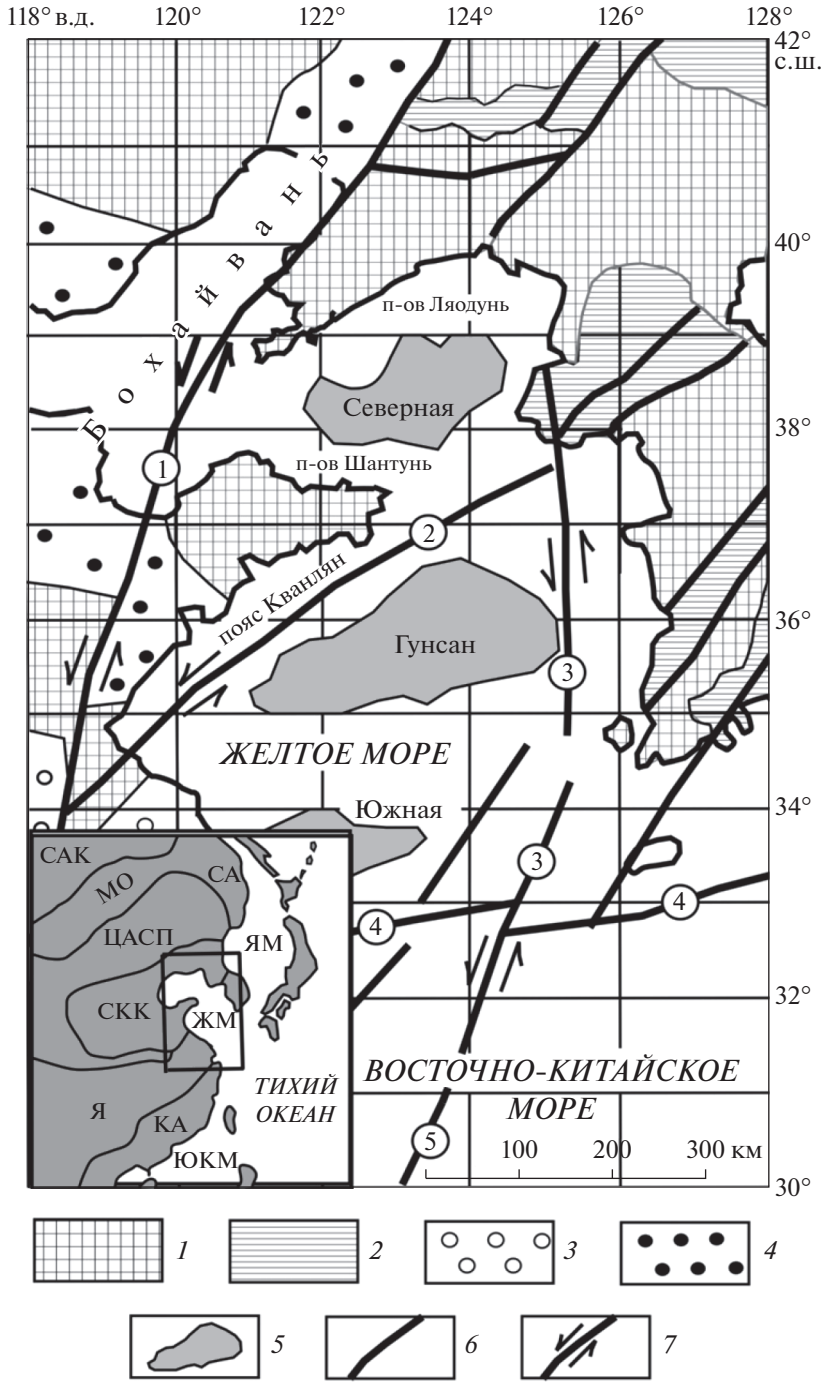

Рис. 1. Тектоническая схема желтоморского региона по [2, 18, 30, 31, 51]:
1 – AR–PR фундамент; *2* – PZ–MZ чехол; *3–4* – наложенные впадины: мезозойские (*3*) и кайнозойские (*4*); *5* – осадочные бассейны Желтого моря; *6–7* – разломы (*6*), в том числе сдвиги (*7*). Наименования разломов: 1 – Танлу (Tanlu), 2 – Джиасянь или Джиашан (Jiaxiang or Jiashan-Xiangshui), 3 – Западно-Корейский окраинный (West Korean Marginal), 4 – Яньнан (Jiangnan), 5 –Чангли-Нан (Changle-Nan) или Чейчжу (Cheju).
Обозначения структур на врезке [2, 33]: кратоны: САК – Северо-Азиатский, СКК – Северо-Китайский; складчатые пояса: МО – Монголо-Охотский, ЦАСП – Центрально-Азиатский; Я – плита Янцзы, КА – Катазиатский блок; окраинные моря: ЯМ – Японское, ЖМ – Желтое, ЮКМ – Южно-Китайское.

того моря. Такая несовместимость привела некоторых исследователей к предположению, что сокращение литосферы на территории современного Желтого моря произошло задолго до его образования (до мезозойско-кайнозойского рифтогенеза) и столкновения Северо-Азиатского кратона с плитой Янцзы и оно является результатом глубинной переработки литосферы под влиянием

мантийного поднятия [47], либо имеет отношение к древней плите Родинии в процессе присоединения ее к Южно-Китайскому блоку [27].

Гравитационные и магнитные аномалии определено указывают на продолжение структур Северо-Китайского кратона под акваторией Желтого моря и далее – на территории Корейского полуострова [19, 22, 26], хотя наблюдаются смещения осей этих аномалий, обусловленные субмеридиональными и северо-западными сдвигами. Это находит подтверждение в распределении особых точек плотностных и магнитных неоднородностей, вычисленных с помощью преобразования Эйлера [18].

В заключение приведенных данных можно констатировать, что основной причиной образования Желтого моря и особенностью строения его тектоносферы является растяжение (рифтогенез), сопряженное со сдвигами. По структурному положению, времени образования (27 млн лет назад) и происхождению Желтое море близко к Японскому морю [37], однако в Желтом море отсутствуют прямые признаки субдукции Тихоокеанской плиты, что отличает его и от других морей западной окраины Тихого океана.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве основы модельных построений использован мировой каталог гравиметрических данных [29], содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети 0.42′ × 0.42′ на территории Желтого моря и прилегающих районов континента. На широтных профилях, пересекающих гравиметрическую карту через 0.5°, с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны глубины залегания источников квази-симметричных аномалий и плотностная контрастность (μ_z-параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер, на которые выметались, по Пуанкаре [20], аномальные массы этих источников.

Реализованный подход к интерпретации гравитационных аномалий относится к классу вероятностно-детерминистских [1, 11] и он представляет собой построение вероятных распределений плотностных неоднородностей компактного типа, локализуемых решениями математически однозначных обратных задач. Идеологически и конструктивно он аналогичен процедуре деконволюции Эйлера [49] и другим методам особых точек [11], но отличается от них переменными размерами расчетного окна, настраиваемыми на ширину локальных гравитационных возмущений и измерением их амплитуд. Это позволяет исследовать вещественные свойства плотностных неоднородностей. Результаты моделирования отображаются погоризонтными срезами $\mu_z(x, y)$ и вертикальными разрезами $\mu_z(x, z)$ 3D модели $\mu_z(x, y, z)$.

Подробнее методика и технология расчетов описаны в предшествующих работах [8, 39–41]. Математическое обоснование метода приведено в работе [10].

Точный физический смысл μ_z-параметра, характеризующего вещественные свойства геологического пространства, можно определить как поверхностную плотность сферы, эквивалентной объемному источнику и нормированную по глубине залегания центра масс. Более простое геофизическое определение – “плотностная контрастность”.

Опыт реализации этого метода в 10 районах Дальнего Востока России, Западной Сибири, Австралии, Северо-Западе США, Восточном Китае и окраинных морях на Востоке Азии [8, 9, 11, 40–42] показывает, что плотностная контрастность геологических сред, описываемая μ_z-параметром, является индикатором их реологического состояния. Высоким и повышенным значениям μ_z-параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, а низким и пониженным значениям – зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга. В верхней мантии высоким значениям μ_z-параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в подкоровом вязком слое и астеносфере. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z-параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений [8, 9, 39–41]. Те же закономерности мы увидим ниже при тектоническом анализе результатов моделирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Плотностная контрастность верхнего слоя земной коры соответствует расположению кратонных блоков. В срезе на глубине 5 км (рис. 2а) интенсивным максимумом μ_z-параметра сопровождается Корейский полуостров, а в срезе на глубине 10 км (рис. 2б) – полуострова Шантунь, Ляодунь и древние метаморфические блоки на северо-западе желтоморского региона. Линейным зонам минимумов μ_z-параметра соответствуют зоны растяжения – сдвига Танлу и Джиасянь (рис. 1). В этих же срезах проявлены отрезки зон растяжения субмеридионального и северо-западного направлений, которые имеют подчиненное расположение по отношению к северо-восточ-

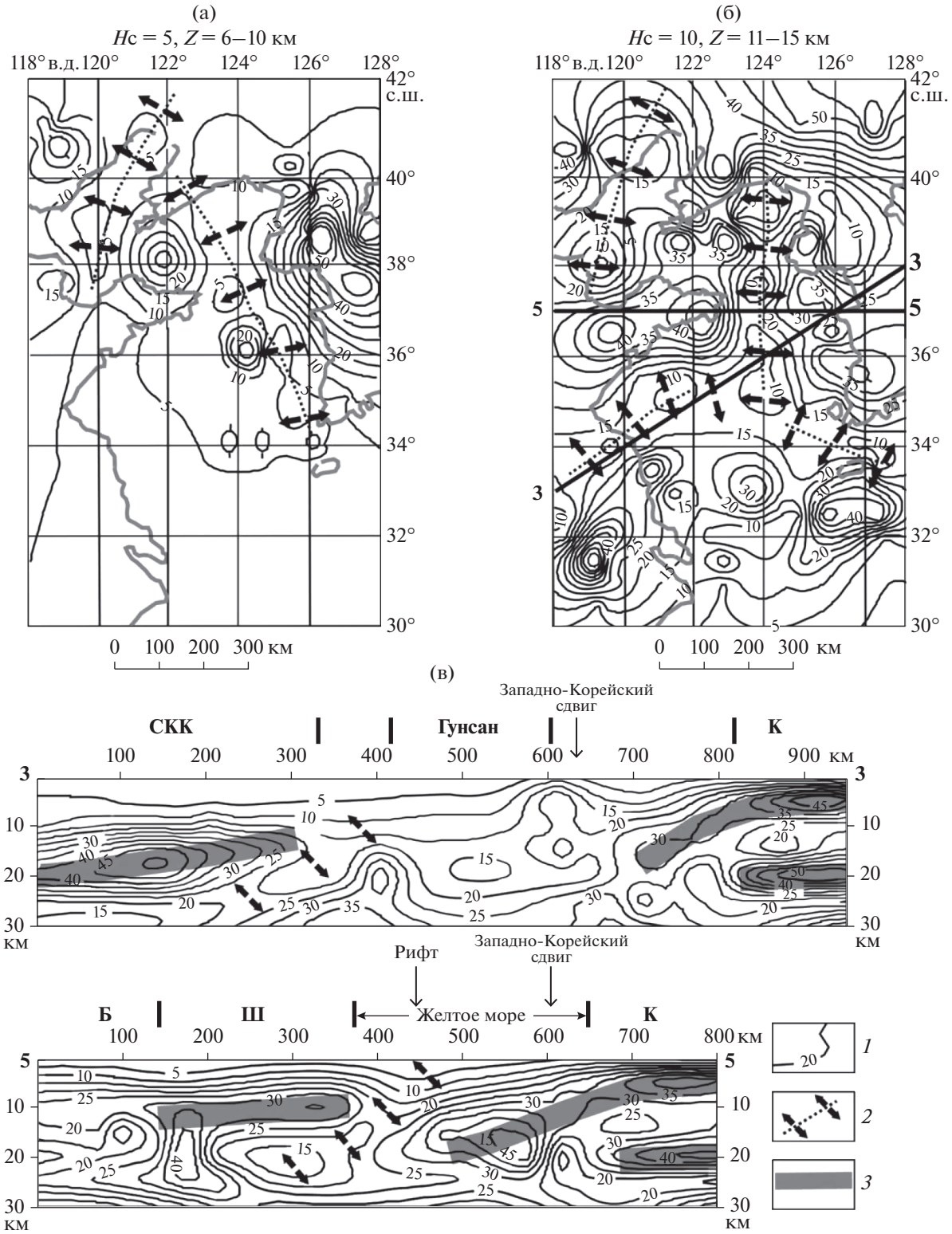

Рис. 2. Распределения плотностной контрастности в интервалах глубин 6–10 (а) и 11–15 (б) км с разрезами μ_z-модели (в). *1* – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м^2/км); *2* – оси зон растяжения; *3* – жесткие слои в разрезах. Другие обозначения на рис. 1.

ным, т.е. северо-восточные являются более молодыми по отношению к растяжениям других направлений. Это вполне соответствует последовательности проявления двух этапов тектогенеза на восточной окраине Азии: конвергенции Индийской плиты с Евроазиатской на раннем этапе и конвергенции Тихоокеанской плиты с Евразией – на более позднем. В более узком пространстве первому этапу соответствует коллизия плиты Янцзы с Северо-Азиатским кратоном.

Из сравнения рис. 2а и 2б следует предположение, что метаморфические комплексы Корейского полуострова смещены в восточном направлении по детачменту на глубине 10–15 км, приуроченному к границе гранитно-метаморфического и нижнего мафического (океанического) слоев, что находит подтверждение в векторах современных перемещений полуострова [14]. По этим же данным, на широте 37° регистрируется зона растяжения Джиасянь, простирающаяся под Корейский полуостров со стороны Северо-Китайского кратона (рис. 2б). В сейсмотомографической модели [47], как будет показано позже (рис. 5а), высокоскоростная подкоровая мантия (основание Корейского полуострова) аналогичным образом смещена к западу от полуострова.

Реология земной коры Корейского полуострова типична для кратонных блоков Восточной Азии и Австралии [8, 11, 39–42]: верхний и нижний жесткие кристаллические слои (максимумы плотностной контрастности) разделены слоем пониженной вязкости – минимумом плотностной контрастности (рис. 2в). Наклонное положение верхнекорового слоя под полуостровом может быть связано с дорифтовой (позднемеловой) субдукцией Тихоокеанской плиты. Аналогичные признаки дорифтовой субдукции проявлены и в Японском море на границе с Сихотэ-Алинем [42].

Впадина Гунсан расположена в узле пересечения трех зон растяжения (рис. 2б) и характеризуется низкими значениями плотностной контрастности до глубины 25 км (рис. 2в), что предполагает разрыв гранитно-метаморфического слоя – типичный признак рифтогенных структур [9, 41]. В разрезе 5-5 (рис. 2в) меридиональная зона растяжения занимает наклонное положение и по этой зоне полуостров Шантунь был сорван с нижнего слоя земной коры и перемещен в восточном направлении.

Нижний литосферный (рис. 3а) и подлитосферный (рис. 3б) срезы μ_z-модели согласуются с сейсмическими моделями тектоносферы Желтого моря [19, 33], которые предполагают здесь сокращение земной коры до 26–27 км, а литосферы – до 60 км. Жесткий слой в основании разрезов (рис. 3в) залегает горизонтально, с незначительным наклоном на запад и, по мнению некоторых исследователей [36, 52], представляет собой океанический клин, пододвинутый со стороны Тихого океана под восточную окраину континента. Наша модель (рис. 3в) согласуется с сейсмическими моделями [33, 36, 52], горизонтальное положение нижней литосферы в которых объясняется стагнацией (обрезанием, переплавлением?) субдуцирующего слэба Тихоокеанской плиты. Западный край нижнего слоя литосферы под Северо-Китайским кратоном имеет более выраженную форму клина, погружающегося под континент [48], а в районе нижнего течения р. Янцзы петрологические исследования диоритов и адакитов [21] обнаружили признаки переплавления (деплетизации) океанического слэба.

В районе Ляодунь-Шантуньского перешейка нижняя литосфера выгнута по направлению к поверхности (разрез 4-4 на рис. 3в), что может быть вызвано кайнозойскими циклами компрессии [44], либо – существованием мантийной структуры центрального типа, подобной таким же структурам в Охотском [12, 25] и Японском [42] морях.

Нижний литосферный клин подстилается астеносферой и ее верхний горизонтальный срез иллюстрирует рис. 3б. Этот срез ясно показывает рифтогенную природу Желтого моря, ограниченного сдвигами Танлу на западе и Западно-Корейским – на востоке. Эти сдвиги образуют сдвиговый дуплекс, внутри которого образуются зоны растяжения и разломы других направлений, а в центре – структура центрального типа, выраженная изометричным минимумом плотностной контрастности (рис. 3б). Внутри дуплекса поперечные деформации фундамента (поднятия, прогибы) и разломы, как это обычно бывает, ориентированы под углом к оси дуплекса [31, 35].

Подкоровая мантия континентального побережья Желтого моря и Корейский полуостров характеризуются повышением плотностной контрастности, а территория Желтого моря – широким минимумом. В южных районах моря распределению гравитационных реологических неоднородностей в литосферно-астеносферном диапазоне глубин (45–65 км) соответствует распределение скоростей поперечных сейсмических волн в сейсмотомографических моделях [33, 47]. В разрезе по широте 32° с.ш. скорость сейсмических волн под Желтым морем понижена (рис. 4в) и это понижение продолжается в мантии до глубины 180 км. Гравитационные аномалии (рис. 4а) не обнаруживают локальных источников ниже глубины 65 км, однако понижению скорости сейсмических волн в интервале глубин 60–120 км соответствует уменьшение плотностной контрастности ниже глубины 50 км до значений (<15 ед.), обычных для астеносферы [8, 40–42]. Сравнение литосферной гравитационной реологической модели (рис. 4б) со скоростной моделью подстилающей мантии (рис. 4в) дает основание предположить,

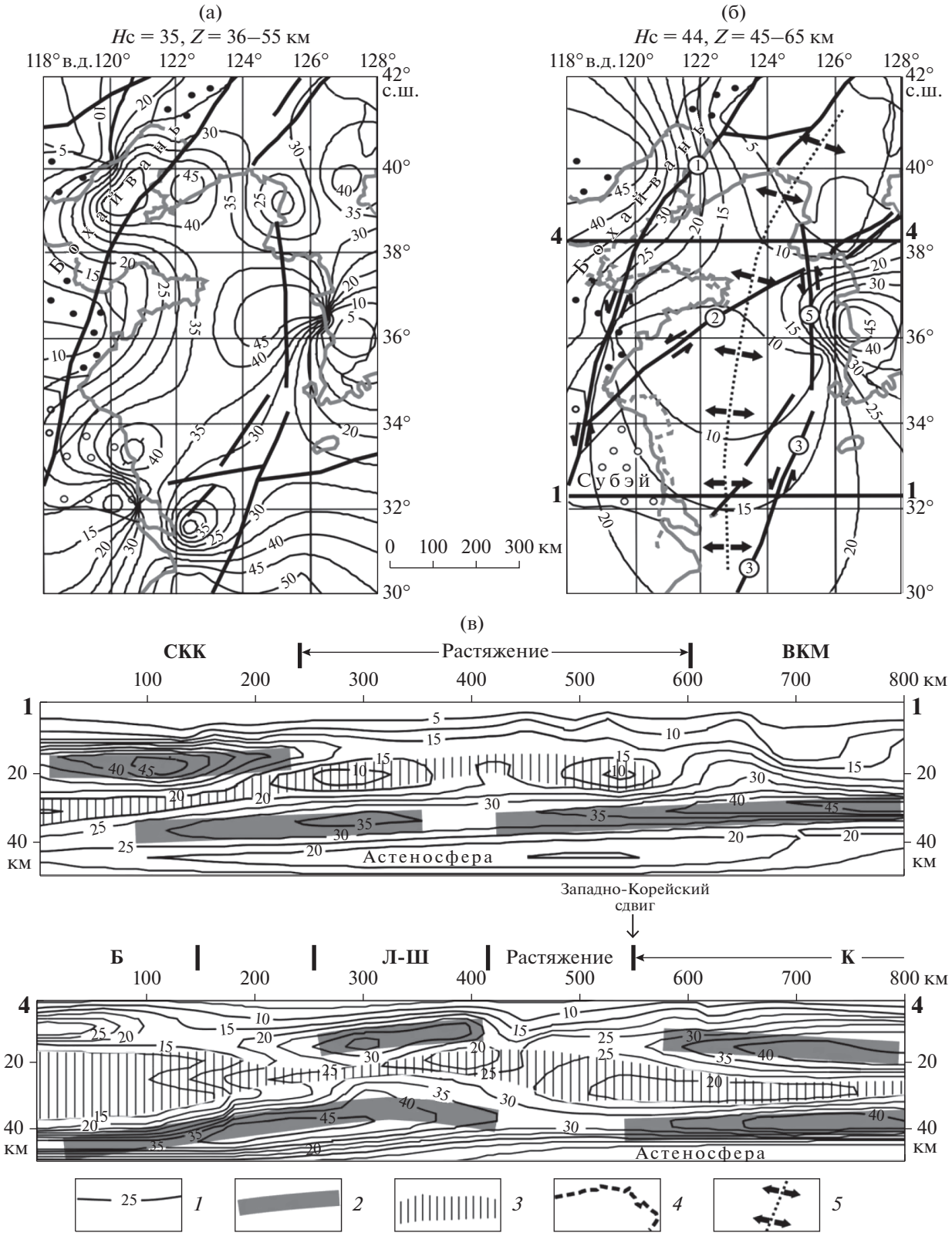

Рис. 3. Распределения плотностной контрастности в интервалах глубин 36–55 (а) и 45–65 (б) км с разрезами μ_z-модели (в).
1 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м^2/км); *2* – жесткие слои в разрезах; *3* – подкоровый вязкий слой; *4* – дорифтовые контуры Ляодунского и Корейского полуостровов; *5* – главная зона растяжения в верхней мантии.

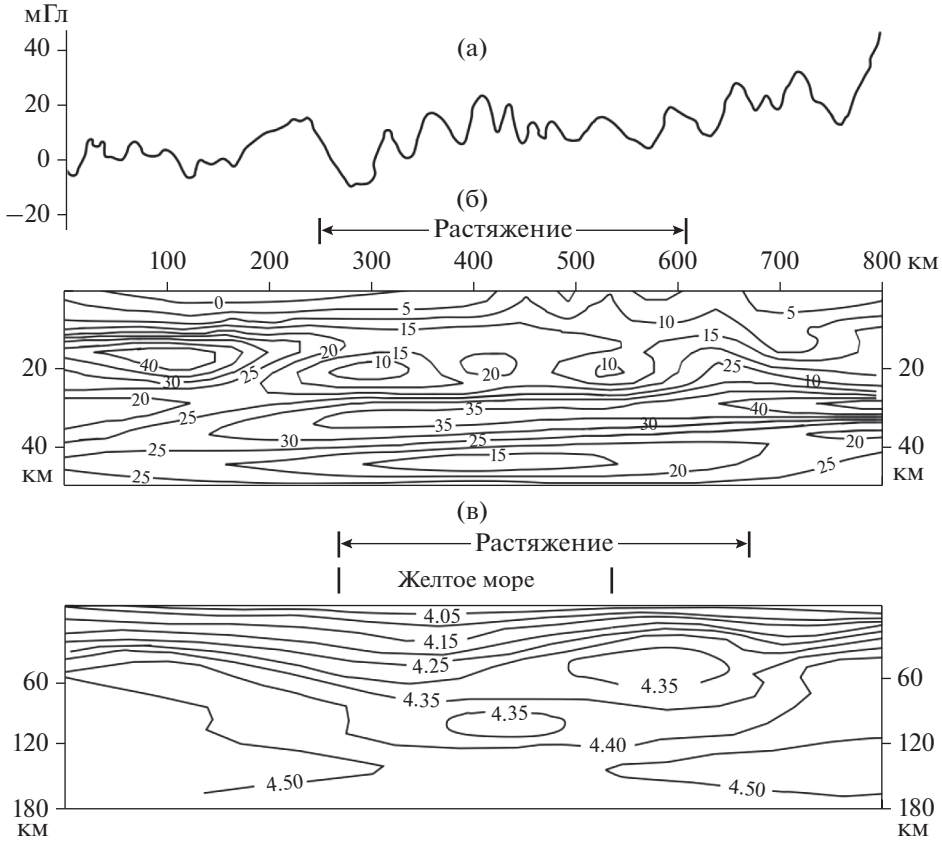

Рис. 4. Гравитационная аномалия Буге (а), распределения плотностной контрастности (б) и скорости поперечных сейсмических волн (в) [33] в разрезе по широте 32° с.ш.

что структура центрального типа возможного плюмового происхождения, читаемая в распределениях μ_z-параметра (рис. 3б), находится в начальной фазе своего развития и в настоящее время не оказала существенного влияния на экранирующий литосферный клин. Однако глобальные мантийные процессы растяжения, обеспечивающие условия для проникновения мантийных струй в верхние горизонты тектоносферы, телескопировали процессы растяжения–сдвига в земной коре.

Косвенным признаком структуры центрального типа в подкоровой мантии является концентрическое распределение локальных аномалий скорости (рис. 5а) и распределение векторов анизотропии продольных сейсмических волн (рис. 5б). Как известно [5], скорость распространения сейсмическиих волн зависит от направления их распространения и в анизотропных средах векторы сейсмической анизотропии отражают строение и динамическое состояние геологических сред. В верхней мантии анизотропия сейсмических волн может быть обусловлена согласованной ориентировкой анизотропных кристаллов оливина в условиях ползучести и перекристаллизации [5]. Авторы [47] приводимой схемы анизотропии сейсмических волн (рис. 5б) сделали вывод, что различная ориентировка векторов анизотропии верхней мантии в западных (Северо-Китайский кратон) и восточных (Корейский полуостров) районах желтоморского региона обусловлена различным составом и динамическими характеристиками сред, т.е. нижняя (мантийная) литосфера кратона не продолжается под Корейским полуостровом. Однако они [47] не обратили внимание на концентрическое распределение векторов анизотропии (рис. 5б), которое можно разглядеть и в распределениях скорости продольных сейсмических волн (рис. 5а). В нашей модели (рис. 3в) литосфера кратона продолжается под Корейским полуостровом, но под Желтым морем утончается и смещается по вертикали (разрез 4-4 на рис. 3в).

На всей восточной окраине Азии рифтогенные процессы имеют длительную историю в интервале 1–138 млн лет [3, 4, 7, 15, 32, 42], в которой различают постсубдукционные, спрединговые (с присутствием MORP-петрохимических ассоциаций), доплюмовые и постплюмовые циклы рифтогенеза. Из рис. 5б следует, что структура центрального типа в Желтом море нарушена более поздней зо-

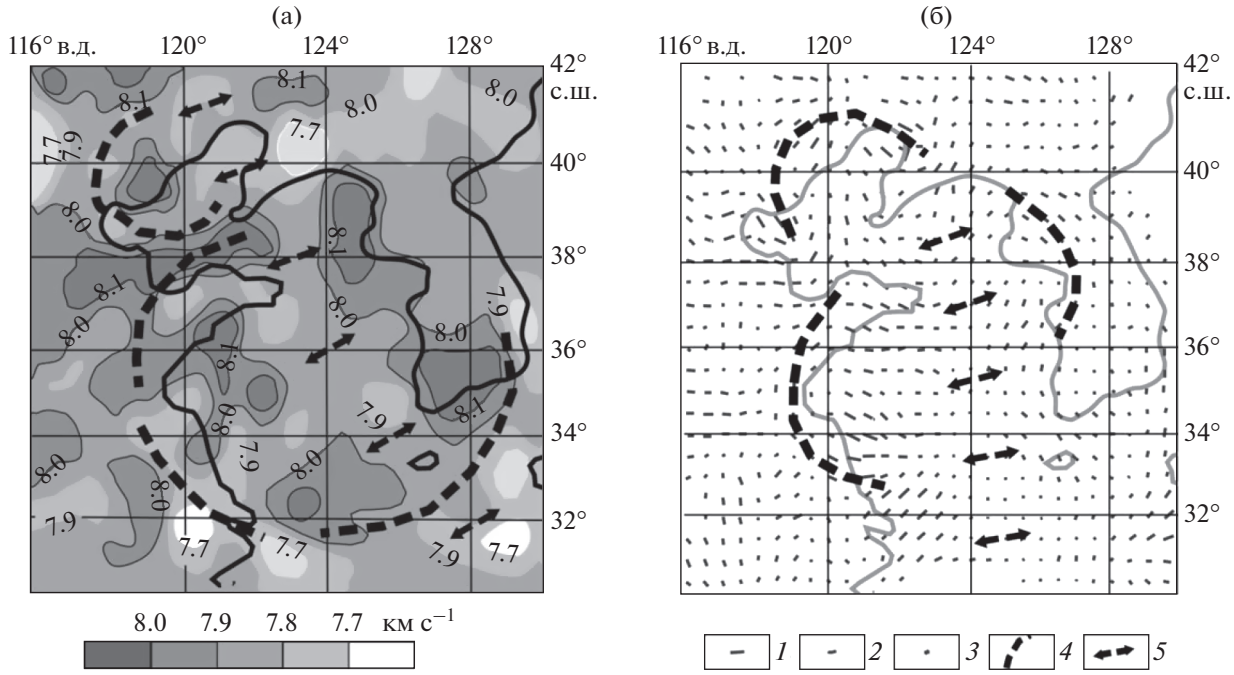

Рис. 5. Скорость продольных сейсмических волн (км с$^{-1}$) (а), и распределение векторов анизотропии скорости (б) в подкоровой мантии желтоморского региона [47]:
1–3 – модули и ориентация векторов анизотропии сейсмических волн с расхождением скорости на 3 (*1*), 2 (*2*) и 1% (*3*);
4 – вероятные контуры структур центрального типа; *5* – зона растяжения в верхней мантии.

ной растяжения. Максимальные значения модуля анизотропии сейсмических волн наблюдаются на границах структур центрального типа, а в кратонных областях они минимальны. Линейный минимум анизотропии в верхней мантии на оси главной структуры растяжения обусловлен изотропностью астеносферного слоя, подстилающего зону растяжения (сокращения мощности) литосферы.

Сдвиги Танлу и Западно-Корейский (рис. 3б) образуют сдвиговый дуплекс, внутри которого поперечные деформации фундамента (поднятия, прогибы) и разломы ориентированы под углом к оси дуплекса [31, 35]. Впадины тоже ориентированы под углом к оси главной зоны растяжения (рис. 1). Это типичная черта сдвиговых дуплексов и структур типа пулл-апарт и она похожим образом проявлена в соседнем Японском море [42]. В центрах сдвиговых дуплексов нередко формируются структуры центрального типа, иногда с вращением тектонических масс [13, 25, 42]. Такое распределение сохраняется и в среднем слое земной коры (на глубине 20 км), однако в этом срезе максимумами скорости яснее проявлены кратонные блоки Ляодунского и Шантунского полуостровов [47], что примерно соответствует распределениям плотностной контрастности в слое 11–15 км (рис. 2б).

Корейский полуостров расслоен и перемещен относительно своего мантийного основания и поэтому неодинаково отображается в разных срезах μ_z-модели (рис. 2–3) и распределениях скорости сейсмических волн (рис. 5). Распределение плотностной контрастности в подкоровой мантии (рис. 3) показывает, что подкоровый вязкий слой (рис. 3а) и нижняя литосфера (рис. 3б) окраины континента выдержаны на всем ее простирании, т.е. представляют собой целостную структуру. Корейский же полуостров в разных срезах μ_z-модели (рис. 3а, 3б) сопровождается как максимумами, так и минимумами μ_z-параметра. Это подтверждает общепризнанный вывод, что полуостров был оторван от континента в результате рифтогенных процессов, и зона растяжения заполнилась водами Тихого океана. Дорифтовое положение западной границы Корейского полуострова показано на рис. 3а. Таким же образом на северо-восток сместился Ляодунский полуостров. В первом случае роль сместителя выполнял разлом Джиасянь, а во втором – Танлу. Разломы Джиасянь и Танлу образуют дуплекс второго порядка (рис. 1) и внутри него тоже располагается структура центрального типа меньших размеров (рис. 5б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вероятностные гравитационные модели, основывающиеся на однозначных, в математическом смысле, решениях обратных задач, детали-

зировали и дополнили имеющиеся геолого-геофизические данные о глубинном геологическом строении желтоморского региона. Основные черты гравитационных моделей нашли подтверждение в тектонических и сейсмических моделях этого региона, что доказывает применимость и высокую эффективность реализованного подхода к интерпретации гравитационных аномалий. Вместе с тем, полученные модели позволяют увидеть особенности проявления рифтогенных процессов в разных диапазонах геологического пространства и открывают новые черты глубинного строения региона:

1. Как и на всей территории Восточной Азии [8, 11, 39, 40, 42] и Австралии [41], реологический разрез тектоносферы Желтого моря состоит из двух жестких (кристаллическая кора и нижний слой литосферы) и двух вязких (подкоровый слой и астеносфера) слоев. В кратонных блоках (Северо-Китайский кратон и Корейский полуостров) кристаллическая кора расслоена на гранитно-метамофический (в интервале глубин 0–10 км) и нижнекоровый (15–25 км). Земная кора Желтого моря раздроблена и разуплотнена (рис. 3в).

2. Линейными зонами минимумов плотностной контрастности в земной коре и подкоровой мантии картируются зоны растяжения Танлу, Западно-Корейская и Джиасянь.

3. Континентальная зона Танлу занимает одинаковое положение во всех срезах μ_z-модели, а зоны растяжения в Желтом море изменяют простирание в разных диапазонах геологического пространства, что обусловлено сдвиговыми процессами в земной коре.

4. Сдвиги образуют Танлу-Джиасяньский и Джиасянь-Западно-Корейский дуплексы растяжения, внутри которых формировались поперечные структуры в рельефе фундамента осадочных отложений [31] и структуры центрального типа. В первом дуплексе произошел отрыв Ляодунского полуострова от Северо-Китайского кратона, а во втором – отрыв Корейского полуострова от плиты Янцзы. Скорость и амплитуда растяжения в Джиасянь-Западно-Корейском дуплексе были в два раза больше, чем в Танлу-Джиасяньском. Зоны растяжения слабо наклонены в западном направлении (рис. 2в).

5. Под Корейским полуостровом установлены признаки погружения верхнего слоя земной коры под акваторию Желтого моря, что может иметь отношение к дорифтовой (меловой или более ранней) субдукции Тихоокеанской плиты, признаки которой установлены в Японском море [42]. Другое объяснение может быть найдено при анализе рифтогенных процессов растяжения, в которых кажущееся погружение обусловлено сдвигом верхнего слоя земной коры, проявленным в распределениях μ_z-параметра (рис. 2б) и скорости сейсмических волн на глубине 20 км [47].

6. Признаками структур центрального типа (СЦТ) в верхней мантии являются изометричные минимумы плотностной контрастности (рис. 3б) и дуговое расположение векторов анизотропии сейсмических волн (рис. 5б). Структуры растяжения являются более поздними по отношению к СЦТ.

7. Сопоставление распределений плотностной контрастности и скорости поперечных сейсмических волн (рис. 4) дает основание предполагать существование СЦТ в верхней мантии в интервале глубин 45–180 км. Однако эта структура, будучи экранирована нижним литосферным слоем, не проявлена в земной коре и литосферной мантии Желтого моря, хотя подкоровый вязкий слой иногда принимает антиклинальную форму (разрез 4-4 на рис. 3).

8. Образование мелководного Желтого моря обусловлено коровыми процессами растяжения–сдвига, которые проявились в форме сдвиговых дуплексов.

Источники финансирования. Работа выполнена в соответствии с темой научных исследований, утвержденной государственным заданием Министерства науки и высшего образования: “Изучение геологического строения и моделирование глубинных структур земной коры и верхней мантии Восточной Азии и оценка современного состояния и динамики геосистем (2021–2023)” (№ гос. регистрации 0234-2021-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балк П.И., Долгаль А.С., Мичурин А.В.* Смешанный вероятностно-детерминистский подход к интерпретации данных гравиразведки, магниторазведки и электроразведки // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 4. С. 532–537.
2. *Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др.* Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
3. *Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Геохимия и петрогенезис позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей // Геохимия. 2016. № 6. С. 522–535.
4. *Емельянова Т.А., Петрищевкий А.М., Изосов Л.А. и др.* Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 468–481.
5. *Кашубин С.Н.* Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 182 с.
6. *Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.* Мощность и типы земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 6. С. 3–13.

7. *Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961.

8. *Петрищевский А.М.* Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.

9. *Петрищевский А.М.* Рифтогенные структуры и нефтегазоносность в реологических гравитационных моделях земной коры // Геофизика. 2019. № 4. С. 42–51.

10. *Петрищевский А.М.* Одно практическое следствие теорем единственность и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала // Геофизика. 2020. № 4. С. 98–111.

11. *Петрищевский А.М.* Геологические задачи, решаемые при вероятностно-детерминированном подходе к интерпретации гравитационных аномалий // Геофизика. 2021. № 2. С. 87–97.

12. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / Под ред. Родникова А.Г. М.: РАН, Национальный геофизический комитет, 1996. 337 с.

13. *Юшманов Ю.П.* Золотоносные вихревые структуры в сдвиговых дуплексах Дальнего Востока: Центральная Колыма и Нижнее Приамурье // Отечественная геология. 2019. № 3. С. 55–62.

14. *Ansari K., Bae T.-S.* Contemporary Deformation and Strain Analysis in South Korea Based on Longterm (2000–2018) GNSS Measurements // International Journal of Earth Sciences. 2020. V. 109. № 1. P. 391–405.
https://doi.org/10.1007/s00531-019-01809-4

15. *Cai G., Wan Zh., Yao Y. et al.* Mesozoic Northward Subduction Along the SE Asian Continental Margin Inferred from Magmatic Records in the South China Sea // Minerals . 2019. V. 9. № 598. P. 2–25.

16. *Chen L., Wang T., Zhao L., Zheng T.Y.* Distinct lateral variations of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 267. P. 56–68.

17. *Chen M., Fang J., Cui R.* Lithospheric structure of the South China Sea and adjacent regions: Results from potential field modelling // Tectonophysics. 2018. V. 726. P. 62–72.

18. *Choi S., Oh C-W., Luerh Y.* Tectonic link between China and Korean Peninsula, revealed by interpreting CHAMP satellite magnetic and GRACE satellite gravity data // Journal of Korean Geophys. Soc. 2006. V. 9. № 3. P. 209–217.

19. *Choi S., Ryu I.-C., Gotze H.-J.* Depth distribution of the sedimentary basin and Moho undulation in the Yellow Sea, NE Asia interpreted by using satellite-derived gravity field // Geophys. J. Int. 2015. V. 202. P. 41–53.

20. *Evans G.C.* Application of Poincare's sweeping-out process // Mathematic. 1933. V. 19. P. 457–461.

21. *Deng J., Yanga X., Li S. et al.* Partial melting of subducted paleo-Pacific plate during the early Cretaceous: constraint from adakitic rocks in the Shaxi porphyry Cu–Au deposit, Lower Yangtze River Belt // Lithos. 2016. V. 262. P. 651–667.

22. *Hao T.-Y., Sun M., Wang Q.-S. et al.* A Study on the extension of fault zones in Yellow Sea and its adjacent areas based on gravity data // Chinese Journal of Geophysics. 2002. V.45. № 3. P. 393–410.

23. *Hao T., Liu J., Suh M. et al.* Deep structure characteristics and geological evolution in Yellow Sea and adjacent region // Chinese Journal of Geophysics. 2003. V. 46. № 6. P. 1148–1156.

24. *Huang J., Zhao D.* High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // Journal of Geophysical Research. 2006. V. 111. B0930. P. 1–21.

25. *Izosov L.A., Petrishchevsky A.M., Emel'yanova T.A. et al.* The Model of Formation of the Western Pacific Marginal Seas: Vortex Geodynamics, Seismicity, and Mantle Upwelling // Journal of Volcanology and Seismology. 2020. V. 14. № 1. P. 44–57.

26. *Jin X., Yu P.* The Geology of the Yellow Sea and the East China Sea // Open File Report. 1984. 84–421. P. 1–39.

27. *Kim H.-J., Kim Ch.-Ho, Hao T., et al.* Crustal structure of the Gunsan Basin in the SE Yellow Sea from ocean bottom seismometer (OBS) data and its linkage to the South China Block // Journal of Asian Earth Sciences. 2019. V. 180. 103881.

28. *Kusky T.M., Polat A., Windley B.F. et al.* Insights into the tectonic evolution of the North China Craton through comparative tectonic analysis: A record of outward growth of Precambrian continents // Earth-Science Reviews. 2016. V. 162. P. 387–432.

29. Land Gravity Data. bgi.omp.obs-mip.fr / модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m.

30. *Lee E.Y.* Subsidence history of the Gunsan Basin (Cretaceous-Cenozoic) in the Yellow Sea, offshore Korea // Austrian Journal of Earth Sciences. 2010. V. 103. P. 111–120.

31. *Lei B-L., Xu M., Chen J-W. et al.* Structural characteristics and evolution of the South Yellow Sea Basin since Indonesian // China geology. 2018. V. 4. P. 466–476.

32. *Li X.H.* Cretaceous magmatism and lithospheric extension in southeast China // Journal of Asian Earth Sciences. 2000. V. 18. P. 293–305.

33. *Li T.* The principal characteristics of the lithosphere of China // Geoscience Frontiers. 2010. V. 1. P. 45–56.

34. *Li W., Lu W., Liu Y., Xu J.* Superimposed versus residual basin: The North Yellow Sea Basin // Geoscience Frontiers. 2012. V. 3 (1). P. 33–39.

35. *Liu F., Zhou Y., Li H., Yue B.* The new tectonic division of basin in Eastern Shandong and its adjacent South Yellow Sea, China // Japan Geoscience Union. Joint meeting. 2017. Geophysical Research Abstracts. 2017. V. 19. EGU2017-3673.

36. *Liu S., Ma P., Zhang B., Gurnis M.* The horizontal slab beneath East Asia and its subdued surface dynamic response // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. 2021. P. 1–19.

37. *Niu Y., Tang J.* Origin of the Yellow Sea: an insight // Sci. Bull. 2016. V. 61 (14). P. 1076–1080.

38. *Mao J., Xie G., Cheng Y.* Mesozoic metallogeny in East China and their geodynamic settings // PACRIM con-

gress. 18–21 March, 2015. Hong Kong, China / Oral presentation.

39. *Petrishchevsky A.M.* A viscous layer at the crust-mantle boundary in the Far East of Russia // Geotectonics. 2008. V. 42. № 5. P. 357–367.
40. *Petrishchevsky A.M.* Gravity models of two-level collision of lithospheric plates in Northeast Asia // Geotectonics. 2013. V. 47. № 6. P. 424–443.
41. *Petrishchevsky A.M.* Common Features of the Tectonosphere Deep Structure in the Western Pacific Margins (Northeast Asia Region and Australia) // Geotectonics. 2016. V. 50. № 6. P. 608–623.
42. *Petrischevsky A.M, Izosov L.A, Emelyanova T.A. et al.* Structure, rheology, petrology, andgeodynamics of the tectonosphere of the Sea of Japan // Oceanology. 2021. V. 61. № 1. P. 104–118.
43. *Ren J., Tamaki K., Li. S., Junxia Z.* Late Mesozoic and Cretaceous rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // Tectonophysics. 2002. V. 344. P. 175–205.
44. *Wan T., Hao T.* Cenozoic tectonics of the Yellow Sea and its oil-gas exploration // Geoscience. 2009. V. 23. № 3. P. 385–393.
45. *Wan T., Zhao Q., Lu H. et al.* Discussion on the Special Lithosphere Type in Eastern China // Earth Sciences. 2016. V. 5. № 1. P. 1–12.
46. *Xing T., Chen H., Chen X., Yang L.* Geologic feature and tectonic evolution in the South Yellow Sea // Earth and Environmental Science. 2019. V. 384. 012128. https://doi.org/10.1088/1755-1315/384/1/012128
47. *Xu Y., Hao T., LI Z., Liu J.* Analysis of Lithosphere Structure and Tectonics of Chinese Marginal Seas and Adjacent Regions // Earth Science Frontiers. 2008. V. 15(3). P. 55–63.
48. *Xia B., Thybo H., Artemieva I.M.* Seismic crustal structure of the North China Craton and surrounding area: Synthesis and analysis // Chinese J. Geophys. 2017. V. 122. № 7. P. 5181–5207.
49. *Zhang C., Mushayandebvu F.M., Reid A.B. et al.* Euler deconvolution of gravity tensor data // Geophysics. 2000. V. 65. № 2. P. 512–520.
50. *Zhao Y., Zheng J.P., Xiong Q., Zhang H.* Destruction of the North China Craton triggered by the Triassic Yangtze continental subduction/collision: A review // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 164. P. 72–82.
51. *Zhou Z., Liu K., Zhao W. et al.* Upper crustal structure beneath the northern South Yellow Sea revealed by wide-angle seismic tomography and joint interpretation of geophysical data // Geol. J. 2016. V. 51 (S1). P. 108–122.
52. *Zhu R., Xu Y.* The subduction of the west Pacific plate and the destruction of the North China Craton // Science China Earth Sciences. 2019. V. 62. P. 1340–1350.

Tensions and Strike-Slips in the Crust of the Yellow Sea (Probabilistic Gravity Model)

A. M. Petrischevsky[#]

Institute of a complex analysis of regional problems FEB RAS, Birobidzhan, Russia

[#]*e-mail: petris2010@mail.ru*

Distributions of the density contrast and velocity of seismic waves into the crust and upper mantle in the Yellow Sea region are considered. Rheological section of the tectonosphere of the Yellow Sea consists from two rigid (crystal crust and the lower layer of a lithosphere) and two viscous (subcrustal and asthenospheric) layers. Crust of the Yellow Sea is shattered and decreased in a density. Processes of stretching and shifting are displayed in a form of the crustal shift duplexes as a result of which the Lyaodun and Korean peninsulas were torn off from the continent and moved, respectively, in northeast and east directions. In the central region of the Yellow Sea manifestations of the central type mantle structure, screened by the lower layer of a lithosphere, has been revealed. This structure was disturbed by latest rifting processes.

Keywords: Yellow Sea, crust, upper mantle, gravity model, rifting, paleogeodynamics

EDN: EKFWVV
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 301–308

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.435.3

К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ГЛУБИНЫ ЗАМЫКАНИЯ У ПЕСЧАНОГО БЕРЕГА

© 2022 г. И. О. Леонтьев*
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
**e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Поступила в редакцию 04.02.2021 г.
После доработки 25.02.2021 г.
Принята к публикации 08.04.2021 г.

Глубина замыкания h_* ограничивает область существенных морфологических изменений профиля дна в масштабе года, и ее прогноз важен для практических приложений. Обсуждаются возможные причины плохого соответствия предложенных ранее аналитических оценок h_* с данными наблюдений. Предпринята попытка определить h_* на основе принципа сохранения массы, трактующего деформации дна как следствие градиентов транспорта наносов. Принимаются во внимание два главных механизма поперечного транспорта наносов в береговой зоне – асимметрия волновых скоростей и противотечение. Получена формула, согласно которой глубина h_* пропорциональна высоте волн H_{s012}, превышение которой возможно не более 12 ч в году. Фактор пропорциональности зависит от крутизны волн и порога деформаций дна Δh_c, связанного с точностью промеров глубин. Для типичных значений Δh_c от 0.1 до 0.3 м глубина h_* изменяется от $(1.5–1.6)H_{s012}$ до $(1.1–1.2)H_{s012}$. Сравнение с данными наблюдений показывает, что предсказанное значение h_* является репрезентативным показателем глубины замыкания на песчаных берегах с небольшой высотой прилива.

Ключевые слова: глубина замыкания, береговой профиль, деформации дна, транспорт наносов, принцип сохранения массы

DOI: 10.31857/S0030157422020101

ВВЕДЕНИЕ

Глубина замыкания h_* (depth of closure) маркирует границу активной части берегового профиля, в пределах которой возможны значимые штормовые деформации дна в масштабе года. Подвижки наносов отмечаются и на глубинах, превосходящих h_*, но связанные с ними изменения не превышают установленный порог. Морфодинамическая граница, характеризуемая глубиной h_*, важна как для модельных исследований [2], так и для проектов, направленных на укрепление и защиту берегов [3, 11], что вызывает значительный интерес к оценке h_*.

Стандартный метод определения h_* в полевых условиях основывается на повторных промерах профилей и анализе отклонений глубин Δh в одних и тех же точках [9, 15]. Как показывают наблюдения, с удалением от берега значения Δh уменьшаются и за пределами зоны подводных валов достигают некоторого минимального порога Δh_c, определяемого точностью измерений (в типичном случае порядка 0.1 м), что служит индикатором местоположения глубины замыкания на профиле (рис. 1). Выбор порога Δh_c, очевидно, влияет на величину глубины h_*, что не всегда учитывается при сопоставлении результатов различных исследований.

Предложен также альтернативный способ оценки h_*, основанный на анализе распределения среднего размера песка d_g на подводном склоне [4]. Авторы исследования обнаружили наличие устойчивого минимума d_g в определенной точке профиля, положение которого практически совпадает с глубиной замыкания, определяемой стандартным способом.

Что касается аналитических оценок h_*, то наиболее известный результат получен Халлермейером [12], который установил зависимость h_* от высоты волн наиболее сильных штормов с суммарной продолжительностью 12 ч в году. Речь идет о значительной высоте волн на глубокой воде H_{s012} с обеспеченностью (вероятностью превышения) 0.137%. Данный выбор аргументируется тем, что в ходе 12-часового волнового воздей-

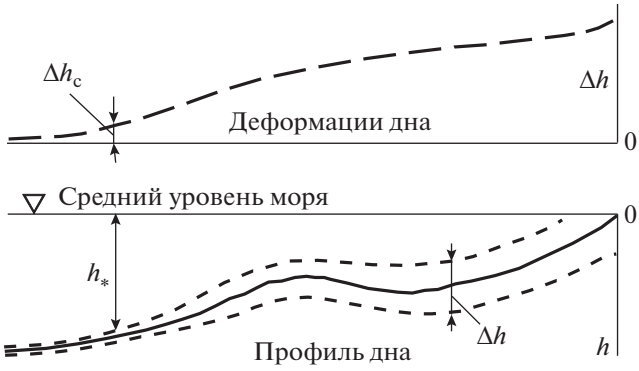

Рис. 1. Годовые изменения глубины h и распределение деформаций дна Δh на береговом профиле. Глубина замыкания h_* отвечает заданному минимальному порогу деформаций Δh_c.

ствия профиль дна более или менее стабилизируется, приближаясь к равновесному состоянию.

При определении h_* Халлермейер исходил из эмпирического критерия “интенсивного возмущения дна (intense bed agitation)”, выраженного в форме числа Фруда и подразумевающего условия развитого транспорта песчаных наносов (sheet flow). Однако перемещение песка само по себе не означает изменений морфологии дна. Деформации дна возникают вследствие изменений транспорта наносов по длине профиля. Поэтому для определения границы значимых донных деформаций (т.е. глубины h_*) более целесообразным представляется подход, принимающий во внимание связь изменений дна с градиентами транспорта наносов.

Одним из стимулов данного исследования послужило то обстоятельство, что теоретические оценки h_* плохо согласуются с результатами наблюдений. В настоящей работе предпринимается попытка оценить глубину замыкания, исходя из принципа сохранения массы, позволяющего представить морфологические изменения как следствие изменений расхода наносов по протяжению профиля берега.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ЗАВИСИМОСТИ

Аналитическая зависимость для расчета h_*, полученная в упомянутой работе [12], выглядит как

$$h_* = 2.28H_{s012} - 68.5\left(\frac{H_{s012}^2}{gT^2}\right), \qquad (1)$$

где T – период волн, соответствующий высоте H_{s012}, g – ускорение силы тяжести. Приняв во внимание соотношение между периодом и длиной волн на глубокой воде $L_0 = \dfrac{gT^2}{2\pi}$, формулу (1) можно представить в виде

$$h_* = K_0H_{s012}, \quad K_0 = 2.28 - 10.9\left(\frac{H_0}{L_0}\right). \qquad (2)$$

Очевидно, с ростом крутизны волн H_0/L_0 глубина замыкания должна уменьшаться. При типичной крутизне штормовых волн 0.04 из зависимости (2) следует $h_* = 1.84H_{s012}$. Недостатком формулы Халлермейера является отсутствие ее привязки к конкретному порогу деформаций дна Δh_c, что затрудняет ее сопоставление с данными натурных исследований.

Исследования изменчивости батиметрии береговых профилей в морских условиях [6, 14, 15] показали, что глубина h_* оказывается заметно меньше, чем следует из формулы (1) и, как правило, не превышает значений $(1.5–1.6)H_{s012}$. Это перекликается с результатом [13] в отношении глубины h_l, ограничивающей вдольбереговой транспорт наносов, которая связана с высотой обрушающихся волн H_{sB} соотношением $h_l = 1.6H_{sB}$.

В работе [9], основанной на данных промеров в районе Дак (Северная Каролина, США), предложена эмпирическая формула вида

$$h_* = a_*H_{s012}^{2/3}, \qquad (3)$$

где коэффициент a_* зависит от заданного порога деформаций дна Δh_c. Для его значений 0.05, 0.1 и 0.2 м величина a_* составляет 3.4, 2.8 и 2.1 соответственно, т.е. с ростом Δh_c глубина замыкания уменьшается. Формула (3) ограничивается сравнительно небольшими высотами волн H_{s012} до 3–4 м.

Все приведенные оценки h_* относятся к временному масштабу порядка 1 года. При увеличении рассматриваемого периода времени значения h_* будут возрастать, поскольку в расчет будут приниматься все более редкие штормовые события, оставляющие свой след на большей глубине. Так, для интервала 50–100 лет глубина замыкания, по мнению Брууна [8], может определяться величиной $h_* = 3.5H_{Bm}$, где H_{Bm} – максимальная высота волн в точке обрушения за данный период.

ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ЗАМЫКАНИЯ НА БАЗЕ ПРИНЦИПА СОХРАНЕНИЯ МАССЫ

Рассмотрим баланс наносов на выделенном участке песчаного дна длиной l (рис. 2). Объемные расходы наносов на входе и выходе равны со-

ответственно q_1 и q_2. Вследствие изменения расхода в пределах участка дно должно деформироваться, и за период времени Δt изменение глубины h составит Δh. Условие сохранения объема или массы осадков при отсутствии дополнительных источников и стоков, очевидно, выразится равенством

$$(q_2 - q_1)\Delta t = l\Delta h. \tag{4}$$

Характеризуя масштаб изменений дна, допустим, что на расстоянии l расход наносов изменяется вдвое ($q_1 = \frac{1}{2}q$, $q_2 = q$), а само расстояние измеряется половиной длины волн L, т.е. $l = \frac{1}{2}L$. Тогда соотношение (4) принимает вид

$$\frac{q}{L} = \frac{\Delta h}{\Delta t}. \tag{5}$$

Расход наносов q является функцией глубины, параметров волн и свойств наносов. Поэтому, определив q, можно найти из соотношения (5) глубину h, на которой при данном волнении в течение времени Δt будет достигнута заданная величина деформаций дна Δh.

При параметризации величины q будем опираться на известную формулу расхода влекомых наносов, следующую из энергетической концепции [5, 7]:

$$q = \mu\frac{1}{2}f_w\rho\frac{\varepsilon_b}{\mathrm{tg}\alpha_g}\overline{u|u|^2},$$
$$\mu = \left[g(\rho_g - \rho)(1-\sigma)\right]^{-1}, \tag{6}$$

где μ – коэффициент перехода от погруженного веса песка к его объему (м^3 м$^{-1}$ с$^{-1}$), g – ускорение силы тяжести, ρ_g и ρ – плотности частиц песка и воды, σ – пористость грунта, f_w – коэффициент донного трения, ε_b – коэффициент эффективности транспорта (0.1), α_g – угол естественного откоса ($\mathrm{tg}\alpha_g \cong 0.6$), u – скорость течения у дна, горизонтальная черта означает осреднение за период волн. При стандартных значениях плотности воды и песка (1.0×10^3 и 2.6×10^3 кг м$^{-3}$), а также его пористости (0.4) имеем соотношение $\mu\rho \cong \frac{1}{g}$, используемое в дальнейшем.

К числу основных механизмов, контролирующих транспорт наносов на береговом профиле, относятся асимметрия волновых скоростей и противотечение (undertow), компенсирующее стоксов перенос воды к берегу. Далее отдельно рассмотрим вклады каждого из механизмов.

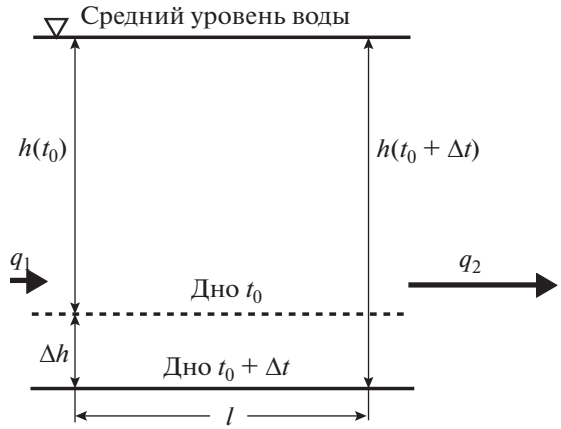

Рис. 2. Деформации дна при изменении расхода наносов. Обозначения в тексте.

Асимметрия волн

Предполагается, что величина u в формуле (6) включает вклады гармоник орбитальной волновой скорости с амплитудами u_m и u_{2m} и сдвигом фаз Φ,

$$u = u_m\cos\omega t + u_{2m}\cos(2\omega t + \Phi),$$
$$u_{2m} \ll u_m, \tag{7}$$

где $\omega = 2\pi/T$ – частота колебаний, T – их период, t – время. Тогда третий нечетный момент скорости в (6) определится как $\overline{u|u|^2} = \frac{3}{4}u_m^3\frac{u_{2m}}{u_m}\cos\Phi$ [7].

По мере трансформации волн отношение амплитуд гармоник увеличивается пропорционально параметру Урселла Ur, но одновременно уменьшается $\cos\Phi$ за счет сдвига фаз гармоник [17]. Приведенные выше оценки h_* свидетельствуют о том, что $H_{s012}/h_* \approx 0.5$–0.7. Это означает, что глубина h_* располагается достаточно близко к точке обрушения волн с высотой H_{s012}, где $\Phi \to \frac{\pi}{2}$ и $\cos\Phi \to 0$. Можно допустить в первом приближении, что в районе глубины замыкания $\cos\Phi \approx 1/2$, и тогда

$$\frac{u_{2m}}{u_m}\cos\Phi \approx \frac{1}{2}Ur = \frac{1}{2}\frac{3}{8}\frac{kH}{(kh)^3}, \tag{8}$$

где H – высота волн, $k = \frac{2\pi}{L}$ – волновое число, L – длина волн. В результате, используя мелководные аппроксимации линейной теории волн $L = T\sqrt{gh}$ и $u_m = \frac{1}{2}\frac{H}{h}\sqrt{gh}$, получим соотношение $\overline{u|u|^2} = \frac{9g^{3/2}}{512}\frac{L_0}{2\pi}\frac{H^4}{h^{7/2}}$, где $L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}$ – длина волн на глубокой воде.

Коэффициент трения f_w определим на основе зависимости [16]:

$$f_w \approx 0.2\left(\frac{a_m}{r}\right)^{-0.5}, \qquad (9)$$

где $a_m = \frac{u_m}{\omega}$ – амплитуда колебаний частиц воды вдоль дна, r – параметр донной шероховатости.

С учетом всех приведенных соотношений получим

$$\frac{q}{L} = c_1 \frac{(gr)^{1/2}}{(H/L_0)^{1/4}} \frac{H^{15/4}}{h^{15/4}},$$
$$c_1 = \frac{0.2(2)^{1/4}}{4\pi^{5/4}} \frac{9}{512} \frac{\varepsilon_b}{\mathrm{tg}\alpha_g}. \qquad (10)$$

Подставив (10) в (5), придем к следующему соотношению между локальной высотой волн и глубиной:

$$h = \left(c_1 \frac{\Delta t}{\Delta h}\right)^{4/15} \frac{(gr)^{2/15}}{(H/L_0)^{1/15}} H. \qquad (11)$$

Чтобы выразить локальную высоту волн H в терминах глубокой воды H_0, используем условие постоянства потока энергии. При распространении волн по нормали к берегу имеем $H^2 C_g = H_0^2 C_{g0}$, где $C_g = \sqrt{gh}$ и $C_{g0} = \frac{1}{2}\frac{gT}{2\pi}$ – групповые скорости волн на мелкой и глубокой воде соответственно. Выполнив ряд преобразований, можно прийти к зависимости

$$H = \frac{\gamma^{1/5}}{2^{2/5}(2\pi)^{1/5}} \left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{-1/5} H_0, \quad \gamma = H/h. \qquad (12)$$

Как уже отмечалось, в районе глубины замыкания величина γ должна быть близка к 0.5–0.7, что приводит к соотношению $H \cong \frac{0.47}{(H_0/L_0)^{1/5}} H_0$. Подставив его в (11), используем аппроксимацию $(H/L_0)^{1/15} \approx (H_0/L_0)^{1/15}$. Далее примем продолжительность волнового воздействия $\Delta t = 12$ ч (12 × × 3600 с) и в результате получим формулу глубины замыкания:

$$h_* = K_1 H_{s012}, \quad K_1 = 0.74 \frac{r^{2/15}}{\Delta h^{4/15}} \left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{-4/15}, \qquad (13)$$

где Δh соответствует выбранному порогу деформаций дна Δh_c.

Противотечение

Полагаем, что скорость u в формуле расхода (6) включает вклады волновой составляющей и среднего течения $\bar{u}$,

$$u = u_m \cos\omega t + \bar{u}, \quad \bar{u} \ll u_m. \qquad (14)$$

В этом случае момент скорости в (6) выразится как $\overline{u|u|^2} = \frac{3}{2} u_m^2 \bar{u}$, где скорость противотечения $\bar{u}$ в мелководном приближении равна $\bar{u} = \frac{1}{8}\frac{H^2}{h^2}\sqrt{gh}$ [1]. При использовании формулы (9) после ряда преобразований найдем

$$\frac{q}{L} = c_2 (gr)^{1/2} \left(\frac{H}{L_0}\right)^{3/4} \frac{H^{11/4}}{h^{11/4}},$$
$$c_2 = \frac{0.2(2)^{1/4}}{\pi^{1/4}} \frac{3}{128} \frac{\varepsilon_b}{\mathrm{tg}\alpha_g}. \qquad (15)$$

Подставив (15) в (5), получим

$$h = \left(c_2 \frac{\Delta t}{\Delta h}\right)^{4/11} (gr)^{2/11} \left(\frac{H}{L_0}\right)^{3/11} H. \qquad (16)$$

Далее выразим H через H_0 с помощью (12) и применим аппроксимацию $(H/L_0)^{3/11} \approx (H_0/L_0)^{3/11}$. Принимая длительность волнения $\Delta t = 12$ ч, придем к соотношению для глубины замыкания:

$$h_* = K_2 H_{s012}, \quad K_2 = 2.46 \frac{r^{2/11}}{\Delta h^{4/11}} \left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{4/55} H_{s012}. \qquad (17)$$

В условиях интенсивного транспорта наносов (sheet flow) параметр донной шероховатости r в формулах (13) и (17) можно аппроксимировать соотношением [10]

$$r = 15\Psi d_g, \qquad (18)$$

где d_g – размер частиц песка, Ψ – параметр Шилдса порядка 1. Согласно (18), величина r инвариантна к размеру частиц, так как, например, рост d_g должен сопровождаться соответствующим уменьшением параметра Ψ (который обратно пропорционален d_g). Полагая типичный размер песка за пределами зоны подводных валов равным $d_g = 0.15$–0.25 мм и допуская $\Psi \approx 1$, получим из (18) среднюю оценку $r = 0.003$ м, которую и будем использовать в дальнейшем. Возможные вариации r не должны оказывать решающее влияние на конечный результат, поскольку K_1 и K_2 зависят от r в сравнительно малой степени.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, при заданном пороге деформаций Δh_c фактор пропорциональности K между

глубиной замыкания и высотой волн зависит, главным образом, от крутизны волн H_0/L_0. Это отражает рис. 3, где показаны изменения факторов K_0, K_1 и K_2, определяемые соотношениями (2), (13) и (17). Значения K_1 и K_2, отвечающие величине $\Delta h_c = 0.1$ м, оказываются меньше K_0.

Очевидно, важную роль играет тип доминирующего механизма транспорта наносов – асимметрия волн или противотечение. В первом случае глубина h_* с ростом крутизны волн уменьшается, что можно объяснить сдвигом области трансформации крутых волн ближе к берегу. В случае противотечения проявляется обратный тренд, обусловленный некоторым увеличением расхода наносов при действии относительно коротких волн. В реальных условиях оба отмеченных механизма транспорта могут играть одинаково важную роль. Поэтому для практической оценки глубины h_*, по-видимому, имеет смысл использовать среднюю величину фактора пропорциональности $\bar{K} = \frac{1}{2}(K_1 + K_2)$. График $\bar{K}$, соответствующий $\Delta h_c = 0.1$ м, также приведен на рис. 3.

Окончательную формулу глубины замыкания можно представить в виде

$$h_* = \bar{K}H_{s012}, \quad \bar{K} = \left[b_1\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{-4/15} + b_2\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{4/55}\right], \quad (19)$$

где коэффициенты b_1 и b_2 зависят от заданной пороговой величины деформаций Δh_c, которая в различных исследованиях варьирует в диапазоне от 0.05 до 0.3 м:

Δh_c, м	0.05	0.10	0.20	0.30
b_1	0.39	0.32	0.26	0.24
b_2	1.27	0.99	0.77	0.66.

Графики $\bar{K}$ при различных Δh_c показаны на рис. 4 вместе с графиком фактора K_0 в формуле Халлермейера (2). Из представленных результатов следует, что при величине $\Delta h_c = 0.1$ м глубина замыкания характеризуется значениями $(1.5–1.6)H_{s012}$, а при увеличении порога деформаций до $\Delta h_c = 0.3$ м глубина h_* уменьшается до значений $(1.1–1.2)H_{s012}$.

Вместе с тем, при величине $\Delta h_c = 0.05$ м расчеты по зависимостям (19) и (2) дают весьма близкие результаты. Это означает, что формула Халлермейера, по существу, соответствует довольно низкому порогу деформаций, маркирующему границу активного профиля. Поэтому сопоставление (2) с данными исследований, в которых используется более высокий порог Δh_c, не дает положительных результатов.

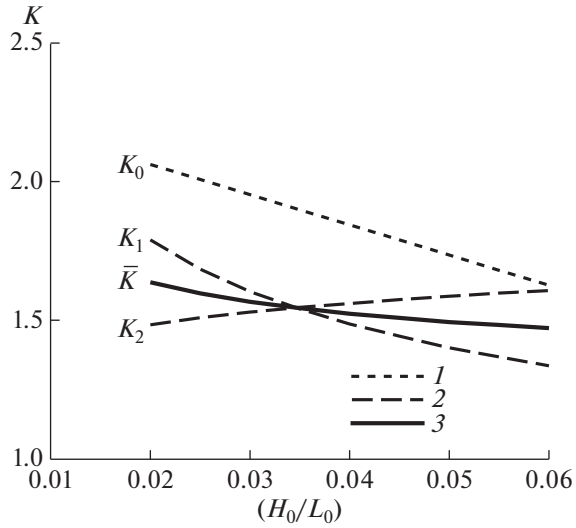

Рис. 3. Фактор пропорциональности между глубиной замыкания h_* и высотой волн H_{s012} как функция крутизны волн: *1* – формула Халлермейера (K_0); *2* – расчеты на основе принципа сохранения массы в условиях транспорта наносов за счет асимметрии волн (K_1) и противотечения (K_2); *3* – обобщенная зависимость ($\bar{K}$). Кривые K_1, K_2 и $\bar{K}$ отвечают порогу деформаций дна $\Delta h_c = 0.1$ м.

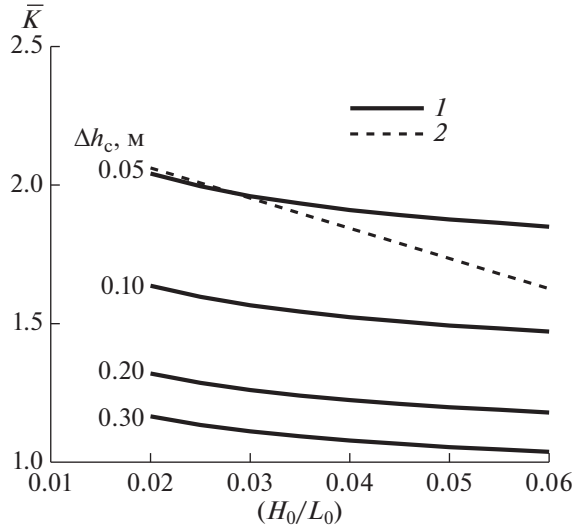

Рис. 4. Фактор пропорциональности $\bar{K}$ в формуле (19) как функция крутизны волн при различных значениях порога деформаций дна Δh_c (*1*), а также соответствующий фактор K_0 в формуле Халлермейера (*2*).

На рис. 5 полученная зависимость (19) сравнивается с эмпирической формулой (3), которая в данном случае экстраполирована в область боль-

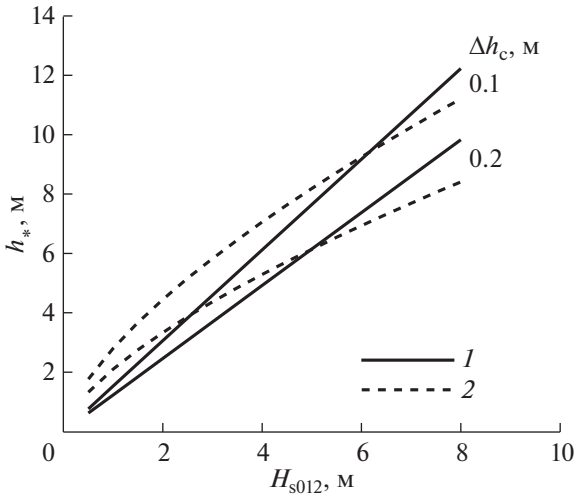

Рис. 5. Сравнение формул (19) и (3) при различных значениях порога деформаций дна Δh_c: *1* – аналитическая зависимость (19) при крутизне волн 0.04; *2* – эмпирическая зависимость (3).

ших высот волн. Как видно, в интервале H_{s012} до 4–5 м формула (3) дает более высокие значения h_*. Для самых крупных волн, наоборот, более высокие значения предсказывает формула (19). Примечательно, что на изменение порога деформаций Δh_c обе зависимости реагируют примерно одинаковым образом.

СРАВНЕНИЕ РАСЧЕТОВ С НАБЛЮДЕНИЯМИ

На рис. 6 результаты расчетов сравниваются с данными наблюдений в Лионском заливе (западная часть средиземноморского побережья Франции), где распространены относительно пологие песчаные берега с сериями подводных валов. Исследование [15] включало повторные промеры дна в течение 4 лет на нескольких десятках профилей, расположенных на 170-километровом участке побережья. С учетом точности измерений, порог деформаций дна при определении глубины замыкания принимался равным $\Delta h_c = 0.3$ м.

Прилив в рассматриваемом регионе довольно мал (до 0.3 м), а доминирующее волнение ЮВ румба характеризуется высотой $H_{s012} = 4.10$ м и ассоциированным периодом $T = 8.08$ с [15]. Крутизна таких волн составляет $H_0/L_0 = 0.040$, и расчет по формуле (19) дает величину $h_* = 4.43$ м.

Как видно на рис. 6, измеренная глубина замыкания обнаруживает значительную изменчивость по протяжению берега, обусловленную локальными неоднородностями рельефа дна и береговой линии. Глубина h_*, предсказанная формулой (2), как и ожидалось, находится за пределами всех измеренных величин. К сожалению, в данном случае нет возможности проверить формулу (3), диапазон которой ограничивается значениями $\Delta h_c \le 0.2$ м. Вместе с тем очевидно, что значение h_*, рассчитанное по формуле (19), оказывается достаточно репрезентативным усредненным показателем глубины замыкания в рассматриваемом регионе.

Еще один пример сравнения основан на данных упомянутого ранее исследования [4], проводившегося на средиземноморском побережье Испании в районе Валенсии (прилив здесь почти не выражен). Глубина замыкания определялась как на базе повторных промеров дна (при $\Delta h_c = 0.3$ м), так и с помощью анализа распределения крупности песка по профилю берега. Это привело к оценке h_* в интервале от 4.0 до 4.8 м. Доминирующее волнение в рассматриваемом регионе характеризовалось высотой $H_{s012} = 3.77$ м и ассоциированным периодом $T = 12.3$ с [4], что соответствовало крутизне $H_0/L_0 = 0.016$. Расчет по формуле Халлермейера (2) дает сильно завышенную вели-

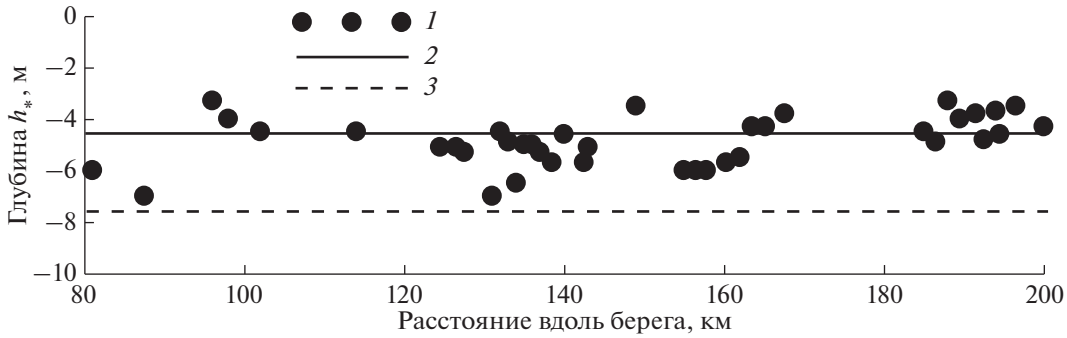

Рис. 6. Сравнение расчетов глубины замыкания с данными натурных наблюдений [15]. *1* – Результаты промеров; *2* – расчеты по формуле (19) при $\Delta h_c = 0.3$ м; *3* – расчеты по формуле (2).

чину $h_* = 7.9$ м, тогда как глубина замыкания, рассчитанная по формуле (19), оценивается значением $h_* = 4.53$ м, близким к среднему результату измерений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Глубина замыкания ограничивает область существенных морфологических изменений дна, фиксируемых при повторных промерах в течение периода времени порядка года. Для аналитического определения данной границы необходимо принимать в расчет не только интенсивность транспорта наносов, но и его градиент, который, собственно, и служит причиной наблюдаемых штормовых деформаций берегового профиля. Связь между градиентом расхода наносов и деформациями дна Δh устанавливается принципом сохранения массы. Его применение позволяет найти глубину h, на которой при действии данного волнения в течение заданного времени будет достигнута заданная величина деформаций дна.

Транспорт наносов в данной работе трактуется с позиций энергетической концепции [5, 7]. Принимаются во внимание два главных механизма, вызывающих поперечное перемещение наносов в береговой зоне – асимметрия волновых скоростей и противотечение. В результате при использовании ряда приближений и параметризаций получена формула, определяющая глубину замыкания h_* в зависимости от высоты штормовых волн H_{s012}, превышение которых возможно не более 12 ч в году.

Фактор пропорциональности между h_* и H_{s012} зависит от крутизны волн (с ее ростом h_* немного уменьшается), а также от заданного порога деформаций дна Δh_c, который при натурных исследованиях определяется точностью промеров глубин. Чем больше принятое значение Δh_c, тем меньше глубина h_* и ширина активной области берегового профиля. При типичных значениях Δh_c от 0.1 до 0.3 м глубина замыкания оценивается величинами от $(1.5–1.6)H_{s012}$ до $(1.1–1.2)H_{s012}$.

Полученные результаты показывают, что широко известная формула Халлермейера [12] отвечает довольно низкому порогу деформаций (около 0.05 м), что объясняет завышение расчетных значений h_* по сравнению с измеренными, которые соответствуют, как правило, более высокому порогу Δh_c.

Сравнение полученных результатов с данными наблюдений показывает, что оценка h_* на основе предложенной формулы (19) может служить репрезентативным показателем глубины замыкания на песчаных берегах с небольшой высотой прилива. В дальнейшем планируется верификация результатов расчетов в более широком диапазоне условий прибрежной среды.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0128-2021-0004) при частичной поддержке РФФИ (грант № 18-55-34002 Куба_т).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Леонтьев И.О.* Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
2. *Леонтьев И.О.* Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 с.
3. *Леонтьев И.О.* Искусственный пляж как средство защиты берегов от штормовых нагонов (на примере восточной части Финского залива) // Океанология. 2019. Т. 59. № 2. С. 292–301. https://doi.org/10.31857/S0030-1574592292–301
4. *Aragonés L., Pagán J.I., López I., Serra J.C.* Depth of closure: new calculation method based on sediment data // Int. Journal of Sediment Research. 2018. V. 33. № 2. P. 198–207.
5. *Bailard J.A.* An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach // J. of Geophys. Res. 1981. V. 86. № C11. P. 10938–10954.
6. *Birkemeier W.A.* Field data on seaward limit of profile change // J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering. 1985. V. 111. № 3. P. 598–602.
7. *Bowen A.J.* Simple models of nearshore sedimentation; beach profiles and longshore bars // The Coastline of Canada / Ed. S. B. McCann. Geological Survey of Canada. Halifax, 1980. P. 1–11.
8. *Bruun P.* The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usages // J. of Coastal Res. 1988. V. 4. № 4. P. 627–648.
9. *Capobianco M., Larson M., Nicholls R.J. Kraus N.C.* Depth of closure: a contribution to the reconcillation of theory, practice and evidence // Int. Conference “Coastal Dynamics’97”. Plymouth. 1997. P. 506–515.
10. *Coastal Engineering Manual.* EM 1110-2-1100. Part III–Chap. 6. US Army Corps of Engineers. Washington D.C. 2002.
11. *Dean R.G.* Beach nourishment: theory and practice. World Scientific Inc. 2002. 399 p.
12. *Hallermeier R.J.* Uses for a calculated limit depth to beach erosion // Proc. 16th Coastal Engineering Conference. ASCE. New York. 1978. V. 2. P. 1493–1512.
13. *Hanson H.* GENESIS: a generalized shoreline change numerical model // J. of Coastal Res. 1989. V. 5. № 1. P. 1–27.
14. *Nicholls R.J., Birkemeier W.A., Lee G.* Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA // Marine Geol. 1998. V. 148. P. 178–191.
15. *Sabatier F., Stive M.J.F., Pons F.* Longshore variation of depth of closure on a micro-tidal wave-dominated

coast // Proc. 29th Int. Conference on Coastal Engineering. ASCE. New York. 2004. V. 3. P. 2327–2339.
16. *Soulsby R.L.* Dynamics of marine sands. London: Thomas Telford, 1997. 249 p.
17. *Van Rijn L.C., Tonnon P.K., Walstra D.J.R.* Numerical modeling of erosion and accretion of plane sloping beaches at different scales // Coastal Engineering. 2011. V. 58. P. 637–655.

Evaluation of Depth of Closure on a Sandy Coast

I. O. Leont'yev[#]
Shirshov Institute of oceanology RAS, Moscow, Russia
[#]*e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

Depth of closure h_* limits the area of significant morphological changes in beach profile at the time scale of the year, and prediction of h_* is important for coastal engineering practice. Analytical formulation suggested before is in poor agreement with observed data and possible causes of it are discussed. An attempt is made to determine h_* on the basis of mass conservation principle considering bed deformations as a result of sediment transport gradients. Two essential mechanisms of cross-shore sediment transport in the nearshore zone are taken into account, namely, asymmetry of wave orbital velocities and undertow. The formula derived establishes proportionality between the depth of closure h_* and the wave height H_{s012} which is exceeded only 12 hours per year. Factor of proportionality depends on both the wave steepness and the threshold of bed deformations Δh_c associated with measurement accuracy of the profile surveys. For typical values of Δh_c changing from 0.1 to 0.3 m the depth h_* varies from $(1.5–1.6)H_{s012}$ to $(1.1–1.2)H_{s012}$. Comparison with data of field observations shows that predicted value of h_* is a representative estimate of closure depth on a micro-tidal wave-dominated sandy coast.

Keywords: depth of closure, beach profile, bed deformations, sediment transport, mass conservation principle

EDN: JKNKCG
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 309–314

ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.46

СОВРЕМЕННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА МОРСКОГО ДНА НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2022 г. Н. Н. Дмитревский[1, *], Р. А. Ананьев[1], Г. А. Колючкина[1], У. В. Симакова[1], В. О. Мокиевский[1]

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

**e-mail: nnd2008@rambler.ru*

Поступила в редакцию 20.08.2021 г.
После доработки 12.09.2021 г.
Принята к публикации 30.09.2021 г.

Данные о батиметрии морского дна необходимы для морской геологии и геоморфологии, картографии и палеогеографии, геоэкологии и гидроакустики, а также других прикладных направлений исследований. Батиметрические исследования в рамках 5-го этапа комплексной прибрежно-морской экспедиции “Черное море” на НИС “Ашамба” в 2020 году выполнялись для решения задач мониторинга прибрежных донных сообществ на двух полигонах детальных исследований – южнее м. Малый Утриш и к югу от Голубой бухты. Основной причиной проводимых исследований послужили существенные расхождения полученных в контрольных точках батиметрических данных с навигационными картами и данными батиметрических моделей. Проведенные работы позволили уточнить строение рельефа морского дна районов исследований.

Ключевые слова: батиметрия, многолучевой эхолот, цифровые модели морского дна

DOI: 10.31857/S0030157422020046

ВВЕДЕНИЕ

Как отмечено в [1], моделирование рельефа дна, с некоторой долей условности, можно разделить на две группы – создание генеральных моделей рельефа дна крупных акваторий в условиях резкого дефицита пространственно-координированных отметок глубины и детальные исследования рельефа дна небольших по площади участков с достаточным количеством данных. Генеральные модели рельефа дна должны являться основой для определения таких “ключевых” участков шельфа, представляющих интерес для дальнейшего подробного изучения с целью решения конкретных практических задач.

Так, например, рельеф морского дна является важным фактором распространения различных донных сообществ. При этом известно, что на небольших глубинах (в пределах 200 м) глубина сама по себе (как гидростатическое давление) оказывает слабое влияние на бентос, но, тем не менее, факторы, определяющие распределение бентоса, в значительной степени коррелируют с глубиной и мезорельефом дна. Последний, в ряде случаев, отвечает за мозаичность сообществ на заданной глубине.

В течение ряда последних лет Институтом океанологии им. П. П. Ширшова РАН в рамках комплексной прибрежно-морской экспедиции “Черное море” проводится систематическое изучение и мониторинг донных сообществ на двух “ключевых” полигонах детальных исследований – к югу от м. Малый Утриш и к югу от Голубой бухты на глубинах 80–200 м [2]. В районе м. Малый Утриш донные осадки представлены алевритово-пелитовыми илами. Здесь наблюдается обнажение древних осадков с высокой долей ракуши (преимущественно *Dreissena* spp., обитавшая в данном районе более 7 тыс. лет назад), а среди современных организмов доминирующую роль играют двустворчатые моллюски *Modiolula phaseolina*. На траверзе Голубой бухты осадки обеднены ракушечным материалом, в котором отмечались исключительно современные виды, а основными доминантами макрозообентоса были полихеты *Melinna palmata*.

Было выдвинуто предположение, что такая разница в распространении донных сообществ обусловлена различиями в геоморфологическом строении морского дна. Район Утриша, выдающийся в море – часть полуострова Абрау, здесь шельф имеет большую протяженность, чем в районе Голубой бухты. В области мысов течения обычно более сильные, что способствует вымыванию легких фракций и приводит к заглублению зоны песков на большие глубины, чем в районе вогнутого берега [3]. Однако детальных батимет-

Рис. 1. Карта района работ, полигоны детальных исследований показаны красным цветом.

рических карт этого района найти не удалось, а данные о глубине, полученные с помощью судового однолучевого эхолота в точках отбора проб грунта показали существенные расхождения с навигационными картами и данными батиметрических моделей. Указанный факт послужил причиной для проведения подробных промерных исследований двух указанных районов и построения цифровых батиметрических моделей и карт районов работ, включающих участки материковой отмели, бровки шельфа и материкового склона.

РАЙОН РАБОТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Батиметрические исследования проводились на двух выбранных ранее полигонах вблизи бровки шельфа: южнее м. Малый Утриш и Голубой бухты. Карта района работ представлена на рис. 1.

Все работы производились с принадлежащего Южному отделению ИО РАН научно-исследовательского судна “Ашамба”.

Основными приборами, использовавшимися при работе, являлись:

– многолучевой эхолот *WASSP WMB-3250*,

– блок компенсации крен-дифферента и вертикальных перемещений судна *Seatex MRU-Z*,

– спутниковый компас *Furuno SC-30*.

Многолучевой эхолот WASSP WMB-3250 (производство WASSP Limited, Новая Зеландия) является законченной системой получения данных о батиметрии и водной толще для глубин до 300 м. Точность измерений эхолота соответствует международному гидрографическому стандарту IHO Order 1a, он совместим с профессиональным гидрографическим программным обеспечением Hypack, Qinsy и т.д. Многолучевой эхолот состоит из блока приема-передачи BTxR, процессора и приемо-передающей антенны. Для управления системой и регистрации данных используется портативный компьютер. Основные технические характеристики эхолота приведены в табл. 1.

Набортный *блок-компенсатор Seatex MRU-Z* (производство Kongsberg Seatex, Норвегия) позволяет вводить поправки в многолучевой эхолот за вертикальные перемещения, а также крен-дифферент судна с точностью до 0.5 градуса. Спутниковый компас *Furuno SC*-30 представляет собой комбинированное устройство, сочетающее возможности компаса, датчика угловых перемещений судна и GPS-навигатора.

Схема крепления многолучевого эхолота WASSP WMB-3250 была адаптирована к условиям судна ранее [4]. Излучатель прибора устанавливался на специальную штангу, обеспечивая заглубление приемо – передающей антенны на глубину около 0.7 м на расстоянии 0.5 метра от борта судна, что позволяло получать информацию с двух бортов одновременно. Блок компенсации качки и крена – дифферента устанавливался на

главной палубе рядом с местом крепления штанги, антенна спутникового компаса была установлена над носовой рубкой.

Методика работы с батиметрическим комплексом предусматривала движение судна по исследовательским профилям с одновременной записью данных многолучевого эхолота на твердый носитель и выводом текущего изображения на экраны соответствующих мониторов. На экраны монитора при этом выводились окна контроля движения по исследовательским галсам и информации по батиметрии в полосе захвата эхолота. В процессе работы в реальном времени фиксировались все представляющие интерес формы рельефа, при последующей обработке осуществлялась их полная пространственная и временна́я привязка.

Скорость движения судна составляла величину порядка 4–5 узлов и ограничивалась, в первую очередь, механическими параметрами крепления штанги к борту судна. Указанные в характеристиках многолучевого эхолота (табл. 1) величины “Диапазон глубин воды”, “Полоса покрытия” и “Угол покрытия” являются взаимосвязанными, и на практике при максимальной рабочей глубине около 300 метров эффективная отображаемая полоса дна составляла порядка одной глубины, то есть около 300 метров. При минимальных глубинах акватории угол покрытия увеличивался, что приводило к возможности получать батиметрические данные с двух бортов в диапазоне до 3 глубин. Для построения и контроля прохождения исследовательских галсов, сбора и обработки батиметрических данных использовалась программа Hypack.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Как указывалось ранее, работы производились на двух исследовательских полигонах (рис. 1). На полигоне южнее Голубой бухты общая длина пройденных галсов составила более 30 морских миль, на полигоне к югу от м. Малый Утриш – около 25 миль. Таким образом, общий объем выполненных батиметрических исследований составил около 60 морских миль. Расстояние между профилями выбиралось с таким расчетом, чтобы при реальной полосе покрытия эхолота обеспечить полное площадное перекрытие заданных форм участков.

После обработки полученных при промере данных были построены цифровые батиметрические модели и карты районов работ (рис. 2). В пределах наших исследовательских полигонов выделяются участки материковой отмели, бровки шельфа и материкового склона.

Таблица 1. Технические характеристики эхолота WASSP WMB-3250

Характеристика	Величина
Рабочая частота	160 кГц
Количество лучей	224
Угол покрытия	Более 120°
Полоса покрытия	До 3.4 глубин
Период излучений	До 48 в с
Мощность	До 1 кВт
Ширина луча	0.54°
Диапазон глубин воды	1–300 м
Вертикальное разрешение	7.5 см
Размеры антенны	33–17–10 см

Ширина шельфа на траверзе Голубой бухты составляет 5–6 км, на полигоне южнее м. Малый Утриш – более 10 километров. Материковая отмель на полигонах представляет собой относительно выровненную поверхность. Бровка шельфа на траверзе м. Малый Утриш в плане представляет собой изгиб, выпуклой стороной обращенный в сторону моря, на полигоне южнее Голубой бухты эта кромка более прямолинейная.

На участке материкового склона на полигонах выделяются выступы различной величины. Их вершинные поверхности представлены тектонически расчлененным рельефом, по ряду морфологических признаков есть основание предполагать, что выступы представляют собой относительно крупные оползневые блоки или, возможно, сбросы [5]. Помимо этого, склон осложнен мелкими врезами, узкими ступенями и небольшими уступами.

Помимо карт глубин, на полигоне “Малый Утриш” была построена карта углов наклона рельефа (рис. 3), что позволило выявить до 5-ти террасовых поверхностей в верхней части материкового склона. Они располагаются в интервале глубин 115–300 м, ограничивающие их уступы имеют углы наклона до 45 градусов. Вероятно, их формирование происходило вследствие регрессивно-трансгрессивных колебаний уровня Черного моря [6]. Эти события неоднократно повторялись в плейстоцене и соответствовали этапам осушения и затопления шельфа [7].

В настоящее время существует несколько цифровых моделей рельефа морского дна. Самая известная из них – Генеральная батиметрическая карта океанов (ГЕБКО), охватывающая весь Мировой океан. В 2003 г. было заявлено о переходе к цифровой эпохе составления ГЕБКО, карты 5-го издания были оцифрованы и представлены в виде цифрового Атласа. Следует отметить, что детальность карт непрерывно повышается, последняя версия ГЕБКО является цифровой моделью рельефа, где значение глубины вычислено

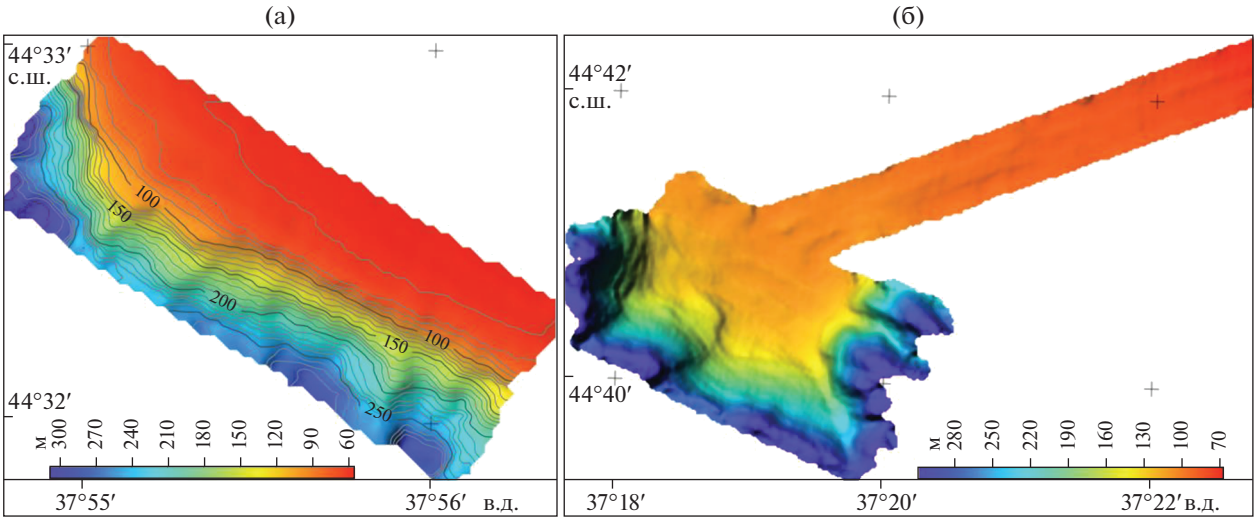

Рис. 2. Батиметрические карты районов исследований. а) – Полигон на траверзе Голубой бухты, изобаты через 10 м; б) – полигон, располагавшийся к югу от мыса Малый Утриш.

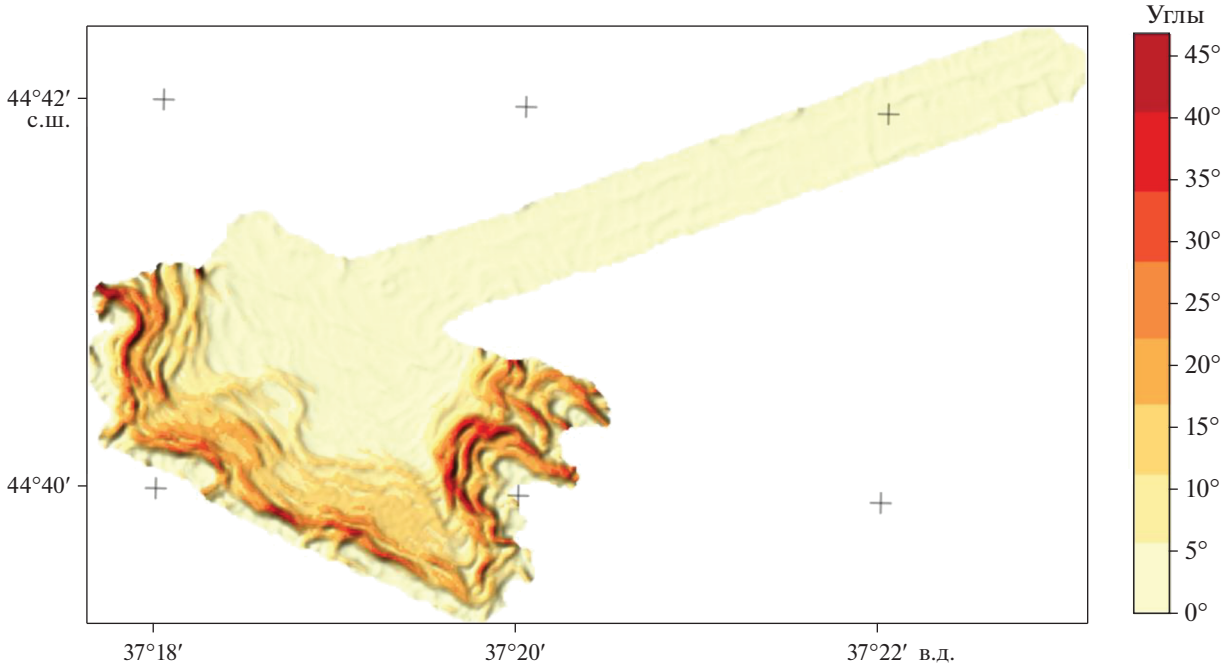

Рис. 3. Карта углов наклона рельефа на полигоне южнее Малого Утриша.

для каждой ячейки размером 15 дуговых секунд [8]. Для некоторых районов, в основном в пределах экономических зон, уже имеются цифровые модели рельефа (ЦМР) с большой детальностью, так, для районов вокруг Австралии создана ЦМР с ячейкой 50 м.

Для определения степени достоверности имеющихся данных ГЕБКО [8] в пределах я акватории было проведено сравнение полученных батиметрических данных с модельными данными на полигоне Утриш. Полученная карта расхождений глубин показывает значительное и абсолютно недопустимое для выполнения поставленных при выполнении работ задач несоответствие модельных данных ГЕБКО реальному рельефу морского дна. В особенности это относится к участкам вблизи бровки шельфа, где отличия достигают почти 150 метров (рис. 4).

Полученные данные о глубинах сопоставлены с наиболее крупномасштабными (из доступных для района исследований) навигационными картами УНиО МО РФ масштаба 1 : 100000 и электронными навигационными картами С-Мар. Сравнение с этими картами показало существен-

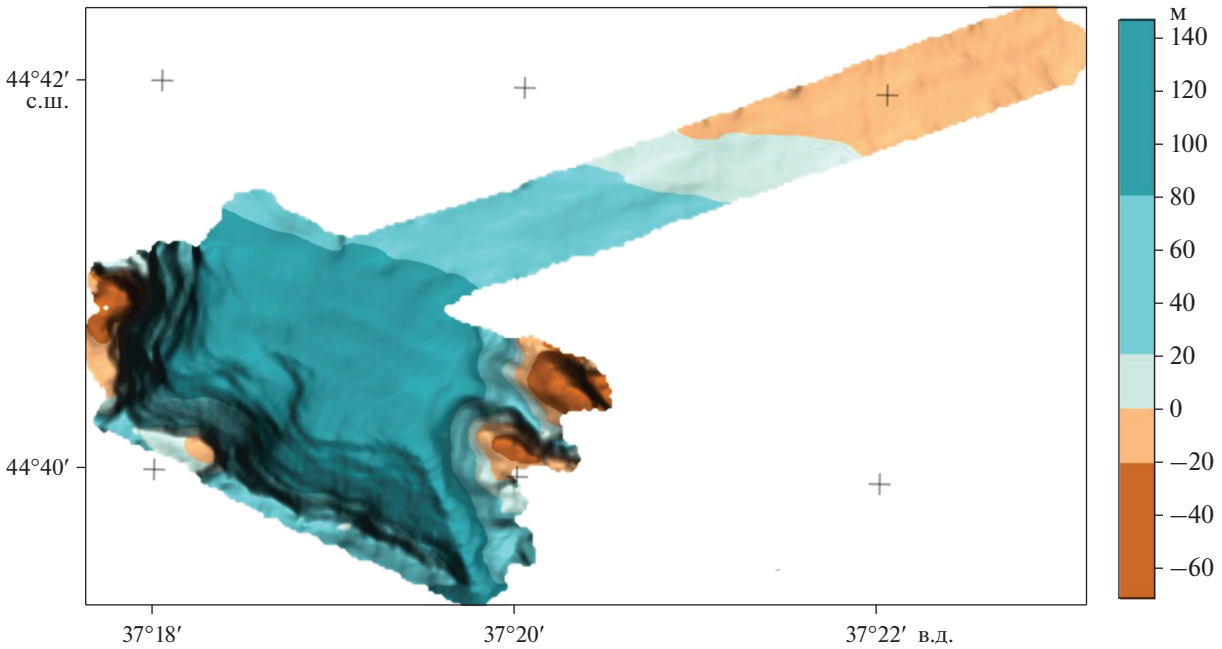

Рис. 4. Карта расхождений глубин по модельным и измеренным данным на полигоне “Утриш”.

ные расхождения, составлявшие десятки метров. Такие различия связаны с тем, что для построения навигационных карт в качестве базы данных в подавляющем большинстве случаев были использованы данные однолучевых промеров с редкой сеткой исследовательских галсов и последующей аппроксимацией при недостаточном навигационном обеспечении.

Таким образом, для определения профиля дна на небольших по размерам полигонах с высоким пространственным разрешением представляется абсолютно необходимым проведение предварительных детальных исследований с помощью высокочастотного геофизического оборудования – многолучевых эхолотов или интерферометров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторами выполнены детальные батиметрические исследования двух полигонов на шельфе Черного моря в районе Голубой бухты и мыса Малый Утриш. Построены цифровые батиметрические карты полигонов, описаны особенности строения рельефа морского дна указанных районов. Полученные данные о глубинах позволят уточнить закономерности распространения донных сообществ в зависимости от различий в положении кромки шельфа двух исследованных районов.

Выполненные работы подтвердили, что проведение детальных батиметрических промеров является необходимой процедурой перед проведением любых научных исследований, так как имеющиеся в настоящее время в свободном доступе навигационные карты и генеральные модели рельефа морского дна не обеспечивают необходимой точности измерений и могут использоваться только для предварительного выбора районов работ.

Авторы выражают благодарность экипажу НИС “Ашамба” за помощь в проведении работ. Исследования выполнялись в рамках темы Государственного задания ИО РАН № 0128-2021-0005 при поддержке гранта РФФИ и Министерства образования Краснодарского края № 19-45-230012.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Никифоров С.Л., Кошель С.М., Сорохтин Н.О, Козлов Н.Е.* Цифровые модели рельефа дна и некоторые возможности их морфометрического анализа // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 287–294.
2. *Колючкина Г.А., Сергеева Н.Г., Сёмин В.Л., Любимов И.В., Подымов О.И., Басин А.Б., Островский А.Г.* Связь структуры донных сообществ нижних границ оксифильной зоны Черного моря с вертикальной стратификацией кислорода и геоморфологией шельфа // В сборнике: Геология морей и океанов. Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. 2019. С. 143–147.
3. *Барковская М.Г.* Закономерности распределения донных осадков на шельфе советских берегов Чёрного моря // Труды Института Океанологии. АН СССР. 1961. Т. 53. С. 123–152.
4. *Dmitrevskiy N. N., Ananyev R. A.* Engineering Geophysical Studies in the Black Sea aboard the R/V Ashamba in 2017 // Oceanology. 2019. V. 59. № 2.

P. 290–291.
https://doi.org/10.1134/S0001437019020061

5. *Евсюков Ю.Д. Руднев В.И.* Рельефообразующие факторы преобразования материковой окраины вблизи Геленджика. // Известия РАН. Серия географическая. 2016. № 3. С. 97–109.
6. *Евсюков Ю.Д.* Геоморфологическая характеристика и история развития притаманской материковой окраины // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2007. № 2. С. 86–97.
7. *Каплин П.А., Щербаков Ф.А.* Реконструкция палеогеографических обстановок на шельфе в позднечетвертичное время // Океанология. 1986. Т. 26. № 6. С. 976–980.
8. GEBCO Bathymetric Compilation Group 2020. The GEBCO_2020 Grid – a continuous terrain model of the global oceans and land. British Oceanographic Data Centre, National Oceanography Centre, NERC, UK. doi:10/dtg3.

Modern Mapping of the Seabed Relief Using the Example from the Ne Black Sea

N. N. Dmitrevsky[a, #], R. A. Ananiev[a], G. A. Kolyuchkina[a], U. V. Simakova[a], V. O. Mokievsky[a]

[a]*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[#]*e-mail: nnd2008@rambler.ru*

Data on seafloor bathymetry are necessary for marine geology and geomorphology, cartography and paleogeography, geoecology and hydroacoustics, as well as other applied research areas. Bathymetric surveys within the framework of the 5th stage of the comprehensive coastal-marine expedition “Black Sea” on the R/V “Ashamba” in 2020 were carried out to solve the task of monitoring of coastal bottom communities at two detailed study sites – near the Cape Maliy Utrish and near the Golubaya Bay. The main reason for the research was the significant discrepancy between the bathymetric data obtained at the control points and the navigational charts and data from bathymetric models. The conducted work allowed clarifying the structure of the seabed relief of the study areas.

Keywords: bathymetry, multibeam echo sounder, digital seabed relief models

EDN: NPGXUJ
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 315–323

ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.46.0

О МЕТОДИКЕ ПОДГОТОВКИ ОБРАЗЦОВ ДЛЯ АНАЛИЗА ВОДНЫХ ПАЛИНОМОРФ

© 2022 г. Т. С. Клювиткина[1], *, Е. А. Новичкова[2], **

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

[2]*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

**e-mail: t.klyuvitkina@mail.ru*

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

Поступила в редакцию 05.10.2021 г.
После доработки 19.11.2021 г.
Принята к публикации 16.12.2021 г.

Анализ водных палиноморф широко используется для палеоокеанологических реконструкций. Для извлечения этих микроорганизмов из осадка применяется методика, включающая в себя обработку осадка соляной (HCl) и фтористоводородной (HF) кислотами и последующую фильтрацию. Конечная цель такой обработки — удаление из образца минеральной составляющей и получение на выходе исключительно органики. Однако в готовом препарате нередко сохраняются нерастворимые минеральные кристаллы, осложняющие проведение микроскопного анализа. С помощью электронной микроскопии определено происхождение таких кристаллов. Стандартная методика обработки проб скорректирована с целью исключения или минимизации их появления. Предложены решения для предотвращения образования фторидов кальция, калия и алюминия, а также для удаления остатков разложения кварца и алюмосиликатных минералов.

Ключевые слова: непыльцевые палиноморфы, анализ водных палиноморф, лабораторная методика, цисты динофлагеллят

DOI: 10.31857/S0030157422020095

ВВЕДЕНИЕ

Для палеоокеанологических реконструкций основных параметров поверхностных и придонных вод Мирового океана широко применяются различные микропалеонтологические методы. Среди них важную роль играет анализ непыльцевых палиноморф и, в частности, водных палиноморф. Он очень востребован благодаря современным данным по систематике и распространению этой группы микроорганизмов в осадках Мирового океана.

Видовое и количественное распределение водных палиноморф в поверхностных морских осадках зависит от современных гидрологических параметров, что позволяет успешно использовать эти микроорганизмы в палеореконструкциях [14, 16, 18, 20, 25 и др.]. Среди водных палиноморф самыми информативными считаются органостенные цисты динофлагеллят (диноцисты), с их помощью можно восстанавливать температуру и соленость морских поверхностных вод, распространение различных водных масс, ледовые условия и т.п. В настоящее время существует и постоянно пополняется обширная международная база данных по диноцистам из поверхностных осадков практически всех морей земного шара [6, 8, 20, 25 и др.]. В качестве индикаторов речного стока и изменений его интенсивности используются пресноводные зеленые водоросли, а также их количественное соотношение с цистами динофлагеллят [13 и др.]. В составе водных палиноморф встречаются также акритархи, органические части фораминифер и других водных микроорганизмов.

Для извлечения водных палиноморф из осадка применяется методика, имеющая различные вариации, но в целом включающая в себя три основных этапа: обработку осадка соляной (HCl) и фтористоводородной (HF) кислотами и последующее вымывание лишних фракций путем фильтрации через сита с диаметром пор 10 мкм и 120 мкм (именно в этом интервале находятся размеры изучаемых нами микроскопических объектов) [7, 15, 19 и др.]. Конечная цель такой пробоподготовки – как можно более полное удаление минеральной составляющей и получение на выходе образца, обогащенного органическим веществом и содержащего непыльцевые палиномор-

фы. Вместе с тем иногда приходится сталкиваться с технической проблемой, осложняющей проведение микроскопного анализа. Так, в готовых препаратах из проб разного географического и геологического происхождения, обработанных в разных лабораториях, нередко в большом количестве встречаются нерастворимые прозрачные кристаллы разнообразной формы. Их размер составляет примерно 10–100 мкм, следовательно, они не могут быть удалены механическим путем при фильтрации. Наличие этих зерен существенно затрудняет, а иногда делает невозможным просмотр препаратов и подсчет палиноморф. Очевидно, что методика обработки проб на анализ водных палиноморф должна быть скорректирована таким образом, чтобы исключить либо свести к минимуму присутствие в препарате нерастворимых минеральных остатков.

Целью данного исследования стал выбор наилучшей техники обработки проблемных образцов с кристаллами различной формы и происхождения, оставшимися после лабораторного приготовления препаратов.

ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ РАЗНЫХ МЕТОДИК ИЗВЛЕЧЕНИЯ ИЗ ОСАДКА ОРГАНИЧЕСКИХ МИКРООРГАНИЗМОВ

Группу водных палиноморф объединяет одно важное свойство: их оболочки представляют собой органические соединения. Оболочка цист динофлагеллят состоит из устойчивого биополимера, называемого диноспорином. По составу он близок к спорополленину (материалу оболочек пыльцы и спор наземных растений), поэтому считается, что водные палиноморфы могут быть определены в палинологических препаратах [9]. Это действительно так, и палинологи нередко обнаруживают, идентифицируют и подсчитывают диноцист в своих пробах. Однако методики приготовления препаратов для этих двух видов анализа во многом отличаются. Для извлечения пыльцы и спор из осадочных пород традиционно применяется сепарационный метод В.П. Гричука, известный еще с начала прошлого века [1, 4] и не потерявший своей актуальности и сегодня. Его суть заключается в разделении пробы на две фракции при помощи тяжелой жидкости (например, йодистого кадмия, жидкости Туле, бромоформа, поливольфрамата натрия и др.). При смешивании осадка с жидкостью с удельным весом, большим, чем у пыльцы и спор, органические частицы всплывают, а минеральные тонут. Кроме этого метода, в спорово-пыльцевом анализе допускается кипячение породы в 10% растворе едкой щелочи (KOH или NaOH) и в 10% соляной кислоте для диспергирования и удаления карбонатов соответственно. Для проб, богатых органикой, используется ацетолиз — обработка уксусным ангидридом и серной кислотой. Все эти методические подходы, используемые в разных сочетаниях, позволяют получить практически безупречного качества препарат, пригодный и удобный для микроскопного исследования, а благодаря использованию тяжелой жидкости проблемы наличия в препарате большого количества крупных нерастворимых минеральных зерен в спорово-пыльцевом анализе не существует.

Методика, принятая для анализа четвертичных водных палиноморф, отличается от палинологической и, к сожалению, имеет ряд ограничений. Одно из самых существенных заключается в том, что тяжелая жидкость для разделения проб по фракциям может использоваться лишь в исключительных случаях. Дело в том, что многие цисты динофлагеллят относятся к так называемому хоратному типу — имеют сильно развитые выросты, шипы или иную орнаментацию разной формы и размеров. Выросты часто сложно ветвятся, срастаются основаниями или вершинами, образуют гребни или сетчатую внешнюю оболочку. Такие выросты, густо покрывающие поверхность цисты, могут собирать на себя минеральные частицы и вместе с ними опускаться в тяжелой жидкости на дно [7, 20, 21, 24 и др.]. Следовательно, использование тяжелой жидкости может приводить к потерям диноцист и ошибкам в статистических подсчетах [7, 21, 24].

Кроме того, из-за риска разрушения или повреждения цист динофлагеллят невозможно использование ацетолиза, KOH и кипячения в кислотах [15, 17]. Например, обработка колонок донных осадков из моря Лаптевых (PS51/080-13 и PM9482-2) с использованием стандартной методики для анализа водных палиноморф [3] и методики с применением KOH и тяжелой жидкости [22] показала очевидную разницу в итоговом количестве диноцист. В первом случае они стабильно присутствовали во всех образцах в статистически достаточном количестве, а во втором в большинстве проб обнаружены не были. Вероятно, диноцисты растворились в щелочи и/или были потеряны при разделении с тяжелой жидкостью.

Тем не менее, тяжелая жидкость в некоторых случаях все же используется. Ее можно применять при необходимости отделить минеральную часть пробы и оценить наличие любых палиноморф в полевых условиях (например, на борту судна), когда работы с фтористоводородной кислотой невозможны по соображениям безопасности. Кроме того, использование тяжелой жидкости допускается при подготовке препаратов для таксономических наблюдений, фотографирования видов и систематических описаний. Однако важно понимать, что при такой обработке в образце не сохраняются все диноцисты: некоторые

из них, содержащие минеральные частицы в полости или на выростах, могут осесть. Таким образом, при палеоэкологических исследованиях, предполагающих подсчет разных видов палиноморф, определение концентраций и состава ассоциаций, использования тяжелой жидкости принято избегать [7, 17].

Общепринятая стандартная методика приготовления препаратов для анализа водных палиноморф выглядит следующим образом [7, 15, 19 и др.]. Вначале образцы высушиваются в лиофильной сушилке. Навеска массой около 5 г помещается в центрифужную пробирку объемом 50 мл. С целью последующего определения концентраций палиноморф в образец добавляются таблетки со спорами плаунов *Lycopodium clavatum* [23]. Для удаления карбонатов проба на время от часа до суток заливается соляной кислотой (10%), затем центрифугируется и промывается дважды дистиллированной водой. Далее для растворения кремнесодержащих частиц используется фтористоводородная кислота (40%). Обычно проба находится в этой кислоте в среднем около суток, после чего также дважды промывается дистиллированной водой. Далее образец фильтруется через сито с диаметром пор 7–10 мкм. Делается это с помощью специальной воронки и вакуумной помпы либо путем кратковременного погружения фильтра в ультразвуковую ванну. При необходимости проба фильтруется и через сито 120 мкм. Отфильтрованный осадок, содержащий палиноморфы, помещается в пробирку объемом 10–15 мл, заливается глицерином и в дальнейшем может неоднократно использоваться для приготовления временных препаратов (существует также методика изготовления постоянных препаратов при помощи глицеринового желе и парафина).

Описанный метод представляет собой установленный протокол для обработки образцов, богатых неорганическими частицами (силикатами и карбонатами). Но допускаются различные варианты этой методики [7, 19]. Разные лаборатории обычно адаптируют ее под свои задачи и возможности. Могут меняться размер исходной навески, число циклов отмывания, продолжительность обработки ультразвуком, количество этапов фильтрации. Используются сита из разных материалов, и в известных пределах варьирует размер ячеек. Можно нагревать пробу в кислоте для ускорения реакции или же оставлять ее холодной, применять центрифугу либо декантацию для отмывания осадка, менять время, последовательность и число повторов кислотной обработки [15].

Наличие в некоторых из наших препаратов минеральных зерен, затрудняющих микроскопный анализ, говорит о том, что используемая нами стандартная методика также нуждается в коррекции в рамках допустимых вариаций. Эта проблема весьма актуальна, так как минеральные зерна могут встречаться в образцах разного возраста и литологического состава. В случае высоких концентраций микроводорослей проблема может быть частично решена путем дополнительного разбавления препарата. Но если концентрации невысоки, то присутствие минеральных остатков значительно усложняет методику, многократно увеличивает время, затрачиваемое на анализ проб, а иногда делает его полностью невыполнимым.

МАТЕРИАЛ ИССЛЕДОВАНИЯ, ТЕСТИРОВАНИЕ МЕТОДИКИ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Минеральные кристаллы встречены в разных образцах, в числе которых, например, пробы верхнеплейстоценовых и голоценовых осадков с континентального склона моря Лаптевых, образцы из голоценовых колонок и поверхностных донных осадков Белого, Баренцева и Карского морей, поверхностных осадков Восточно-Сибирского моря, а также из верхнеплейстоценовых осадков Кумо-Манычской впадины и Среднего Поволжья и другие. Кристаллы могут обнаруживаться на отдельных интервалах глубин колонок и скважин в образцах различного гранулометрического состава.

Готовые для анализа водных палиноморф образцы представляют собой пробирки объемом 10–15 мл, содержащие органическую часть пробы, заполненную сверху глицерином. В такой пробирке после центрифугирования минеральный осадок остается на дне, а верхний слой представляет собой нужную нам для анализа органику. Количество минеральной части может быть незначительным, но нередко занимает до 90% объема препарата (рис. 1а, 1б). Размер всех кристаллов одинаков и составляет примерно 10–100 мкм, что соответствует средним размерам изучаемых нами органических объектов. Все частицы большего либо меньшего размера заведомо удалены из пробы при финальной фильтрации.

Для коррекции лабораторной методики необходимо установить происхождение и состав минеральных зерен. Для этой цели были повторно изучены препараты, подготовленные для анализа водных палиноморф и содержащие минеральные кристаллы, из коллекций лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и лаборатории физико-геологических исследований имени А.П. Лисицына Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН.

Мы предполагали единый облик и происхождение минеральных частиц во всех пробах, однако предварительный анализ с помощью светового

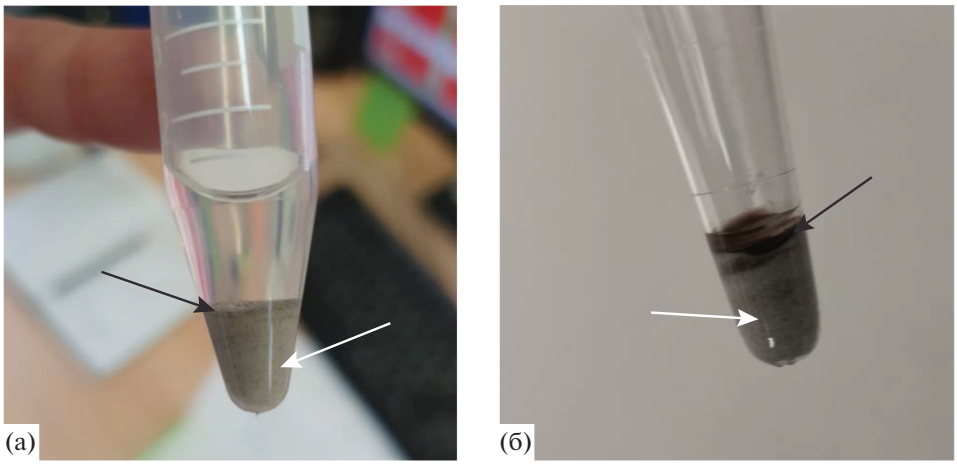

Рис. 1. Пробирки с готовыми препаратами из осадков колонок и скважин Белого моря (а) и Кумо-Манычской впадины (б). Белыми стрелками показана минеральная часть пробы, черными – органическая.

микроскопа Axio Imager.A2 Zeiss с цифровой камерой AxioCam (305 color) при увеличении X400 показал, что кристаллы представлены двумя типами. Кристаллы первого типа (рис. 2а, 2в) встречены в пробах, например, из Белого и Баренцева морей и имеют правильную прямоугольную или кубическую форму со скругленными углами. Кристаллы второго типа (рис. 2б, 2г) представляют собой исключительно остроугольные обломки произвольной формы и обнаружены в пробах из Карского моря, Кумо-Манычской впадины и Среднего Поволжья. В некоторых образцах (например, из моря Лаптевых) встречены кристаллы обоих типов.

Для отработки методики была отобрана новая, тестовая партия из 12 образцов морских осадков из разных регионов. Ранее в этих образцах уже были обнаружены минеральные кристаллы. В тестовую партию вошли три пробы из колонок донных осадков Белого моря, три пробы из поверхностных осадков Карского моря и шесть проб из скважины, пробуренной в центральной части Кумо-Манычской впадины. Химическая обработка и изготовление препаратов выполнены по стандартной методике в ИО РАН. Во всех готовых препаратах, как и ожидалось, обнаружены минеральные зерна. В беломорских пробах встречены кристаллы первого типа, а в осадках Карского моря и Кумо-Манычской впадины – второго.

Из трех разных препаратов минеральные зерна были отобраны, отмыты от органической части и проанализированы на сканирующем электронном микроскопе VEGA-3 TESCAN (Чехия) с системой рентгеноспектрального микроанализа Oxford INCA Energy 350 (Великобритания).

В результате установлено, что кристаллы первого типа (Белое море) представляют собой соли – новообразованные малорастворимые соединения металлов с кислотными остатками. По литературным данным известно, что в пробе после обработки ее соляной кислотой остаются свободные катионы, которые впоследствии вступают в реакцию с фтористоводородной кислотой, в результате чего и появляются кристаллы солей. Например, наличие в осадке иона Ca^{2+} может привести к осаждению фторида кальция (CaF_2) [15]. Однако, для Белого моря характерно практически полное отсутствие карбонатов в осадках. Установлено, что обнаруженные в беломорских пробах кристаллы состоят из фторидов алюминия и калия (рис. 3а). В данном случае высвобождение ионов Al^{3+} и K^+, вероятно, произошло вследствие воздействия фтористоводородной кислоты на глинистую составляющую осадка [2].

Кристаллы второго типа (Карское море и Кумо-Манычская впадина) представлены остатками разложения кварца и алюмосиликатных минералов, богатых кремнеземом, близких по составу к полевым шпатам и амфиболам (рис. 3б), т.е. частицами кремнезема, не растворившимися в кислоте. Тем не менее, сравнение кварцевых зерен из исходного осадка с кристаллами после химической обработки показало, что во втором случае они оказались более потравленными. По-видимому, в этом случае сократить их количество поможет увеличение времени обработки пробы фтористоводородной кислотой. Для проверки этой гипотезы часть пробы, содержащей кварц, отделили, залили кислотой и оставили на длительный срок. В общей сложности проба простояла во фтористоводородной кислоте 48 суток. По прошествии этого времени оказалось, что количество кристаллов в пробирке значительно сократилось. Однако такой срок нахождения пробы в кислоте выходит за рамки всех возможных вари-

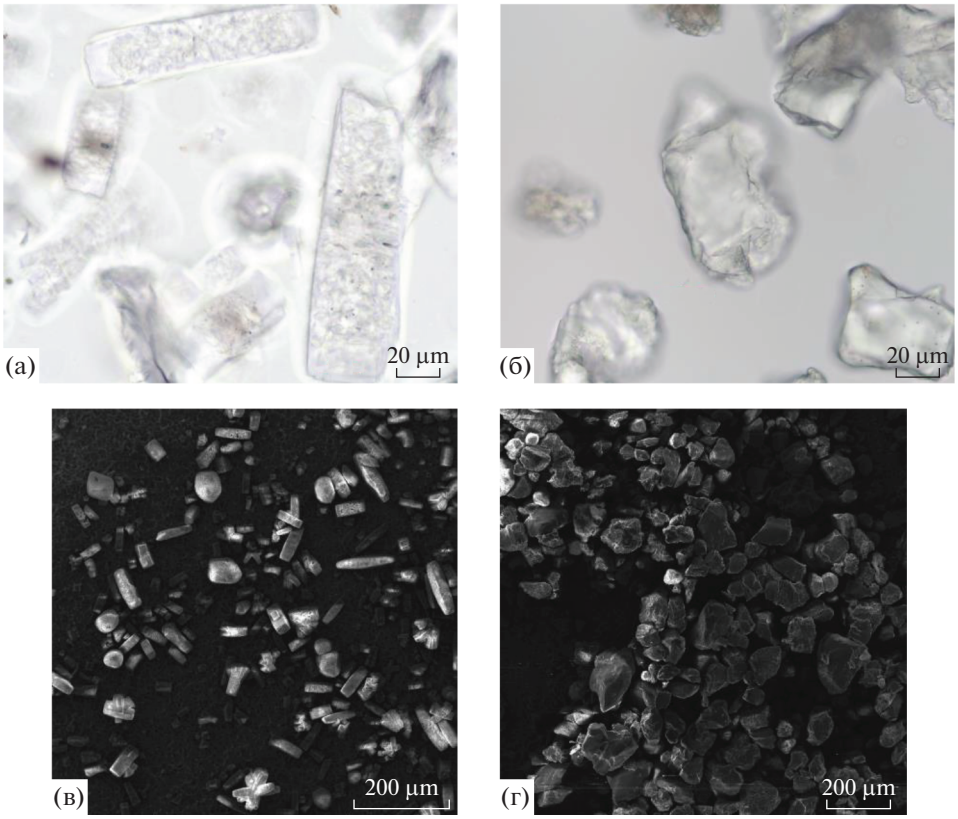

Рис. 2. Минеральные зерна в поле зрения светового (а, б) и сканирующего электронного (в, г) микроскопа: а, в – кристаллы первого типа (Белое море, колонка ПШ6066, глубина 111–112 см), б, г – кристаллы второго типа (Кумо-Манычская впадина, скважина OL-1, глубина 440–450 см).

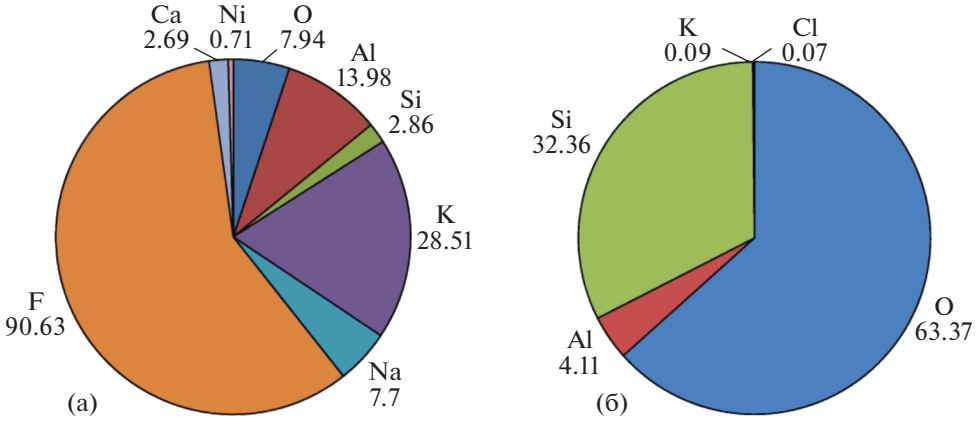

Рис. 3. Секторные диаграммы элементного состава (в %) кристаллов первого (а) и второго (б) типов по данным сканирующей электронной микроскопии.

аций лабораторной методики [15] и применен, на наш взгляд, быть не может.

Таким образом, в новую лабораторную методику предлагается внести следующие изменения (рис. 4а, 4б). Для предотвращения образования кристаллов первого типа, т.е. любых солей и, главным образом, солей кальция (при обработке высококарбонатных осадков), необходимо более тщательно отмывать пробу дистиллированной водой после обработки соляной кислотой, чтобы исключить сохранение катионов, способных вступить в реакцию с фтористоводородной кислотой. Проба должна промываться не два раза, а до тех пор, пока значение pH не станет нейтраль-

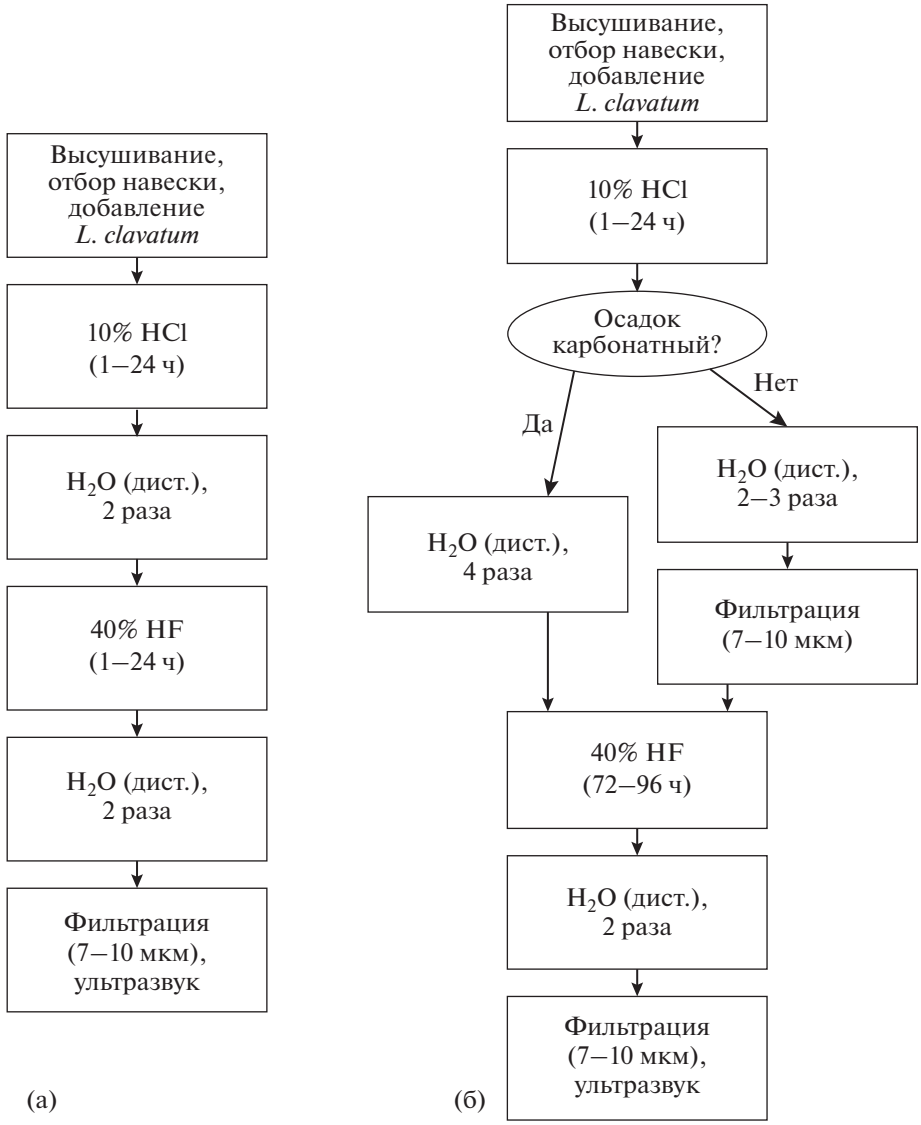

Рис. 4. Схематическое изображение стандартной методики обработки проб на анализ водных палиноморф (а) и методики с учетом предлагаемых изменений (б).

ным (проверяется индикаторной бумагой). Установлено, что в пробирке объемом 50 мл такой результат достигается после четырехкратного промывания. При работе с низкокарбонатными осадками (например, из арктических морей) для избавления от солей алюминия и калия следует дополнительно промывать осадок через сито 10 мкм с целью удаления пелита перед использованием фтористоводородной кислоты.

Для того чтобы ускорить и упростить удаление из пробы кристаллов второго типа, т.е. остатков разложения кварца и алюмосиликатов, предлагаются два решения. Во-первых, нужно сократить объем материала, заливаемого фтористоводородной кислотой. Сделать это можно, так же как и в случае с солями алюминия и калия, путем добавления дополнительного этапа фильтрации пробы через 10 мкм после отмывания от соляной кислоты. При фильтрации объем осадка в пробирке в среднем сокращается более чем в два раза (рис. 5а, 5б), и последующая реакция с кислотой проходит быстрее и эффективнее. Кроме того, этот подход имеет еще одно преимущество: удаление пелитовой фракции позволяет минимизировать такое неприятное явление, как интенсивное кипение образца во фтористоводородной кислоте. Во-вторых, время нахождения в кислоте пробы, содержащей большое количество кварцевых кристаллов, предлагается увеличить до 3–4 суток.

Тестовая партия образцов была обработана повторно с учетом предложенных изменений в

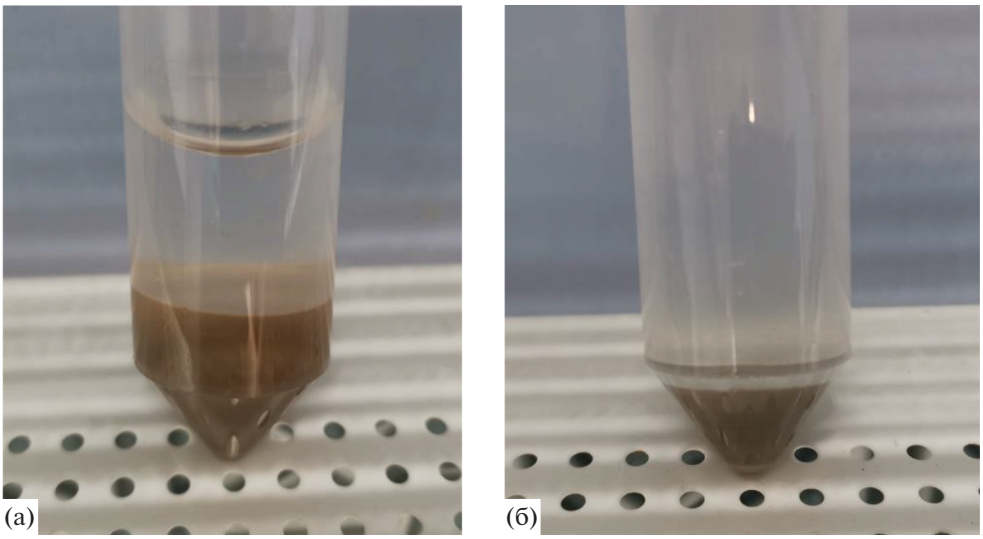

Рис. 5. Среднее количество осадка в пробирке до (а) и после (б) дополнительного этапа фильтрации через 10 мкм.

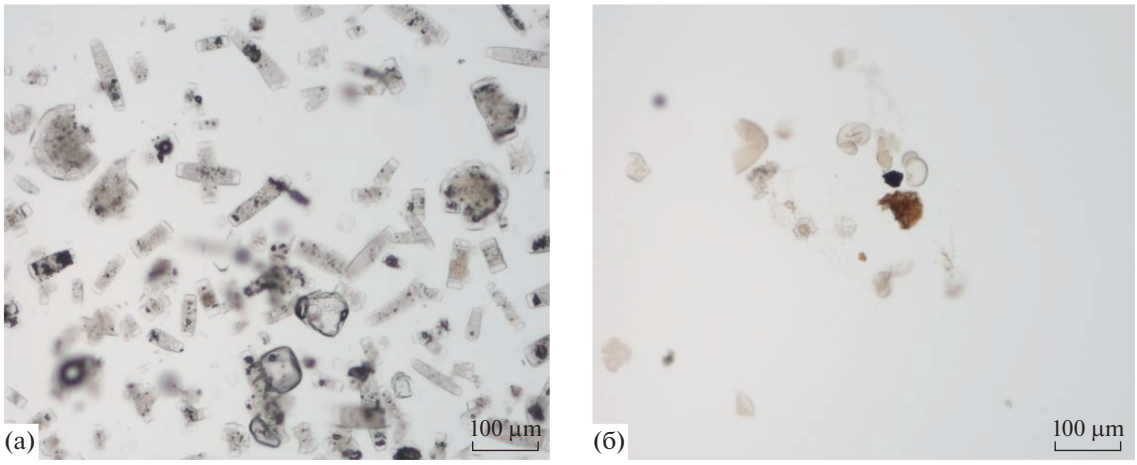

Рис. 6. Поле зрения светового микроскопа (Белое море, колонка ПШ6066, глубина 111–112 см) до (а) и после (б) коррекции методики и решения проблемы образования солей.

методике. Последующий микроскопный анализ показал, что проблема образования солей в препарате успешно решена (рис. 6а, 6б). Количество кварца в большинстве проб сократилось до незначительного количества, либо до значений, позволяющих вести определение и подсчет палиноморф. Тем не менее, в некоторых пробах, изначально содержавших большое количество песчаной фракции, минеральные кристаллы в препарате сохранились. В таких случаях, если просмотр и подсчет по-прежнему невозможны, для отдельных проб допускается применение тяжелой жидкости. Использоваться может, например, поливольфрамат натрия с удельным весом 2.4 [5, 12]. В некоторых лабораториях тяжелую жидкость применяют для песчаных осадков [10–12], однако обработанные таким образом пробы должны быть специально помечены, а к полученным результатам нужно относиться с осторожностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведен анализ методических подходов, используемых для извлечения из осадка органических микроводорослей. Существующая стандартная методика обработки проб для анализа водных палиноморф была скорректирована с целью исключения или минимизации появления в препарате нерастворимых минеральных зерен. Предложены следующие решения:

Для того чтобы избежать образования кристаллов фторида кальция, необходимо более тщательное отмывание (не менее чем четырехкратное) пробы от соляной кислоты дистиллиро-

ванной водой перед добавлением в нее фтористоводородной кислоты.

Количество кристаллов фторида калия и алюминия, а также остатков разложения кварца и алюмосиликатов возможно сократить, добавив дополнительный этап фильтрации пробы через сито с диаметром пор 10 мкм после обработки соляной кислотой и увеличив время нахождения пробы во фтористоводородной кислоте до 3–4 суток. В исключительных случаях, при большом количестве песка и невозможности выполнения микроскопного анализа, допустимо использование тяжелой жидкости.

Таким образом, очевидно, что универсальной методики подготовки проб для анализа водных палиноморф не существует. Тем не менее, многие возникающие технические трудности возможно преодолеть, корректируя лабораторные процедуры и меняя их последовательность.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам лаборатории физико-геологических исследований им. А.П. Лисицына ИО РАН Н.В. Политовой, А.А. Клювиткину, Д.П. Стародымовой за помощь и ценные замечания в процессе подготовки статьи и А.Г. Боеву за проведение электронно-микроскопических исследований.

Источник финансирования. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований: исследования образцов из Карского и Белого морей и анализ проб на сканирующем электронном микроскопе проводились в рамках проекта № 19-05-50090, изучение проб из южных регионов России — по проекту № 20-05-00608.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гричук В.П.* Новый метод обработки осадочных пород для целей пыльцевого анализа // Тр. Совещания секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода. 1937. Вып. 3. 78 с.
2. *Добровольский В.В.* Гипергенез и коры выветривания. Избранные труды. Т. 1. М.: Научный мир, 2007. 512 с.
3. *Полякова Е.И., Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А. и др.* Изменения стока реки Лены в голоцене // Водные ресурсы. 2009. Т. 36. № 3. С. 289–299.
4. Пыльцевой анализ / Под общ. ред. А.Н. Криштофовича. М.: Госгеолиздат, 1950. 572 с.
5. *Bolch C.J.S.* The use of sodium polytungstate for the separation and concentration of living dinoflagellate cysts from marine sediments // Phycologia. 1997. V. 36(6). P. 472–478.
6. *de Vernal A., Eynaud F., Henry M. et al.* Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages // Quaternary Science Reviews. 2005. V. 24. P. 897–924. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.014
7. *de Vernal A., Henry M., Bilodeau G.* Micropaleontological preparation techniques and analyses. Notes prepared for students of course SCT 8245. Montréal: Département des Sciences de la Terre, UQAM, 2010. 32 p.
8. *de Vernal A., Radi T., Zaragosi S. et al.* Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n=1968 database // Marine Micropaleontology. 2020. V. 159. Article 101796. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101796
9. *Fensome R.A. Taylor F.J.R., Norris G. et al.* A classification of living and fossil dinoflagellates // Micropaleontology. 1993. V. 7. P. 1–351.
10. *Hoyle T.M., Leroy S.A.G., López-Merino L., Richards K.* Using fluorescence microscopy to discern in situ from reworked palynomorphs in dynamic depositional environments — An example from sediments of the late Miocene to early Pleistocene Caspian Sea // Review of Palaeobotany and Palynology. 2018. V. 256. P. 32–49. https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2018.05.005
11. *Marret F., Eiriksson J., Knudsen K.L. et al.* Distribution of dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments from the northern and western shelf of Iceland // Review of Palaeobotany and Palynology. 2004. V. 128. P. 35–53. https://doi.org/10.1016/S0034-6667(03)00111-8
12. *Marret F., Scourse J.* Control of modern dinoflagellate cyst distribution in the Irish and Celtic seas by seasonal stratification dynamics // Marine Micropaleontology. 2002. V. 47. P. 101–116.
13. *Matthiessen J., Künz-Pirrung M., Mudie P.J.* Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // International Journal of Earth Sciences. 2000. V. 89(3). P. 470–485. https://doi.org/10.1007/s005310000127
14. *Mertens K.N., Gu H., Gurdebeke P.R. et al.* A review of rare, poorly known, and morphologically problematic extant marine organic-walled dinoflagellate cyst taxa of the orders Gymnodiniales and Peridiniales from the Northern Hemisphere // Marine Micropaleontology. 2020. V. 159. Article 101773. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101773
15. *Mertens K.N., Verhoeven K., Verleye T. et al.* Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments: The *Lycopodium* marker-grain method put to the test // Review of Palaeobotany and Palynology. 2009. V. 157. P. 238–252. https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2009.05.004
16. *Mudie P.J., Harland R., Matthiessen J. et al.* Marine dinoflagellate cysts and high latitude Quaternary paleoenvironmental reconstructions: an introduction // Journal of Quaternary Science. 2001. V. 16 (7). P. 595–602. https://doi.org/10.1002/jqs.660
17. *Mudie P.J., Leroy S.A.G., Marret F. et al.* Nonpollen palynomorphs: Indicators of salinity and environmental change in the Caspian–Black Sea–Mediterranean corridor // Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis / Eds.:

Buynevich I.V., Yanko-Hombach V., Gilbert A.S., Martin R.E.). Geological Society of America Special Paper. 2011. V. 473. P. 89–115. https://doi.org/10.1130/2011.2473(07)

18. *Nieuwenhove Van N., Head M.J., Limoges A. et al.* An overview and brief description of common marine organic-walled dinoflagellate cyst taxa occurring in surface sediments of the Northern Hemisphere // Marine Micropaleontology. 2020. V. 159. Article 101814. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101814
19. *Pound M.J., O'Keefe J.M.K., Marret F.* An overview of techniques applied to the extraction of non-pollen palynomorphs, their known taphonomic issues and recommendations to maximize recovery // Geological Society, London, Special Publications. 2021. V. 511. P. 63–76. https://doi.org/10.1144/SP511-2020-40
20. *Rochon A., de Vernal A., Turon J.-L. et al.* Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters // American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series. 1999. V. 35. P. 1–146.
21. *Roncaglia L., Kuijpers A.* Palynofacies analysis and organic-walled dinoflagellate cysts in Late-Holocene sediments from Igaliku Fjord, South Greenland // The Holocene. 2004. V. 14 (2). P. 172–184. https://doi.org/10.1191/0959683604hl700rp
22. *Rudenko O., Taldenkova E., Ovsepyan Y. et al.* A multiproxy-based reconstruction of the mid- to late Holocene paleoenvironment in the Laptev Sea off the Lena River Delta (Siberian Arctic) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2020. V. 540. Article 109502. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109502
23. *Stockmarr J.* Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen and Spores. 1971. V. 13. P. 616–621.
24. *Warny S.A., Wrenn J.H.* New species of dinoflagellate cysts from the Bou Regreg Core: a Miocene-Pliocene boundary section on the Atlantic Coast of Morocco // Review of Palaeobotany and Palynology. 1997. V. 96. P. 281–304.
25. *Zonneveld K.A.F., Marret F., Versteegh G.J.M. et al.* Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // Review of Palaeobotany and Palynology. 2013. V. 191. P. 1–197. https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.08.003

Laboratory Processing in the Aquatic Palynomorph Analysis: Problems and Solutions

T. S. Klyuvitkina[a, #], E. A. Novichkova[b, ##]

[a] *Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, Russia*

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

[#] *e-mail: t.klyuvitkina@mail.ru*

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

Aquatic palynomorph analysis is widely used for paleooceanological reconstructions. The preparation method used for extraction aquatic palynomorphs from the sediment includes the treatment with hydrochloric (HCl) and hydrofluoric (HF) acids and filtration. The goal of such processing is to remove the mineral component from the sample and obtain exclusively organic matter. However, on the microscopic slides often retains insoluble mineral crystals, which complicate microscopic analysis. The origin of such crystals has been determined using electron microscopy. Standard methodology for the extraction of palynomorphs has been adjusted to eliminate or minimize their occurrence. Ways are proposed to prevent the formation of calcium, potassium and aluminum fluorides, as well as to remove the residues of quartz and aluminosilicate minerals.

Keywords: non-pollen palynomorphs, aquatic palynomorph analysis, laboratory processing, dinoflagellate cysts

EDN: UXWPMS
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 324–333

ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.46;550.83(86)

МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА ДНА

© 2022 г. Н. В. Либина*

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

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

Поступила в редакцию 15.06.2021 г.
После доработки 12.07.2021 г.
Принята к публикации 19.08.2021 г.

Методы пространственной математической обработки цифровых моделей рельефа (ЦМР) дна позволяют получать широкий ряд характеристик поверхности дна. Результаты обработки ЦМР могут иметь как самостоятельное практическое применение и выступать в качестве параметров систематизации, типизации и районирования морского дна, так и выполнять промежуточные или подготовительные вычисления для последующих операций с преобразованным файлом в зависимости от решаемой задачи. В данной работе предлагается один из возможных вариантов классификации методов обработки ЦМР дна и приводятся примеры применения некоторых методов.

Ключевые слова: цифровая модель рельефа дна, морфометрические характеристики рельефа дна, фильтр, частота

DOI: 10.31857/S0030157422020125

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф дна является одним из основных факторов, влияющих на процессы, протекающие на границе литосферы и гидросферы. Сформированный в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов различного масштабного уровня, рельеф дна может характеризовать геоморфологические свойства и геологическое строение территории. Подводный рельеф, конфигурация береговой линии, крутизна склонов и резкие изменения рельефа дна влияют на направление и скорость придонных течений, циркуляцию водных масс, перемещение и отложение осадочного материала на дне, распространение льдов на мелководных участках шельфа.

Методы пространственной математической обработки непосредственно цифровой модели рельефа (ЦМР) позволяют получать широкий ряд характеристик поверхности дна. Результаты обработки ЦМР могут иметь как самостоятельное практическое применение и выступать в качестве параметров систематизации, типизации и районирования морского дна, так и выполнять промежуточные или подготовительные вычисления для последующих операций с преобразованным файлом в зависимости от решаемой задачи.

Применяемый уже достаточно широко геоморфометрический анализ рельефа для изучения наземных ландшафтов находит все большее применение и для исследования морского дна [1, 11, 14, 15, 18, и др.]. Это связано с активным развитием и применением многолучевого эхолотирования дна, что резко увеличило доступность цифровых батиметрических данных, а также с развитием программного обеспечения пространственного анализа, в том числе геоинформационных систем (ГИС), содержащих модули для расчета геоморфометрических характеристик рельефа.

Из-за динамического, четырехмерного (4-D) характера морской среды не все наземные решения могут быть приняты для анализа морского дна. Соответственно методы обработки и анализа подводного рельефа, в том числе и морской морфометрии, не столь разнообразны, как наземные [18]. При том, что получение данных о подводном рельефе по сравнению с сухопутным рельефом существенно более трудоемко и дорогостояще, извлечение максимально возможной информации из ЦМР дна всеми возможными способами является весьма актуальным как для научных исследований, так и для прикладных работ на шельфе. Также актуально более широкое применение существующих и разработка и использование новых методов анализа рельефа.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

ЦМР представляет двумерное распределение функции высоты (глубины). Для возможности математической обработки ЦМР должна быть

сформирована в виде сеточного файла с равным шагом дискретизации по обеим осям. В частности, таким типом являются файлы GRID-формата с $\Delta X = \Delta Y$.

Основным источником общедоступных батиметрических моделей является Генеральная батиметрическая карта Мирового океана (General Bathymetric Chart of the Oceans – GEBCO). С 1973 г. Программа GEBCO является объединенной программой Межправительственной океанографической комиссии (МОК) ЮНЕСКО и Международной гидрографической организации (МГО). К 2003 году на базе оцифрованных бумажных батиметрических карт, дополненных данными батиметрических промеров, была составлена ЦМР Мирового океана, представленная в виде первого Цифрового Атласа GEBCO с размером ячейки в 1 угловую минуту. Усилиями международного научного сообщества GEBCO постоянно пополняется новыми данными и периодически обновляется. В 2009 г. была представлена новая ЦМР “GEBCO-2008” с размером ячейки 30 угловых секунд. В состав GEBCO была компилирована созданная для арктического региона Международная батиметрическая карта Северного Ледовитого океана International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO). В 2015 г. проект был обновлен и вышел с наименованием “GEBCO-2014”. Батиметрическая модель “GEBCO-2019” является новой реализацией “GEBCO-14” с размером ячейки 15 угловых секунд.

Помимо цифровой батиметрической карты GEBCO, существуют региональные ЦМР дна, а также модели, созданные на основе имеющихся ЦМР и данных многолучевого эхолотирования. Помимо ЦМР дна, построенных исключительно по данным многолучевого эхолотирования, все остальные батиметрические ЦМР являются компиляцией разнородных данных, с нерегулярной плотностью распределения промеров глубин и существенными различиями в пространственном разрешении и точности исходных данных. Для их создания могли быть использованы результаты однолучевого и многолучевого эхолотирования, оцифрованные разномасштабные навигационные и батиметрические карты, результаты обработки данных спутниковой альтиметрии, а для мелководных зон – материалы воздушной лидарной съемки. Нерегулярность сеток исходных измерений глубин, проводимых с различной точностью и разрешением, неоднозначность результатов интерполяции батиметрических данных в районах, где измерения глубин не проводились, снижает качество ЦМР дна. Это необходимо учитывать при использовании батиметрических ЦМР, в том числе и при использовании их в качестве исходных данных для последующей обработки.

В Институте океанологии им. П.П. Ширшова совместно с Географическим факультетом МГУ им. М.В. Ломоносова на основе навигационных карт различного масштаба созданы ЦМР дна Белого, Баренцева и Печорского морей с максимально возможной по имеющимся данным детальностью и учетом геоморфологии. Методика построения ЦМР дна подробно описана в работах [9, 10].

МЕТОДЫ И ПРОГРАММНЫЕ СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ ЦМР ДНА

Цифровые модели рельефа отображают рельеф в виде сетки, в которой данные высоты H (на суше) и глубины (для подводного рельефа) могут быть представлены разными способами и соответствующими им форматами. Основные формы представления ЦМР: 1) модель GRID, где H указывается для каждой ячейки регулярной сетки, 2) треугольная нерегулярную сеть. Для проведения каких-либо вычислительных операций преимущественно используется равномерная сетка типа GRID-файла.

Рельеф может рассматриваться как сумма поверхностей различных форм и масштабов. Этот подход лежит в основе многих методов обработки ЦМР: например, низкочастотная сглаживающая фильтрация ЦМР для удаления высокочастотного шума, генерализация ЦМР (удаление высокочастотных составляющих, отличных от шума), высокочастотная фильтрация, вычитающая региональный фон, а также выделения низко- и высокочастотных компонент рельефа при изучении закономерностей его строения. Для решения этих задач используются различные методы: сглаживание скользящими окнами, анализ Фурье, тренд-анализ, фильтры Кальмана, сглаживание ЦМР удалением из грид-сетки каждой n-строки и n-столбца, двумерный анализ сингулярного спектра (2D-SSA) [3, 5], морфометрический анализ и ряд других, как типовых, так и экспериментальных, пока единично применяемых методов.

GRID-файл ЦМР можно рассматривать как аналог монохромного полутонового изображения, где значению оттенка пикселя изображения соответствует глубина. Такой подход позволяет применить методы цифровой обработки (в частности, методы фильтрации) монохромного изображения к ЦМР. Стоит отметить, что методы обработки цифрового изображения, в том числе данных дистанционного зондирования, быстро развиваются и располагают широким диапазоном методических возможностей. Некоторые из них, а также методы обработки геофизических полей могут быть применены к обработке ЦМР.

Методы численного анализа рельефа дна могут иметь принципиально различную матема-

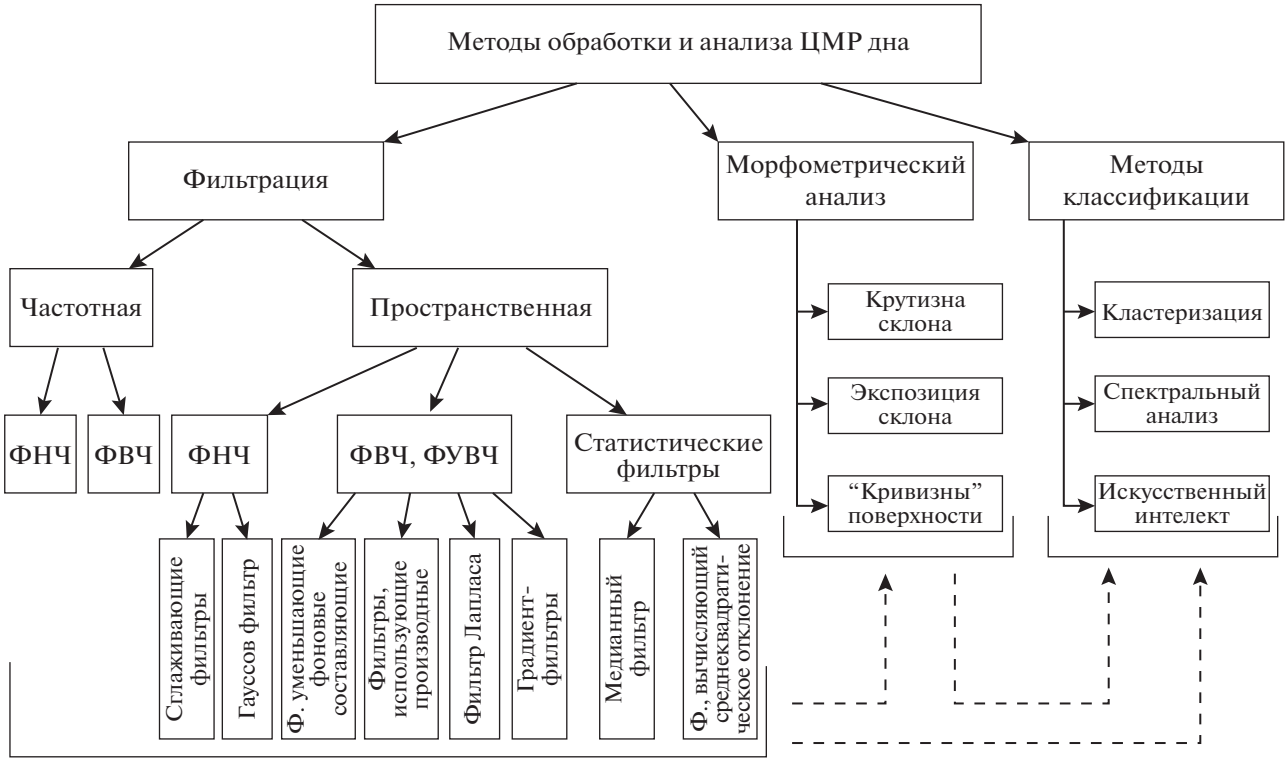

Рис. 1. Вариант классификации методов обработки и анализа ЦМР дна.

тическую основу и применяться для решения широкого круга задач, что затрудняет создание исчерпывающей их классификации. Один из возможных вариантов классификации методов обработки ЦМР дна предлагается в данной работе и приведен на рис. 1. Выделены три класса преобразования данных по виду решаемых задач: фильтрация, морфометрический анализ, классификация. Необходимо отметить, что это не единственно возможный подход систематизации методов обработки рельефа. Так, в методах, отнесенных к разным типам, может применяться аналогичный математический аппарат. В раздел классификации вошли методы, которые могут использоваться и для других задач, а также перспективные, но пока мало применяемые для обработки рельефа дна. В основном эти методы используются после фильтрации или применения морфометрического анализа. Пунктирными стрелками на рисунке 1 показана возможная последовательность применения методов обработки. В данную схему не вошли методы, являющиеся преимущественно промежуточными в обработке данных, например, удаление трендов, вычисление сплайнов и другие.

Фильтрация ЦМР может быть разделена на пространственную и частотную. К пространственной фильтрации относятся преобразования, основанные на операции свертки, использующие локальные данные из окрестности точки (узла сетки). К частотной фильтрации относятся фильтры, основанные на преобразовании Фурье и использующие информацию обо всех элементах пространственной сетки. Пространственная и частотная фильтрации отличаются способами расчета в разных областях представления данных.

Пространственная фильтрация реализуется посредством вычисления значения в каждом узле выходной сетки как функции значения в соответствующем узле и значений в окружающих его соседних узлах во входной сетке. При этом значения в соседних узлах учитываются с присвоенными им весами. Соседними узлами является узлы прямоугольного участка входной сетки, который центрирован относительно соответствующего узла входной сетки. Соответственно, ширина и высота такого участка определяется количеством столбцов и строк. Фильтр последовательно "переезжает" от узла к узлу, и процесс продолжается, пока все узлы не будут обработаны. Преимущественно используется квадратное весовое окно (маска фильтра), например 3 × 3, 5 × 5 узла и другие. В качестве оператора свертки, выполняемого в маске фильтра, может использоваться практически любая весовая функция. Локальные пространственные фильтры могут применять линейные и нелинейные операции над данными в пределах области, ограниченной перемещающимся (скользящим) окном [4, 7, 18].

Наиболее широко применяются линейные фильтры, использующие в качестве маски взвешенную сумму. К ним относятся фильтры низких частот (ФНЧ), фильтры высоких частот (ФВЧ), фильтры усиления высоких частот (ФУВЧ). В нелинейных локальных пространственных фильтрах механизм перемещения окна (маски) такой же, что и у линейных фильтров. Однако функция преобразования значений элементов анализируемой локальной области для получения результата, относимого к положению центра окна, является нелинейной.

К нелинейным фильтрам относятся статистические фильтры: медианный, среднеквадратичного отклонения, модальный, адаптивный, фильтры минимума и максимума, векторные градиент-фильтры.

Фильтры низких частот сглаживают локальные отклонения рельефа, удаляют мелкие детали, удаляют высокочастотный шум; в результате они могут применяться для выделения региональных, мезомасштабных форм рельефа дна. ФНЧ сохраняет локальное среднее значение (сумма весовых коэффициентов равна единице) и сглаживает входной рельеф. При этом чем больше размер окна, тем больше уровень сглаживания.

Гауссов фильтр также усредняет значения и является сглаживающим низкочастотным фильтром, но меньше размывает изображение; соответственно четкость у него выше, чем у сглаживающего. Четкость гауссова фильтра зависит от маски и размеров матрицы: чем больше матрица, тем ниже четкость.

Фильтры высоких частот удаляют низкочастотные составляющие, вычитают региональный фон, уменьшают фоновые составляющие и подчеркивают локальные детали, удаляют медленно меняющиеся значения и подчеркивают высокочастотные локальные изменения, выделяют области резких переходов на фоне постепенных изменений. ФВЧ обнуляет локальное среднее значение (сумма весовых коэффициентов равна нулю) и на выходе дает результат, характеризующий отклонение входного значения от локального среднего.

ФВЧ и ФУВЧ применяются и для повышения контрастности, выделения и усиления краев. Это могут быть фильтры с нулевой суммой весовых коэффициентов, которые приводят к получению выходных значений:

– равных нулю в областях, где исходные значения равны (нет границ);

– низких в областях низкой пространственной частоты;

– экстремальных (когда высокие значения становятся гораздо выше, а низкие – еще ниже) в областях высокой пространственной частоты [17].

Фильтры на основе первых производных улучшают изображение. Для выделения на изображении элементов, имеющих определенное направление, используют направленные фильтры. Они также относятся к фильтрам усиления высоких частот и реализуют вычисление производной в определенном направлении.

Градиент-фильтры используют первые производные, применяются для выделения контуров границ и линейных объектов, которые могут соответствовать линиям разломов или разного рода структурным элементам.

Идеальные границы могут быть двух типов: 1) “склон”, которая определяется “крутизной” смены значений глубин точек смежных областей; 2) “скачок” с резкой сменой значений глубин двух соседних точек. Однако реальные значения данных либо создают более сложные границы, либо четкие границы отсутствуют. Детекция границ может предполагать выделение очертаний, линий или областей. Алгоритмы выделения границ рассматривают изменения данных глубины как некоторую непрерывную функцию и используют операции с производными 1-го и 2-го порядка. При переходе через линейный объект или контур данные меняются скачкообразно или принимают экстремальные значения. Это вызвано тем, что если функция в некоторой точке имеет скачок, то в этой точке ее первая производная максимальна по абсолютной величине; если же функция имеет в точке экстремум, то ее первая производная равна нулю, а вторая максимальна. На вычислении второй производной основан *фильтр Лапласа (лапласиан)*. Такой фильтр, по сравнению с фильтром, основанным на вычислении первой производной, осуществляет более резкое подчеркивание мелких деталей на изображении [7, 17].

Статистические фильтры относятся к нелинейным пространственным фильтрам, основанным на порядковых статистиках. В этих фильтрах матрица фильтра не создается. Отклик таких фильтров формируется в результате упорядочения значений в пределах маски фильтра с выбором элемента, находящегося на определенной позиции сформированной последовательности.

Статистические фильтры могут быть применены для подавления случайных шумов на любом изображении с сохранением границ объектов, выделения границ (локальная дисперсия), а также для подчеркивания экстремальных значений (фильтры максимума и минимума).

Для обработки рельефа наибольший интерес представляют медианный фильтр и фильтр, вычисляющий среднеквадратическое отклонение.

Медианный фильтр. При расчете медианного фильтра значения в скользящем окне сортируются в убывающем или возрастающем порядке; при

этом на выходе фильтра будет получено значение, находящееся в середине списка (количество значений должно быть нечетным). В результате этой операции исключаются выбросы, не соответствующие статистике в текущем окне. Таким образом, медианный фильтр позволяет удалить значения, соответствующие максимальному шуму. Такая фильтрация может быть применена для подготовки “зашумленной” ЦМР для дальнейшей обработки.

Необходимо отметить ограничение данного метода. На эффективность медианного фильтра сильно влияет размер окна фильтра, и существует противоречие между устранением шума и защитой деталей изображения: уменьшение окна фильтра приводит к ухудшению фильтрации, но сохраняет детали изображения; больший размер окна эффективно фильтрует шум, но вызывает определенное размытие изображения. Кроме того, если количество выбросов приближается к половине ширины окна, то фильтр может сбиться на выделение шума, а не полезного сигнала.

Для выделения максимальных и минимальных значений в рельефе целесообразней применять не статистические фильтры, а морфометрические, специально предназначенные для выделения гребневых, килевых, выгнутых и вогнутых форм рельефа.

Среднеквадратическое отклонение значений глубины является показателем расчлененности рельефа и характеризует степень рассеяния глубин относительно их средних значений [7, 17].

Частотная фильтрация. Фильтрация ЦМР как двумерного массива может осуществляться в пространственной, а также в частотной области путем его разделения на множество различных пространственно-частотных компонент с применением методов, основанных на *преобразовании Фурье*. При этом пространственное распределение значений массива данных, в виде последовательности значений глубин (высот) строк и столбцов, может быть представлено в частотной области линейной комбинацией синусоидальных функций [7, 17].

Функции с длинными периодами отображают низкочастотные компоненты, которым соответствуют региональные, мезомасштабные структуры. Функции с короткими периодами отображают высокочастотные компоненты, соответствующие локальным формам и более мелким деталям рельефа.

ЦМР являются растровыми данными, поэтому для их обработки применяется специально разработанное для обработки дискретных данных (а к ним относятся и растровые изображения) прямое и обратное двумерное дискретное преобразование Фурье.

Многие из методов как пространственной, так и частотной фильтрации могут применяться при предварительной обработке ЦМР, включающей в себя коррекцию ошибок, удаление артефактов и ошибочных данных в модели поверхности [7, 8, 17].

Морфометрический анализ (геоморфометрические методы), в отличие от методов фильтрации, рассматривающих рельеф исключительно как двумерное распределение значения (глубины) в виде растрового изображения, позволяет анализировать, помимо рельефа, сочетание “рельеф + + гравитационное поле”.

Геоморфометрия активно применяется в наземных исследованиях рельефа и почвоведении для анализа геометрических форм, крутизны склонов, расчлененности рельефа, поверхностного стока, изучения и моделирования глобальных гидрологических процессов, механизмов аккумуляции, экспозиции склонов и ряда других параметров. В наземной геоморфометрии используется около двадцати числовых характеристик рельефа, определяемых в каждой точке карты и называемых морфометрическими величинами [16]. Так, в работе [16] представлены рассчитанные для всего земного шара цифровые модели пятнадцати локальных морфометрических показателей: двенадцать “кривизн” земной поверхности (горизонтальная, вертикальная, средняя, гауссова, минимальная, максимальная, аккумуляционная, разностная, кольцевая, избыточная вертикальная, избыточная горизонтальная, несферичность), ротор, крутизна и экспозиция склонов.

Морская морфометрия опирается на опыт наземных исследований, но диапазон практического применения морфометрических методов в морских условиях значительно уже, поскольку не все наземные методы могут быть применены [18] или являются актуальными.

Основные морфометрические параметры рельефа дна – уклон (крутизна), экспозиция склона, “кривизны” поверхности, расчлененность рельефа. Уклон (крутизна) дна и экспозиция склона рассчитываются на основе частных производных первого порядка. Кривизны поверхности рассчитываются на основе частных производных второго порядка.

Крутизна склона (уклон поверхности) – угол наклона в точке пересечения между горизонтальной плоскостью и плоскостью, касательной к земной поверхности – характеризует скорость склоновых процессов, которые определяют перемещение вещества (грунтов, мутьевых потоков) по поверхности дна под действием силы тяжести.

Кривизна в некоторой точке поверхности определяется как кривизна линии, образованной пересечением земной поверхности и плоскости определенной ориентации (что и определяет вид кривизны), которая проходит через заданную

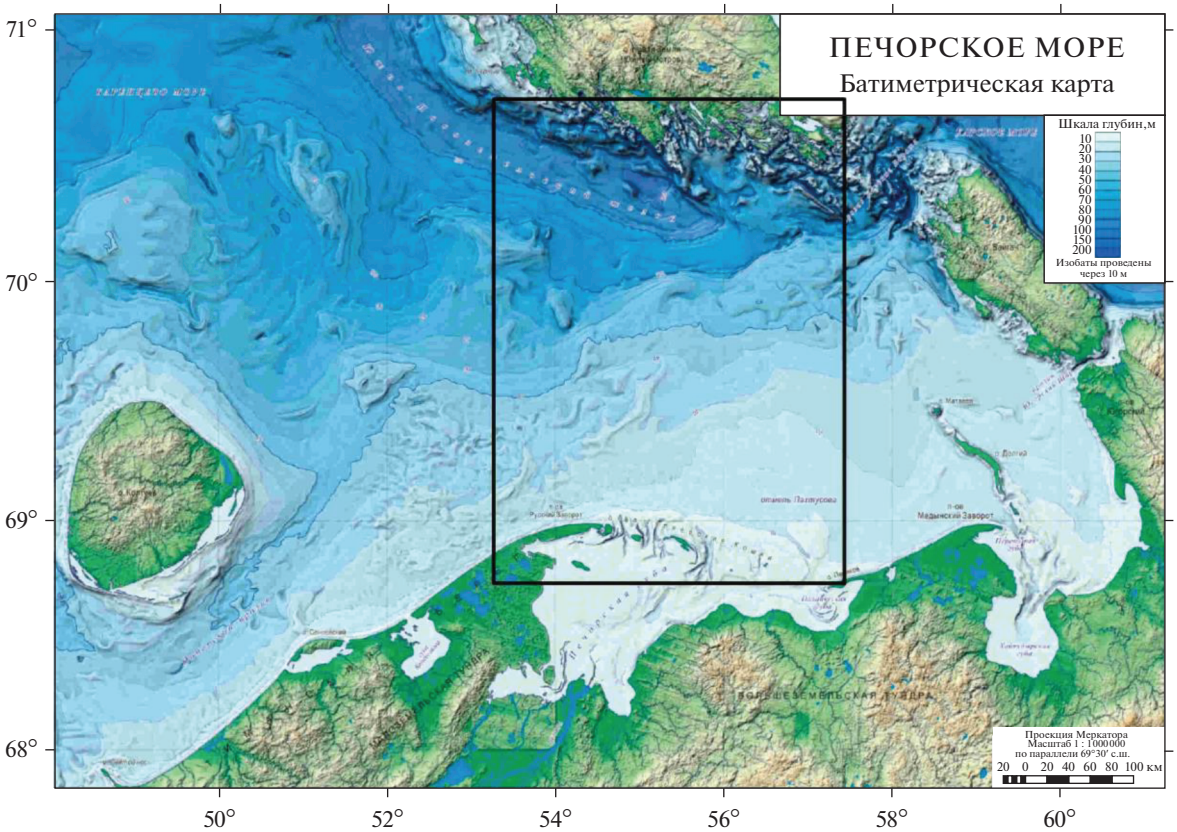

Рис. 2. Батиметрическая карта Печорского моря [6].

точку. Характеристики кривизны поверхности (“кривизны”) описывают выгнутые и вогнутые формы рельефа, гребневые и килевые формы. Чем больше значение кривизны, тем более выгнутой (выпуклой) является поверхность. Вогнутую поверхность характеризует отрицательное значение кривизны.

“Кривизны” поверхности характеризуют механизмы аккумуляции, которые зависят от способности потока сворачивать по мере движения по земной поверхности, скорости стока и процессов транспорта осадочного вещества.

Горизонтальная (плановая) кривизна характеризует меру конвергенции потоков, перемещающихся вдоль поверхности под действием гравитации (описывает первый механизмов аккумуляции). Потоки дивергируют на выпуклых участках при положительных значениях кривизны и конвергируют на вогнутых при отрицательных значениях.

Вертикальная (профильная) кривизна характеризует меру относительного замедления потоков, перемещающихся вдоль поверхности под действием гравитации (второй механизм аккумуляции). Потоки ускоряются при положительном значении кривизны на выпуклых участках и замедляются при отрицательном значении кривизны на вогнутых участках.

На рис. 2 показана карта Печорского моря [6], на которой рамкой выделен участок, захватывающий различные глубины и формы рельефа (рис. 3а). Для этого участка при помощи программы Surfer (Golden Software) получены и представлены на рис. 3 некоторые характеристики рельефа дна. Произведена низкочастотная фильтрация, сглаживающая мелкие детали рельефа (рис. 3б). Рассчитаны и построены морфометрические характеристики: уклон поверхности (рис. 3в) и выпуклые и гребневые формы рельефа, полученные по данным профильной кривизны (рис. 3г).

Методы классификации. К таким можно отнести достаточно широкий диапазон методов, позволяющих проводить разделение, систематизацию и классификацию данных по некоторому признаку. В большинстве случаев они используются после применения какого-то из методов фильтрации и работают со специально подготовленными данными.

Кластерный анализ в геологии и геоморфологии позволяет выделять устойчивые сочетания параметров, незаметных при визуальном анализе карт. Различные формы рельефа и области распространения различных его видов могут быть разделены с использованием кластеризации в пространстве некоторых признаков. Кластериза-

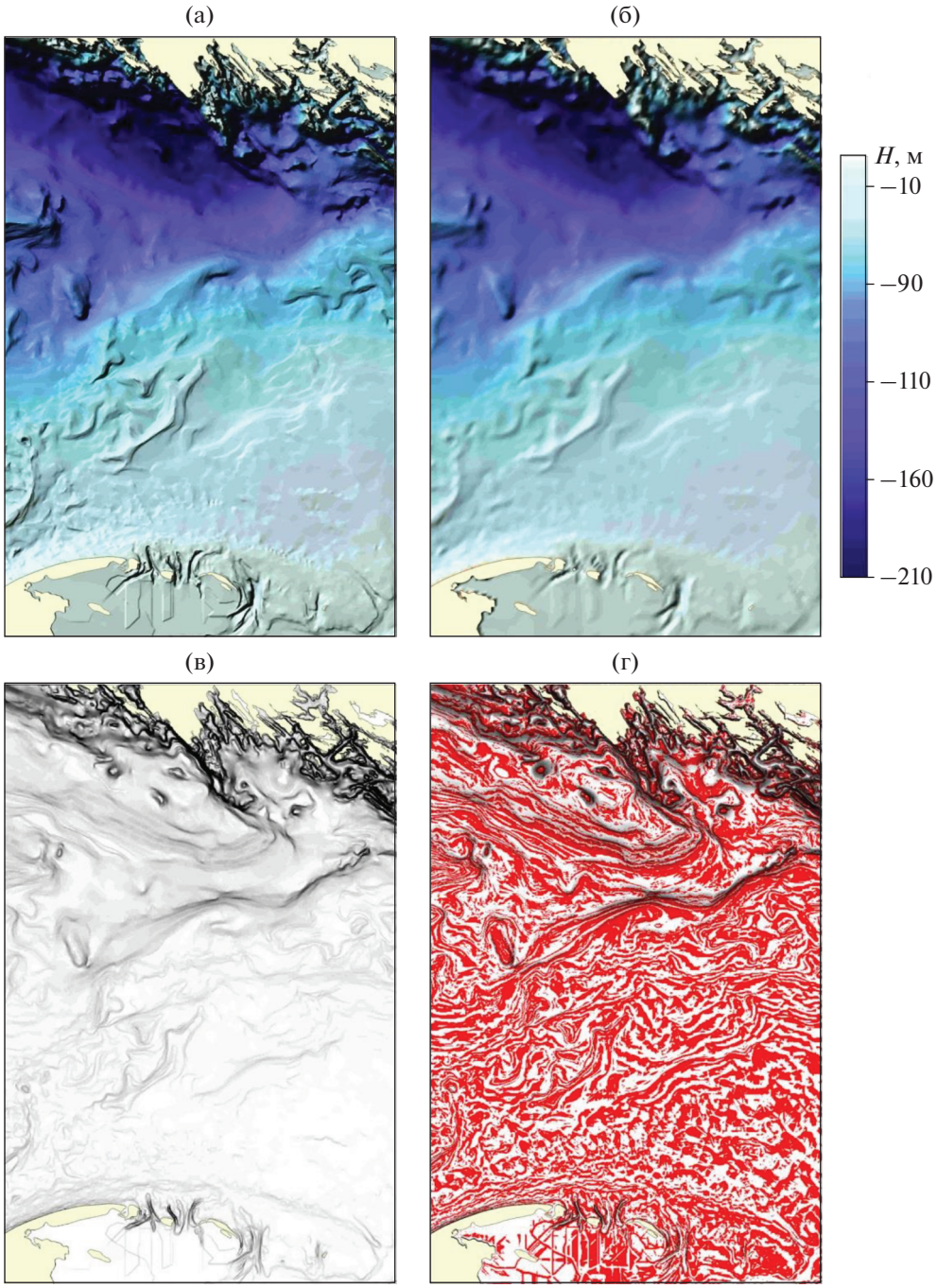

Рис. 3. Примеры обработки ЦМР дна при помощи программы Surfer (Golden Software): (а) фрагмент батиметрической карты Печорского моря, (б) фрагмент батиметрической карты Печорского моря после низкочастотной фильтрации, (в) уклон поверхности дна (большим углам соответствует более темный оттенок), (г) выпуклые и гребневые формы рельефа, полученные по данным профильной кривизны (в цветном варианте показаны красным цветом).

ция в условиях компьютерной обработки может рассматриваться как один из подходов к машинному обучению без учителя, т.е. без априорного знания о соотношении классов объектов и их индикаторов [15]. Применение кластерного анализа геолого-геофизических параметров в арктическом регионе, где рельеф дна рассматривается как один из главных параметров, описывающих кровлю земной коры и аккумулирующих влияние многих геолого-геофизических процессов, представлено в работе [13].

Спектральные методы используются для выделения низко- и высокочастотных компонент рельефа при изучении закономерностей его строения. Спектр несет информацию о распределе-

нии энергии в сигнале между его периодическими составляющими. Применительно к рельефу можно оценить преобладающие формы некоторого участка земной поверхности. Выделяемые периоды (размеры) могут быть связаны с соответствующими процессами образования рельефа. Такие методы не имеют массового применения и являются экспериментальными авторским разработками или адаптациями методик спектрального анализа сигналов.

Авторами [12] была разработана методика применения спектрального анализа (метод двумерного преобразования Фурье) глубоководного рельефа рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта для прогнозных исследований локализации глубоководных полиметаллических сульфидов. Это позволило количественно оценить гармонические составляющие рельефа поверхности дна и определить их как поисковые признаки месторождения сульфидов.

Помимо преобразования Фурье, в котором функции разложения заданы изначально как набор синусоидальных функций, используются методы на основе анализа сингулярных спектров. В работе [3] авторами для разложения топографической поверхности на компоненты континентального, регионального и локального масштабов впервые был применен двумерный анализ сингулярного спектра (2D-SSA). SSA (Singular Spectrum Analysis) возник как метод для анализа временных рядов: их разложения на составляющие (тренд, периодические компоненты и шум), выявления скрытых периодичностей, сглаживания, подавления шума, прогноза и др. 2D-SSA был разработан специально для обработки двумерных полей. В результате применения 2D-SSA исходное поле разлагалось на сумму компонент гладкой поверхности, периодических составляющих и шума. Применение данной методики позволило авторам [3] построить ряд карт, выделяющих компоненты рельефа различного уровня: от региональных тектонических структур до высокочастотных составляющих топографической поверхности, которые могут отражать результат действия локальных экзогенных рельефообразующих процессов.

Другой вариант применения метода двухмерного сингулярного спектрального анализа показан в работе [5] для залива Петра Великого Японского моря. Применение данного метода позволило авторам по результатам расчетов выполнить разделение поверхности рельефа шельфа на компоненты, соответствующие региональным тектоническим структурам, зонам вторичной складчатости и локальным формам, возникшим при осадконакоплении.

Искусственный интеллект. Разработка интеллектуальных систем становится практической задачей во многих сферах деятельности. Искусственный интеллект к настоящему времени является достаточно разветвленной наукой и продолжает развиваться. Одной из базовых задач искусственного интеллекта является задача распознавания, что находит все более широкое применение в обработке геофизических данных, в геологоразведке, в геоинформационных системах [2 и др.]. Перспективно применение методов этой области и при анализе рельефа, являющегося базовым слоем любых ГИС.

Программные средства обработки ЦМР могут быть представлены авторскими разработками под решение конкретной задачи, стандартными пакетами обработки данных, сочетанием двух предыдущих вариантов.

В состав многих ГИС входят или подключаются дополнительно модули, позволяющие выполнять различные виды обработки данных и основные функции морфометрического анализа. Также в ГИС-системах предусмотрено подключать дополнительные авторские модули.

Наиболее “мощным” в настоящее время признается профессиональное ГИС-приложение от компании Esri – ArcGis Pro. Для анализа рельефа в этой ГИС применяется дополнительный модуль ArcGIS Spatial Analys. Программный модуль предназначен для работы с растровыми поверхностями. Он позволяет анализировать характеристики поверхности, а также интерполировать пространственно-распределенные данные для визуализации и анализа процессов.

Стоит отметить программу Surfer Golden Software, в составе которой, помимо различных вариантов расчета GDID-матриц и визуализации пространственно-распределенных данных, имеются 64 фильтра обработки, блок морфометрического анализа, расчета градиентов, сплайнов и других операций, систематизированных по направлениям.

Существенными возможностями в обработке, в том числе и растровых данных, обладают ГИС с открытым исходным кодом (свободно распространяемые): System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA), Geographic Resources Analysis Support System (GRASS), Quantum GIS (QGIS).

ГИС SAGA специально создавалась для реализации геонаучных методов. В набор SAGA входят: модули интерполяции, фильтрации, геостатистики, распознавания образов, анализа и преобразований данных, геоморфометрии рельефа, визуализации, кластерный анализ. Кроме того, можно расширять возможности программы, добавляя собственные модули или полностью модернизируя код программы на языке C++. Все модули сгруппированы в библиотеки.

ГИС GRASS включает инструменты для пространственного моделирования, визуализации растровых и векторных данных, анализа гео-

информации, а также обработки спутниковых фотографий и аэрофотоснимков, работает со всеми современными системами управления базами данных (СУБД). ГИС GRASS является модульной системой, предоставляющей доступ к более чем 300 модулям для работы с двумерными и трехмерными растровыми и векторными данными.

QGIS – свободная активно развивающаяся кроссплатформенная (работает в Unix/Linux, Windows и Mac OS) ГИС. Предоставляет инструменты анализа, выборки, геопроцессинга, управления геометрией и базами данных. QGIS позволяет использовать интегрированные инструменты GRASS. ГИС обладает расширяемой архитектурой модулей, предоставляет библиотеки, которые могут использоваться для создания дополнительных модулей, предусматривает создание расширений на языках C++ или Python.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Быстрое развитие систем получения (многолучевое эхолотирование), сбора, хранения и обработки пространственных данных (ГИС) позволяет получать разноплановую информацию о строении подводного рельефа. Также ускоряющееся развитие информационных технологий, включающих как аппаратурно-вычислительные возможности, так и программно-математические средства, приводит к быстрому росту и разнообразию возможностей обработки и анализа натурных данных. Не является исключением и рельеф, в том числе подводный.

Существующие методы и программные средства, направленные на проведение пространственной обработки данных, в частности, морфометрического анализа, позволяют получать широкий диапазон характеристик рельефа, что широко используется в наземных исследованиях при изучении, например, ландшафтов. В морских исследованиях цифровые методы для анализа батиметрических данных пока не так распространены, но в настоящее время все чаще находят применение для характеристики морского дна в широком диапазоне глубин.

Источники финансирования. Работа выполнена по государственному заказу № 0128-2021-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авдеев А.И., Белокопытов В.Н.* Морфометрические характеристики и расчлененность рельефа дна северной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2011. № 4. С. 43–63.
2. *Глотов А.А.* Интеллектуализация геоинформационных систем: подходы и направления // Геоматика. 2015. № 4. С. 18–24.
3. *Голяндина Н.Э., Усевич К.Д., Флоринский И.В.* Анализ сингулярного спектра для фильтрации цифровых моделей рельефа // Картография. 2008. № 5. С. 21–28.
4. *Гонсалес Р., Вудс Р.* Цифровая обработка изображений – М.: Техносфера, 2012. 1072 с.
5. *Коротченко Р.А., Самченко А.Н., Ярощук И.О.* Пространственно-временной анализ геоморфологии дна залива Петра Великого (Японское море) // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 538–545.
6. *Кошель С., Кошель А., Ушакова Л.* Картографирование рельефа дна северных морей России с использованием цифровых моделей // Интер-Карто/ИнтерГИС-20: Устойчивое развитие территорий: картографо-геоинформационное обеспечение. Материалы международной конференции. 23 июля–8 августа 2014 г. – Издательство “Константа” Белгород, 2014. С. 417–423.
7. *Лурье И.К., Косиков А.Г.* Теория и практика цифровой обработки изображений / Дистанционное зондирование и географические информационные системы. Под ред. А.М. Берлянта. – М.: Научный мир, 2003. 168 с.
8. *Никитин А.А, Петров А.В.* Теоретические основы обработки геофизической информации. – М.: РГГУ, 2008. 112 с.
9. *Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В.* Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 86–92.
10. *Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. и др.* О методах построения цифровых моделей рельефа дна (на примере Белого моря) // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 326–336.
11. *Сергеев И.С., Егоров И.В.* Геоинформационный анализ в морских геоморфологических исследованиях (на примере беломорского шельфа) // Известия РГО. 2014. Т. 146. Вып. 5. С. 28–38.
12. *Сергеев И.С., Егоров И.В., Глебова А.Б.* Спектральный анализ рельефа для решения прогнозно-поисковых задач на примере рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта // Геоморфология. 2020. № 4. С. 34–44.
13. *Соколов С.Ю., Мазарович А.О.* Кластерный анализ геолого-геофизических параметров в арктическом регионе как основа для геодинамической интерпретации // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 1. С. 59–83.
14. *Флоринский И.В.* Морфометрические карты мира // Геодезия и картография. 2008. № 1. С. 24–27.
15. *Харченко С.В.* Новые задачи морфометрии рельефа и автоматизированные морфологические классификации в геоморфологии // Геоморфология. 2020. № 1. С. 3–21.
16. *Шарый П.А.* Геоморфометрия в науках о Земле и экологии: обзор методов и приложений // Известия Самарского научного центра РАН. 2006. Т. 8. № 2. С. 458–473.
17. *Шовенгердт Р.А.* Дистанционное зондирование. Модели и методы обработки изображений. М.: Техносфера, 2010. 560 с.
18. *Lecours V., Dolan M.F.J., Micallef A., Lucieer V.L.* A review of marine geomorphometry, the quantitative study of the seafloor // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2016. V. 20. № 8. P. 3207–3244.

Methods of Processing and Analyzing Digital Elevation Models of Bottom

N. V. Libina[#]

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

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

Methods of spatial mathematical processing of digital models of the bottom relief (DEM) allow us to obtain a wide range of characteristics of the bottom surface. The results of DEM processing can have both independent practical application and act as parameters for systematization, typing and zoning of the seabed, and perform intermediate or preparatory calculations for subsequent operations with the converted file, depending on the task being solved. In this paper, we propose one of the possible options for classifying the methods of processing the bottom DEM, and examples of the application of some methods are given.

Keywords: digital elevation models, seabed morphology, filter, frequency

EDN: UEJOQW
ОКЕАНОЛОГИЯ, 2022, том 62, № 2, с. 334–336

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 551.35,551.46

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА В 59-м РЕЙСЕ ПС “АКАДЕМИК ИОФФЕ” (СЕНТЯБРЬ–ОКТЯБРЬ 2021 г.)

© 2022 г. Л. Д. Баширова[1, 2, *], Л. А. Кулешова[1], В. А. Кречик[1, 2], М. В. Капустина[1], Т. Глазкова[3], З. Ф. Уразмуратова[1, 2], Н. В. Двоеглазова[1, 2], А. А. Муратова[1, 2], Д. М. Казакова[1, 2], М. А. Рихман[1, 4], П. Н. Кривошлык[1, 2], И. Ю. Бочерикова[1, 2], В. Е. Ежов[1], С. Родригес[3], А. А. Кондрашов[1]

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*
[2]*Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград, Россия*
[3]*Университет Лондона Роял Холлоуэй, Эгам, Великобритания*
[4]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
**e-mail: bas_leila@mail.ru*

Поступила в редакцию 09.11.2021 г.
После доработки 25.11.2021 г.
Принята к публикации 16.12.2021 г.

В 59-м рейсе ПС “Академик Иоффе” (сентябрь–октябрь 2021 г.) выполнены геолого-геофизические, гидролого-гидрохимические и гидробиологические исследования в северо-восточной части Атлантического океана. В статье приводятся предварительные научные результаты экспедиционных исследований.

Ключевые слова: Атлантический океан, трансформированная Антарктическая донная вода, глубоководные проходы, скорость придонного течения

DOI: 10.31857/S0030157422020022

Экспедиционные работы в 59-м рейсе ПС “Академик Иоффе” (12.09–26.10.2021) проводились в северо-восточной части Атлантического океана на 4 полигонах (рис. 1).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Геолого-геофизические работы включали высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование судовым параметрическим профилографом SES-2000 на частотах 4–5 кГц (общая длина профиля 3868.6 км), а также отбор донных осадков дночерпателем “Океан” (19 проб) и ударной гравитационной трубкой (6 колонок). Для определения сохранности карбонатного материала в осадках визуально определялась степень растворения карбоната кальция по шкале от 0 до 4, где 0 – очень хорошая, 1 – хорошая, 2 – средняя, 3 – низкая, 4 – очень низкая сохранность раковин фораминифер.

Гидролого-гидрохимические исследования проводились на океанологических станциях и включали 39 гидрофизических зондирований зондом Sea-Bird Electronics (SBE) 19plus V2 SeaCAT с установленными датчиками температуры и электропроводности, 26 зондирований доплеровским профилографом течений Teledyne RD Instruments Workhorse Sentinel (частота 300 кГц) и отбор проб воды для определения содержания растворенных кислорода, кремния и фосфора, а также щелочности и pH с использованием гидрологического комплекса SBE-32SC Carousel Water Sampler (subcompact).

Дополнительно на 5 станциях выполнены зондирования глубоководным инклинометрическим измерителем течения с положительной плавучестью разработки АО ИО РАН. На 16 станциях произведена видеосъемка дна с помощью камеры Sony FDR-X3000R.

Гидробиологические исследования включали изучение зоопланктона, отобранного с помощью плейстонной сети, а также бентоса в поверхностных осадках, отобранных дночерпателем (17 проб).

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Геолого-геофизические исследования

На западном склоне подводной горы Жозефин обнаружены морфологические признаки дрифта

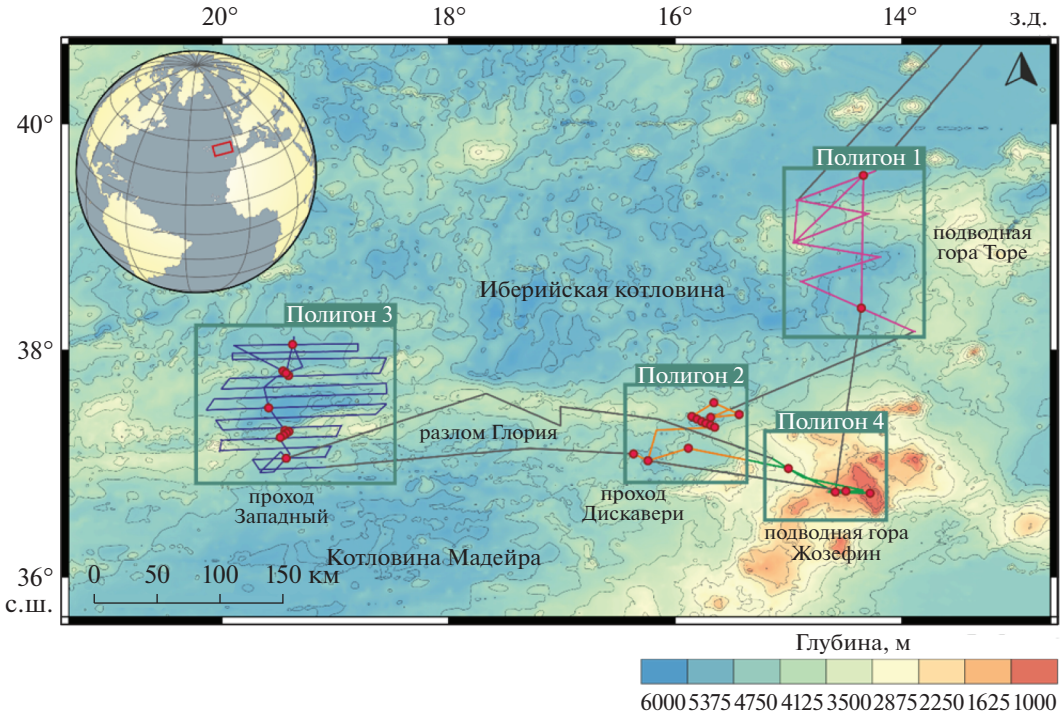

Рис. 1. Район и виды экспедиционных работ в 59-м рейсе ПС “Академик Иоффе”.
Линиями отмечены маршрут судна и геоакустические галсы, прямоугольниками – исследуемые полигоны, кружками – положение океанологических станций.
Батиметрическая основа дана по [2].

смешанного генезиса: выраженный эрозионный канал на глубине 1410 м, предположительно, сформированный придонным палеотечением Средиземноморской воды (при движении течения с юга на север); стратифицированная осадочная толща слева от канала.

В южной части глубоководного прохода Западного обнаружены свидетельства возможного влияния контурного течения трансформированной Антарктической донной воды (ААДВт) на осадконакопление: на сейсмоакустических профилях выделяются седиментационные волны и множественные параллельные рефлекторы ниже поверхности дна — стратифицированные осадки мощностью до 30–50 м.

Сохранность карбонатного материала варьирует от низкой и очень низкой в глубоководном проходе Западном и юго-восточной части Иберийской котловины (на глубинах ниже 4700 м) до хорошей и высокой на западном склоне подводной горы Жозефин (1380–3300 м).

Гидролого-гидрохимические исследования

Подтверждено наличие в глубоководном проходе Дискавери ААДВт с потенциальной температурой менее 2°С и высоким содержанием кремния. Конечной зоной распространения ААДВт в проходе Дискавери является район между глубоководной впадиной и северным порогом, расположенным на выходе из прохода Дискавери на глубине 4700 м. В поперечном сечении узкой части прохода Дискавери (южнее выходных порогов) отмечено северо-восточное (выходное) течение со скоростью до 15 см/с, а также обратное (входное) течение со скоростью до 8 см/с, направленное на юго-запад.

На входном (южном) пороге прохода Западного зафиксировано течение ААДВт, движущееся в северо-восточном направлении со скоростью около 30 см/с. Расход этой воды через разрез составил 0.097 Св. Сопоставление результатов видеосъемки дна на входном пороге прохода Западного с матрицей соотношения форм рельефа дна и придонных течений [1] также позволило предположить наличие сильного северо-восточного течения (от 20–30 до 70 см/с) по морфологическим признакам: выраженные знаки ряби, следы размыва.

В придонном слое впадины в центре прохода и на выходном (северном) пороге ААДВт не обнаружена. Вероятно, ее течение отклоняется вправо и рециркулирует, перемешиваясь в восточной части впадины и/или распространяется дальше на северо-восток.

Гидробиологические исследования

По данным видеосъемки на западном склоне подводной горы Жозефин обнаружены губки вида *Pheronema carpenteri*, которые предпочитают ареалы обитания с повышенной концентрацией органической взвеси у дна.

Источники финансирования. Экспедиционные работы в юго-восточной части Иберийской котловины и гидрохимические исследования выполнены в рамках госзадания ИО РАН (тема № 0128-2021-0012); гидрофизическое зондирование в проходе Дискавери выполнено при поддержке РНФ (проект № 19-17-00246); гидрофизическое зондирование в проходе Западном – при поддержке проекта РФФИ № 20-08-00246.

Благодарности. Авторы благодарят экипаж ПС “Академик Иоффе” и капитана А.В. Зыбина за содействие в выполнении исследований, а также сотрудников ИО РАН Е.Г. Морозова, Д.И. Фрея и Е.В. Дорохову за участие в планировании экспедиционных исследований и В.В. Сивкова за ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Stow D.A.V., Hernández-Molina F.J., Llave E. et al.* Bedform-velocity matrix: the estimation of bottom current velocity from bedform observations // Geology. 2009. V. 37 (4). P. 327–330.
2. *Tozer B., Sandwell D.T., Smith W.H.F. et al.* Global bathymetry and topography at 15 arc seconds: SRTM15+ // Earth and Space Science. 2019. V. 6. P. 1847–1864.

Complex Oceanological Research During the 59th Cruise of the Research Vessel *Akademik Ioffe* in the Northeastern Atlantic (September–October 2021)

L. D. Bashirova[a, b, #], L. A. Kuleshova[a], V. A. Krechik[a, b], M. V. Kapustina[a], T. Glazkova[c], Z. F. Urazmuratova[a, b], N. V. Dvoeglazova[a, b], A. A. Muratova[a, b], D. M. Kazakova[a, b], M. A. Rikhman[a, d], P. N. Krivoshlyk[a, b], I. Yu. Bocherikova[a, b], V. E. Ezhov[a], S. Rodrigues[c], A. A. Kondrashov[a]

[a]*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b]*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*
[c]*Royal Holloway University of London, Egham, Surrey, UK*
[d]*Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*
[#]*e-mail: bas_leila@mail.ru*

During the 59th cruise of the P/V *Akademik Ioffe* (September–October 2021), geophysical, sedimentological, hydrological, hydrochemical, and biological studies were carried out in the eastern North Atlantic. Here we present preliminary results of the complex oceanological research.

Keywords: Atlantic Ocean, modified Antarctic Bottom Water, abyssal channels, bottom current velocity