СОДЕРЖАНИЕ

Том 60, номер 1, 2020

Физика моря

Дирижеры изменений теплосодержания слоев океана Северной Атлантики
Н. В. Вакуленко, Д. М. Сонечкин 5

Верификация глобальной спектральной волновой модели WAVEWATCH III по данным попутных судовых наблюдений
В. Г. Григорьева, С. К. Гулев, В. Д. Шармар 14

Зимние аномалии скорости течений и температуры поверхности океана при смещениях “северной стены” Гольфстрима
С. Б. Крашенинникова, И. Г. Шокурова, М. В. Шокуров 27

Океанические приливные модели и гравиметрические приливные наблюдения
В. Ю. Тимофеев, М. Г. Валитов, Д. Г. Ардюков, А. В. Тимофеев, Б. Дюкарм, Р. Г. Кулинич, Т. Н. Колпащикова, З. Н. Прошкина, Е. В. Бойко, С. Б. Наумов 37

Химия моря

Пространственная оценка загрязнения залива Петра Великого (Японское море) металлами с помощью бурой водоросли *Sargassum miyabei*
Е. Н. Чернова, С. И. Коженкова 49

Коэффициент активности нитрат-ионов в морской воде
А. В. Савенко, В. С. Савенко 57

Морская биология

Межгодовая изменчивость первичной продукции моря Лаптевых
А. Б. Демидов, С. В. Шеберстов, В. И. Гагарин 60

Гетеротрофный бактериопланктон шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря в области влияния пресноводного стока
Е. М. Беззубова, А. М. Селиверстова, И. А. Замятин, Н. Д. Романова 74

Сезонная изменчивость бактериопланктона эстуария р. Енисей
Н. Д. Романова, М. А. Болтенкова 87

Популяционная структура краба-вселенца (*Chionoecetes opilio*) в Карском море (траловые сборы и видеоучет)
А. К. Залота, В. А. Спиридонов, С. В. Галкин, А. А. Пронин 97

Моделирование пространственно-распределенной системы “хищник–жертва” с периодическими миграциями хищника (на примере сообщества гарпактикоид и микроводорослей литорали Белого моря)
Е. А. Смирнова, А. И. Азовский 104

Морская геология

Гидротермальное изменение верхнеплейстоценовых осадков из зон контактов с силлами во впадине Гуаймас, Калифорнийский залив
Е. О. Гончаров, В. Б. Курносов, Ю. И. Коновалов, А. Р. Гептнер, К. Р. Галин, Н. Н. Игнатьев 114

Природа асимметрии теплового потока на срединно-океанических хребтах Мирового океана
М. Д. Хуторской, Е. А. Тевелева 125

Методы и приборы исследований

Первые результаты использования автоматической стационарной станции вертикального зондирования водной среды на полигоне “Геленджик” – перспективного средства прибрежной оперативной океанографии
В. И. Баранов, В. В. Очередник, А. Г. Зацепин, С. Б. Куклев, В. В. Машура 138

Использование высокоразрешающей сейсмоакустики для мониторинга положения подводных трубопроводов в реках и на шельфе морей
Н. Н. Дмитревский, Р. А. Ананьев, В. В. Архипов 146

Информация

Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2019: весенние процессы в Карском море (76-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”)
М. В. Флинт, С. Г. Поярков, Н. А. Римский-Корсаков, А. Ю. Мирошников 154

Исследования отложений КОС Азовского моря (на примере косы Долгой)
Г. Г. Матишов, В. В. Польшин, В. В. Титов 158

Полевые геохимические и минералогические исследования миоценовых отложений в контуритовом канале на севере Марокко
Д. Г. Борисов, В. де Вегер, Е. В. Иванова, Д. М. Коршунов, Е. И. Рязанова, Я. Астати 162

Экспедиционные исследования в Японском и Охотском морях в 55-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Опарин”
М. Г. Валитов, Н. С. Ли, А. Ф. Сергеев, С. Г. Сагалаев, А. А. Легкодимов, С. П. Захарков, П. А. Пермяков, С. Д. Рязанов, В. Б. Лобанов, Р. Б. Шакиров, П. А. Салюк, Т. Н. Колпащикова 165

CONTENTS

Vol. 60, No. 1, 2020

Marine Physics

Conductors of Heat Content Changes of the North Atlantic Ocean Layers
N. V. Vakulenko, D. M. Sonechkin 5

Validating Ocean Wind Wave Global Hindcast with Visual Observations from VOS
V. G. Grigorieva, S. K. Gulev, V. D. Sharmar 14

Winter Currents Velocity and Sea Surface Temperature Anomalies Accompanying the Gulf Stream "North Wall" Displacements
S. B. Krasheninnikova, I. G. Shokurova, M. V. Shokurov 27

Ocean Tidal Models and Tidal Gravity Observation
V. Yu. Timofeev, M. G. Valitov, D. G. Ardyukov, A. V. Timofeev, B. Ducarme, R. G. Kulinich, T. N. Kolpashikova, Z. N. Proshkina, E. V. Boyko, S. B. Naymov 37

Marine Chemistry

Spatial Assessment of Pollution of Peter the Great Bay (Sea of Japan) by Metals Using Brown Algae *Sargassum miyabei*
E. N. Chernova, S. I. Kozhenkova 49

Activity Coefficient of Nitrate Ions in Seawater
A. V. Savenko, V. S. Savenko 57

Marine Biology

Interannual Variability of Primary Production in the Laptev Sea
A. B. Demidov, S. V. Sheberstov, V. I. Gagarin 60

Heterotrophic Bacterioplankton in Affected by Freshwater Inflow Areas of the Laptev and East-Siberian Seas Shelf
E. M. Bezzubova, A. M. Seliverstova, I. A. Zamyatin, N. D. Romanova 74

Seasonal Variability of Bacterioplankton of the Enisey Estuary
N. D. Romanova, M. A. Boltenkova 87

Population Structure of Alien Snow Crabs (*Chionoecetes opilio*) in the Kara Sea (Trawl and Video Sampling)
A. K. Zalota, V. A. Spiridonov, S. V. Galkin, A. A. Pronin 97

Modelling of Spatially Distributed Predator-Prey System with Periodically Migrating Redator (Case Study of the White Sea Intertidal Harpacticoids and Denthic Microalgae)
E. A. Smirnova, A. I. Azovsky 104

Marine Geology

Hydrothermal Altered Sediments from Contact Zones with Sills in North Trough of the Guaymas Basin, Gulf of California
E. O. Goncharov, V. B. Kurnosov, Yu. I. Konovalov, A. R. Geptner, K. R. Galin, N. N. Ignatyev 114

Nature of Heat Flow Asymmetry on the Mid-Oceanic Ridges of the World Ocean
M. D. Khutorskoi, E. A. Teveleva 125

Research Methods and Facilities

First Results of Using the Automatic Stationary Station of Vertical Profiling of the Aquatic Media at the Gelendzhik Testing Site – a Perspective Tool for Coastal Operational Oceanography
V. I. Baranov, V. V. Ocherednik, A. G. Zatsepin, S. B. Kuklev, V. V. Mashura 138

Use of High-Resolution Seismoacoustic Methods for Monitoring the Position of Underwater Pipelines in Rivers and Sea Shelf
N. N. Dmitrevskiy, R. A. Ananiev, V. V. Arkhipov 146

Information

Ecosystems of Siberian Arctic Seas – 2019: Spring Processes in the Kara Sea (76-th Cruise of Research Vessel "Akademik Mstislav Keldish")
M. V. Flint S. G. Poyarkov, N. A. Rimsky-Korsakov, A. Yu. Miroshnikov 154

Studies of the Sediments of the Sea of Azov (On the Example of the Dolgaya Spit)
G. G. Matishov, V. V. Pol'shin, V. V. Titov 158

Geochemical and Minerological Field Study of Contourite Channel Deposits in the Northern Morocco
D. G. Borisov, W. de Weger, E. V. Ivanova, D. M. Korshunov, E. I. Riazanova, Y. Astati 162

Expeditionary Researches in the Sea of Japan and the Sea of Okhotsk in Cruise 55th of the R/V "Akademik Oparin"
M. G. Valitov, N. S. Lee, A. F. Sergeev, S. G. Sagalaev, A. A. Legkodimov, S. P. Zakharkov, P. A. Permyakov, S. D. Ryazanov, V. B. Lobanov, R. B. Shakirov, P. A. Salyuk, T. N. Kolpashchikova 165

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 5–13

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 551.465

ДИРИЖЕРЫ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ СЛОЕВ ОКЕАНА СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2020 г. Н. В. Вакуленко[1], Д. М. Сонечкин[1, *]

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

*e-mail: dsonech@ocean.ru

Поступила в редакцию 17.04.2019 г.
После доработки 08.10.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Считается, что изменения теплосодержания Северной Атлантики могут быть источником сюрпризов в эволюции современного климата, особенно климата Европы. Для исследования этой проблемы служит мониторинговая программа RAPID. Однако результаты такого мониторинга охватывают еще слишком короткий интервал времени, чтобы прийти к каким-либо определенным выводам. В данной работе, с помощью вейвлетов анализируются изменения теплосодержания слоев 0–700 и 0–2000 м с середины 20-го века, их связи с изменениями средней температуры слоя 0–100 м, а также ранее проанализированными изменениями температуры водной поверхности Северной Атлантики. Найдено, что на фоне общего увеличения теплосодержания имеют место колебания всех указанных характеристик с периодом, сходным с примерно 22-летним периодом известного цикла Хейла гелиомагнитной активности. В слое 0–700 м это колебание опережает по фазе не только соответствующее колебание в слое 0–2000 м, что соответствует общепринятым представлениям об общем распространении аномалий теплосодержания океана сверху вниз, но опережает и в температуре вышележащего слоя 0–100 м, а также в температуре водной поверхности. Это позволяет думать, что изменения гелиомагнитной активности непосредственно влияют именно на этот верхний слой океана, а уже потом распространяются не только вниз, но и вверх.

Ключевые слова: изменения теплосодержания Северной Атлантики, солнечная активность, вейвлетный анализ

DOI: 10.31857/S0030157420010232

1. ВВЕДЕНИЕ

Проблема современного изменения климата и атрибуции его причин к естественным или антропогенным факторам находится в центре внимания ученых уже с середины XX века. Для мониторинга происходящих изменений при этом обычно используются наблюдения за приземной температурой воздуха. Это кажется естественным, ибо именно приземная температура воздуха непосредственно влияет на жизнедеятельность человека. Однако короткопериодные изменения в скорости современного потепления, например, такие как примерно 30-летнее похолодание после 1940-х гг. и 18-летняя приостановка потепления в самом конце XX и начале XXI века, трудно объяснить только на основе связи изменений приземной температуры воздуха с нарушением радиационного баланса Земли как планеты. Это – так, поскольку теплоемкость приземного двухметрового слоя атмосферы, в котором проводятся измерения этой температуры, составляет ничтожную долю процента от общей теплоемкости климатической системы. Эта температура, в основном, определяется обменами тепла двухметрового приземного слоя воздуха с вышележащими слоями атмосферы и, в особенности, с нижележащей толщей океана, независимо от нарушений теплового баланса Земли как планеты. Конечно, климатологи давно осознали этот факт, но не могли его учитывать из-за отсутствия сколько-нибудь длинных и репрезентативных рядов наблюдений за теплосодержанием океана.

Как известно, первые эпизодические измерения температуры воды в океане были начаты во время второй экспедиции Дж. Кука в 1772–1775 гг. (см. [8]). Только через 100 лет, после английской морской экспедиции на судне Челленджер (1872–1876 гг.) измерения температуры на поверхности и в толще океанов стали проводиться более или менее регулярно.

В последнее время работы по рассмотрению теплосодержания океана как главного индикатора изменений климата существенно активизировались. При этом считается, что нагревание океана приходящей солнечной радиацией происходит с поверхности. Затем это тепло распространяется вниз, в толщу океана. Из-за огромной теплоемкости океана это распространение происходит очень

медленно, если сравнивать с тем, как перераспределяется полученное от Солнца тепло в толще атмосферы. Поэтому сегодняшнее теплосодержание глубоких слоев океана не соответствует тому, что сейчас происходит с климатом приземного слоя воздуха. Оно служит индикатором того, насколько теплым или холодным был климат в прошлом.

В совсем недавней публикации [10] были использованы реконструкции климатов последних 2000 лет и климатическая модель, чтобы показать, что, начиная с так называемой Средневековой Теплой Эпохи, высокое теплосодержание верхних слоев океана распространилось вниз и достигло наиболее глубинных частей Атлантического океана спустя 300–400 лет. В Тихом океане это произошло спустя примерно 700 лет. Затем, после Малого Ледникового Периода, уже низкое теплосодержание распространилось сверху вниз за примерно 200 и 300 лет соответственно. Пик похолодания в самых глубоких (~6000 м) слоях Атлантического океана пришелся на середину XX века. Самые глубокие слои Тихого океана сейчас все еще продолжают холодать.

Данная работа продолжает наше исследование того, как менялась средняя температура водной поверхности Северной Атлантики (ТВПСА) [6]. Там было показано, что изменения ТВПСА в течение последних примерно шестидесяти лет, помимо общего тренда потепления, слагались, в основном, тремя почти периодическими компонентами, из которых наиболее мощной была компонента с периодом, хорошо совпадающим с известным примерно 22-летним циклом гелиомагнитной активности (циклом Хейла).

В продолжение того исследования, рассматривается, как менялось теплосодержание толщи вод Северной Атлантики за примерно тот же полувековой временно́й период. Обнаруживается, что изменения теплосодержания в толще Северной Атлантики также выявляют такое же колебание. При этом оно распространяется от слоя 0–700 м вниз, что подтверждает вышеупомянутое мнение. Но неожиданно оказывается, что в ТВПСА и в самом верхнем слое океана 0–100 м это колебание запаздывает по фазе от температурных колебаний в слое 0–700 м.

2. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД ИХ ОБРАБОТКИ

В качестве исходных в настоящей работе были использованы данные об изменениях теплосодержания слоев 0–700 и 0–2000 м Северной Атлантики (30°–65° с.ш., 0°–60° з.д.) в 1955–2016 гг. и об изменениях средней температуры слоя 0–100 м, опубликованные Национальным Центром Океанографических данных США (National Oceanographic data Center – NODC; http://www.nodc.noaa.gov/). Кроме того, использовались данные о ТВПСА, уже анализировавшиеся в первой части нашей работы [6]. Надо отметить, что качество рядов, особенно ряда теплосодержания для слоя 0–2000 м, является очень низким. По времени все ряды неоднородны [8]. Для наиболее ранних из числа рассматриваемых лет (начало второй половины XX века) они основаны на очень малом числе исходных измерений температуры воды в толще океана. Однородность рядов неоднократно нарушалась при введении новых типов измерений. Так, с начала 1900-х и до 1939 гг. использовался только так называемый нансеновский термометр, который позволял оценить температуру воды только на дискретном, и небольшом, числе уровней. В 1939 г. появился механический батитермограф, дававший непрерывный вертикальный профиль температуры. С 1955 г. стали использовать профилемер и для измерений солености морской воды. В 1984 г. в рамках программы TOGA начался непрерывный мониторинг океана в тропиках Тихого океана. В пределах рассматриваемого в данной статье интервала времени серьезное нарушение однородности произошло в 2001 г., когда начала вступать в действие система непрерывного глобального мониторинга ARGO. Это нарушение видно в обоих рядах теплосодержания, показанных на рис. 1, по ускорившемуся на несколько лет росту теплосодержания.

По всем таким причинам американские разработчики этих рядов были вынуждены отказаться от отдельной оценки теплосодержания слоя 700–2000 м. Опубликованы только ряды, относящиеся к перекрывающимся слоям 0–700 и 0–2000 м. Для слоя 0–700 м ряд имеет годичное и пентадное разрешение, а для слоя 0–2000 м – только пентадное. При пентадном разрешении (1957–2014 гг.) каждому календарному году в середине 5-летнего интервала присваивается значение теплосодержания за весь 5-летний период. Для самого верхнего слоя 0–100 м публикуются лишь данные о средней температуре этого слоя.

В настоящей работе все вышеупомянутые ряды были впервые проанализированы с использованием техники вейвлетного преобразования, чтобы выявить особенности вариаций теплосодержания разных временны́х масштабов и характер их вертикального распространения.

Само по себе вейвлетное преобразование (ВП) временны́х рядов хорошо известно. Для ряда, представленного конечной и дискретной последовательностью данных $X(t)$, взятых с единичным шагом по времени, это преобразование записывается как

$$WT_b(a) = a^{-1/2}\sum_{t=t_1}^{t=t_n} X(t)G((t-b)/a). \qquad (1)$$

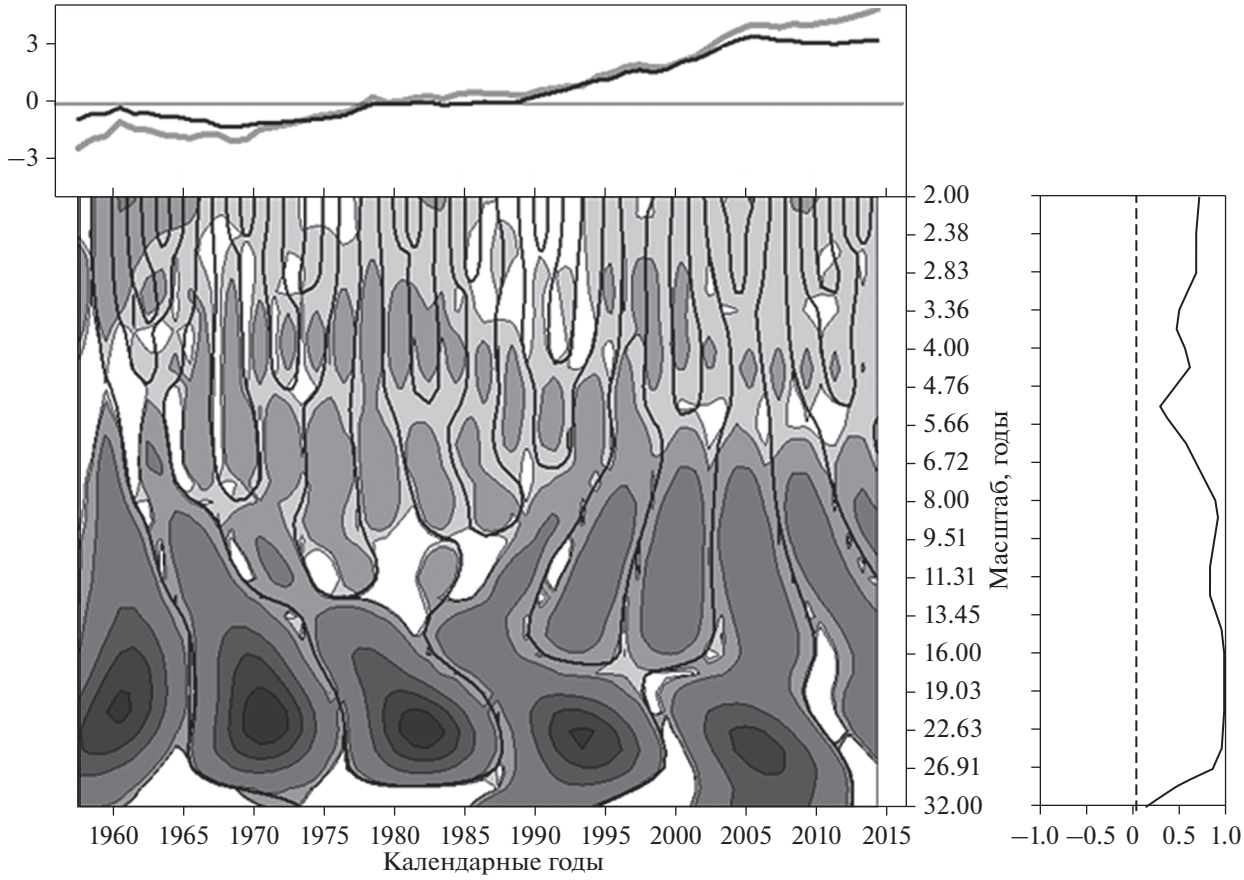


Рис. 1. Центрированные и нормированные ряды теплосодержания слоев 0–700 м (черная линия) и 0–2000 м (серая линия) Северной Атлантики (вверху), картина вейвлетных кросскорреляций этих рядов после исключения их линейных трендов, и средние по времени помасштабные кросскорреляции этих рядов (справа от картины).

В этой формуле b – сдвиг по времени ($t_1 \le b \le t_n$, n – длина ряда), a – вейвлетный масштаб ($a > 0$) и $WT_b(a)$ – величина вейвлетного преобразования для масштаба a и сдвига b. Если используется вейвлетная функция Морле $G(t) = \pi^{-1/4} \exp\{i\omega t\} \times \exp\left\{-t^2/2\right\}$, то величина $WT_b(a)$ является комплексной $WT_b(a) \equiv \mathrm{Re}\, WT_b(a) + \mathrm{Im}\, WT_b(a)$. Используя только последовательность вещественных компонент $\mathrm{Re}\, WT_b(a)$, соответствующих одному и тому же вейвлетному масштабу a, при этом можно выявить почти периодические вариации преобразуемого ряда, периоды которых близки к a. Заметим, что значение $\omega = 6.2035$ обеспечивает точное равенство вейвлетного и обычного временнóго масштаба. Именно это значение используется в данной работе.

В работах [1–4] для количественного сравнения вариаций разного временнóго масштаба и их изменений со временем была разработана специальная техника, основанная на ВП (1). Согласно этой технике, сначала вычисляется произведение $CROSSWT_b(a) = \mathrm{Re}\, WT1_b(a)\, \mathrm{Re}\, WT2_b(a)$ величин ВП для двух сравниваемых рядов при всех значениях b и a из заданного диапазона. Результат этого вычисления представляется как картина кроссвейвлетного преобразования (CrossWT) на полуплоскости (b, a), как это делается и при обычном ВП. Заметим, что с равным успехом можно использовать произведение мнимых компонент ВП. Тогда картина CrossWT просто сдвинется вправо на четверти периодов представленных колебаний.

Области полуплоскости, где произведение $CROSSWT_b(a)$ является положительным, закрашиваются оттенками серого цвета, пропорционально величине произведения. Те области, где произведение отрицательно, оставляются белыми, независимо от величины модуля произведения. Ясно, что, если при ВП используется вейвлетная функция Морле, то первые области соответствуют синфазным вариациям в сравниваемых рядах, а вторые области – противофазным. Затем, на полученную картину CrossWT накладываются жирные линии, соответствующие нулевым значениям $\mathrm{Re}\, WT1_b(a)$. Это позволяет видеть, вариации

какого ряда опережают вариации (или следуют за вариациями) другого ряда в данном конкретном масштабе и в данное конкретное время.

Например, пусть в некотором вейвлетном масштабе в некоторый момент времени $CROSSWT_b(a) > 0$, а спустя некоторое время эта величина становится отрицательной. На картине CrossWT этому соответствует сначала область, закрашенная серым цветом, а затем белая область. Если линия, разделяющая эти области, является жирной, то это значит, что сначала соответствующие величины ВП ($\mathrm{Re}\,WT1_b(a)$ и $\mathrm{Re}\,WT2_b(a)$) в обоих рядах были синфазными. Например, обе они были положительными (отрицательными). Но затем величина первого ряда сменила свой знак, а величина второго ряда продолжала оставаться такой же, как и ранее. В противном случае, когда разделяющая линия была тонкой, первой сменила свой знак величина второго ряда.

Надо отметить, что существует другая техника CrossWT, которая является аналогом взаимного спектрального анализа для нестационарных временны́х рядов (см. [14, 15]). Согласно этой технике, сначала вычисляется свертка результатов комплексного ВП для каждого из сопоставляемых временны́х рядов по отдельности: $CROSS_b(a) = WT_b^1(a)WT_b^2(a)^*$, где звездочка означает комплексное сопряжение. Затем эта величина усредняется по времени и вейвлетному масштабу, и по полученным усредненным данным вычисляются когерентности и фазовые сдвиги между колебаниями в обоих рядах в каждый момент времени и для каждого вейвлетного масштаба.

Эта техника имеет два существенных недостатка. Во-первых, произвольным является временно́й и масштабный интервал усреднения исходной свертки $CROSS_b(a)$. При этом не доказано, что выбор иного осреднения не приводит к существенно другим результатам. Во-вторых, дизайн выходного продукта этого $CROSSWT$ крайне неудачен: на поле когерентности накладываются “циферблаты”, стрелки которых указывают величину фазы. Эти циферблаты трудно читаемы.

Если же использовать технику CrossWT, описанную выше, то она, конечно, не дает никакой информации о помасштабной и временно́й когерентности, а фазы даются в качественном смысле. Это значит, что можно судить только о том, колебание рассматриваемого масштаба в рассматриваемый момент времени в первом ряду опережает или запаздывает по отношению к соответствующему колебанию во втором ряду. Но этого, как представляется авторам данной статьи, достаточно для многих геофизических приложений. Зато эта техника не требует никакого усреднения и соотношение лидирования-запаздывания наглядно представлено для каждого отдельного колебания. Также такая предварительная обработка рядов, как их центрирование и нормирование, не влияет на получаемую при CrossWT информацию о синхронизации фаз разномасштабных колебаний в сравниваемых рядах.

3. ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Вверху на рис. 1 показаны предварительно центрированные и нормированные ряды теплосодержания слоев 0–700 м (черная линия) и 0–2000 м (серая линия) для Северной Атлантики за период с 1957 по 2014 гг. Ниже показана картина кроссвейвлетного преобразования этих рядов (ряд слоя 0–700 м рассматривается первым), полученная после исключения из обоих показанных рядов их линейных трендов. Это сделано для максимально возможного уменьшения краевых искажений результатов ВП, которые, как известно, неизбежно возникают при преобразованиях рядов конечной длины. Справа от картины показан график средних по времени кросскорреляций между вещественными вейвлетными компонентами обоих рядов для всех рассматриваемых временны́х масштабов.

Здесь надо упомянуть, что, с точки зрения авторов настоящей работы, использование теста статистической значимости результатов ВП отдельных временны́х рядов, описанного в [14], и его распространение на оценку когерентности на картине CrossWT, как это сделано в [15], не является удовлетворительным. Суть в том, что этот тест предполагает, что ряды являются стационарными, стационарно связанными и формируемыми простыми процессами авторегрессии первого порядка. На самом деле, ряды, с которыми обычно имеют дело в климатологии и океанологии, не являются таковыми. Они интегрально нестационарны, т.е., глядя на отрезок ряда конечной длины, практически всегда можно видеть некоторый тренд. Затем, реальные процессы обычно принадлежат к описанным Б. Мандельбротом [12] процессам с “тяжелыми хвостами”. Временны́е корреляционные функции таких процессов не являются затухающими экспонентами. Они лучше аппроксимируются функциями типа $R(\tau) \approx 1/\tau^{\alpha}, \alpha \approx 1$. Такие функции были, например, найдены для полей приземной температуры воздуха в [7]. Энергетические спектры этих процессов также резко отличны от таковых у процессов авторегрессии. Соответственно, у них должны быть вполне разные доверительные интервалы, предназначенные для использования в статистических тестах.

Еще одно соображение, которое тоже надо учитывать. Принятие гипотезы о статистической значимости некоторой особенности в энергетическом спектре или вейвлетном спектре означает,

что эта особенность будет наблюдаться и впредь. Однако у нестационарного процесса этого может и не быть. Например, 11-летний цикл солнечных пятен обычно оценивается как статистически значимый. Но этот цикл полностью отсутствовал во второй половине XVII века во время известного периода пониженной солнечной активности Маундера.

С другой стороны, если тест дал отрицательный результат, то наблюденная особенность считается появившейся случайно. Но динамика климатической системы атмосфера–океан является детерминированной, и у нее каждая особенность имеет свою причину. Наилучшим средством установления этой причины является не формальное статистическое тестирование, а содержательное рассмотрение физики, порождающей эту особенность.

Распознать, какая физика скрыта за наблюденным явлением, часто трудно. Тогда могут помочь наблюдения того же явления в других относящихся к делу гидрометеорологических рядах.

Поскольку исходные ряды теплосодержания имеют всего лишь пятилетнее временно́е разрешение, можно было заранее ожидать, что структура картины CrossWT в вейвлетных (временны́х) масштабах менее десяти лет не будет отражать реальность. И действительно, в верхней половине картины CrossWT взаимное расположение областей, закрашенных оттенками серого, где вариации теплосодержания в сравниваемых рядах являются синфазными, и областей, оставленных белыми, где они противофазны, выглядит случайным, и формы всех областей сильно различаются. Этому соответствуют вариации средних по времени кросскорреляций от 0.3 до 0.7, которые нельзя признать существенными.

Зато в вейвлетных (временны́х) масштабах от 8 до 25 лет средние по времени кросскорреляции очень велики (от 0.8 до почти 1.0). Рассматривая же нижнюю половину картины CrossWT, можно видеть, что столь высокие кросскорреляции обеспечиваются практической синфазностью колебаний этих масштабов в сравниваемых рядах. Эта синфазность проявляется в том, что почти вся нижняя половина картины CrossWT составлена из областей, закрашенных оттенками серого и окаймленных с боков жирными линиями. Области, оставленные белыми, занимают малую долю этой части картины CrossWT. Они видны в масштабах около 10 лет в 1970–1990 гг.

Белые области начинают встречаться на равных с серыми областями только в масштабах более 25 лет. В результате средняя по времени кросскорреляция падает там почти до нуля. Скорее всего, это не отражает реальность, а является следствием оставшихся не устраненными краевыми искажениями ВП.

Возвращаясь к диапазону масштабов от 8 до 25 лет, можно видеть, что в его верхней половине (масштабы менее примерно 15 лет) форма и взаимное расположение серых и белых областей резко различаются до и после примерно 1987 календарного года. В первом случае, серые и белые области встречаются почти на равных, причем все серые области оконтурены справа жирными линиями. Это свидетельствует о лидировании вариаций этих масштабов в ряду 0–700 м и их запаздывании в ряду 0–2000 м. Во втором же случае видны только довольно крупные серые области, оконтуренные с обоих краев жирными линиями, что говорит о полной синфазности соответствующих вариаций.

Это различие может быть следствием какого-то сдвига в климатическом режиме, произошедшем до 1987 календарного года. Однако не исключено, что это – результат вышеупомянутой временно́й неоднородности рассматриваемых рядов, связанной с тем, что в ранние годы количество и качество гидрофизических измерений было более низким, чем в поздние календарные годы.

Несколько иная картина наблюдается в вейвлетных масштабах от примерно 15 до 25 лет. В этом диапазоне масштабов видна довольно четкая полоса из пяти серых областей, повторяющихся во времени периодическим образом, т.е. видна кажущаяся цикличность изменений теплосодержания со средним периодом примерно 22 года. Это совпадает с известным циклом Хейла гелиомагнитной активности. Но считать это совпадение было бы опрометчиво, ибо видны только три цикла и формальный тест статистической значимости, наверняка, признает эту полосу игрой случая. Однако циклы с таким периодом наблюдались во многих ранее выполненных исследованиях (см., например, [5, 9, 13, 16, 17]). Этого, по нашему мнению, достаточно, чтобы считать найденный здесь примерно 22-летний цикл реальным.

Первые три из них (1957–1987 гг.) оконтурены жирными линиями с обеих сторон, но последние две (1987–2013 гг.) окаймлены жирными линиями только справа, после чего их продолжают белые области длительностью по времени в 2–3 года. Значит, вначале вариации рассматриваемого диапазона масштабов были в обоих рядах синфазными, но после 1987 календарного года вариации в ряду 0–700 м стали лидировать.

Значит ли это, что после 1987 г. все-таки произошло какое-то качественное изменение в динамике теплосодержания рассматриваемых слоев? Отвечая на этот вопрос, надо учесть, что измерений в нижней части слоя 0–2000 м даже сейчас меньше, чем в верхней части, и динамика ряда 0–2000 м, во многом, определяется измерениями в верхнем подслое 0–700 м.

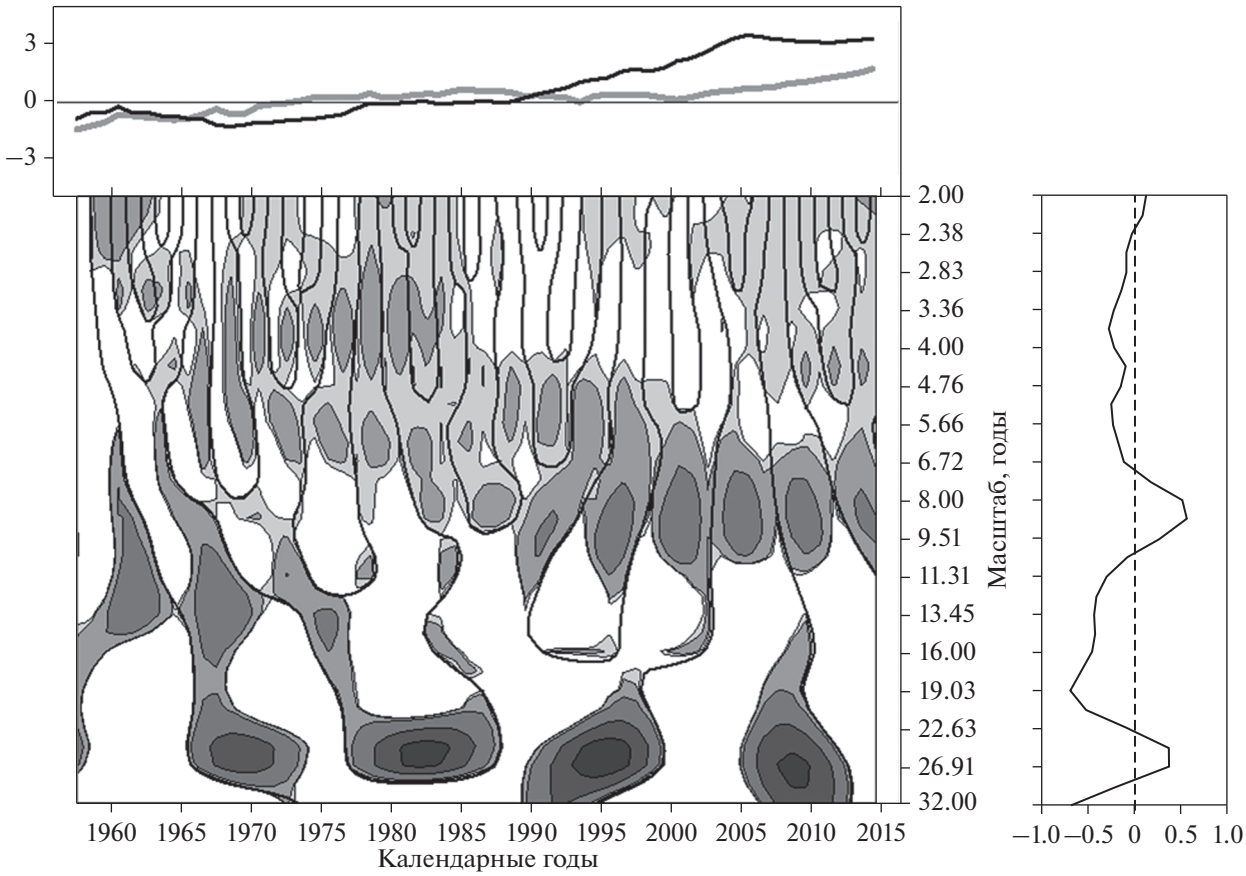


Рис. 2. То же, что на рис. 1, но для вейвлетных кросскорреляций рядов теплосодержания слоев 0–700 м (черная линия) и 700–2000 м (серая линия).

Поэтому, невзирая на то, что разработчики рядов теплосодержания не посчитали возможным показывать отдельный ряд для слоя 700–2000 м, в данной работе такой ряд все же был подсчитан путем простого вычитания теплосодержания слоя 0–700 м из ряда теплосодержания слоя 0–2000 м. Строго говоря, получаемый путем вычитания ряд является довольно грубой оценкой истинного ряда теплосодержания для слоя 700–2000 м, ибо теплосодержание каждого слоя морской воды вычисляется путем интегрирования профиля температуры, измеренного внутри этого слоя, с учетом плотности и теплоемкости воды в этом слое.

Рисунок 2 показывает картину CrossWT ряда 0–700 м с так полученным рядом 700–2000 м. Эта картина резко отличается от картины, показанной на рис. 1, в том числе и в масштабах около двадцати лет. Резко различаются также графики средних по времени вейвлетных кросскорреляций. На рис. 1 они были большими положительными практически для всех масштабов. Для масштабов более восьми лет эти средние кросскорреляции близки к 1.0. Это подтверждает предположение, что вариации теплосодержания слоя 0–2000 м сильно зависят от гидрофизических наблюдений в верхнем подслое 0–700 м.

В контрасте с этим, график средних по времени вейвлетных корреляций на рис. 2 показывает фактическое отсутствие связей между изменениями теплосодержания верхнего и нижнего подслоев. Средняя кросскорреляция остается довольно высокой (около 0.6) только для вейвлетных масштабов около восьми лет и около 0.4 для масштабов более двадцати лет. В промежуточном диапазоне масштабов она даже отрицательна (до –0.7).

Полоса серых областей в масштабах примерно двадцати лет и более существенно изменилась на рис. 2 по сравнению с рис. 1. Все видимые в этой полосе серые области (их осталось четыре) существенно уменьшились по размеру и стали отделяться друг от друга довольно широкими по времени белыми областями. При этом самая левая на рисунке серая область, представляющая примерно 20-летнее колебание в годы до 1974 календарного года, окаймлена жирной линией слева, но не справа. Это могло бы говорить о лидировании в те годы примерно 20-летних вариаций теплосодержания в нижнем подслое 700–2000 м. Однако данные наблюдений для этих ранних лет таковы, что отличие этого раннего колебания от более

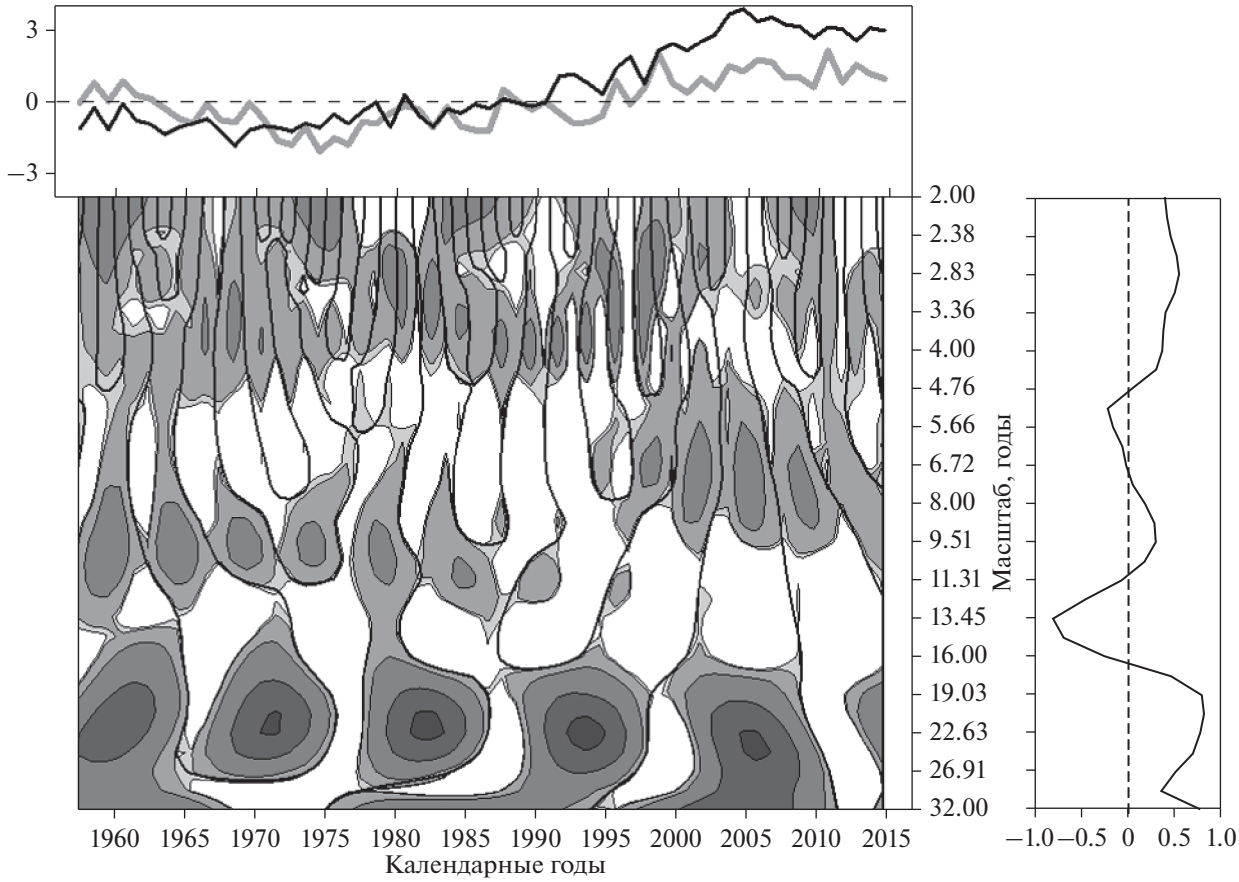


Рис. 3. То же, что на рис. 1, но для вейвлетных кросскорреляций ряда теплосодержания слоя 0–700 м (черная линия) и ряда температуры водной поверхности Северной Атлантики (серая линия).

поздних вполне можно отнести на счет ошибок этих наблюдений.

Три серые области, относящиеся к календарным годам после 1974 календарного года, окаймлены справа жирными линиями. Это означает запаздывание вариаций в ряду теплосодержания нижнего подслоя 700–2000 м на 3–5 лет по сравнению с соответствующими вариациями теплосодержания верхнего подслоя 0–700 м. В среднем это дает скорость распространения аномалий теплосодержания сверху вниз в 200 м за год.

Рисунок 3 показывает картину CrossWT для ряда 0–700 м с рядом средней температуры водной поверхности Северной Атлантики, построение которого описано в [11] и который являлся объектом исследования в первой части данной работы [6]. В соответствии с работой [10] ожидалось, что колебания температуры водной поверхности будут опережать соответствующие колебания теплосодержания слоя 0–700 м. Однако для примерно 22-летних колебаний картина CrossWT на рис. 3 показывает обратное. А именно, все пять серых областей, видимые на картине CrossWT на рис. 3, в этих вейвлетных масштабах окаймлены жирной линией справа, т.е. теплосодержание слоя 0–700 м лидирует и в этом случае, хотя это лидирование не превышает 2–3 лет.

Этот результат противоречит общепринятому представлению о распространении в океане температурных аномалий сверху вниз. Можно предположить, что он получается просто потому, что подавляющее большинство измерений температуры поверхности Северной Атлантики делается на коммерческих судах, плавающих по вполне определенным маршрутам, а измерения температуры в толще океана делаются со специальных судов, этих маршрутов не придерживающихся. Чтобы проверить это, была построена картина CrossWT ряда теплосодержания 0–700 м с рядом средней температуры самого верхнего слоя океана 0–100 м (слоя сезонного термоклина), построенного по измерениям на экспедиционных судах, как и для слоев 0–700 и 0–2000 м.

Эта картина показана на рис. 4. Видно, что примерно 22-летние вариации теплосодержания в слое 0–700 м, по-прежнему, лидируют, хотя время упреждения меньше, чем для температуры водной поверхности (всего 1–2 года). Так что вышеупомянутое объяснение феномена распространения температурных колебаний снизу вверх

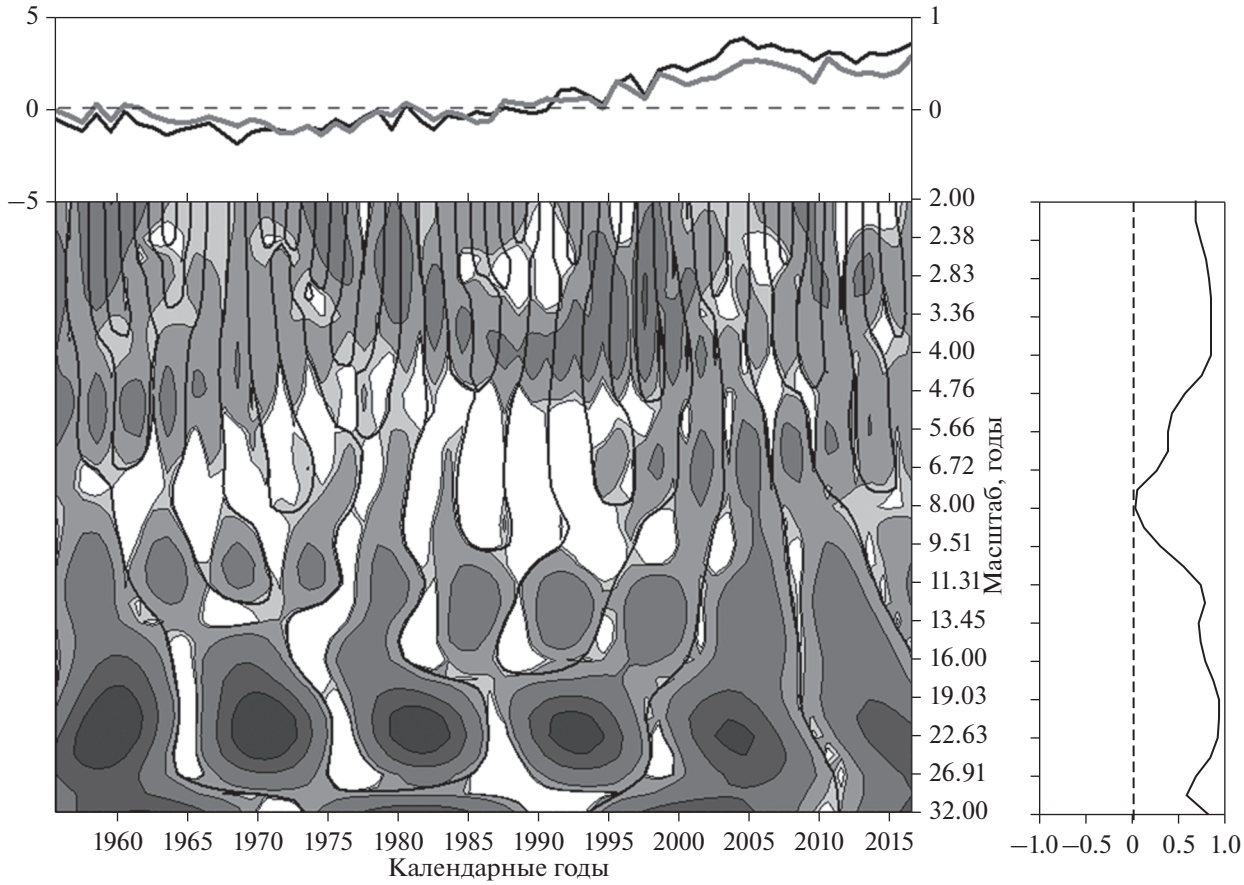


Рис. 4. То же, что на рис. 1, но для вейвлетных кросскорреляций ряда теплосодержания слоя 0–700 м (черная линия) и ряда средней температуры слоя 0–100 м Северной Атлантики (серая линия).

неоднородным составом наблюдений должно быть отброшено.

Что на самом деле возбуждает эти вариации, еще предстоит выяснить. Здесь можно только отметить, что солнечные лучи не проникают так глубоко в океан, как на 700 м. Поэтому вариации суммарной приходящей к Земле солнечной радиации не могут вызывать 22-летнее колебание. К тому же у них главным циклом является 11-летний, а 22-летний очень слаб. Зато вода не препятствует проникновению в толщу океана гелиомагнитного излучения, и при этом соленая вода не является электрически нейтральной. Так что можно предполагать прямое воздействие Хейловского цикла.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования, в ходе которого временны́е вариации теплосодержания верхних слоев и температуры водной поверхности Северной Атлантики исследовались с помощью многомасштабного вейвлетного анализа, обнаружено, что во всех рассмотренных слоях эти вариации содержат кажущуюся периодической (примерно 22 года) компоненту.

Колебания этой компоненты распространяются со временем таким образом, что внутри слоя 0–700 м они лидируют по фазе в сравнении с такими же колебаниями в слое 0–2000 м. Этот факт соответствует общепринятым представлениям о распространении температурных вариаций в толще океана сверху вниз.

Вместе с тем, обнаружен факт, противоречащий этим представлениям. Он состоит в том, что примерно 20-летние вариации лидируют также по сравнению с соответствующими вариациями температуры водной поверхности Северной Атлантики, а также с соответствующими вариациями средней температуры самого верхнего 100-летнего слоя сезонного термоклина. Из этого следует, что источник этих примерно 22-летних температурных вариаций расположен в толще океана, а не на его поверхности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Монин А.С., Сонечкин Д.М.* Доказательство упреждения изменений

концентрации парниковых газов вариациями температуры в данных станции “Восток” // Докл. РАН. 2004. Т. 396. № 5. С. 686–690.

2. *Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Парренин Ф., Сонечкин Д.М.* Исследование разномасштабных взаимосвязей между изменениями приземной температуры воздуха и концентрации CO_2 в атмосфере // Лед и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 533–544. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-533-544
3. *Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М.* О связи антропогенного роста концентрации углекислого газа в атмосфере и современного потепления // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 1. С. 87–91.
4. *Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М.* О соотношениях лидирования-запаздывания между атмосферными трендами температуры и концентрации углекислого газа в период плиоцена // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 6. С. 709–712.
5. *Вакуленко Н.В., Нигматулин Р.И., Сонечкин Д.М.* К вопросу о глобальном изменении климата // Метеорология и гидрология. 2015. № 9. С. 89–97.
6. *Вакуленко Н.В., Сонечкин Д.М.* Дирижеры современных изменений температуры водной поверхности Северной Атлантики // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 895–902.
7. *Даценко Н.М., Иващенко Н.Н., Сонечкин Д.М.* Свойства изменения естественных ортогональных составляющих полей температуры Северной Евразии в XX веке // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2011. Т. 47. № 1. С. 35–49.
8. *Abraham J.P., Baringer M., Bindoff N.L. et al.* A review of global ocean temperature observations: Implications for ocean heat content estimates and climate change // Rev. Geophys. 2013. V. 51. № 3. P. 450–483. https://doi.org/10.1002/rog20022
9. *Chylek P., Folland C.K., Dijkstra H.A. et al.* Ice-core data evidence for a prominent near 20 year time-scale of the Atlantic Multidecadal Oscillation // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L13704. P. 1–5. https://doi.org/10.1029/2011GL047501
10. *Gebbie G., Huybers P.* The Little Ice Age and 20th-century deep Pacific cooling // Science. 2019. V. 363. P. 70–74. https://doi.org/10.1126/science.aar8413
11. *Kaplan A., Cane M.A., Kushnir Y. et al.* Analyses of global sea surface temperature 1856–1991 // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 18567–18589. https://doi.org/10.1029/97JC01736
12. *Mandelbrot B.B.* The Fractal Geometry of Nature. San Francisco: W.H. Freeman, 1982. 460 p.
13. *Scafetta N., West B.J.* Phenomenological reconstructions of the solar signature in the Northern Hemisphere surface temperature records since 1600 // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. D24S03. P. 1–10. https://doi.org/10.1029/2007JD008437
14. *Torrence D.C., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1998. V. 79. P. 61–78. https://doi.org/10.1175/1520-0477
15. *Torrence D.C., Webster P.J.* Interdecadal changes in the ENSO–monsoon system // J. Clim. 1999. V. 12. P. 2679–2690. https://doi.org/10.1175/1520-0442
16. *Wang G., Yang P., Zhou X.* Identification of the driving forces of climate change using the longest instrumental temperature record // Sci. Rep. 2017. V. 7. 46091. https://doi.org/10.1038/srep46091
17. *Yang P., Wang G., Zhou X.* Causality of global warming seen from observations: a scale analysis of driving force of the surface air temperature time series in the Northern Hemisphere // Clim. Dyn. 2016. V. 46. P. 3197–3204. https://doi.org/10.1007/s00382-015-2761-4

Conductors of Heat Content Changes of the North Atlantic Ocean Layers

N. V. Vakulenko[a], D. M. Sonechkin[a, #]

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

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

It is considered that changes of the North Atlantic’s heat content can be a source of surprises in evolution of the present-day climate, especially the climate of Europe. To investigate this problem the monitoring RAPID program has been organized. However results of such monitoring cover still too short time interval to come to any particular conclusions. In this work, using wavelets, the heat content variations in the oceanic layers of 0–700 and 0–2000 m are analysed from the middle of the XX century. Their connections with variations of the mean temperature of the 0–100 m layer as well as with earlier analysed temperature variations of the North Atlantic sea-surface temperature also are analyzed. It is found that, against a background of a total increase of the heat content, variations of all specified characteristics reveal a periodicity similar to the known approximately 22-year long Hale’s cycle of the heliomagnetic activity. In the layer of the 0–700 m this periodicity leading on its phase not only the corresponding periodicity in the layer of the 0–2000 m that well corresponds the generally accepted opinion that anomalies of the heat content extend from top to down layers of ocean, but also in the mean temperature of the 0–100 m layer as well as in the sea-surface temperature. It allows to believe that the heliomagnetic activity immediately influences the upper 0–700 m layer of the ocean, and already then extend down and up.

Keywords: changes in the heat content of the North Atlantic, solar activity, wavelet analyse

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 14–26

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 551.446

ВЕРИФИКАЦИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ СПЕКТРАЛЬНОЙ ВОЛНОВОЙ МОДЕЛИ WAVEWATCH III ПО ДАННЫМ ПОПУТНЫХ СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2020 г. В. Г. Григорьева[1], *, С. К. Гулев[1], **, В. Д. Шармар[1], ***

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

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

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

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

Поступила в редакцию 25.06.2019 г.
После доработки 25.11.2019 г.
Принята к публикации 12.12.2019 г.

Представлен совместный анализ и детальное сравнение ретроспективного прогноза спектральной волновой модели третьего поколения WAVEWATCH III v.5.16 и данных попутных судовых наблюдений волнения за период 1980–2017 гг. Поля значимых высот волн и их периодов в модельных и визуальных данных демонстрируют хорошее качественное и количественное соответствие. Модель с высокой точностью воспроизводит направления распространения волнения, однако завышает высоты и периоды ветровых волн и занижает оценки высот волн зыби по сравнению с визуальными наблюдениями. Причины подобного расхождения в оценках компонентов волнения исследуются в рамках анализа различных волновых режимов.

Ключевые слова: ветровое волнение, зыбь, визуальные наблюдения волнения, спектральная волновая модель WAVEWATCH III, режимные характеристики волнения

DOI: 10.31857/S003015742001013X

ВВЕДЕНИЕ

Значительный прогресс в исследовании и оперативном прогнозировании волнения в Мировом океане, достигнутый в последние десятилетия, связан, в первую очередь, с интенсивным развитием в области волнового моделирования и ассимиляции данных [5–7, 10, 12, 24, 25, 28, 31]. Количество различных глобальных и региональных волновых моделей постоянно увеличивается наряду с повышением точности прогнозов и количеством усваиваемых данных [11, 32, 30, 36]. Однако для более качественного воспроизведения характеристик морского волнения и учета возможных ошибок в их оценках необходима тщательная верификация результатов модельных расчетов по независимым (альтернативным) источникам данных.

Первый этап оценки качества волновой модели, как правило, включает сравнение с данными волномерных буев [5, 7, 25, 31]. Информация, получаемая от буев, содержит срочные данные о направлении и скорости ветра и энергетические спектры волн, на основании которых рассчитываются периоды и значимые высоты волн. Поскольку эти данные обеспечивают достаточно высокую точность (0.2 м или 10% для высот волн, 1 с для периодов и 10° для направлений распространения волнения) и большую временну́ю протяженность, они широко используются для валидации модели. Однако подобное сравнение возможно только для фиксированных точек Мирового океана, расположенных преимущественно в шельфовой зоне и на относительно малых глубинах, в то время как подавляющая часть открытых районов океана не охвачена регулярными измерениями морского волнения.

Глобальным информационным массивом для верификации результатов расчета волновых моделей являются данные спутниковых измерений, которые обеспечивают хорошую точность оценок значимых высот волн при равномерном покрытии Мирового океана. При этом корректная обработка и интерпретация таких данных связана с дополнительными проблемами, общими для большинства дистанционных методов измерений [4, 7, 36].

Попутные судовые наблюдения (Voluntary Observing Ships, далее везде VOS) волнения на сегодняшний день являются самыми продолжительными по времени (1888 г.–настоящее время), охватывают весь Мировой океан и обеспечивают независимые оценки высот, периодов и направ-

лений распространения ветровых волн и зыби [1, 3, 14, 23]. Это является существенным отличием от контактных или дистанционных измерений, не проводящих такого разделения и оперирующих значимой высотой волны (Significant Wave Height, далее везде SWH) как основной количественной характеристикой поля ветрового волнения.

В данной работе мы представляем совместный анализ и детальное сравнение ретроспективного прогноза модели WAVEWATCH III (версия 5.16) и данных попутных судовых наблюдений волнения за период 1980–2017 гг. Следует отметить, что аналогичная валидация 15-летнего модельного эксперимента WAM за 1979–1994 гг. по данным визуальных наблюдений показала обоснованность и применимость подобного сравнения для всех характеристик ветрового волнения [1, 16].

ВОЛНОВАЯ МОДЕЛЬ WAVEWATCH III

Для расчета глобальных волновых характеристик использовалась спектральная волновая модель третьего поколения WAVEWATCH III (далее везде WW3) [33]. Ее динамическое ядро основано на решении уравнения эволюции спектральной плотности волнового действия в квазистационарном приближении [20, 24].

Открытый программный код и большое разнообразие физических параметризаций подсеточных процессов [33] позволяют подбирать различные конфигурации модели в зависимости от решаемых задач и исследуемой акватории. В нашем случае для описания генерации волн под воздействием ветра и диссипации энергии за счет обрушения волн была выбрана параметризация ST4 [6]. Для расчета нелинейного взаимодействия использовалась схема DIA [21, 22]. Дискретность по направлениям распространения (спектральное разрешение) составляла 15° (24 направления) на регулярной сетке, частотный диапазон – 32 интервала от 0.0418 до 0.4115 Гц на логарифмической сетке с инкрементом 1.1.

В качестве входной информации модели впервые использовался атмосферный реанализ Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства (NASA) MERRA-2 [15] с пространственным разрешением 0.5° по широте и 0.625° по долготе. Полученные поля волновых характеристик сохранялись с аналогичным разрешением и шестичасовой дискретизацией по времени. Долговременный модельный эксперимент проводился за период 1980–2017 гг.

Для валидации были выбраны значимые высоты волн и их средние периоды, а также высоты, периоды и направления распространения ветровых волн и двух систем зыби. Сравнение компонентов смешанного волнения представляет особый интерес, поскольку визуальные наблюдения, как уже упоминалось выше, являются единственным источником подобной информации.

ДАННЫЕ ПОПУТНЫХ СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Визуальные наблюдения волнения представляют, пожалуй, наиболее надежный способ идентификации нескольких волновых систем, когда хорошо обученный наблюдатель оценивает характеристики состояния океана *in situ*. Оценка наблюдателя также зависит от параметров окружающей среды (погодные условия, место наблюдения, тип судна и т.д.). Несмотря на то, что этот подход является по существу качественным, все вышеупомянутые факторы позволяют получать достаточно точные количественные оценки.

Данные попутных судовых наблюдений содержат визуальные оценки высот, периодов и направлений распространения ветровых волн и двух систем зыби. Эти характеристики позволяют рассчитать значимую высоту волны и ее средний период. В данной работе значимая высоты волны оценивалась по комбинированному методу Гулева и Хассе [17, 18], а период определялся как ассоциированный с наибольшей высотой волны – будь то ветровая волна или зыбь, что соответствует определению "*zero-up-crossing period*" в инструментальных данных [29].

Мировая коллекция визуальных морских наблюдений волнения ассимилирована в архив, известный как *ICOADS* (International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set, http://icoads.noaa.gov/) [14]. Это единственная на сегодняшний день информационная база, которая содержит более ста элементов, характеризующих состояние океана и атмосферы в данной точке в данный момент времени, а также сведения о методах измерения и их точности. Для оптимальной работы на основе *ICOADS* был создан исторический архив характеристик ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений [3], который постоянно обновляется по мере поступления новой информации.

Визуальные наблюдения волнения принято считать менее надежными, чем спутниковые измерения и модельные расчеты, по причине неравномерной плотности наблюдений, невысокой точности оценок параметров волн и относительно сложных процедур обработки исходных данных. Однако в последние десятилетия разработаны методы оценки и корректировки случайных и систематических ошибок наряду с многоступенчатым контролем качества данных [1, 3, 9, 16]. Более того, точность кодирования высот, периодов

и направлений распространения волн в визуальных наблюдениях сравнима, а в некоторых случаях превышает точность спутниковых измерений и модельных оценок [1, 2, 4, 7, 30].

Главное преимущество визуальных данных о волнении заключается в том, что наблюдательная практика никогда не менялась с 1853 года, в отличие от системы кодирования информации [3, 14, 23], претерпевшей несколько весьма существенных модернизаций вплоть до 1970 года. Таким образом, период 1980–2017 гг., соответствующий долговременному модельному эксперименту, отличается постоянством системы кодирования и стабильной пространственно-временно́й плотностью наблюдений (около миллиона записей в год), что позволяет воспроизводить достоверные глобальные поля характеристик ветрового волнения.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

В данной работе анализировались и сравнивались климатические и среднемесячные поля основных волновых характеристик, полученные из ретроспективного прогноза модели WW3 и по данным попутных судовых наблюдений за период 1980–2017 гг.

Для построения глобальных карт параметров ветрового волнения было выбрано временно́е разрешение один месяц и пространственное – 2° × 2°, как наиболее оптимальное для данных VOS [16]. По скорректированным визуальным наблюдениям, прошедшим строгий контроль качества [3, 1, 16], для всех волновых характеристик были рассчитаны пространственные поля за 38-летний период для каждого месяца, что позволило получить среднегодовые режимные характеристики, климатические распределения для каждого месяца отдельно (рис. 1, 2, 4, 5) и для всего периода в целом. Соответствующие поля модельных характеристик ветрового волнения были получены путем осреднения оригинальных 6-ти часовых полей WW3 с разрешением 0.5° × 0.625° и последующей интерполяцией на двуградусную сетку.

ВЕРИФИКАЦИЯ ЗНАЧИМЫХ ВЫСОТ ВОЛН И СРЕДНИХ ПЕРИОДОВ

Распределения модельных и визуальных значимых высот волн и их средних периодов (рис. 1, 3) хорошо согласованы между собой и соответствуют классической климатической картине. Точность воспроизведения волновых полей моделями третьего поколения варьируется в диапазоне 5–10% для значимых высот волн [8], что в случае 5-метровой волны дает 0.5 м – точность кодирования высот волн в VOS.

Наибольшие расхождения традиционно сконцентрированы в Южном океане, где визуальные высоты волн меньше модельных (рис. 1в). Различия достигают 0.5 м в зимний период и доходят до 1 м в летний период в южной части Тихого океана. Это связано, с одной стороны, с недостаточной плотностью визуальных наблюдений в Южном океане, а, с другой стороны, с тенденцией судов избегать штормовых условий, следуя рекомендованными курсами – так называемая “ошибка хорошей погоды”. С последним фактором связана и недооценка значимых высот волн по данным VOS в Северной Атлантике в зимний период до 0.3 м (рис. 1).

В то же время в центральной части Мирового океана SWH VOS превышают модельные высоты волн в среднем на 0.2 м (рис. 1в). Подобное завышение также было выявлено при сравнении попутных судовых наблюдений со спутниковыми данными [2]. Следует особо отметить, что в прибрежных районах модель дает искаженные оценки значимых высот волн в силу ограничений, связанных с параметризациями подсеточных процессов [12] и с относительно грубым разрешением атмосферного реанализа MERRA-2 [15], используемого в качестве входной информации модели. Проведенный долговременный эксперимент для заданной конфигурации WW3 с новым высокоразрешающим реанализом ERA-5 (0.25° × 0.25°) в качестве форсинга модели показал уменьшение расхождений между модельными и визуальными высотами волн в прибрежных акваториях более чем в 2 раза (с 1 до 0.2–0.5 м).

Следующий шаг валидации значимых высот волн WW3 и VOS включал сравнение их экстремальных оценок на различных временны́х масштабах. Среднемесячные значения SWH 0.01 и 0.05% обеспеченности вычислялись аналитически для каждого двуградусного квадрата по распределению Вейбулла, полученному аппроксимацией исходного ряда модели и визуальных данных соответственно. Глобальные поля экстремальных значимых высот волн 95 перцентиля (0.05% обеспеченности) и 99 перцентиля (0.01% обеспеченности) полностью повторяют картину пространственных распределений средних высот волн, но с бо́льшими количественными расхождениями. VOS завышает оценки в тропиках обоих полушарий до 1 м, а модель обеспечивает более высокие оценки экстремальных волн в штормовых районах Южного океана, Северной Атлантике и северной части Тихого океана (~0.5 м).

Для районов с высокой плотностью попутных судовых наблюдений (сравнимой или даже превышающей модельную шестичасовую дискрети-

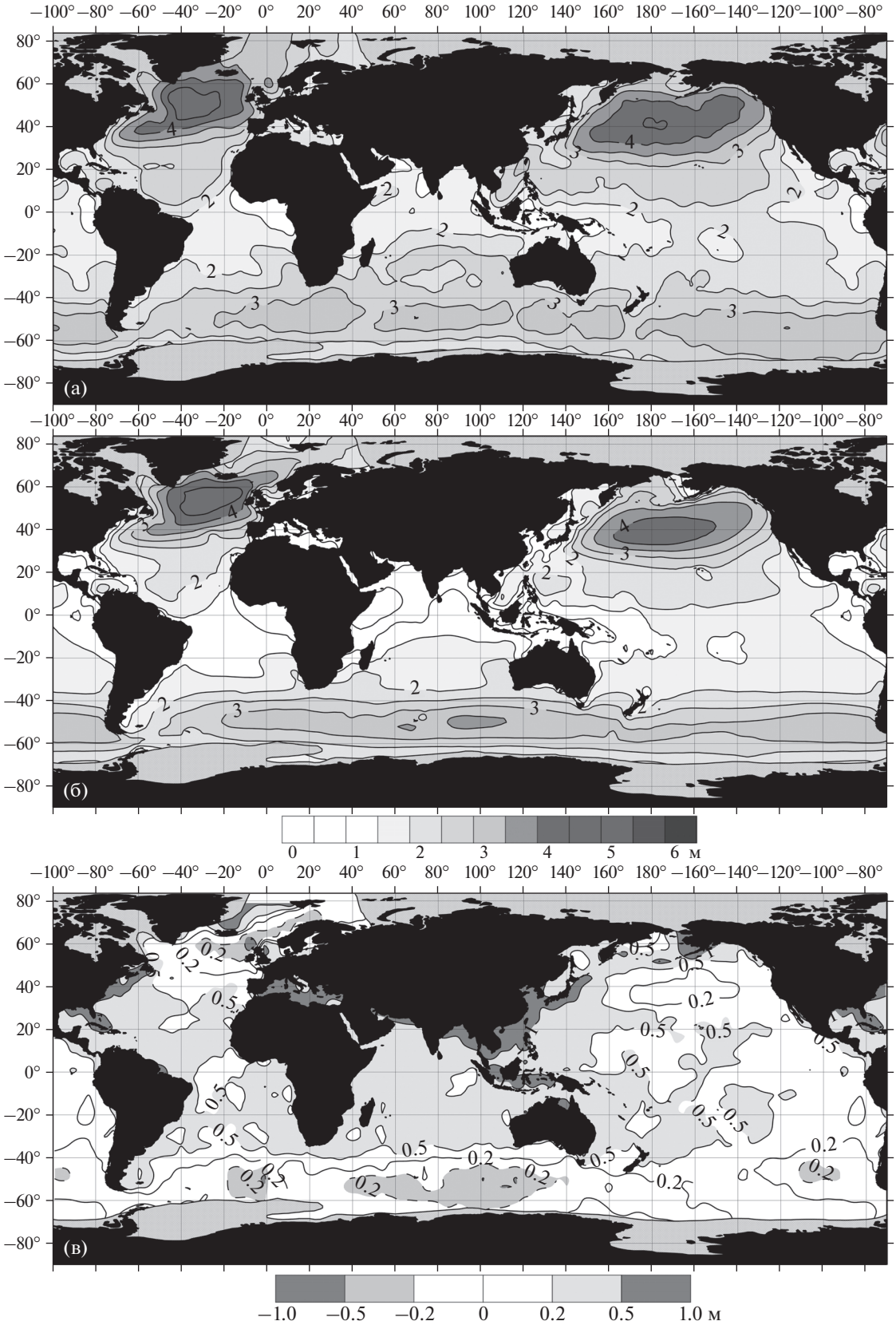


Рис. 1. Режимные распределения значимых высот волн (м) для января 1980–2017 гг.: (а) – рассчитанные по данным визуальных наблюдений; (б) – воспроизведенные моделью WW3; (в) – разницы между визуальными и модельными данными (VOS минус WW3). Пунктиром выделены отрицательные значения, сплошной линией – положительные.

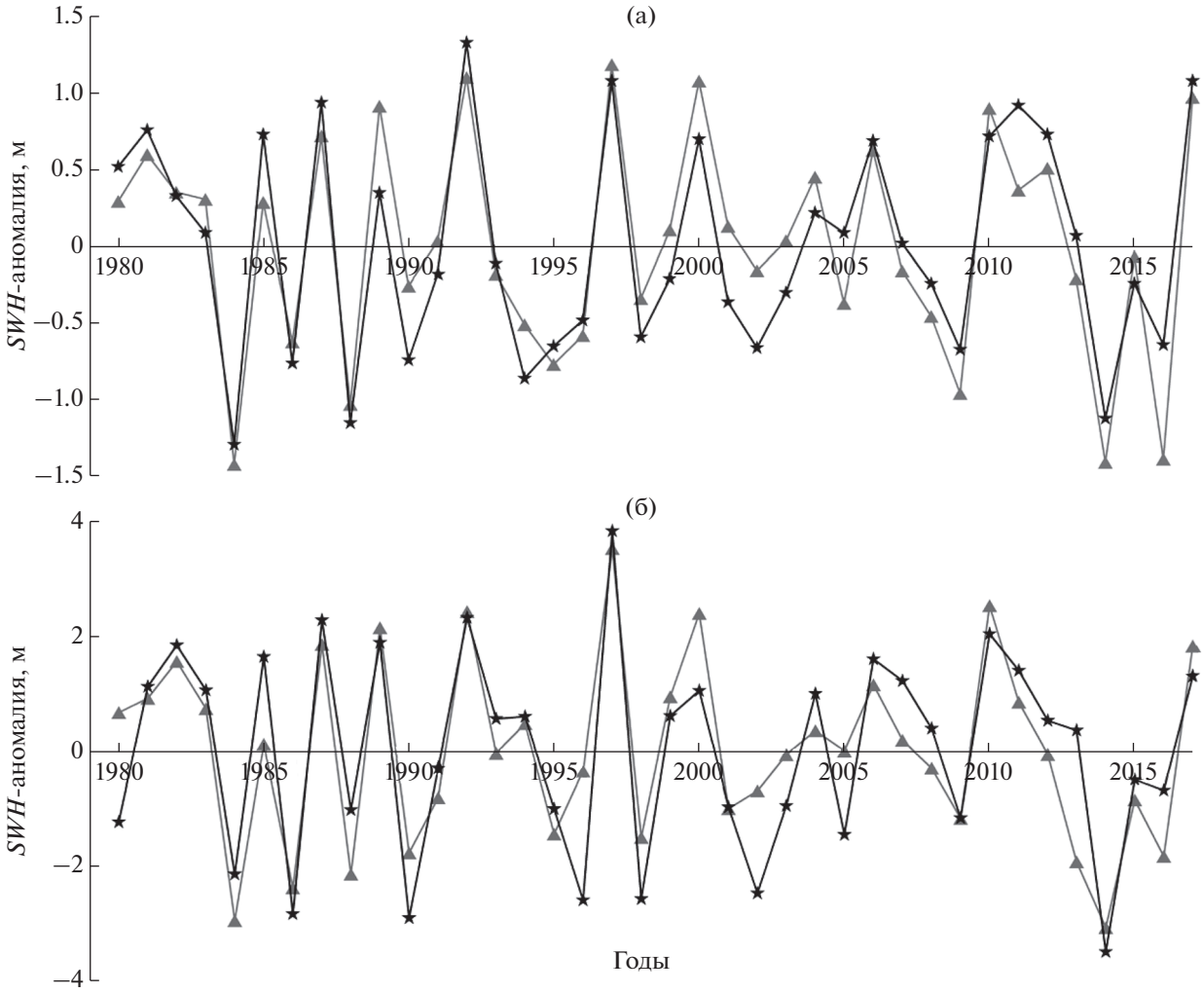


Рис. 2. Аномалии значимых высот волн для района центральной Атлантики в зимний период (декабрь–январь–февраль) 1980–2017 гг.: (а) – средние значения *SWH* (м); (б) – экстремальные оценки *SWH* (м) 0.01% обеспеченности (99-й перцентиль). Серые треугольники – данные визуальных наблюдений, черные звездочки – модельные данные.

зацию) мы также проанализировали аномалии средних и экстремальных значимых высот волн за весь период ретроспективного прогноза. Детальное сравнение позволяет не только рассмотреть прямые разности между двумя массивами данных о волнении, но также оценить долгопериодную изменчивость высот волн. И аномалии средних значений значимых высот волн, и аномалии высот волн 0.01% обеспеченности хорошо согласуются между собой не только по знаку, но и по магнитуде, обеспечивая практически одинаковые оценки трендов (нулевой для средних высот и слабоотрицательный –1 см в год для экстремальных волн). На рис. 2 приведен пример для центральной Атлантики в зимний период.

Несмотря на визуально разную пространственную картину, на глобальном масштабе различия между модельными и наблюдаемыми периодами волнения составляют не более 1 с, что также не превышает точности кодирования периодов в VOS (рис. 3). Модельные периоды меньше визуальных в районах ярко выраженного доминирования зыби (так называемые “swell pools” [13]) и больше в Северной Атлантике, центральной части Тихого океана и в Аравийском море, особенно в летний период.

В целом, различия между значимыми высотами волн и их периодами для среднемесячных, среднегодовых и климатических распределений лежат в пределах диапазона ошибок модели и не превышают точность кодирования в визуальных наблюдениях.

КОМПОНЕНТЫ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

Результаты верификации ретроспективного прогноза по данным попутных судовых наблюдений в терминах значимых высот волн и их перио-

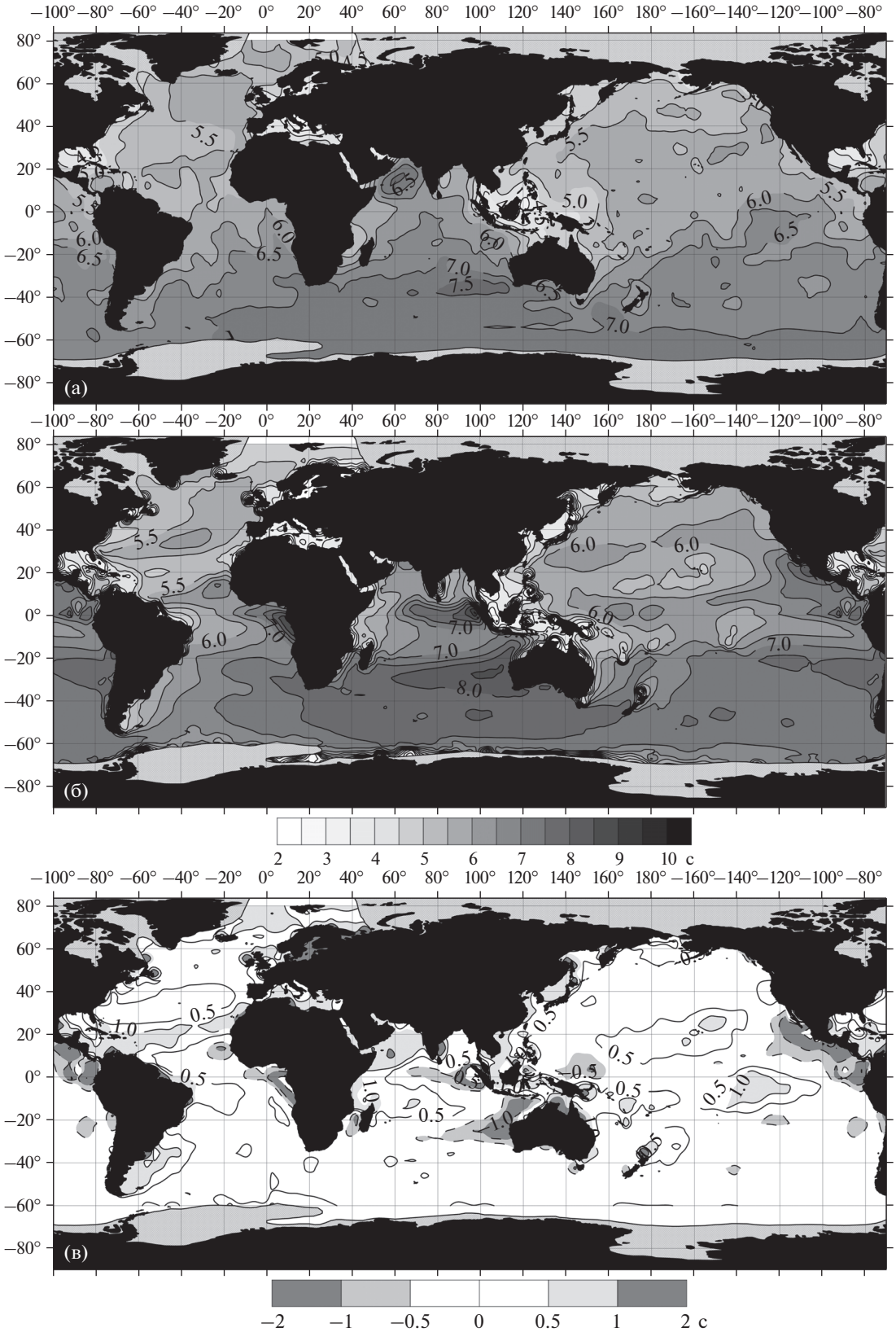


Рис. 3. Режимные распределения периодов значимых высот волн (с) для июля 1980–2017 гг.: (а) – рассчитанные по данным визуальных наблюдений; (б) – воспроизведенные моделью WW3; (в) – разницы между визуальными и модельными данными (VOS минус WW3). Пунктиром выделены отрицательные значения, сплошной линией – положительные.

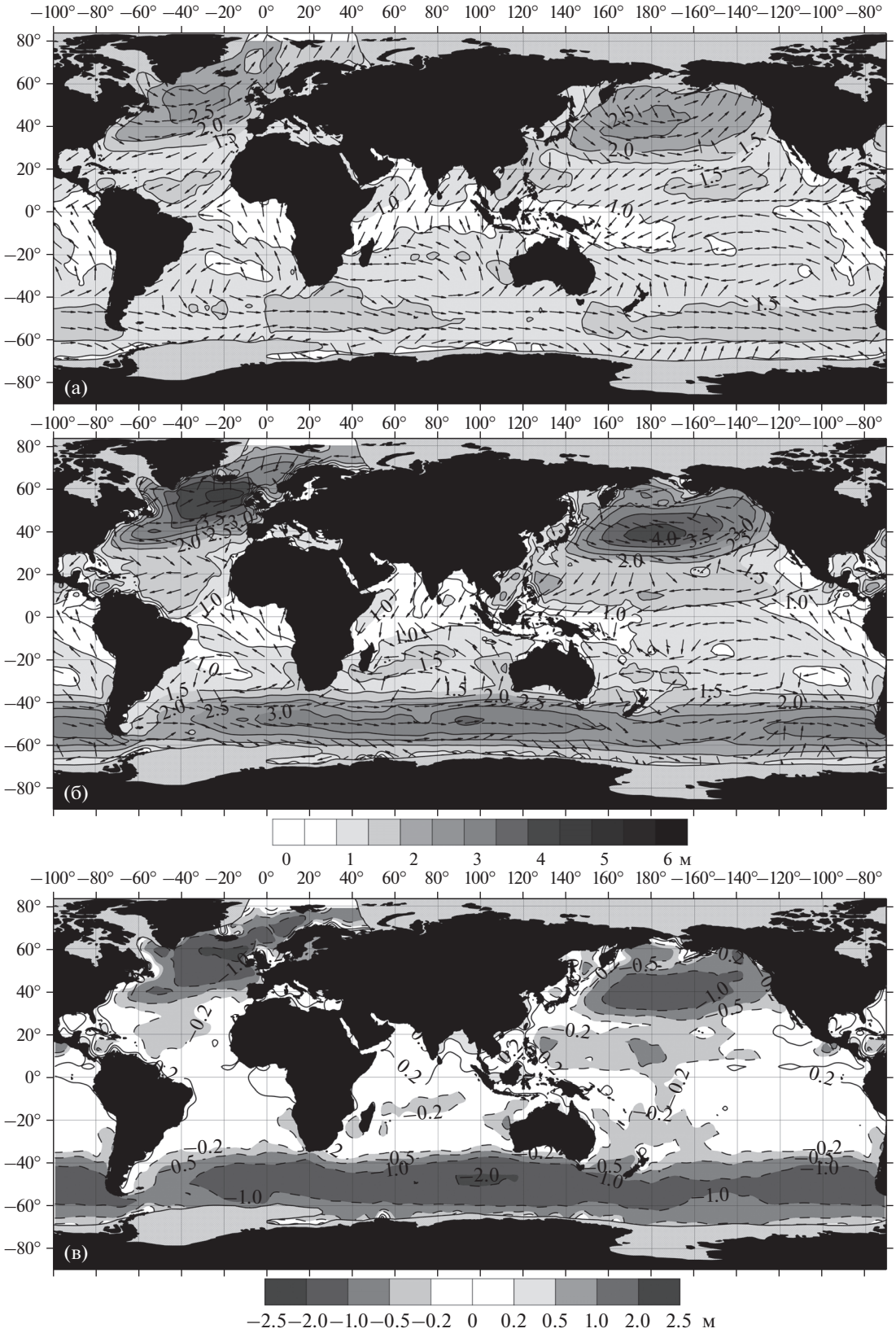


Рис. 4. Режимные распределения высот ветровых волн (м) и направления распространения волнения (показаны стрелочками) для января 1980–2017 гг.: (а) – рассчитанные по данным визуальных наблюдений; (б) – воспроизведенные моделью WW3; (в) – разницы между визуальными и модельными данными (VOS минус WW3). Пунктиром выделены отрицательные значения, сплошной линией – положительные.

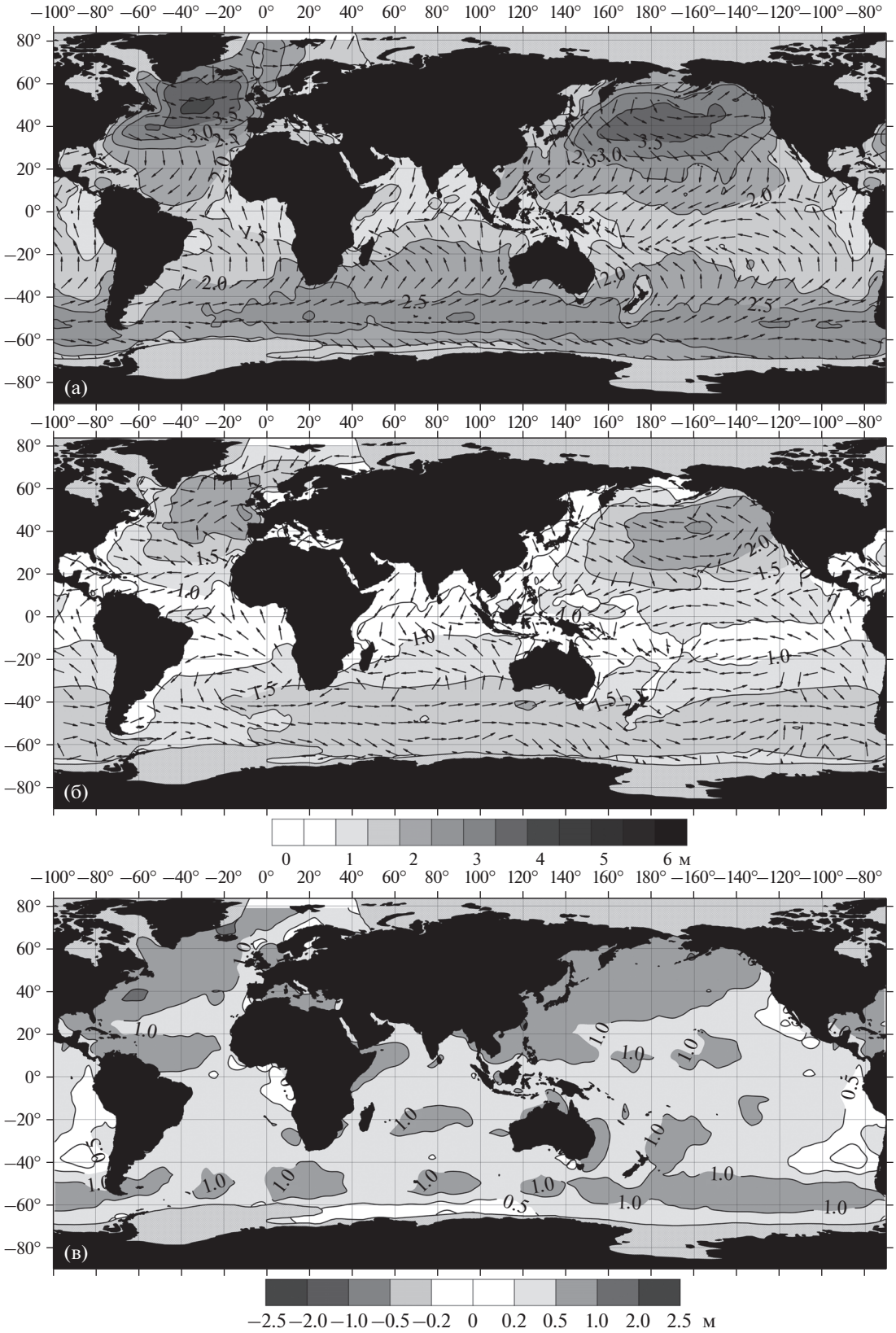


Рис. 5. Режимные распределения высот волн зыби (м) и направления распространения волнения (показаны стрелочками) для января 1980–2017 гг.: (а) – рассчитанные по данным визуальных наблюдений; (б) – воспроизведенные моделью WW3; (в) – разницы между визуальными и модельными данными (VOS минус WW3). Пунктиром выделены отрицательные значения, сплошной линией – положительные.

дов могут расцениваться как успех для обоих информационных массивов. Высокая согласованность в пространственных распределениях полей высот и периодов и непринципиальные количественные расхождения, сравнимые с разностями между визуальными наблюдениями и данными спутниковой альтиметрии [2], подтверждают как высокую точность WW3 при воспроизведении значимых высот волн, так и применимость данных попутных судовых наблюдений в качестве верификационного массива. Однако при анализе компонентов смешанного волнения (в первую очередь, ветровых волн и зыби) были обнаружены серьезные расхождения между визуальными наблюдениями и модельными данными.

Компоненты волнения не рассчитываются отдельно в рамках модели WW3, а выделяются из результирующего двумерного энергетического спектра океанских волн, который описывает распределение полной дисперсии волны по частотам и направлениям. Методика разделения спектров и последующей идентификации волновых систем подробно описана в руководстве для данной версии модели [33].

Как показано на рис. 4, расхождения в высотах ветровых волн между VOS и WW3 составляют 0.5–1 м в штормовых районах Северной Атлантики и Тихого океана и достигают 2 м в Южном океане. Однако различия минимальны в тропиках обоих полушарий (не более 20 см), и практически полное совпадение наблюдается в направлениях распространения волнения. Периоды модельных ветровых волн превышают визуальные на всей акватории Мирового океана. Минимальные различия в тропиках (0.5 с), максимальные – в Южном океане (до 3 с). Следует отметить, что WW3 обеспечивает только пиковые периоды для ветровых волн и зыби, в то время как VOS оперирует со средними величинами. Для правомерного сравнения пиковые периоды модельных ветровых волн были скорректированы согласно соотношению средних и пиковых периодов, полученных из спектра Пирсона-Московица [26].

Выходные данные модели обеспечивают характеристики пяти систем зыби, визуальные наблюдения рапортуют параметры первой и второй систем. В данной работе сравнивались высоты, периоды и направления распространения первой и второй систем зыби.

Как и в случае ветровых волн, направления распространения зыби совпадают в обоих массивах данных. Модель недооценивает высоты первой системы зыби на 0.5–1.5 м практически повсеместно, за исключением восточной части Тихого океана – района, где полностью развитая зыбь и ветровое волнение легко разделяемы (рис. 5). Минимальные разности (до 0.5 м) характерны для тропиков, максимальные различия (до 1.5 м) сконцентрированы в Северо-западных районах Атлантического и Тихого океанов (рис. 5в), в Южном океане они составляют около 1 м. Сравнение средних периодов первой системы зыби показало более сложные распределения разностей VOS и WW3, которые не совпадают с распределениями разностей высот волн. Так, визуальные периоды незначительно выше (в рамках точности наблюдений) в Северо-западных районах Атлантики и Тихого океана и в Южном океане, что также характерно и для высот зыби. Однако в тропиках выше уже модельные периоды (порядка 0.5–1 с), а максимальные разности VOS и WW3 зафиксированы как раз в районах доминирования зыби (до 3 с), где высоты волн показывают практически полное совпадение.

Для второй системы зыби расхождения в высотах не столь значимы в силу относительно невысоких абсолютных значений. Минимальные расхождения (до 20 см) характерны для центральной части Тихого океана, Индийского океана и внешних акваторий Австралии. Однако в Северной Атлантике визуальные высоты волн зыби превышают модельные на 0.5–1 м.

Все обнаруженные расхождения в модельных и визуальных характеристиках ветровых волн и зыби при хорошем совпадении распределений значимых высот волн и их периодов проистекают из проблемы точного разделения волновых компонентов, как в моделях, так и в наблюдениях *in situ*.

Поскольку визуальные наблюдения не могут полноценно оперировать со спектрами волнения, проиллюстрируем эту проблему в терминах периодов (частот) волн. На рис. 6 показаны глобальные гистограммы периодов ветровых волн и зыби за исследуемый период по данным попутных судовых наблюдений (рис. 6а) и по данным модели WW3 (рис. 6б). Несмотря на некоторые различия в форме распределений, для каждого массива данных характерен общий интервал от 3 до 10 с, в который попадают как периоды зыби, так и периоды ветровых волн. Причем для значений 5–6 с вероятности существования ветровых волн и зыби с таким периодом практически одинаковы.

Разделение на компоненты в спектральных моделях состоит из двух этапов. На первом этапе происходит механическое детектирование всех волновых систем, учитывающее только морфологические особенности спектра [19, 27]. Второй этап включает собственно идентификацию ветрового волнения и/или систем зыби на основании дополнительных физических параметров ветра и волн. Очень часто используемые методы идентификации даже в рамках одной модели в значительной степени отличаются друг от друга [34, 35], что,

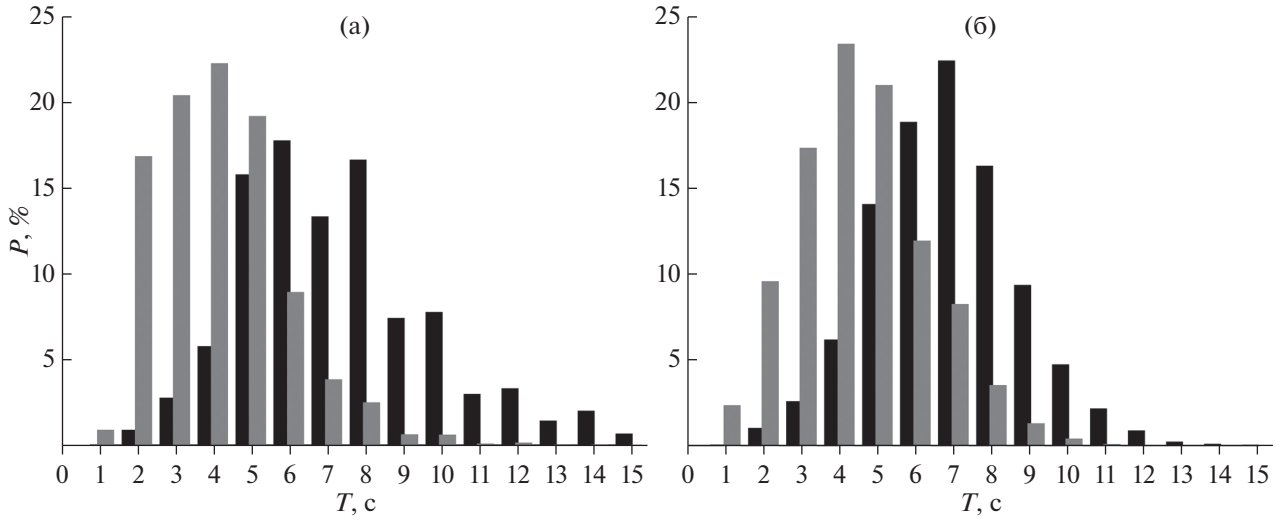


Рис. 6. Глобальные гистограммы периодов (T, с) ветровых волн (показаны серым цветом) и периодов зыби (показаны черным цветом) за 1980–2017 гг.: (а) – по данным попутных судовых наблюдений, (б) – по данным модели WW3.

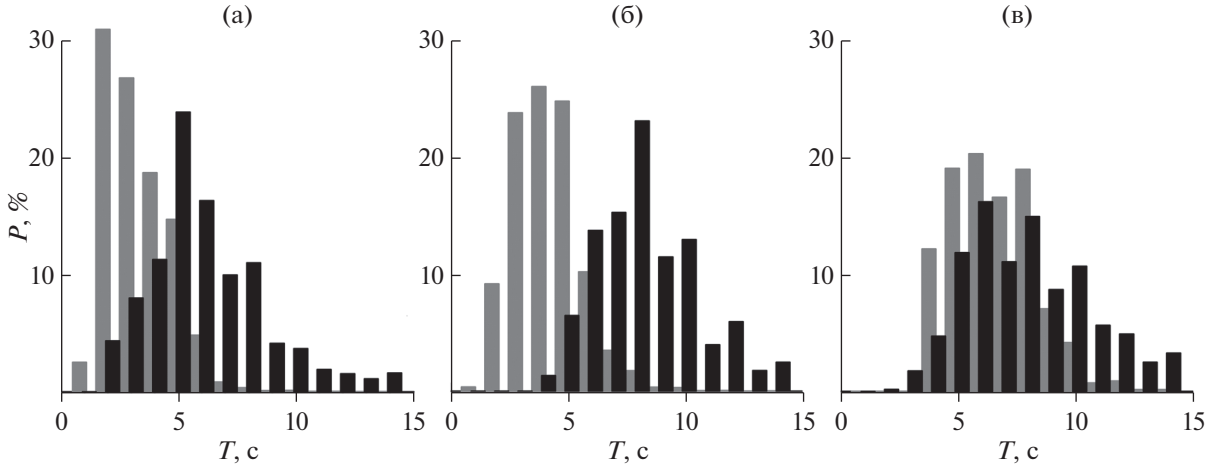


Рис. 7. Глобальные гистограммы периодов (T, с) ветровых волн (показаны серым цветом) и периодов зыби (показаны черным цветом) за 1980–2017 гг. по данным попутных судовых наблюдений для разных волновых режимов: (а) – слабое волнение – высоты ветровых волн и высоты зыби меньше 1 м, (б) – доминирующая зыбь – высоты ветровых волн меньше 2.5 м, высоты зыби больше 2.5 м, (в) – штормовое волнение – высоты ветровых волн больше 2.5 м, высоты зыби меньше 2.5 м.

в свою очередь, вносит дополнительную неопределенность в построение достоверных полей характеристик ветровых волн и зыби. Поэтому спектральные модели хорошо известны высокой точностью в определении направлений распространения волнения, однако ошибки в магнитудах волновых компонентов могут достигать 20% [8, 31], что мы и видим при сравнении с визуальными данными.

Мы проанализировали различные комбинации ветровых волн и зыби при смешанном волнении по данным визуальных наблюдений (рис. 7). Эти режимы абсолютно реальны согласно количеству наблюдений, стоящих за ними. Так, для ситуации, когда и высоты ветровых волн, и высоты зыби меньше 1 м ($N_{набл} = 5.3 \times 10^6$, слабое волнение – что характерно, например, для экваториальной зоны), максимумы гистограмм периодов (частот) хорошо разделены (рис. 7а), что облегчает процесс идентификации. Для этой области и высоты ветровых волн, и высоты зыби в обоих массивах данных показывают минимальные различия (рис. 4в и 5в).

Следующая ситуация – заметное доминирование зыби: высоты ветровых волн меньше 2.5 м, высоты зыби больше 2.5 м ($N_{набл}$ = 5.5 × 10^6, рис. 7б) – типичный случай для “swell pools”. Гистограммы периодов практически не пересекаются; и высоты ветровых волн, и высоты первой системы зыби практически одинаковы по данным моделирования и визуальных наблюдений (рис. 4в и 5в).

И, наконец, достаточно редкая, но, тем не менее, реальная ситуация ($N_{набл}$ > 300 тыс.) штормового моря, когда высоты ветровых волн выше, чем высоты зыби (рис. 7в). Гистограммы вероятностей периодов ветровых волн и зыби практически идентичны, и единственный шанс точного разделения компонентов волнения – непосредственное наблюдение состояния океана *in situ*.

ВЫВОДЫ

Визуальные наблюдения волнения редко используются для верификации альтернативных глобальных информационных массивов данных, будь то спутниковая альтиметрия или модельные прогнозы. Основной причиной подобного недоверия является общепринятое мнение о ненадежности визуальных оценок параметров волнения в силу субъективности конкретного наблюдателя. Однако процесс идентификации компонентов волнения в спектральных моделях тоже носит субъективный характер [27]. Более того, он основан на использовании тех же самых дополнительных параметров, которые применяются в визуальных наблюдениях для проверки точности разделения ветровых волн и зыби – крутизны и возраста волны [1, 9, 16]. Разработка универсальных, физически значимых критериев идентификации волновых систем в смешанном волнении остается пока нерешенной задачей.

Несмотря на значительные количественные расхождения в численных оценках высот и периодов компонентов волнения между данными спектральной волновой модели WAVEWATCH III и визуальными наблюдениями, картины пространственных распределений ветровых волн и зыби на глобальном масштабе очень близки, как и направления распространения волнения. Для значимых высот волн и их средних периодов различия между WW3 и VOS находятся в рамках ошибок модельных оценок и точности кодирования визуальных наблюдений.

Таким образом, проведенное сравнение в терминах традиционной климатологии морского волнения позволяет с уверенностью использовать рассмотренные массивы информации (WW3 и VOS) для анализа режимных характеристик, оценки долгопериодных трендов и взаимной верификации параметров волнения.

Благодарности. Авторы признательны А.В. Гаврикову и С.И. Бадулину за научные консультации и плодотворные дискуссии в процессе подготовки и написания статьи.

Авторы благодарны Европейскому Центру Среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) за предоставляемую возможность открытого доступа к данным реанализа ERA-5 (https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview).

Источник финансирования. При поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 14.613.21.0083, уникальный идентификатор проекта RFMEFI61317X0083).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Григорьева В.Г.* Глобальный анализ ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений. Дисс. на соиск. уч. ст. канд. физ-мат. наук 25.00.28, Москва, 2006. 181 с.
2. *Григорьева В.Г., Бадулин С.И.* Режимные характеристики ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений и спутниковой альтиметрии // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 1–8.
3. *Григорьева В.Г., Гулев С.К., Гавриков А.В.* Исторический архив характеристик ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений // Океанология. 2017. Т. 57. № 2. С. 1–4.
4. *Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А. и др.* Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.
5. *Маркина М.Ю., Гавриков А.В.* Изменчивость ветрового волнения в Северной Атлантике за зимы в период с 1979-2010 гг. по данным численного моделирования // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 1–7.
6. *Ardhuin F., Rogers W.E., Babanin A.V. et al.* Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation // J. Phys. Oceanogr. 2010. V. 40. P. 1917–1941. https://doi.org/10.1175/2010JPO432
7. *Ardhuin F., Stopa J.E., Chapron B. et al.* Observing sea states // Front. Mar. Sci. 6:361. 2019. https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00361
8. *Babanin A.V., Jiang H.* Ocean Swell: How Much Do We Know // in Proceedings of the ASME 2017 36th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering OMAE2017, Trondheim. V. 3A. P. 8. https://doi.org/10.1115/OMAE2017-61692. ISBN: 978-0-7918-5765-6.
9. *Badulin S.I., Grigorieva V.G.* On discriminating swell and wind-driven seas in Voluntary Observing Ship data // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. № C00J29. P. 1–13. https://doi.org/10.1029/2012JC007937
10. *Bidlot J., Janssen P., Abdalla S.* A revised formulation for ocean wave dissipation and its model impact //

Technical Report Memorandum 509, ECMWF. Reading, UK, 2007. 29 p.

11. *Caires S., Sterl A., Bidlot J.-R. et al.* Intercomparison of Different Wind–Wave Reanalyses // J. of Climate. 2004. V. 17. № 10. P. 1893–1913.
12. *Cavaleri L., Alves J.-H.G.M., Ardhuin F. et al.* Wave modelling – The state of the art // Progr. Ocean. 2007. V. 75. № 4. P. 603–674.
13. *Chen G., Chapron B., Ezraty R., Vandemark D.* A global view of swell and wind sea climate in the ocean by satellite altimeter and scatterometer // J. Atmos. Oceanic Technol. 2002. V. 19. P. 1849–1859.
14. *Freeman E., Woodruff S.D., Worley S.J., Lubker S.J. et al.* ICOADS Release 3.0: a major update to the historical marine climate record // Int. J. Climatol. 2017. V. 37. № 5. P. 2211–2232. https://doi.org/10.1002/joc.4775
15. *Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J. et.al.* The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) // J. of Climate. 2017. V.30. № 14. P. 5419–5454.
16. *Gulev S.K., Grigorieva V., Sterl A., Woolf D.* Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships: Insights from the validation of a global wind wave climatology based on voluntary observing ship data // J. Geophys.Res. 2003. V. 108. № C7. P. 3236–3257. https://doi.org/10.1029/2002JC001437
17. *Gulev S.K., Hasse L.* North Atlantic wind waves and wind stress fields from voluntary observing data // J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. № 6. P. 1107–1130.
18. *Gulev S.K., Hasse L.* Changes of wind waves in the North Atlantic over the last 30 years // Int. J. Climatol. 1999. V. 19. P. 1091–1018.
19. *Hanson J.L., Phillips O.M.* Wind sea growth and dissipation in the open ocean // J. Phys. Oceanogr. 1999. V. 29. № 8. P. 1633–1648.
20. *Hasselmann K.* On the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part 1. General theory // J. Fluid Mech. 1962. V. 12. № 4. P. 481–500.
21. *Hasselmann S., Hasselmann K.* Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part I: A new method for efficient computations of the exact nonlinear transfer integral // J. Phys. Oceanogr. 1985. V. 15. № 11. P. 1369–1377.
22. *Hasselmann S., Hasselmann K., Allender J.H., Barnett T.P.* Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear energy transfer for application in wave models // J. Phys. Oceanogr. 1985. V. 15. № 11. P. 1378–1391.
23. *Kent E.C., Rayner N.A., Berry D.I.* Observing Requirements for Long-Term Climate Records at the Ocean Surface. // Front. Mar. Sci. 6:441. 2019. https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00441
24. *Komen G.J., Cavaleri L., Donelan M. et al.* Dynamics and modelling of ocean waves. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. 532 p.
25. *Markina M., Gavrikov A., Gulev S., Barnier B.* Developing configuration of WRF model for long-term high-resolution wind wave hindcast over the North Atlantic with WAVEWATCH III // Ocean Dynamics. 2018. V. 68. P. 1593–1604. https://doi.org/10.1007/s10236-018-1215-z
26. *Pierson W.J., Moskowitz L.* A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of A. A. Kitaigorodskii // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. № 24. P. 5181–5190.
27. *Portilla J., Torres F.O., Monbaliu J.* Spectral partitioning and identification of wind sea and swell // J. Atmos. Ocean Technol. 2009. V. 26. P. 107–122. https://doi.org/10.1175/2008JTECHO609.1
28. *Rogers W.E., Babanin A.V., Wang D.W.* Observation-consistent input and white- capping dissipation in a model for wind-generated surface waves: description and simple calculations // J. Atmos. Oceanic Technol. 2012. V. 29. № 9. P. 1329–1346.
29. *Srokosz M.A., Challenor P.G.* Joint distribution of wave height and period: a critical comparison // Ocean Eng. 1987. V. 14. № 4. P. 295–311. https://doi.org/10.1016/0029-8018(87)90029-1
30. *Stopa J.E.* Wind forcing calibration and wave hindcast comparison using multiple reanalysis and merged satellite wind datasets // Ocean Model. 2018. V. 127. P. 55–69. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.04.008
31. *Stopa J.E., Ardhuin F., Bababin A.V., Zieger S.* Comparison and validation of physical wave parameterizations in spectral wave models // Ocean Model. 2016. V. 103. P. 2–17. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.003
32. *Stopa J.E., Cheung K.F.* Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF reanalysis interim and the NCEP climate forecast system reanalysis // Ocean Model. 2014. V. 75. P. 65–83. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.12.006
33. *Tolman H.L.* and the WAVEWATCH III ® Development Group (WW3DG), 2016: User manual and system documentation of WAVEWATCH III ® version 5.16. Tech. Note 329, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, College Park, MD, USA, 326 pp. + Appendices.
34. *Violante-Carvalho N., Parente C.E., Robinson I.S., Nunes L.M.P.* On the growth of wind generated waves in a swell dominated region in the South Atlantic // J. Offshore Mech. Arctic Eng. 2002. V. 124. P. 14–21.
35. *Wang D.W., Hwang P.A.* An operational method for separating wind sea and swell from ocean wave spectra // J. Atmos. Oceanic Technol. 2001. V. 18. № 12. P. 2052–2062.
36. *Young I.R., Glowacki T.J.* Assimilation of altimeter wave height data into a spectral wave model using statistical interpolation // Ocean Eng. 1996. V. 23. № 8. P. 667–689.

Validating Ocean Wind Wave Global Hindcast with Visual Observations from VOS

V. G. Grigorieva[a, #], S. K. Gulev[a, ##], V. D. Sharmar[a, ###]

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

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

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

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

Joint analysis of wind wave characteristics derived from Voluntary Observing Ship data (VOS) and third-generation spectral wave model WAVEWATCH III v.5.16 hindcast is presented. Global distributions of significant wave heights and their periods in both datasets demonstrate good qualitative and quantitative agreement especially for regions with high spatio-temporal density of observations. Modeled and visually observed wind sea and swell show perfectly consistent patterns of directional steadiness. However, wind sea heights in WW3 are overestimated, predominantly in stormy regions, while swell heights are globally underestimated. The reasons of these discrepancies are investigated in the framework of various wave regimes analysis.

Keywords: wind waves, swell, visual wave observations, spectral wave model WAVEWATCH III, global wave characteristics

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 27–36

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 551.465

ЗИМНИЕ АНОМАЛИИ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА ПРИ СМЕЩЕНИЯХ “СЕВЕРНОЙ СТЕНЫ” ГОЛЬФСТРИМА

© 2020 г. С. Б. Крашенинникова[1, *], И. Г. Шокурова[2], М. В. Шокуров[2]

[1]Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

[2]Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

*e-mail: svetlanabk@mail.ru

Поступила в редакцию 16.11.2018 г.
После доработки 17.05.2019 г.
Принята к публикации 18.06.2019 г.

На основе среднемесячных данных океанического реанализа *ORAS*4 определяются пространственное распределение и величины аномалий температуры поверхности океана и скорости поверхностных течений, возникающих в Северной Атлантике при меридиональных смещениях “северной стены” Гольфстрима в январе–феврале. В качестве данных о смещениях Гольфстрима используются данные индекса “северной стены” Гольфстрима. Пространственные распределения аномалий, соответствующие северным и южным положениям “северной стены”, строятся на основе осреднения полей температуры поверхности океана и скорости течений, относящихся к каждой фазе индекса “северной стены” Гольфстрима. Получено, что при меридиональных смещениях “северной стены” Гольфстрима статистически значимые аномалии модуля скорости течений (0.03 м/с) и температуры поверхности океана (1°С) находятся не только в районе “стены”, но и вдоль всей северной границы Гольфстрима. Здесь значение коэффициента корреляции временны́х рядов скорости с индексом “северной стены” Гольфстрима составляет 0.56, температуры – 0.50. Значимые аномалии температуры (0.3°С) находятся у берегов Пиренейского полуострова и в центральной части субтропического антициклонического круговорота. Значения коэффициентов корреляции временны́х рядов температуры поверхности с индексом “северной стены” Гольфстрима в этих районах составляют 0.48 и 0.53 соответственно.

Ключевые слова: Северная Атлантика, индекс “северной стены” Гольфстрима, температура поверхности океана, скорость течений

DOI: 10.31857/S0030157420010153

ВВЕДЕНИЕ

Гольфстрим играет ключевую роль в переносе массы и тепла из низких широт на север и оказывает существенное влияние на климатические условия Атлантико-Европейского и Арктического регионов [1, 27, 31]. Меридиональные сдвиги положения северной границы Гольфстрима, разделяющей воды с различными гидрологическими характеристиками, влияют на положение районов с высокой биологической продуктивностью, привязанных к фронтальным зонам. Эти сдвиги отражаются на распределении некоторых видов рыб [22, 23], численности кальмаров [9], а также могут приводить к изменениям в составе и численности планктонных сообществ [6, 33].

Район Гольфстрима является сложным для исследования объектом, так как широта, на которой течение поворачивает на восток от побережья Америки и распространяется через Северную Атлантику, различается в разные сезоны и годы [30]. Из-за существующих интенсивных мезомасштабных флуктуаций в районе 65°–75° з.д., переходящих в растущие меандры между 45° и 60° з.д. [4, 18, 20, 30], путь Гольфстрима трудно предсказывается даже с помощью самых современных моделей циркуляции.

Сведения о широтных смещениях положения Гольфстрима содержатся в массиве данных индекса “северной стены” Гольфстрима (ССГ) [www.pml.ac.uk/gulfstream]. Ряд, полученный на основе обработки аэро- и спутниковых наблюдений, выполненных с 1966 г. на участке, где струя отрывается от вдольберегового положения, представлен в работе [34]. В ней проанализированы временны́е ряды меридиональных отклонений положения северной границы Гольфстрима от среднего значения широты на шести долготах на участке между 65° и 79° з.д., который называется “северная стена” Гольфстрима. Анализ прово-

дился методом главных компонент. Результирующий ряд индекса ССГ представляет собой первую главную компоненту, характеризующую смещение всего анализируемого участка Гольфстрима. Положительные значения индекса (положительная фаза индекса ССГ) соответствуют смещениям к северу "северной стены", а отрицательные значения (отрицательная фаза индекса ССГ) – ее смещениям к югу.

Анализу этих данных и выявлению причин изменений положения Гольфстрима посвящено большое число исследований. На изменения положения ССГ могут оказывать существенное влияние ветровое воздействие на фоне крупномасштабных климатических сигналов [7, 13, 35], изменения положения Исландского минимума атмосферного давления [15, 32], адвекция водных масс из моря Лабрадор [11, 28], а также комплексное воздействие различных факторов [17, 29].

Изменение широтного положения Гольфстрима сопровождается возникновением аномалий температуры и скорости течений в районах его смещения, а также в других районах Северной Атлантики за счет переноса тепла течениями. Исследование температурных аномалий, связанных с изменением положения Гольфстрима, проводилось во многих работах. С меридиональными смещениями Гольфстрима связываются изменения температуры в районе шельфового склона в [24, 26]. Часть работ посвящена анализу пространственного распределения и продуктивности биологических сообществ за счет изменений температуры воды, сопровождающих смещения Гольфстрима [23, 33, 34]. Эти исследования, как правило, выполнялись по данным отдельных съемок. Исследований пространственного распределения аномалий температуры и скорости течений на основе данных океанических реанализов, созданных в настоящее время и имеющих длинные временны́е ряды на регулярной сетке, не проводилось. Сравнение данных океанических реанализов с контактными наблюдениями, выполненное в работах [5, 21] показывает, что они хорошо воспроизводят межгодовую изменчивость и долговременные тенденции гидрологических параметров и могут использоваться для исследования аномалий скорости и температуры в Северной Атлантике.

Цель работы – проанализировать пространственное распределение и получить количественные оценки аномалий скорости течений и температуры поверхности Северной Атлантики, связанные со смещением "северной стены" Гольфстрима на основе использования данных океанического реанализа.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования изменения положения Гольфстрима использовался временно́й ряд среднемесячных значений индекса ССГ 1966–2010 гг. [*www.pml.ac.uk/gulfstream*] и его продленный ряд (1966–2017 гг.) [*http://www.pml-gulfstream.org.uk*].

Использовались данные о температуре поверхности океана T (°C) и скорости течений на поверхности $V = (u, v)$ (мс$^{-1}$) океанического реанализа *ORAS*4 за 1958–2017 гг. с пространственным горизонтальным разрешением 1° × 1° [*ftp://ftp.icdc.zmaw.de/EASYInit/ORA-S4/monthly_1x1/*] для района 10°–65° с.ш., 0°–80° з.д. в Северной Атлантике. Реанализ *ORAS*4 базируется на модели океана *NEMO* [*http://www.nemo-ocean.eu/*] версии 3.0 и системе усвоения данных *NEMOVAR* и поверхностного форсинга *ECMWF* [21]. По этим данным в каждом узле сетки были вычислены ряды отклонений (аномалий) температуры поверхности океана (ТПО), модуля и компонент u и v вектора скорости течений от среднемноголетнего значения.

Исследование проводилось для зимних месяцев (январь и февраль), так как зимой аномалии температуры, возникающие при смещении Гольфстрима, более выражены за счет контрастов между холодными водами, поступающими с севера, и теплыми водами Гольфстрима. Кроме того, учитывалось, что влияние температуры и интенсивности течения Гольфстрим на условия в других районах Северной Атлантики и на климат Европы наиболее сказывается в зимнее время [31].

Пространственные распределения аномалий ТПО, модуля скорости течений, соответствующие каждой из двух фаз индекса ССГ, рассчитывались на основе формирования композитов – наборов полей аномалий температуры и скорости течений, объединенных по годам с положительными и отрицательными значениями индекса по данным за январь–февраль. Выбирались те годы, в которые значение индекса ССГ для января и февраля были одного знака (рис. 1а). Были выбраны следующие годы с положительным индексом ССГ – 1969, 1984, 1985, 1990, 1992, 1994, 1995, 1996, 2001, 2005 и отрицательным индексом – 1967, 1970, 1971, 1973, 1976, 1979, 1983, 1987, 2004, 2006. Осреднением за эти годы были построены поля аномалий ТПО и скорости течений, соответствующие смещениям ССГ к северу и к югу.

Статистическая значимость величины аномалий скорости течений и ТПО определялась в каждом узле сетки как значимость разности между значениями в средних полях композитов, соответствующих разным фазам индекса ССГ. Использовался t-критерий Стьюдента для двух независимых выборок $t = (x_1 - x_2)\Big/\sqrt{(s_1^2 + s_2^2)\big/n}$, где x_1, x_2 – средние значения аномалий, s_1^2, s_2^2 – дисперсии, n – число лет в композитах [36].

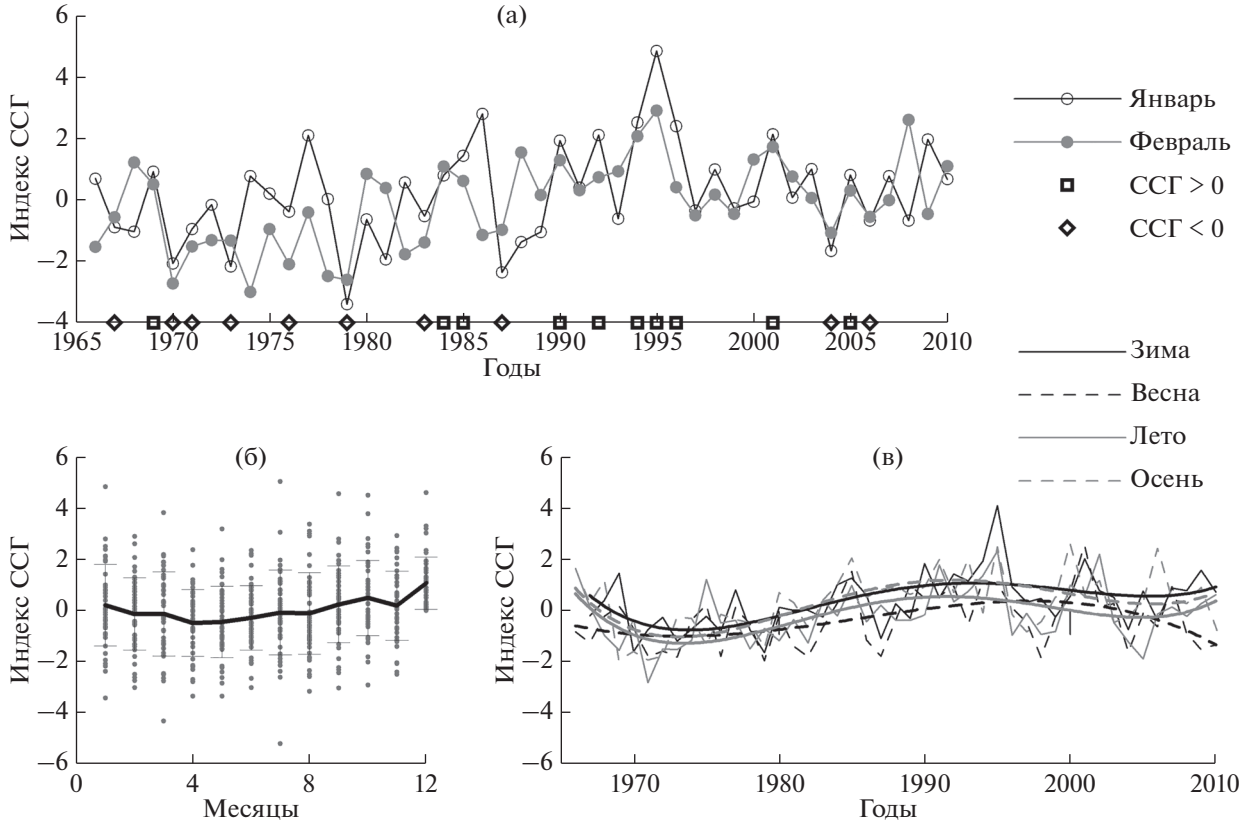


Рис. 1. Межгодовая изменчивость индекса ССГ [*www.pml.ac.uk/gulfstream*] в январе и феврале (а), сезонный цикл индекса ССГ (доверительный интервал – $\pm\sigma$ среднеквадратическое отклонение) (б), межгодовая изменчивость индекса ССГ, осредненного за зимний (декабрь–февраль), весенний (март–май), летний (июнь–август), осенний (сентябрь–ноябрь) сезоны (в). Жирные кривые – полиномиальные тренды 5-го порядка.

Дополнительно для обнаружения статистической связи между индексом ССГ и значениями аномалий ТПО и скорости течений вычислялись корреляции r между их временны́ми рядами в каждом узле сетки для каждого месяца. Значимость коэффициента корреляции r определялось по t-критерию Стьюдента $t = r\sqrt{n-2}\Big/\sqrt{1-r^2}$, где n – длина рядов [36]. Для длины ряда в 45 лет коэффициенты корреляции, превышающие значение 0.30, являются значимыми на 1% доверительном уровне.

Для анализа корреляционных связей аномалий скорости течений и ТПО с индексом Североатлантического колебания использовался его ряд среднемесячных значений за 1958–2017 гг. [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Внутригодовая и межгодовая изменчивость индекса ССГ. Сезонная изменчивость значений индекса ССГ выражена слабо, и различия между среднемесячными значениями индекса незначимы (рис. 1б). Величина амплитуды среднемноголетнего сезонного цикла индекса ССГ в 2 раза меньше амплитуды его межгодовой изменчивости (рис. 1б и 1в), что подтверждает результаты работ [2, 34]. Следует отметить, что минимальные значения индекса наблюдаются весной–летом, максимальные – осенью–зимой (рис. 1б).

В межгодовой изменчивости индекса ССГ наблюдаются низкочастотные колебания (рис. 1в), которые присутствуют во все сезоны и имеют сравнительно синхронный характер. Это предполагает существование на длительных временны́х масштабах единого, не зависящего от сезона, механизма, обусловливающего причины таких изменений. Смещение “северной стены” Гольфстрима в южном направлении происходило в 1970-е гг., в северном – в 1990-е гг., на что ранее обращалось внимание в работах [2, 14, 25].

Пространственное распределение коэффициентов корреляции компонент скорости течений и ТПО с индексом ССГ. Пространственное распределение коэффициентов корреляции в каждой точке сетки между временны́ми рядами индекса ССГ и компонент скорости течений, модуля скорости и

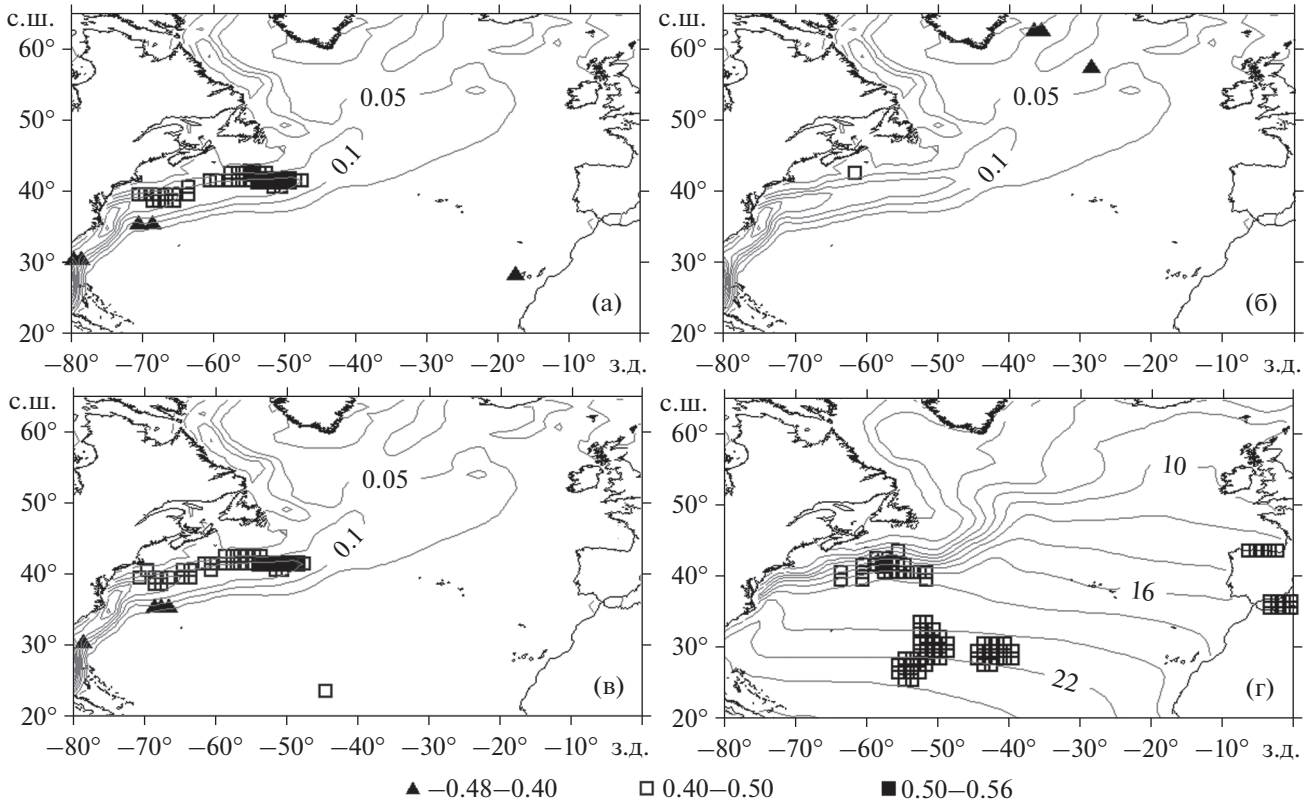


Рис. 2. Пространственное распределений коэффициентов корреляции, вычисленных в каждом узле сетки, между индексом ССГ и компонентами скорости *u* (а) и *v* (б), модулем скорости *V* (в) и ТПО (г). Изолинии – средние за январь–февраль поле модуля скорости (мс$^{-1}$) (а, б, в) и поле температуры, °С (г).

ТПО, осредненных за январь–февраль, приведено на рис. 2. Положительные коэффициенты корреляции (0.40–0.56) индекса ССГ с зональной компонентой скорости *u* (рис. 2а) и модулем скорости *V* (рис. 2в) расположены вдоль северной границы Гольфстрима, отрицательные вдоль южной границы, в районе “северной стены”. Максимальные значения коэффициентов корреляции находятся в районе северной границы Гольфстрима. Значения коэффициентов корреляции индекса ССГ с меридиональной компонентой скорости *v* (рис. 2б), превышающие по абсолютной величине 0.40, расположены точечно в районах “северной стены” Гольфстрима и Восточно-Гренландского течения.

Положительные значения коэффициентов корреляции ССГ с ТПО, имеющие значения 0.40–0.53, расположены в районе северной границы Гольфстрима (50°–65° з.д.), вдоль северного и южного побережий Пиренейского полуострова и в центре субтропического антициклонического круговорота. Максимальные значения коэффициентов корреляции расположены в районе северной границы Гольфстрима.

Распределение коэффициентов корреляции ССГ с зональной компонентой скорости и модулем скорости хорошо согласуются между собой, и для них получены наибольшие значения (рис. 2а, 2в). Поэтому далее пространственное распределение аномалий скорости течений, возникающих при положительной и отрицательной фазах ССГ, анализируется только для модуля скорости.

Среднемноголетние аномалии модуля скорости течений для двух фаз индекса ССГ.

Пространственные распределения значимых на 5% доверительном уровне средних аномалий скорости течений для положительной и отрицательной фаз индекса ССГ представлены на рис. 3а, 3в, 3д.

При положительной фазе индекса ССГ (смещении “северной стены” к северу) положительные аномалии скорости (0.02–0.03 м/с) расположены по всей северной границе Гольфстрима, в том числе восточнее “северной стены” (рис. 3а). В районе Восточно-Гренландского течения положительные аномалии составляют 0.01 м/с. В районах Канарского и Северного пассатного течений значимые положительные аномалии скорости течений имеют невысокие значения. При положительной фазе индекса ССГ Гольфстрим более продвинут в зональном направлении к востоку (аномалия в райо-

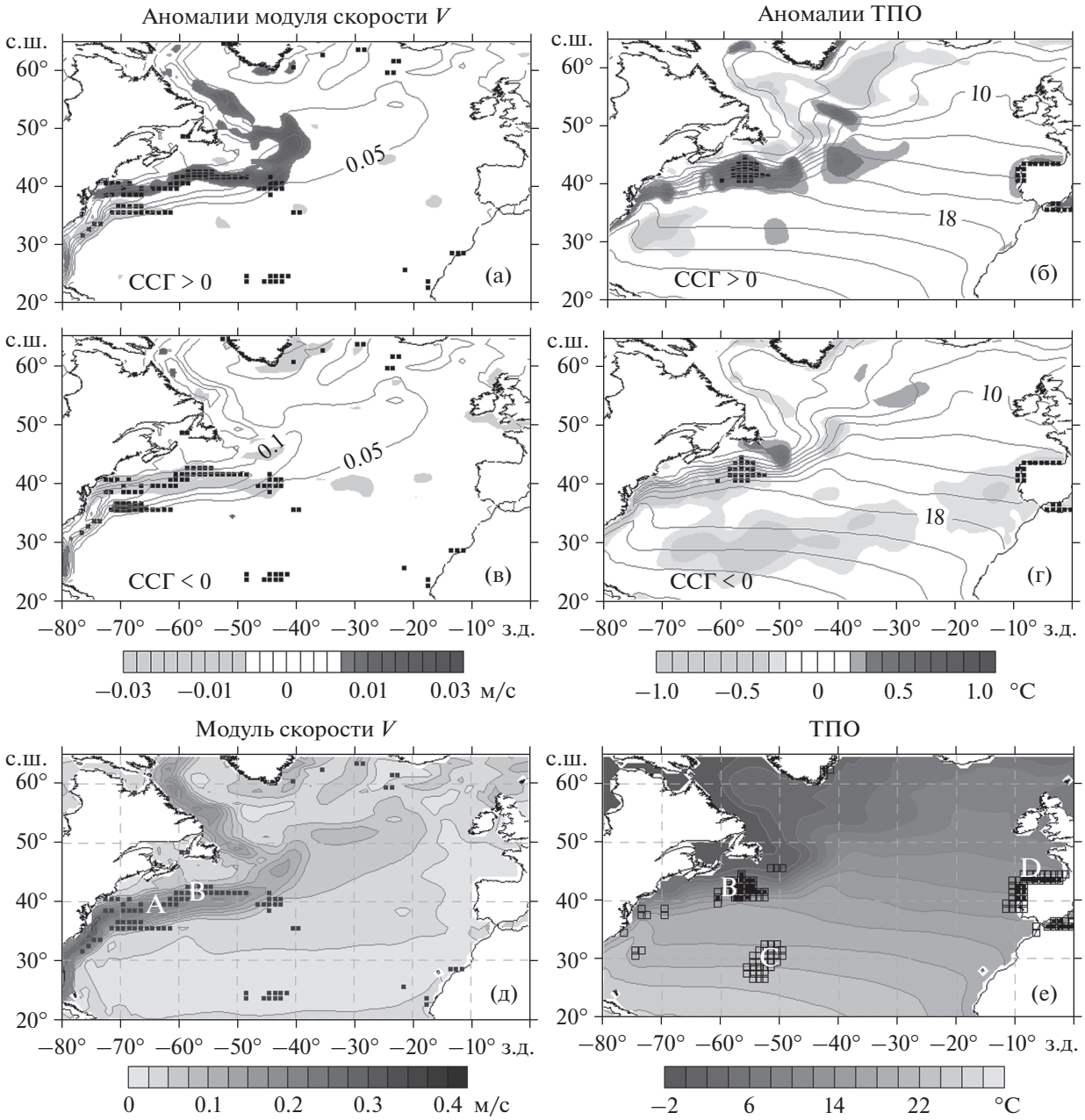


Рис. 3. Средние аномалии модуля скорости (а, в) и ТПО (б, г) при положительной фазе индекса ССГ (а, б) и при его отрицательной фазе (в, г) и среднемноголетние поля модуля скорости течений (д, изолинии – а, в) и ТПО (е, изолинии – б, г) за январь–февраль. Черными квадратами (а–е) отмечены районы, в которых аномалии значимы на 5% доверительном уровне, белыми квадратами (е) – на 10% .

не с центром 40° с.ш. 45° з.д., рис. 3а) по сравнению с отрицательной фазой (рис. 3в).

Отрицательные аномалии скорости (–0.02 м/с) за счет смещения Гольфстрима на север наблюдаются на южной границе Гольфстрима (36°–37° с.ш., 61°–73° з.д) (рис. 3а). Значимая отрицательная аномалия отмечается и на восточной границе струи южнее мыса Хаттерас (рис. 3а). Возможно, это связано с тем, что в положительную фазу Гольфстрим больше прижимается к берегу, чем в отрицательную. На такое смещение также указывается в работе [24].

При отрицательной фазе ССГ (смещении “северной стены” к югу) ситуация обратная (рис. 3в). На всей северной границе Гольфстрима, в Восточно-Гренландском течении, у побережья Африки и на северной границе Северного Пассатного течения наблюдаются отрицательные аномалии скорости. Максимальные по амплиту-

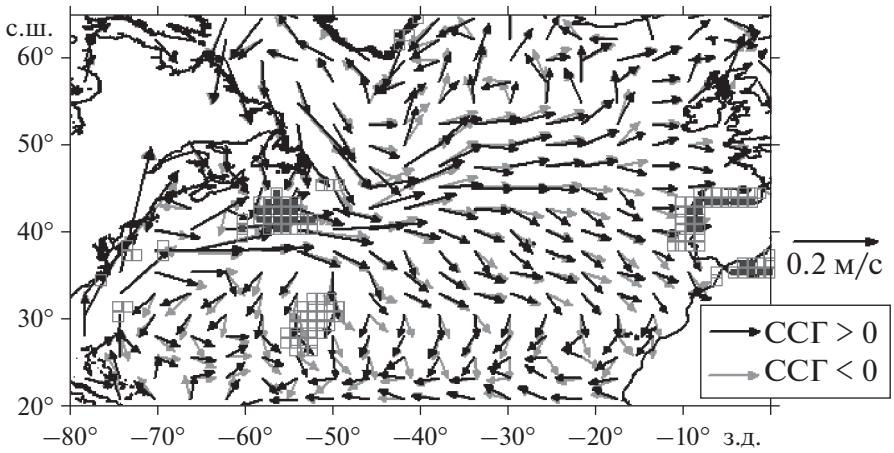


Рис. 4. Поле поверхностных течений при разных фазах ССГ. Черными квадратами отмечены районы, в которых аномалии ТПО значимы на 5% доверительном уровне, белыми квадратами – на 10% .

де аномалии (–0.03 м/с) отмечаются в районе “северной стены” Гольфстрима между 65° и 79° з.д.

Отметим, что пространственное положение значимых на 5% доверительном уровне аномалий скорости (рис. 3а, 3в) соответствует районам с наибольшими корреляциями между временны́ми рядами индекса ССГ и модуля скорости течений (рис. 2в).

Среднемноголетние аномалии температуры поверхности океана для двух фаз индекса ССГ. Карты распределения осредненных аномалий ТПО для разных фаз индекса ССГ (рис. 3б, 3г, 3е) показывают наличие значимых аномалий вдоль северной границы Гольфстрима, в районе его вдольберегового потока (30°–40° с.ш.), у побережья Пиренейского полуострова и в центральной части субтропического антициклонического круговорота.

Аномалии, значимые на 5% доверительном уровне, составляющие 1°С в положительную фазу индекса ССГ и –0.6°С в отрицательную фазу, отмечаются вдоль северной границы Гольфстрима (50°–65° з.д.). Высокие значения аномалий в положительную фазу, при смещении потока к северу связаны с наличием резких градиентов температуры между теплыми водами Гольфстрима и холодными водами Лабрадорского течения в зимние месяцы.

Аномалии вдоль Пиренейского полуострова, значимые на 5% доверительном уровне, составляют ±0.3°С. Аномалии в центральной части субтропического антициклонического круговорота (рис. 3а, 3б, 3д) значимы на 10% доверительном уровне. Их величина составляет 0.25°С в положительную фазу индекса ССГ и –0.4°С – в отрицательную фазу.

Направление скорости течений при разных фазах ССГ. В направлениях скорости течений осредненных полей, полученных для каждой из фаз индекса ССГ, имеются различия, как показано на рис. 4. Заметные изменения наблюдаются в области субтропического антициклонического круговорота, между 20° и 30° с.ш., где направление скорости течения изменяется с юго-восточного в отрицательную фазу на юго-западное – в положительную. В районе ответвления Португальского течения от Северо-Атлантического течения направление скорости течений в положительную фазу по сравнению с отрицательной изменяется с северо-восточного на юго-восточное, а в области ответвления Азорского течения от Гольфстрима – с восточного на юго-восточное направление. Таким образом, в положительную фазу индекса ССГ в районе восточнее и севернее Гольфстрима увеличивается перенос тепла в восточном направлении, что может сопровождаться возникновением положительных аномалий температуры у берегов Пиренейского полуострова. В отрицательную фазу увеличивается перенос в северо-восточном направлении.

Полученные результаты хорошо согласуются с результатами [10, 12]. В работе [12] по данным альтиметрических измерений проанализированы режимы смещения северного субполярного фронта на декадных временны́х масштабах в соответствии с изменениями индекса САК. Показано, что при смещении Гольфстрима к югу сегмент субполярного фронта, проходящий по восточной границе Северо-Атлантического течения, смещается к западу, что указывает на увеличение переноса теплых вод на север. При смещении Гольфстрима к северу фронт смещается к востоку, что сопровождается уменьшением переноса теплых вод на север. Эти два режима хорошо согласуются с распределением направления скорости течений при двух фазах индекса ССГ (рис. 4).

В работе [10] при исследовании бюджета тепла в районе Гольфстрима показано, что в режиме бо-

Таблица 1. Статистические характеристики временны́х рядов средних аномалий скорости и температуры в районах A, B, C и D

	Аномалии *V*, м/с		Аномалии ТПО, °C		
	A	B	B	C	D
СКО	0.017	0.024	1.16	0.54	0.69
Max	0.043	0.039	2.26	1.31	1.40
Min	–0.033	–0.069	–2.79	–1.10	–1.24
Среднее (аномалии > 0)	0.020	0.029	1.40	0.67	0.50
Среднее (аномалии < 0)	–0.015	–0.025	–1.01	–0.51	–0.63
Корреляция с индексом ССГ	0.51 (0.44*)	0.56 (0.47*)	0.50 (0.40*)	0.53 (0.37*)	0.48 (0.30*)
Корреляция с индексом САК	0.60 (0.51*)	0.61 (0.45*)	0.40 (0.17*)	0.53 (0.35*)	0.50 (0.24*)

Примечание. Звездочкой обозначены корреляции для рядов с удаленным трендом.

лее интенсивного и “вытянутого” (‘‘*elongated*’’) в зональном направлении Гольфстрима (что в нашей работе соответствует положительной фазе ССГ, рис. 3а) происходит увеличение переноса тепла на восток и наблюдаются положительные аномалии поверхностной температуры в субтропическом антициклоническом круговороте. В режиме “сжатого” (‘‘*contracted*’’) Гольфстрима (что в нашей работе соответствует отрицательной фазе ССГ, рис. 3в) в субтропическом антициклоническом круговороте наблюдаются отрицательные аномалии температуры. Указанные режимы могут служить объяснением наличия значимых положительных корреляций между индексом ССГ и ТПО и значимых аномалий ТПО, полученных у берегов Пиренейского полуострова и в центре субтропического круговорота (рис. 2в, рис. 3б и 3г).

Долговременная изменчивость скорости течений и ТПО в районах со значимыми аномалиями. Для более подробного анализа межгодовой изменчивости аномалий скорости течений и ТПО были выбраны следующие четыре района (отмечены буквами на рис. 3д, 3е). Район A (39°–40° с.ш., 60°–65° з.д.) – для анализа изменчивости скорости в районе среднего широтного положения северного участка Гольфстрима (рис. 3д). Районы B, C, D – районы со значимыми аномалиями скорости течений и ТПО. В районе B (41°–43° с.ш., 55°–57° з.д.) рассматривалась изменчивость скорости течений и ТПО на северной границе Гольфстрима (рис. 3д, 3е). В центре субтропического антициклонического круговорота – район C (29°–31° с.ш., 51°–53° з.д.) и у северной границы Пиренейского полуострова – район D (43°–44° с.ш., 4°–7° з.д.) рассматривалась изменчивость ТПО (рис. 3е).

Статистические характеристики рядов аномалий скорости и ТПО, корреляции с индексом САК (табл. 1) рассчитывались по всей длине имеющихся рядов 1958–2017 гг., корреляции с индексом ССГ – для периода 1966–2017 гг. Анализ временны́х рядов показывает наличие значительных межгодовых вариаций скорости и температуры в январе–феврале в указанных районах (рис. 5, табл. 1). Вариации скорости на северной границе Гольфстрима (район B) превышают вариации в самом течении (район A) (табл. 1). Наибольшая изменчивость температуры также отмечается на северной границе Гольфстрима (район B). Размах аномалий модуля скорости и температуры в районе B достигает 0.06 м/с и 4°C соответственно. Такой размах изменчивости температуры может существенно сказываться на изменениях биологических сообществ [8, 16], а также отражаться на региональном климате [19]. В центре субтропического антициклонического круговорота (район C) и у северных берегов Пиренейского полуострова (район D) размах температуры меньше в 2 раза и составляет соответственно 2.4 и 2.6°C. Отметим, что значения средних аномалий, полученных по данным 1958–2017 гг. (табл. 1), превышают значения на рис. 3а–3г, полученные по более короткому ряду 1966–2010 гг.

Для анализа низкочастотных колебаний скорости течений и ТПО, характеризующих тенденции долговременной изменчивости, временны́е ряды в указанных районах сглаживались полиномами 5-го порядка (рис. 5). В северной части Гольфстрима (район A) и на его северной границе (район B) происходило уменьшение температуры и скорости течений с 1960-х до начала 1980-х и с середины 2000-х до середины 2010-х гг. Увеличение температуры и скорости течений отмечалось с начала 1980-х до середины 2000-х гг. и в конце рассматриваемого временно́го периода. В работе [3] по данным спутниковых альтиметрических измерений за 1993–2015 гг. отмечаются аналогичные долговременные тенденции изменчивости скорости в Гольфстриме и изменений его меридионального положения.

Временна́я изменчивость аномалий скорости и ТПО в указанных районах имеет значимую положительную корреляцию с индексом ССГ. В районе северной границы Гольфстрима (район B) она максимальная и составляет 0.56 (табл. 1). Коэффициенты корреляции (*r*) между индексом ССГ и

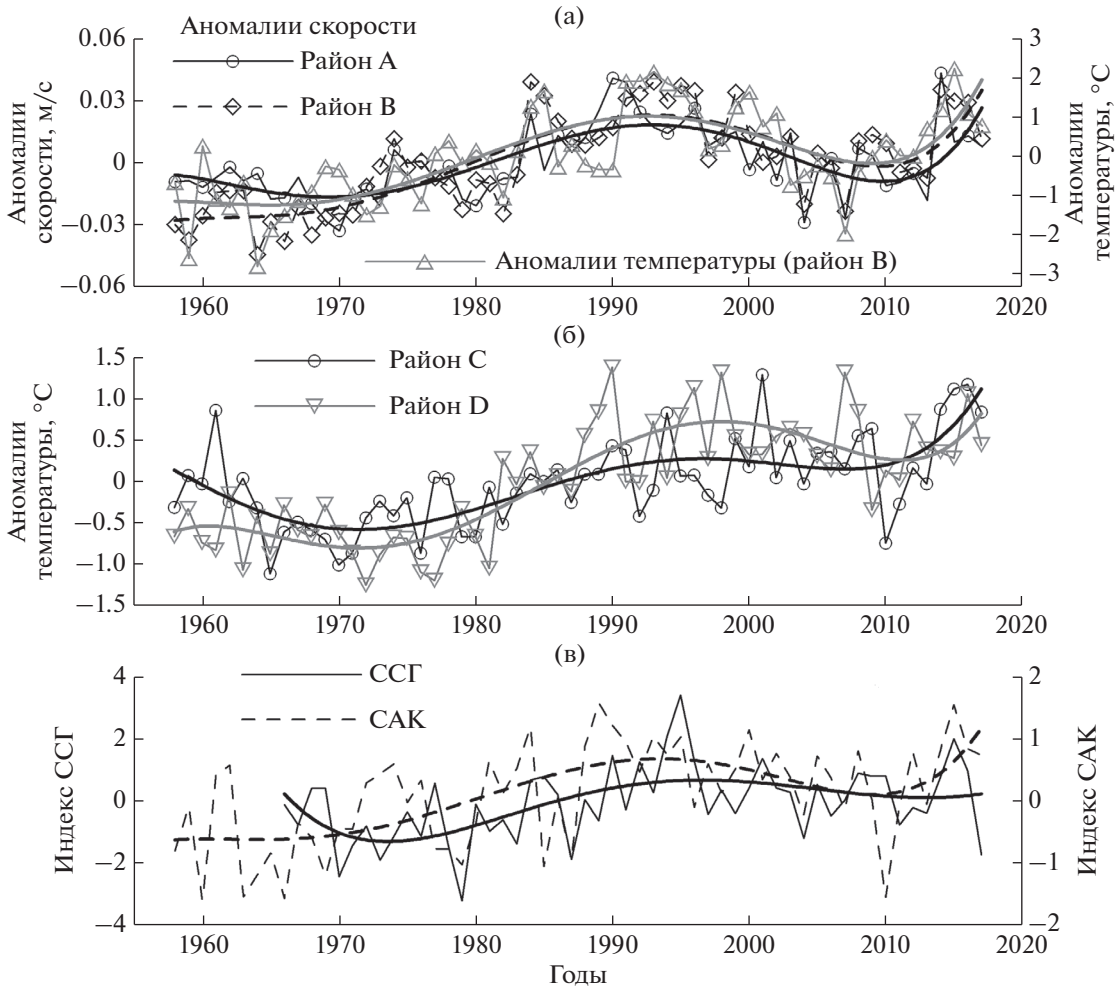


Рис. 5. Межгодовая изменчивость аномалий скорости течения в районах A, B (а), аномалий ТПО в районах B (а), C, D (б), индекса ССГ [*http://www.pml-gulfstream.org.uk*] и индекса САК [*http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml*] (в). Жирные кривые – полиномиальные тренды 5-го порядка. Положение районов A, B, C, D приведено на рис. 3д и 3е.

скоростью течений в районе A, а также температуры в районах B и C превышают 0.5. Аномалии скорости на северной границе (район B) имеют положительную связь ($r = 0.76$) со скоростью течения в самом Гольфстриме (район A), то есть смещения северной границы происходят при увеличении скорости в Гольфстриме.

Ряды аномалий температуры и скорости течений в указанных районах, а также индексы САК и ССГ имеют положительные тренды. Вклады дисперсий, вносимые трендами в суммарную дисперсию исходных рядов индексов САК и ССГ, равны 24 и 26% соответственно, скорости течений – 14% (район A) и 34% (район B), температуры поверхности океана – 30% (районы B и C) и 50% (район D). Таким образом, тренды вносят существенный вклад в суммарную дисперсию, поэтому после удаления трендов корреляции уменьшаются (табл. 1).

После удаления трендов коэффициенты корреляции температуры с индексом ССГ во всех районах со значимыми аномалиями (районы B, C, D) превышают значения корреляции с индексом САК (таблица). В стрежне Гольфстрима (районе A) корреляция скорости течения с индексом САК превышает корреляцию с индексом ССГ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе данных океанического реанализа *ORAS*4 в Северной Атлантике построено пространственное распределение и выполнены оценки аномалий ТПО и модуля скорости течений для января–февраля для разных фаз индекса Гольфстрима.

Выделены районы со значимыми аномалиями модуля скорости течений и ТПО, которые возникают одновременно с событиями меридиональных смещений “северной стены” Гольфстрима.

Значимые аномалии скорости течений отмечаются в районе северной границы и вдольберегового Гольфстрима (0.03 м/с), в районах Восточно-Гренландского и Северного Пассатного течений. Значимые аномалии ТПО присутствуют в районе северной части Гольфстрима (1°С), в центральной части субтропического антициклонического круговорота (0.3°С) и у берегов Пиренейского полуострова (0.3°С).

Эти же районы выделяются на основе расчета корреляций индекса ССГ с компонентами скорости течений и ТПО. Значимые положительные коэффициенты корреляции (0.40–0.56) с зональной компонентой и модулем скорости течений получены вдоль северной границы Гольфстрима и отрицательные (–0.48...–0.40) – вдоль его южной границы, в районе ССГ. Значимая отрицательная связь индекса ССГ с меридиональной компонентой скорости v обнаружена в районе ССГ и Восточно-Гренландского течения.

Получено, что размах межгодовых колебаний модуля скорости течений в районе северной границы Гольфстрима равен 0.06 м/с. Диапазон колебаний температуры в этом районе составляет 4°С, а в районах центра субтропического антициклонического круговорота и северной границы Пиренейского полуострова – в 2 раза меньше.

Для средних значений модуля скорости и температуры по указанным районам выявлено наличие положительных связей с индексами ССГ и САК на межгодовом масштабе.

Источник финансирования. Работа выполнена по темам государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра Института биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН “Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом” (АААА-А18-118021490093-4) и Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра Морского гидрофизического института РАН “Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан–атмосфера, определяющих региональную пространственно-временну́ю изменчивость природной среды и климата” (№ 0827-2018-0001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Г.В., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е.* Влияние Северной Атлантики на колебания климата в Баренцевом море и их предсказуемость // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 38–56.
2. *Карлин Л.Н., Малинин В.Н., Гордеева С.М.* Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 454–462.
3. *Федоров А.М., Кубряков А.А., Белоненко Т.В.* Многолетние изменения крупномасштабной циркуляции в Северной Атлантике на основе спутниковых альтиметрических измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2017. Т. 14. № 7. С. 225–237.
4. *Andres M.* On the recent destabilization of the Gulf Stream path downstream of Cape Hatteras // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. № 18. P. 9836–9842.
5. *Balmaseda M.A., Mogensen K., Weaver A.T.* Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2013. V. 139. № 674. P. 1132–1161.
6. *Borkman D.G., Smayda T.J.* Gulf Stream position and winter NAO as drivers of long- term variations in the bloom phenology of the diatom Sceletonema costatum “species complex» in Narragansett Bay, RI, USA // J. Plankton Res. 2009. V. 31. № 11. P. 1407–1425.
7. *Curry R.G., McCartney M.S.* Ocean Gyre Circulation changes associated with the North Atlantic Oscillation // J. Phys. Oceanogr. 2001. V. 31. P. 3374–3400.
8. *Davis X.J., Joyce T.M., Kwon Y.O.* Prediction of silver hake distribution on the Northeast US shelf based on the Gulf Stream path index // Continental Shelf Research. 2017. V. 138. P. 51–64.
9. *Dawe E.G., Colbourne E.B., Drinkwater K.F.* Environmental effects on recruitment of short-finned squid (Illex illecebrosus). ICES // J. Mar. Sci. 2000. V. 57. P. 1002–1013.
10. *Dong S., Kelly K.A.* Heat budget in the Gulf Stream region: The importance of heat storage and advection // J. Phys. Oceanogr. 2004. V. 34. № 5. P. 1214–1231.
11. *Drinkwater K.F.* Atmospheric and sea-ice conditions in the northwest Atlantic during the decade, 1991–2000 // J. Northwest Atl. Fish. Sci. 2004. V. 34. P. 1–11.
12. *Dvoryaninov G.S., Kubryakov A.A., Sizov A.A. et al.* The North Atlantic Oscillation: A dominant factor in variations of oceanic circulation systems of the Atlantic Ocean // Doklady Earth Sciences. – Pleiades Publishing. 2016. V. 466. № 1. P. 100–104.
13. *Frankignoul C., de Coetlogon G., Joyce T.M., Dong S.F.* Gulf Stream variability and ocean–atmosphere interactions // J. Phys. Oceanogr. 2001. V. 31. P. 3516–3529.
14. *Gangopadhyay A., Chaudhuri A.H., Taylor A.H.* On the nature of temporal variability of the Gulf Stream Path from 75° to 55° // Earth Interactions. 2016. V. 20. № 9. P. 1–17.
15. *Hammed S., Piontkovski S.* The dominant influence of the Icelandic Low on the position of the Gulf Stream northwall // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. № 9. L09303–L09303.
16. *Huntley M.E., Lopez M.D.G.* Temperature-dependent production of marine copepods: a global synthesis // The American Naturalist. 1992. V. 140. № 2. P. 201–242.
17. *Joyce T.M., Deser C., Spall M.A.* The relation between decadal variability of subtropical mode water and the North Atlantic Oscillation // J. of Climate. 2000. V. 13. № 14. P. 2550–2569.
18. *Kang D., Curchitser E.N.* Gulf Stream eddy characteristics in a high-resolution ocean model // J. of Geophys. Res.: Oceans. 2013. V. 118. № 9. P. 4474–4487.

19. *Kuwano-Yoshida A., Minobe S., Xie S.P.* Precipitation response to the Gulf Stream in an atmospheric GCM // J. of Climate. 2010. V. 23. № 13. P. 3676–3698.
20. *Lee T., Cornillon P.* Propagation and growth of Gulf Stream meanders between 75° and 45° W // J. Phys. Oceanogr. 1996. V. 26. P. 225–241.
21. *Mogensen K., Balmaseda M.A., Weaver A.* The NEMOVAR ocean data assimilation system as implemented in the ECMWF ocean analysis for System 4. Technical Memorandum № 668. ECMWF. CERFACS, Toulouse, 2012.
22. *Nunn A.D., Harvey J.P., Britton J.R. et al.* Fish, climate and the Gulf Stream: the influence of abiotic factors on the recruitment success of cyprinid fishes in lowland rivers // Freshwater Biology. 2007. V. 52. № 8. P. 1576–1586.
23. *Nye J.A., Joyce T.M., Kwon Y.O. et al.* Silver hake tracks changes in Northwest Atlantic circulation // Nature Communications. 2011. V. 2. P. 412.
24. *Peña-Molino B., Joyce T.M.* Variability in the slope water and its relation to the Gulf Stream path // Geophys. Res. Letters. 2008. V. 35. № 3. L03606. https://doi.org/10.1029/2007GL032183
25. *Pérez-Hernández M.D., Joyce T.M.* Two modes of Gulf Stream variability revealed in the last two decades of satellite altimeter data // J. Phys. Oceanogr. 2014. V. 44. P. 149–163.
26. *Peterson I., Greenan B., Gilbert D. et al.* Variability and wind forcing of ocean temperature and thermal fronts in the Slope Water region of the Northwest Atlantic // J. of Geophys. Res.: Oceans. 2017. V. 122. № 9. P. 7325–7343.
27. *Polyakov I.V., Alexeev V.A., Bhatt U.S. et al.* North Atlantic warming: patterns of long-term trend and multidecadal variability // Climate Dynamics. 2010. V. 34. № 2–3. P. 439–457.
28. *Rossby T., Benway R.L.* Slow variations in mean path of the Gulf Stream east of Cape Hatteras // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. № 1. P. 117–120.
29. *Rossby T., Flagg C.N., Donohue K.* Interannual variations in upper ocean transport by the Gulf Stream and adjacent waters between New Jersey and Bermuda // J. Mar. Res. 2005. V. 63. P. 203–226.
30. *Rossby T., Flagg C.N., Donohue K. et al.* On the long-term stability of Gulf Stream transport based on 20 years of direct measurements // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. № 1. P. 114–120.
31. *Seager R., Battisti D.S., Yin J. et al.* Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2002. V. 128. № 586. P. 2563–2586.
32. *Sunchez-Franks A., Hameed S., Wilson R.E.* The Icelandic Low as a Predictor of Gulf Stream North Wall Position // J. Phys. Oceanogr. 2016. V. 46. P. 817–826.
33. *Taylor A.H.* North–South shifts of the Gulf Stream and their climatic connection with the abundance of zooplankton in the UK and its surrounding seas // J. Mar. Sci. 1995. V. 52. Iss. 3–4. P. 711–721.
34. *Taylor A.H., Stephens J.A.* Latitudinal displacements of the Gulf Stream (1966 to 1977) and their relation to changes in temperature and zooplankton abundance in the NE Atlantic // Oceanol. Acta. 1980. V. 3. P. 145–149.
35. *Taylor A.H., Stephens J.A.* The North Atlantic oscillation and the latitude of the Gulf Stream // Tellus A. 1998. V. 50. № 1. P. 134–142.
36. *Thiébaux H.J.* Statistical Data Analysis for Ocean and Atmospheric Sciences. Academic Press, 1994. 247 p.

Winter Currents Velocity and Sea Surface Temperature Anomalies Accompanying the Gulf Stream "North Wall" Displacements

S. B. Krasheninnikova[a, #], I. G. Shokurova[b], M. V. Shokurov[b]

[a] *Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russia*
[b] *Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia*
[#] *e-mail: svetlanabk@mail.ru*

Spatial distribution and magnitude of the sea surface temperature anomalies and surface current velocity anomalies occurring in the North Atlantic during the meridional displacements of the Gulf Stream "northern wall" in January–February are determined based on the monthly average oceanic reanalysis data *ORAS4*. As Gulf Stream displacements Data, the Gulf Stream "northern wall" index data is used. The spatial distribution of the anomalies corresponding to the northern and southern positions of the "northern wall" is based on the averaging of the fields of the sea surface temperature and velocity related to each phase of the Gulf Stream "northern wall" index. It was obtained that during the meridional displacements of the Gulf Stream "northern wall", statistically significant anomalies of the currents velocity (0.03 m/s) and the sea surface temperature (1°C) are located not only in the area of the "wall" but also along the entire northern boundary of the Gulf Stream. Here, the value of the correlation coefficient of the current velocity time series with the Gulf Stream "northern wall" index is 0.56, the temperature is 0.50. Significant temperature anomalies (0.3°C) are located off the coast of the Iberian Peninsula and in the central part of the Subtropical anticyclonic gyre. The values of the correlation coefficients of the sea surface temperature time series with the Gulf Stream "northern wall" index in these areas are 0.48 and 0.53 respectively.

Keywords: North Atlantic, Gulf Stream "northern wall" index, sea surface temperature, current velocities

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 37–48

ФИЗИКА МОРЯ

551.24:528.7(202),К78

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПРИЛИВНЫЕ МОДЕЛИ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ПРИЛИВНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

© 2020 г. В. Ю. Тимофеев[1, *], М. Г. Валитов[2], Д. Г. Ардюков[1], А. В. Тимофеев[1], Б. Дюкарм[3], Р. Г. Кулинич[2], Т. Н. Колпащикова[2], З. Н. Прошкина[2], Е. В. Бойко[1], С. Б. Наумов[4]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

[2]Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

[3]Центр исследований Земли и климата Католического Университета Лоувэйна, Лоувэйн, Бельгия

[4]Региональный информационно-обрабатывающий центр сейсмической подсистемы службы предупреждения о цунами Геофизической службы РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 14.03.2019 г.
После доработки 12.05.2019 г.
Принята к публикации 18.06.2019 г.

Влияние приливных эффектов Мирового океана отражается в результатах высокоточных гравиметрических измерений. Эксперименты на станциях трансконтинентального земноприливного профиля позволяют проверить существующие приливные модели океана. В работе рассматриваются данные по станциям в зоне влияния Атлантического и Тихого океанов. Для станций, расположенных в центре Евразии, эффекты минимальны и хорошо описываются как широко известными моделями Швидерского, так и более современными моделями. Результаты изменяются при приближении к берегам океанов, где становятся значимыми океанические приливные нагрузки. В западной части профиля анализируются результаты наблюдений в Аквитании (Франция) в зоне влияния Бискайского залива. В восточной части профиля рассматриваются данные измерений в районе Хабаровска, на острове Сахалин и в Приморье на станциях Посьет и Мыс Шульца в зоне влияния Охотского и Японского морей. На юге Приморья получены многолетние серии уровнемерных и гравиметрических измерений. На основании полученных результатов проведен выбор приливных альтиметрических моделей океана и определен круг нерешенных вопросов.

Ключевые слова: приливные модели океана, приливные вариации силы тяжести, модели приливной деформации Земли, измерения уровня моря, статические приливные модели, динамические приливные модели, залив Посьет, Японское море, бухта Витязь

DOI: 10.31857/S0030157420010220

ВВЕДЕНИЕ

Приливы – это планетарное явление, т.е. воздействие на все тело Земли от ее центра до поверхности, на океаны и поверхностные воды, создающее эффекты, отражающиеся на всех видах высокоточных измерений [1]. Известно, что приливы являются единственным геофизическим явлением, где априори, с очень высокой точностью известна сила воздействия. Отношение масс Земля–Луна и Земля–Солнце определено с точностью 2×10^{-6}, а частота орбитального движения и ее вариации, такие как частота вращения Земли, известны до 7-й цифры. Если бы орбиты Земли и Луны были круговыми и лежали в одной плоскости, то имелись бы две приливные компоненты: одна лунная и одна солнечная полусуточная волна. Наклонение плоскостей орбит по отношению к экватору, эллиптичность обеих орбит, эвекция и вариация, обусловленные изменениями эллиптичности лунной орбиты Солнцем – все эти воздействия вызывают разделение основных спектральных линий и образование большого количества приливных компонент [6, 7]. В 1883 г. Д. Дарвин опубликовал первое гармоническое разложение приливного потенциала из 39 членов. В настоящее время имеется несколько новых разложений, содержащих 1200 волн. Приливный “гармонический” анализ, предложенный Кельвином в 1868 г., сейчас основывается на методе наименьших квадратов с использованием специальных цифровых фильтров для разделения трех лапласовых серий приливов перед выделением

Таблица 1. Положение пунктов гравиметрических измерений, периоды измерений, астрономические амплитуды главных приливных волн в нм/с^2. 10 нм/с^2 = 1 мкГал

Станция	Координаты		Период наблюдений	Амплитуда в нм/с^2	
	с.ш.	в.д.	годы	волна O1	волна M2
Минипли	45°019′	0°105′	1995–2000	310.6	375.4
Уикль	50°799′	4°358′	1998; 2001; 2005	304.3	300.2
Новосибирск	54°842′	83°247′	1995–1996; 2003–2004	292.7	249.3
Талая	51°681′	103°644′	1996–1997	302.4	289.0
Забайкальское	47°630′	134°747′	2001–2003	309.4	341.3
Южно-Сахалинск	47°030′	142°717′	2004–2005	309.9	349.1
Мыс Шульца	42°650′	130°880′	2012–2014	309.4	407.2

наибольшего количества спектральных линий в зависимости от длины записи. Максимальная величина гравиметрического прилива – 240 мкГал (~2 × 10^{-7} от нормального значения ускорения силы тяжести; 1 мкГал = 10 нм/с^2). Приливный эффект для Земли описывается в рамках статической теории [6, 7, 17, 25], с учетом неупругости мантии – в рамках квазистатической теории [12], а с учетом эффекта жидкого ядра Земли – в рамках динамической теории жидкого ядра (резонанс на суточных периодах – до 2% в амплитуде) [6, 7, 12]. Современные модели приливной деформации рассчитываются путем численного интегрирования системы дифференциальных уравнений для всей Земли, состоящей из уравнений движения, уравнения Пуассона и реологического соотношения напряжение – деформация. Учитываются распределения по глубине: плотности, упругих модулей, притяжения и сжатия каждого слоя Земли [6, 7, 12, 25].

Исследование морских приливов в океанах и отдельных морях является сложной задачей [2–6, 8, 12]. Вклад эффекта океана в гравиметрические результаты на континентах и островах достигают 10% от эффекта приливной деформации Земли. Эти явления описываются в рамках динамической приливной теории Мирового океана. Здесь, помимо вынужденных приливных волн, появляются свободные колебания и резонансы, которые зависят от многих параметров (высота статического прилива на невозмущенной поверхности, трения на дне океана, вязкой турбулентной диссипации, глубины океана, вязкости воды, силы Кориолиса, высоты свободной поверхности океана и т.д.). Некоторые авторы полагают, что вихревая диссипация существенна в глубоких океанах, а донное трение важно в мелких морях. Известна важная роль приливной диссипации в Мировом океане в эволюции Земли, в частности, в изменении скорости вращения Земли. В последние десятилетия приливные модели Земли и Мирового океана активно используются в спутниковых технологиях для навигации (VLBI, GPS), в исследованиях климата и временных вариаций в параметрах гидросферы планеты (GRACE), для расчета поправок в высокоточные гравиметрические наблюдения, при газовой съемке и в других геофизических измерениях, где учитываются эффекты на уровне деформаций 10^{-8} или соответствующих напряжений в земной коре (0.01 бар).

Задача наших исследований – провести оценку существующих моделей приливной деформации Земли (WD93 и DDW99) и приливных моделей океана (SCW80, CSR3, FES95, ORI96, CSR4, FES02, GOT00, NAO99, TPX06 и FES04) на разных расстояниях от побережья, рассмотреть особенности приливной реакции в прибрежной зоне.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ НА ПРОФИЛЕ

Высокоточные измерения современными приборами на профиле от Атлантического побережья Франции до Сахалина и Приморья выполнялись впервые. Наблюдения приливных вариаций силы тяжести проводились в полосе от 42 до 55° с.ш. и от 0° до 143° в.д. Исследовались волны суточного и полусуточного диапазонов. Известно, что амплитуды полусуточного прилива имеют максимум на экваторе, а на полюсах принимают нулевое значение. Суточные приливы принимают максимальные значения на широтах +45° и –45° при максимальном склонении возмущающего тела. Этими соображениями определяется среднеширотный выбор положения профиля (рис. 1, табл. 1). Высоты пунктов наблюдений составляли от 35 (мыс Шульца) до 550 м (Талая, Байкал).

Для измерений на трансконтинентальном профиле использованы мобильные цифровые гравиметры ЛаКоста-Ромберга различной модификации: LCR402, LCR906 и Gphone111 [1, 13]. На юге Приморья исследования дополнены измерениями уровня моря в заливе Посьета датчи-

Рис. 1. Положение станций трансконтинентального приливного профиля. Профиль включает станции Западной Европы (Минипли (Франция) и Уикль (Бельгия)), две станции юга Сибири (Ключи и Талая) и три станции на Дальнем Востоке России (Забайкальское и Южно-Сахалинск, мыс Шульца).

ком давления с разрешением в 1 см. Дискретизация цифровой записи на гравиметрах составляла – от 1 до 60 с. Продолжительность непрерывных измерений от 1 года до 3 лет, что позволяет надежно выделять и разделять более 10 волн приливного спектра. Анализ моделей проводился по наиболее сильным волнам полусуточного и суточного диапазонов. Почасовые данные обрабатывались приливными программами: ETERNA, ANALYSE-ETERNA и VAV03-VAV04 [22, 23, 26]. Тестирование гравиметров проводилось на базовой станции Международного приливного центра ICET (Королевская Обсерватория Бельгии, Уикль, Брюссель, координаты 50.7986° с.ш., 4.3581° в.д.). Уровнемерные данные обрабатывались по программам, используемым океанологами.

Анализ начинаем с результатов, полученных на внутриконтинентальных станциях, потом рассмотрим результаты, полученные на западе на побережье Атлантического океана. Далее двигаемся на восток до побережья Охотского и Японского морей. Проанализируем следующие приливные модели мирового океана: SCW80, CSR3, FES95, ORI96, CSR4, FES02, GOT00, NAO99, TPX06 [9–11, 15, 16, 18, 19, 21]. В расчетах океанической модели SCW80 [20] использована сетка с разрешением 1° × 1°. Позднее с широким применением спутниковых данных происходит постоянное уточнение моделей по сетке с ячейками размером до 10 км.

Остановимся на гравиметрических экспериментальных результатах и расчетах влияния океана для внутриконтинентальных станций Ключи (под г. Новосибирск) и Талая (в 6 км от берега озера Байкал), расположенных на расстояниях более трех тысяч километров от побережья Северного Ледовитого и Тихого океанов. В результате приливного анализа получаем два параметра: амплитудный фактор – это безразмерная величина, отношение амплитуд и фазовое запаздывание относительно приливной силы. Если бы Земля была абсолютно твердой, то гравиметр измерял бы только приливную силу – астрономический прилив, а приливный фактор, отношение измеренной амплитуды к астрономической, был бы равен единице. Реальная Земля дает увеличение приливного фактора на 15–16%. Теоретические значения амплитудного гравиметрического фактора ($\delta = A/A_{th} = A_{\text{теоретическая-Земля}}/A_{\text{астрономическая}}$) в средних широтах Евразии для главных приливных волн (суточная O1 и полусуточная M2) для статической упругой модели Земли WD [25] и квазистатической модели DDW99 [12] приведены в табл. 2.

Учет влияния океана можно проиллюстрировать, используя векторные соотношения [17]

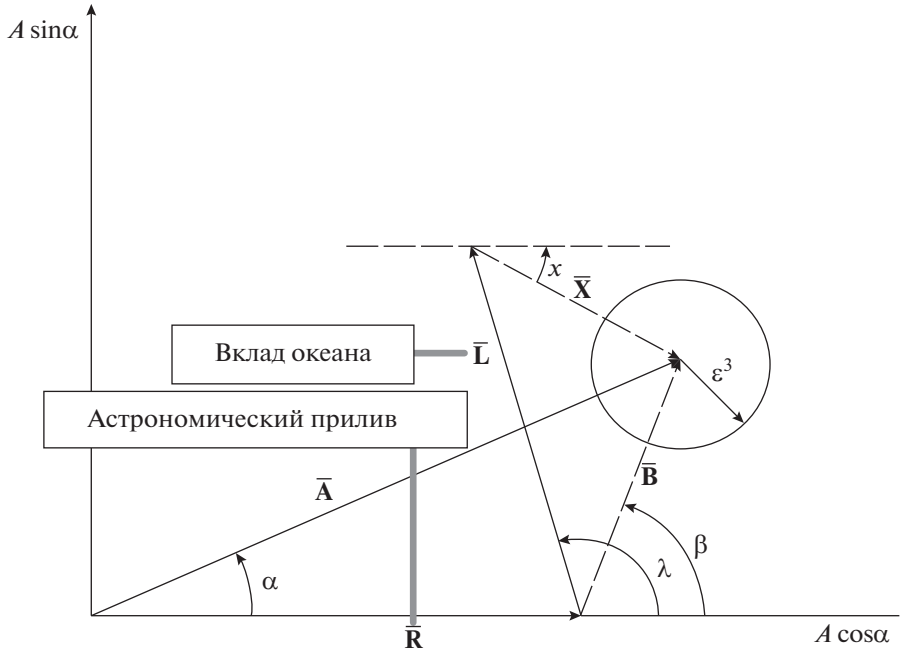


Рис. 2. Соотношения между наблюдаемым приливным амплитудным вектором $\mathbf{A}(A, \alpha)$, моделью для Земли $\mathbf{R}(R, 0)$, вычисленным океаническим приливным нагрузочным вектором $\mathbf{L}(L, \lambda)$, приливным остатком $\mathbf{B}(B, \beta)$ и откорректированным остатком $\mathbf{X}(X, \chi)$: $\mathbf{B} = \mathbf{A} - \mathbf{R}$; $\mathbf{X} = \mathbf{B} - \mathbf{L}$.

(рис. 2). В этом случае океаническая компонента – это приливный нагрузочный вектор **L**, при построении которого принимаются во внимание прямое притяжение водных масс, изгиб земной поверхности и соответствующее изменение потенциала. Приливным анализом, для главных приливных волн мы определяем амплитуду A и разность фаз α, т.е. вектор $\mathbf{A}(A, \alpha)$. Амплитудный фактор δ определяем как отношение A/A_{th} [17], т.е. амплитуда A по отношению к астрономической приливной амплитуде A_{th}. Модельный приливный фактор строим на основе приливной амплитуды $\mathbf{R}(R = A_{\text{th}}\delta_{\text{DDW}}, 0)$, вычисленной по негидростатичной неупругой модели DDW99 [12], и океанического нагрузочного вектора $\mathbf{L}(L, \lambda)$, вычисляемого по приливным моделям океана для каждой волны. Модельный вектор $\mathbf{A}_{\text{m}}$ $(A_{\text{m}}, \alpha_{\text{m}})$ получаем как:

$$\mathbf{A}_{\text{m}} = \mathbf{R} + \mathbf{L}. \tag{1}$$

Модельный амплитудный фактор δ_{m} просто выражается через отношение $\mathbf{A}_{\text{m}}/\mathbf{A}_{\text{th}}$. Таким путем моделируется вектор из выражения:

$$\mathbf{A}_{\text{m}}(\delta_{\text{m}}A_{\text{theo}}, \alpha_{\text{m}}) = \mathbf{R}(R, 0) + \mathbf{L}(L, \lambda). \tag{2}$$

В то же время откорректированный вектор определяется из соотношения:

$$\begin{aligned}\mathbf{A}_{\text{c}}(\delta_{\text{c}}A_{\text{theo}}, \alpha_{\text{c}}) &= \mathbf{A}(\delta A_{\text{theo}}, \alpha) - \mathbf{L}(L, \lambda) = \\ &= \mathbf{R}(R, 0) + \mathbf{X}(X, \chi).\end{aligned} \tag{3}$$

Далее строим остаточный вектор $\mathbf{B}(B, \beta)$, получаемый как (рис. 3).

$$\mathbf{B}(B, \beta) = \mathbf{A}(\delta A_{\text{theo}}, \alpha) - \mathbf{R}(R, 0). \tag{4}$$

И откорректированный остаток.

$$\mathbf{X}(X, \chi) = \mathbf{B}(B, \beta) - \mathbf{L}(L, \lambda). \tag{5}$$

Свидетельством хорошего соответствия модели является минимизация вектора $\mathbf{X}(X, \chi)$.

Экспериментальные результаты для суточной волны O1 и полусуточной волны M2, полученные по данным цифрового гравиметра ЛаКоста Ром-

Таблица 2. Теоретические значения приливной деформации Земли для различных моделей Земли для средних широт

Модель земных приливов	δ(O1)	δ(M2)
Упругая мантия на базе модели PREM	1.1519	1.1567
Упруго-вязкая с зависимостью добротности мантии от частоты вынуждающего воздействия $Q \sim \omega^{0.15}$	1.1562	1.1608

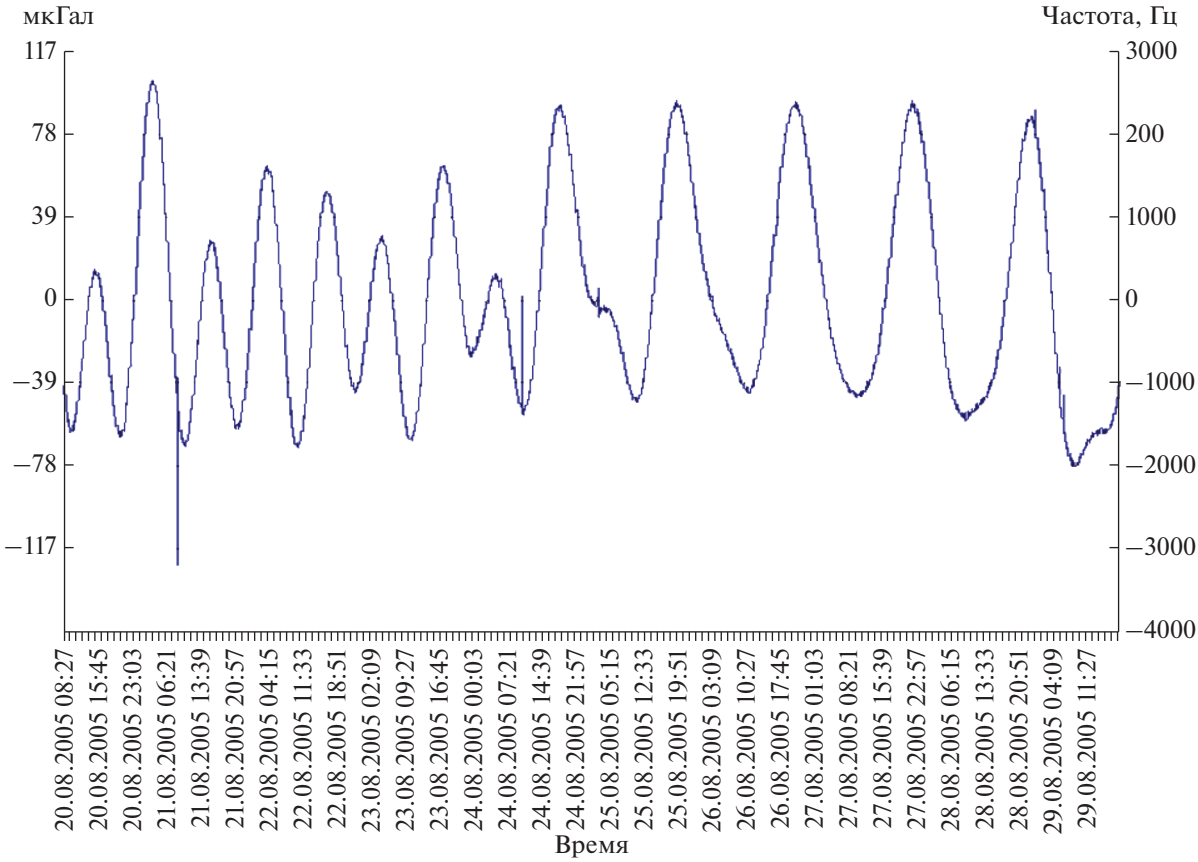


Рис. 3. Приливные вариации силы тяжести, станция Южно-Сахалинск. Минутная запись с 20 по 30.08. 2005 г., масштаб: 0.039 мкГал на 1 деление вертикальной шкалы справа, гравиметр LCR402. 10 нм/с^2 = 1 мкГал.

берга G 402, приведены в табл. 3. Здесь же представлены модельные расчеты с использованием модели Земли DDW99 [11] и океанических моделей: SCW80 и FES02, CSR4, GOT00, TPX06 [9–11, 15, 16, 18–21]. В таблице показаны значения, средние для группы моделей океана, построенных по уровнемерным данным в портах: SCW80, и для групп моделей, построенных по альтиметрическим спутниковым данным: FES02, CSR4, GOT00, TPX06. Стандартное отклонение при расчете моделей океана в среднем составляет для всех станций профиля для амплитудного фактора 0.0012 (для фазового запаздывания 0.079°) для суточной волны O1 и, соответственно, 0.0018 (0.099°) для полусуточной волны M2.

В результате для внутриконтинентальных станций согласно экспериментальным данным по суточным (O1) и полусуточным волнам (M2), отклонение амплитуд от приливной модели составляет менее долей процента (табл. 3). Вклад океанического прилива в фазовое запаздывание составляет от 0.1° до 0.3°, а отклонение от моделей, учитывающих влияние океана, не превышает 0.05°–0.08° и находится в пределах ошибки наблюдений.

Рассмотрим результаты, полученные в прибрежной зоне на западе профиля. В сводной табл. 4 приведены данные анализа для станции Миниплли в Аквитании (Menesplet, Франция, 110 км от берега Бискайского залива Атлантического океана, цифровой гравиметр LCR906).

В восточной части профиля рассмотрим данные по станциям: Забайкальское (Хабаровский край, в 290 км от берега Татарского пролива Японского моря, цифровой гравиметр LCR G 402) и Южно-Сахалинск (остров Сахалин, в 35 км от берега Охотского моря, цифровой гравиметр LCR G 402). Пример гравиметрической цифровой записи прилива на станции Южно-Сахалинск (ИМГ ДВО РАН, о. Сахалин) с 20 по 30 августа 2005 г. приведен на рис. 3.

В табл. 4 приведено сравнение модельных данных (модель DDW99 + модель Швидерского и современные приливные модели океана) с экспериментальными результатами, полученными с помощью цифровых гравиметров ЛаКоста Ромберга, по западной и восточной части трансконтинентального приливного профиля. Отметим, что наибольшее влияние на фазу (6°) получено в зоне влияния Бискайского залива в Атлантиче-

Таблица 3. Результаты приливного анализа экспериментальных результатов по станциям Ключи (Новосибирск), Талая (Байкал), теоретические значения, построенные по квазистатической модели приливной деформации Земли (DDW) с учетом динамического влияния океана по моделям SCW80, и среднее по моделям FES02, CSR4, GOT00, TPX06. O1 – суточная волна, M2 – полусуточная волна. δ – амплитудный фактор (отношение наблюдаемой амплитуды прилива к теоретической амплитуде), α – фазовый сдвиг (в градусах относительно теоретического прилива)

Волна	O1		M2	
Ключи, Новосибирск, периоды наблюдений 1995–1996 гг. и 2003–2004 гг.	δ	α, град	δ	α, град
РЕЗУЛЬТАТ, программа ANALYZE	1.1577	0.254	1.1599	–0.230
Ошибка измерений	±.0039	±.193	±.0040	±.183
Модель SCW80	1.1554	0.284	1.1560	–0.318
Среднее по моделям FES02, CSR4, GOT00,TPX0	1.1543	0.303	1.1606	–0.275
Талая, Байкальский регион, период наблюдений 1996–1997 гг.	δ	α, град	δ	α, град
РЕЗУЛЬТАТ, программа ANALYZE	1.1598	0.313	1.1585	0.106
Ошибка измерений	±.0051	±.270	±.0028	±.137
Модель SCW80	1.1607	0.353	1.1592	0.153
Среднее по моделям FES02, CSR4, GOT00,TPX0	1.1596	0.389	1.1627	0.052

Таблица 4. Результаты приливного анализа данных для пункта в Аквитании на атлантическом побережье Франции (Aquitaine, Menesplet), Забайкальское (Хабаровск), Южно-Сахалинск (Сахалин). Теоретические модельные значения, построенные по модели приливной деформации Земли DDW, с учетом влияния океана, модели SCW80 и для групп моделей: CSR4, FES02, GOT00, NAO99 и FES02, CSR4, GOT00, TPX06

Волна	O1		M2	
станция измерений и результаты				
Минипли (Aquitaine, Menesplet, Франция) период наблюдений 1995–1999 гг.	δ	α, град	δ	α, град
РЕЗУЛЬТАТ, программа ANALYZE	1.1490	–0.240	1.1896	6.020
С ошибкой	±.0018	±0.090	±.0004	±.020
Модель SCW80	1.1461	–0.210	1.1875	5.890
Среднее по моделям CSR4, FES02, GOT00, NAO99	1.1458	–0.130	1.1882	6.010
Забайкальское, (юг Хабаровского края) период наблюдений 2001–2003 гг.	δ	α, град	δ	α, град
РЕЗУЛЬТАТ, программы ANALYZE + VAV04	1.1850	0.767	1.1729	0.674
С ошибкой	±.0078	±.380	±.0055	±.270
Модель SCW80	1.1868	0.870	1.1736	0.485
Среднее по моделям FES02, CSR4, GOT00, TPX06	1.1837	0.813	1.1715	0.507
Южно-Сахалинск, (остров Сахалин), период наблюдений 2004–2005 гг.	δ	α, град	δ	α, град
РЕЗУЛЬТАТ, программа VAV04	1.2235	1.111	1.1752	1.531
С ошибкой	±.0034	±.162	±.0022	±.106
Модель SCW80	1.2199	1.334	1.1811	1.697
Среднее по моделям FES02, CSR4, GOT00, TPX06	1.2206	1.250	1.1768	1.453

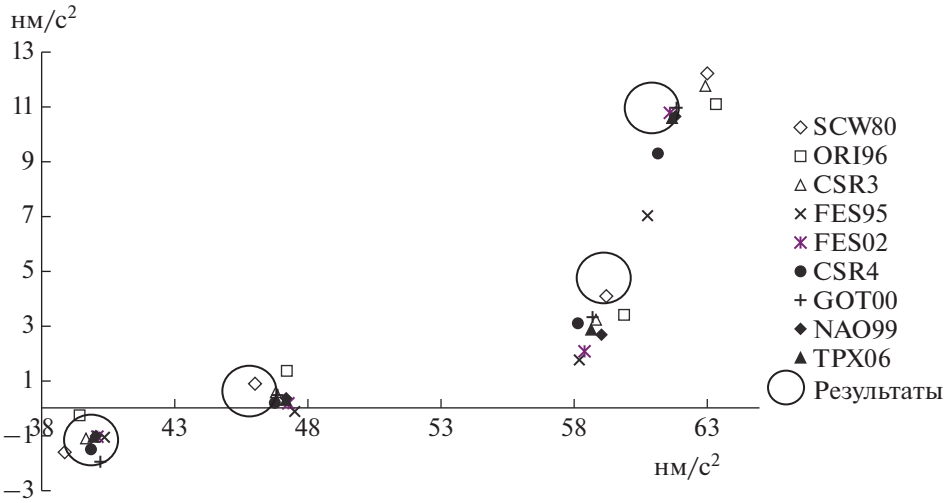


Рис. 4. Сравнение приливных моделей и экспериментальных результатов для полусуточной волны M2. По вертикальной оси – сдвиг по фазовой компоненте (около нуля для внутриконтинентальных станций, эффект увеличивается с приближением к океану). Слева направо: Новосибирск–Ключи (1289), Талая–Байкал (1301), Хабаровск–Забайкальское (1401), Южно-Сахалинск (1403). Приведены номера станций в мировой приливной сети. 10 нм/с^2 = 1 мкГал.

ском океане (Аквитания, Франция) для полусуточной волны M2. В восточной части профиля полученное влияние достигает полутора градусов, что в пределах ошибки (от 0.02 до 0.2°) хорошо соответствует модельным представлениям. Вклад в амплитуду достигает 5% и хорошо коррелирует с результатами моделирования. Различаются влияния океана для западной и восточной частей профиля. Так, в зоне влияния Атлантики сильнее вклад океана в полусуточный диапазон (см. табл. 3, по волне M2 сильное влияние для амплитуды и для фазы), а для восточных морей в зоне Тихого океана сильнее влияние в суточном диапазоне (см. табл. 4, значения амплитудного фактора δ).

Используя векторные соотношения (1–5), можно оценить корректность выбора океанической компоненты (приливного нагрузочного вектора **L**), представительность котидальных карт и наземных измерений, проанализировав соотношение векторов $\mathbf{B} = \mathbf{A} - \mathbf{R}$ и **L** по косинусным и синусным компонентам: $B\cos\beta$ с $L\cos\lambda$ и $B\sin\beta$ с $L\sin\lambda$. Графически результаты сравнения по отдельным станциям профиля представлены на рис. 4. Здесь мы имеем по осям значения в фазе: $\delta\cos\alpha$ (горизонтальная ось) и вне (вертикальная ось): $\delta\sin\alpha$ (динамический эффект, т.е. океанический вклад). По горизонтальной оси – сравнение амплитуды для волны M2 (полусуточная), а именно – разность относительно астрономической амплитуды $\mathbf{A}_{th}$ для каждой станции. Результаты такого анализа для восточной части профиля от Новосибирска до Южно-Сахалинска приведены на рис. 4. Показана остаточная часть амплитудной и фазовой реакции на приливную силу тяжести для станций профиля, расположенных в центре континента и далее к океану. Из анализа результатов, представленных на рис. 4, можно видеть увеличение вклада океанического прилива до 12 нм/с^2 = 1.2 микрогал при смещении на восток к Тихому океану. При отсутствии влияния океана результаты располагались бы вдоль горизонтальной оси почти на нулевом значении вертикальной оси. Как видим из рис. 4, модельные оценки хорошо соответствуют экспериментальным результатам. Заметим, что, убирая все моделируемые эффекты (модель отклика Земли, модель океанической нагрузки и притяжения) из наблюдений, можно исследовать другие эффекты: неупругость коры и мантии, горизонтальные неоднородности, корреляцию с тепловым потоком, диссипацию в ядро-мантийном слое Земли.

Продолжением гравиметрических приливных исследований на Дальнем Востоке явились измерения на научном полигоне “Мыс Шульца” ТОИ ДВО РАН, которые проводятся здесь различными типами приборов с 2010 г. Цифровой гравиметр Gphone111 используется для мониторинга силы тяжести на полигоне с 2012 г. Станция гравиметрических наблюдений расположена на юге Приморья, мыс Шульца, полуостров Гамова (координаты пункта гравиметрических измерений – 42.58° с.ш., 131.16° в.д., пункт расположен в 130 м от берега бухты Витязь в заливе Посьет Японского моря, рис. 5). На пункте одновременно проводятся измерения смещений земной поверхности методом космической геодезии различными типами двухчастотных геодезических приемников [1]. Абсолютным гравиметром ГАБЛ здесь выполняются ежегодные измерения неприливных вариаций силы тяжести, в которых отражаются эффекты катастрофических землетрясений Дальнего Востока [1].

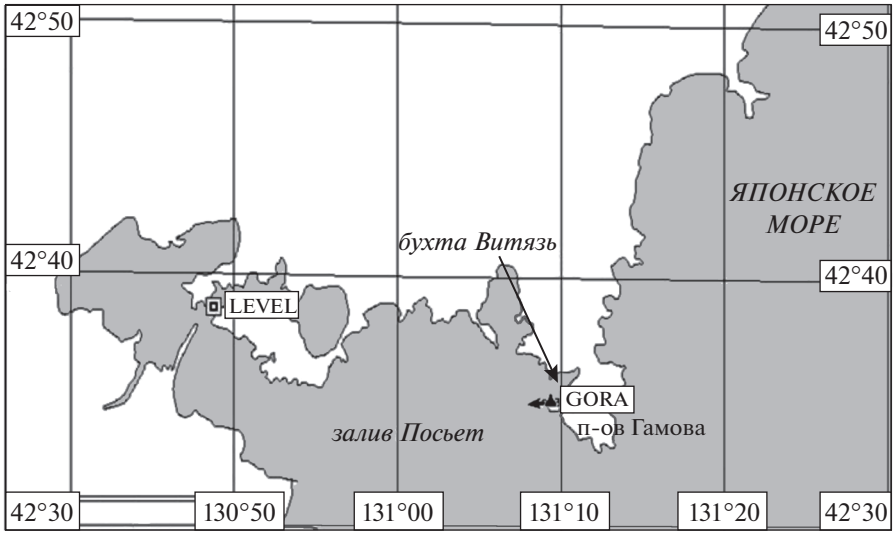


Рис. 5. Станции наблюдений на побережье Японского моря. Положение пунктов приливных наблюдений (пункт Залив Посьет "LEVEL" – измерения уровня моря) и мыс Шульца на полуострове Гамова (пункт гравиметрических измерений "GORA" (номер в международной сети приливных станций 1406)).

Гравиметрические измерения проводятся на массивных постаментах в специальном подземном бункере с пассивной термостабилизацией. Цифровой комплекс гравиметра Gphone111 имеет 18 каналов при 1 – секундной записи. Для анализа использовался канал № 1 и канал № 8, т.е. прямая запись с маятника гравиметра и вариации атмосферного давления на пункте. Результаты анализа данных измерений за период с 2012 по 2014 гг. приведены в табл. 5. В табл. 6 показаны результаты сравнения экспериментальных результатов и модельных расчетов для 10 моделей океана. Приливный анализ данных гравиметрических измерений по программам приливного анализа ETERNA и VAV04 показал одинаковые результаты (табл. 5 и 6). Сравнение экспериментальных результатов с модельными оценками свидетельствует о значительном отличии как в амплитудном факторе, так и в фазовом запаздывании. Фазовое запаздывание достигает 0.5° при ошибке измерений в 0.01°, амплитудное – до 1% при ошибке в 0.02%.

С другой стороны, выбор приливной модели океана для расчета поправок в результаты может быть проведен на основании анализа данных уровнемерной приливной станции мониторинга цунами, расположенной в западной части залива Посьет (координаты пункта наблюдений – 42.65° с.ш., 130.88° в.д.). Измерения выполнялись с помощью датчика давления, разрешение составляет 1 см. Экспериментальная запись морских приливов представлена на (рис. 6). Приливный анализ данных уровнемерных наблюдений показал хорошую сходимость результатов с приливными моделями океана CSR4 и FES02 (табл. 7), хотя эти измерения менее точны по сравнению с гравиметрическими.

В итоге, имеем для результатов анализа уровнемерных данных хорошее соответствие модельным оценкам (приливные модели океана CSR4 и FES02) для главных (по амплитуде) суточных и полусуточных волн. Более точные гравиметрические результаты показывают расхождение с модельными оценками, значительно превышающее ошибки измерений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение следует отметить, что результаты гравиметрических измерений, полученные на станциях трансконтинентального профиля на расстояниях от 3000 до 35 км от берега моря, показали хорошее соответствие современным приливным моделям океана NAO99, GOT00, FES02, CSR4, TPX06. Модели влияния Атлантического и Тихого океана на средних широтах в целом удовлетворяют требованиям высокоточных гравиметрических измерений, эффект рассчитывается до 0.1 микрогала (0.1 мкГал = 1 нм/с^2). Расхождение с моделями обнаружено на юге Приморья, на пункте, расположенном в 130 м от берега бухты Витязь залива Посьет Японского моря, Тихого океана. Известно, что амплитуда полусуточных приливов в большинстве районов Тихого океана меньше, чем в Атлантическом. Эти закономерности отмечены в полученных нами экспериментальных результатах. Заметим, что из 13 морей, омывающих территорию Российской Федерации, только Берингово и Японское моря имеют средние глубины в полтора километра (1640 и 1539 м) и максимальные более 4 км (4420 и 4224 м).

Таблица 5. Результаты приливного анализа по программе ETERNA пункт Мыс Шульца период измерений (2012–2014 гг.). Представлены суточные, полусуточные и треть суточные волны. В суточном диапазоне на частоте волны K1 в амплитуде проявляется динамический эффект жидкого ядра Земли (занижение амплитуды на 2%) [6]. Внизу приведено значение коэффициента связи с атмосферным давлением в нанометрах на килопаскаль

Номер станции в международной приливной сети – 1406, станция “Мыс Шульца” – SHULTS CAPE

Период наблюдений: 20120623...20141224, 13 блоков. Всего суток в анализе: 558.875

Потенциал Тамура – Tamura (1987) 1200 волн

Использована неупругая модель Земли WAHR-DEHANT-ZSCHAU

Интервал осреднения 3600 с

Использован цифровой фильтр Перцева с 51 коэффициентом

Приливные параметры:

диапазон от цикл/день	до цикл/день	волна	A_{theor} в нм/с^2	δ фактор	ошибка	фазовый сдвиг в °	ошибка в °
0.501370	0.842147	SGQ1	2.2857	1.18232	0.03073	–0.6425	1.4893
0.842148	0.860293	2Q1	7.8394	1.18255	0.00929	0.2786	0.4498
0.860294	0.878675	SGM1	9.4619	1.18949	0.00724	0.5278	0.3490
0.878676	0.896968	Q1	59.2480	1.16760	0.00115	0.0344	0.0565
0.896969	0.911390	RO1	11.2540	1.15715	0.00552	–0.3253	0.2730
0.911391	0.931206	O1	309.4501	1.16540	0.00021	0.0786	0.0103
0.931207	0.947991	TAU1	4.0361	1.16113	0.01151	1.0458	0.5687
0.947992	0.967660	NO1	24.3372	1.16301	0.00263	0.2132	0.1299
0.967661	0.981854	CHI1	4.6545	1.16522	0.01395	–1.0953	0.6863
0.981855	0.996055	PI1	8.4170	1.14997	0.00698	0.3503	0.3491
0.996056	0.998631	P1	143.9864	1.15901	0.00042	–0.0251	0.0205
0.998632	1.001369	S1	3.4031	1.27373	0.02547	9.4348	1.2513
1.001370	1.004107	K1	435.2104	1.14574	0.00015	0.0221	0.0075
1.004108	1.006845	PSI1	3.4033	1.19917	0.01780	0.0417	0.8528
1.006846	1.023622	PHI1	6.1962	1.18309	0.00956	0.3540	0.4648
1.023623	1.035379	TET1	4.6538	1.19043	0.01338	–0.4087	0.6440
1.035380	1.057485	J1	24.3365	1.16962	0.00280	–0.2847	0.1374
1.057486	1.071833	SO1	4.0368	1.16816	0.01718	0.6642	0.8435
1.071834	1.090052	OO1	13.3137	1.14600	0.00762	–0.1702	0.3810
1.090053	1.470243	NU1	2.5491	1.14599	0.03879	–1.0635	1.9400
1.470244	1.845944	EPS2	3.0083	1.19326	0.01314	0.8468	0.6317
1.845945	1.863026	2N2	10.3175	1.17026	0.00412	–0.1804	0.2018
1.863027	1.880264	MU2	12.4513	1.15049	0.00303	0.6464	0.1508
1.880265	1.897351	N2	77.9694	1.16617	0.00050	0.8083	0.0244
1.897352	1.914128	NU2	14.8095	1.16561	0.00247	0.6537	0.1214
1.914129	1.950419	M2	407.2364	1.17104	0.00009	1.0513	0.0043
1.950420	1.964767	LAM2	3.0029	1.15759	0.01164	0.5610	0.5770
1.964768	1.984282	L2	11.5106	1.17131	0.00195	0.9116	0.0954
1.984283	1.998996	T2	11.0727	1.18991	0.00339	0.2730	0.1637
1.998997	2.002736	S2	189.4678	1.18247	0.00020	0.4386	0.0105
2.002737	2.022488	K2	51.4967	1.17979	0.00086	0.7745	0.0416
2.022489	2.057484	ETA2	2.8792	1.21188	0.01929	0.9562	0.9131
2.057485	2.451943	2K2	0.7541	1.21485	0.07860	1.0617	3.7123
2.451944	2.881176	MN3	1.6170	1.08708	0.01800	0.2331	0.9493
2.881177	3.381378	M3	5.8932	1.07970	0.00458	0.5400	0.2432

Метеорологический параметр, коэффициент связи с атмосферным давлением

значение коэффициент связи	ошибка	единица измерений
–4.17964	0.01882	нм/с^2/КПа

Таблица 6. Модели приливной реакции на пункте Мыс Шульца (1406) и результаты анализа измерений гравиметром Gphone111, период наблюдений 22.06.2012–25.12.2014 (для анализа выбрано 585.3 дня). Результаты счета по приливной программе VAV04

ВОЛНА	O1		M2	
амплитуда астрономическая, мкГал	30.945		40.723	
МОДЕЛЬ	δ_m	α_m	δ_m	α_m
1. SCW80	1.1834	0.550	1.1767	0.513
2 ORI96	1.1764	0.490	1.1777	0.587
3 CSR3	1.1747	0.585	1.1762	0.654
4 FES95	1.1760	0.307	1.1727	0.337
5 CSR4	1.1760	0.366	1.1736	0.474
6 GOT00	1.1760	0.387	1.1744	0.498
7 NAO99	1.1779	0.360	1.1745	0.464
8 FES02	1.1765	0.463	1.1744	0.453
9 TPX06	1.1772	0.413	1.1746	0.449
10 FES04	1.1749	0.390	1.1745	0.548
Среднее по моделям 2–7	1.1761	0.416	1.1749	0.496
Среднее по моделям 5–10	1.1764	0.397	1.1744	0.474
Среднее по моделям 2–10	1.1762	0.418	1.1748	0.492
РЕЗУЛЬТАТ	δ_o	α_0	δ_o	α_0
VAV04	1.16552	0.073	1.17106	1.048
Ошибка	±.00019	±.010	±.00008	±.004

Таблица 7. Альтиметрические модели океана CSR4 и FES02 и экспериментальные результаты (уровнемерная станция в заливе Посьета), для суточных (Q1, O1, P1, K1) и полусуточных (N2, M2, S2, K2) приливных волн. Для каждой приливной волны приведена амплитуда волны в сантиметрах и фазовое запаздывание в градусах (океанологическая модель). Координаты (коширота (κφ) и долгота (λ)) в градусах, площадь ячейки в м^2 (*S*). Период наблюдений – 23.11.2012–02.03.2015

Приливная волна			Q1	O1	P1	K1	N2	M2	S2	K2
Результаты анализа данных										
		Амплитуда в см	1.17	5.00	1.78	5.65	1.81	7.70	3.34	0.92
		Фаза в °	181.0	198.0	223.0	227.0	181.0	194.0	219.0	209.0
N	κφ (°) λ (°)	*S* ячейки в м^2								
CSR4										
41895	47.0 131.50	$.2260658 \times 10^{10}$	1.520 197.87	4.280 195.52	1.850 222.28	6.010 224.19	1.210 191.08	5.970 184.77	2.860 202.48	0.790 205.09
42297	47.5 130.50	$.2278969 \times 10^{10}$	1.600 203.97	4.720 197.09	1.810 224.34	6.010 226.80	0.900 183.69	6.240 182.03	2.990 202.11	0.800 205.14
42298	47.5 131.00	$.2278969 \times 10^{10}$	1.560 201.48	4.780 196.04	1.830 223.57	6.010 225.94	1.020 187.38	6.010 183.98	2.940 202.88	0.800 205.57
FES02										
537842	47.0 131.75	$.5651670 \times 10^{9}$	1.140 164.80	4.890 201.32	1.790 233.83	5.110 232.73	2.010 143.31	8.620 196.66	3.190 202.25	0.820 198.51
536343	47.5 131.00	$.5697446 \times 10^{9}$	1.110 163.26	4.750 199.87	1.760 232.18	5.010 231.39	1.830 142.04	7.560 193.52	2.780 197.91	0.720 193.18

В Японском море шельф развит слабо, граница проходит в 30 км от суши, глубины до 200 м занимают 27% всей площади и приходятся в основном на Татарский пролив [5]. Наблюдения на станции, расположенной на берегу бухты Витязь (размеры бухты – 4 на 2 км, глубина 30 м, с островами на выходе из бухты), выявили расхождения с существующими модельными оценками для Японского моря. Природа расхождений может быть связана с особенностями собственных колебаний в бухте Витязь залива Посьет Японского моря, т.к. существующие модельные сетки (10 на 10 км)

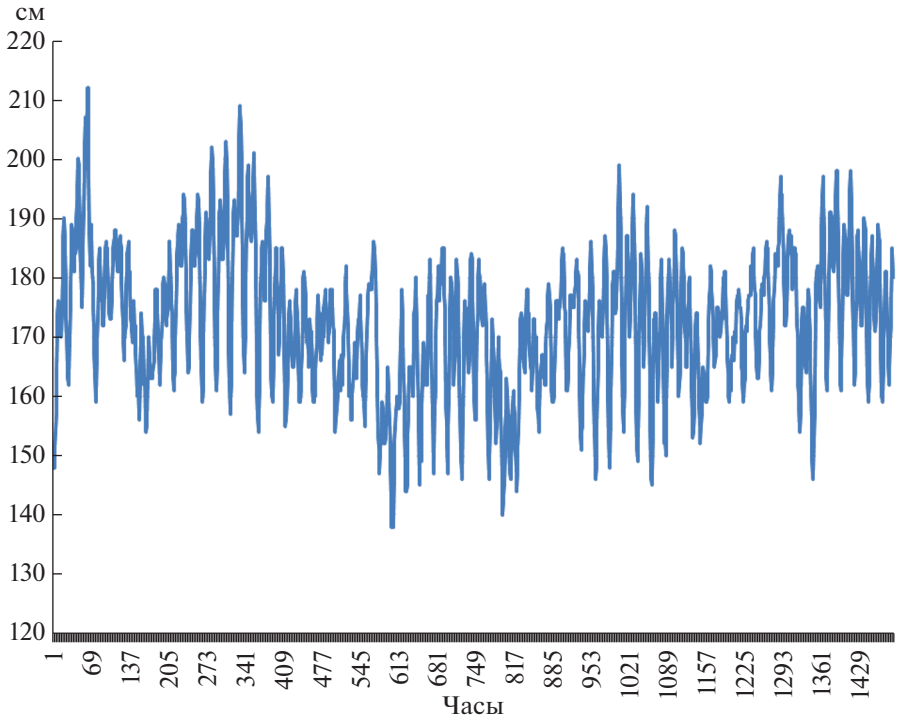


Рис. 6. Запись приливных вариаций, станция регистрации уровня воды Посьет. Почасовые данные. Шкала времени с 00 ч 01.12.2012 г. до 23 ч 31.01. 2013 г. Вертикальная шкала – в сантиметрах.

не могут точно отразить резонансы в небольшой бухте. С другой стороны, результаты могут быть проинтерпретированы в рамках реологических многослойных моделей земной коры, астеносферы, верхней мантии и, возможно, связаны с существованием астеносферы на границе континента. Так, есть представления, что кроме зоны субдукции, окаймляющей с востока Японские острова, существует вторая слабовыраженная субдукционная зона, простирающаяся от Японского моря и уходящая на запад под Приморье [14, 24]. Для районов, расположенных на окраине континентов в зоне субдукции эффекты запаздывания земных приливов по отношению к приливному потенциалу (0.5°) можно связать с наличием вязкой астеносферы. Различные реологические модели для фазовых запаздываний приливов на разных частотах рассматривались в работе [17]. В таком случае, используя реологическую модель Максвелла, получаем значение вязкости для астеносферы региона порядка $\eta \sim 10^{17}$–10^{18} Па с. Заметим, что в этой области отмечается повышенный тепловой поток, а значения вязкости соответствуют расчетам, полученным для астеносферы в зоне Курильских островов [24]. В целом, остается задача интерпретации приливных параметров, полученных на полигоне мыс Шульца. Здесь требуется моделирование собственных колебаний по более мелкой сетке (минимум 1 на 1 км и менее) с учетом глубин, течений, изрезанности берегов и наличием островов. С другой стороны, для вычисления поправок в результаты гравиметрических, геофизических и геодезических измерений могут быть использованы эмпирические оценки (например, табл. 5 и 6).

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам полигона “Мыс Шульца” ТОИ ДВО РАН за постоянное содействие при проведении наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ардюков Д.Г., Калиш Е.Н., Носов Д.А. и др.* Результаты абсолютных измерений ускорения силы тяжести на мысе Шульца // Гироскопия и навигация. 2015. № 3 (90). С. 13–18. https://doi.org/10.17285/0869-7035.2015.23.3.013-018
2. *Богданов К.Т.* Приливы Мирового океана. М.: Наука, 1975. 116 с.
3. *Жуков Л.А.* Общая океанология. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1976. 376 с.
4. *Каган Б.А.* Гидродинамические модели приливных движений в море. Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1968. 220 с.
5. *Кузьмин В.И., Косарев Н.С. Антонович К.М.* Физика Земли. Строение атмосферы и гидросферы Земли. Новосибирск: СГУГиТ, 2017. 268 с.
6. *Мельхиор П.* Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.
7. *Молоденский С. М.* Приливы, нутация и внутреннее строение Земли. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 215 с.

8. *Перцев Б.П.* Влияние морских приливов ближних зон на земноприливные наблюдения // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1976. № 1. С. 30–38.
9. *Baker T.F., Bos M.S.* Validating Earth and ocean models using tidal gravity measurements // Geophys. J. Int. 2003. № 152. P. 468–485.
10. *Boy J.P., Lubes M., Ray R. et al.* Validation of long-period oceanic tidal models with superconducting gravimeters // J. of Geodynamics. 2006. № 41. P. 112–118.
11. *Chen J.L., Wilson C.R.* Low degree gravity changes from GRACE, Earth rotation, geophysical models and satellite laser ranging // J. of Geophys. Res. 2008. № 113. B066402. https://doi.org/10.1029/2007JB00597
12. *Dehant V., Defraigne P., Wahr J.M.* Tides for a convective Earth // J. of Geophys. Res. 1999. V. 104. № B1. January 10. P. 1035–1058.
13. *Ducarme B., Timofeev V.Yu., Everaerts M. et al.* A Trans-Siberian Tidal Gravity Profile (TSP) for the validation of the ocean tides loading corrections // J. of Geodynamics. 2008. V. 45. № 2–3. P. 73–82.
14. *Gornov P. Yu.* Relationship of the thermal conductivity of rocks in the Komsomol'sk ore district (Khabarovsk Territory) with minerageny and metasomatism // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. № 3. P. 493–499. https://doi.org/10.1016/ j.rgg.2015.02.010
15. *Lyard F., Lefevre F., Letellice T., Francis O.* Modeling the global ocean tides: Insights from FES2004 // Ocean. Dyn. 2006. V. 56. P. 394–415.
16. *Matsumoto K., Takanezawa T., Ooe M.* Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data // J. Oceanography. 2000. № 56. P. 567–581.
17. *Melchior P.* The Tides of the Planet Earth. 2nd Edition. Pergamon Press. Oxford. 1983. 641 p.
18. *Neumeyer J., Barthelmes F., Dierks O.* Combination of temporal gravity variations resulting from Superconducting Gravimeter recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models // J. of Geodesy. 2006. https://doi.org/10.1007/S00190-005-0014-8
19. *Ray R.D., Luthcke S.B., Boy J.-P.* Qualitative comparisons of global ocean tide models by analysis of intersatellite ranging data // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. C09017. https://doi.org/10.1029/2009JC005362
20. *Schiwiderski E.W.* Atlas of Ocean Tidal Charts and Maps // Marine Geodesy. 1983. V. 6. № 3–4. P. 219–265.
21. *Shum C. K., Andersen O. B., Egbert G.* Comparison of Newly Available Deep Ocean Tide Models by the TOPEX/POSEIDON Science Working Team // J. Geophys. Res. 1997. № 102 (C11). P. 25173–25194.
22. *Van Camp M., Vauterin P.* Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides // Computer & Geosciences. 2005. № 31. P. 631–640.
23. *Venedikov A., Arnoso J., Vieira R.* VAV: A program for tidal data processing // Computers & Geosciences. 2003. № 29. P. 487–502.
24. *Vladimirova I.S.* Modelling of postseismic processes in subduction regions // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. № 2. P. 167–178.
25. *Wahr J.M.* Effect of the fluid core. A normal mode expansion for the forced response of rotating Earth, Body tides // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1981. V. 64. № 3. P. 635–728. P. 747–765.
26. *Wenzel H.G.* The nanogal software: earth tide data processing package ETERNA 3.30 // Bull. Inf. Maréees Terrestres (BIM). 1996. V. 124. P. 9425–9439.

Ocean Tidal Models and Tidal Gravity Observation

V. Yu. Timofeev[a, #], M. G. Valitov[b], D. G. Ardyukov[a], A. V. Timofeev[a], B. Ducarme[c], R. G. Kulinich[b], T. N. Kolpashikova[b], Z. N. Proshkina[b], E. V. Boyko[a], S. B. Naymov[d]

[a] *Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia*
[b] *Il'ichev Pasific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia*
[c] *Georges Lemaître Centre for Earth and Climate Research Catholic University of Louvain, Louvain, Belgium*
[d] *Regional Tsunami Center GS RAS, Vladivostok, Russia*
[#] *e-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru*

Tidal ocean corrections for gravity observation play an important part in the monitoring study. Tidal ocean models were test by Transcontinental Tidal Gravity Profile (TTGP) results. This part of world-wide tidal network was used for study Atlantic and Pacific oceans influence up to coastline. Our tidal result agrees with static theory and had a weak ocean dynamical influence (Schiwiderski and other models) into Eurasia-continent center. Near the coast, where ocean effects were strong influence increases. In the East part of TTGP we had observation results for Khabarovsk region, for Sakhalin Island and for Primorie region (Okhotsk Sea and Japan Sea). At the South part of Primorie observation (Far East of Russia) was completed long-term measurement at Poisiet Gulf level station and Shultz Cap gravity station. Ocean tidal models were separate by observed results. New problem was show for the debate.

Keywords: tidal ocean models, tidal gravity variation, models of Earth tidal deformation, sea level observation, static tidal model, dynamic tidal model, Poisiet Gulf, Japan Sea, Vitias Bay

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 49–56

ХИМИЯ МОРЯ

УДК 550.47:504.054

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) МЕТАЛЛАМИ С ПОМОЩЬЮ БУРОЙ ВОДОРОСЛИ *SARGASSUM MIYABEI*

© 2020 г. Е. Н. Чернова[1, 2, *], С. И. Коженкова[1, **]

[1]*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия*

[2]*Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия*

**e-mail: elena@tigdvo.ru*

***e-mail: svetlana@tigdvo.ru*

Поступила в редакцию 02.08.2017 г.
После доработки 11.11.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

По данным о содержании тяжелых металлов Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Cd и Ni в бурых водорослях *Sargassum miyabei*, отобранных с разной периодичностью на 49 станциях в зал. Петра Великого и в б. Киевка Японского моря, рассчитаны геохимические коэффициенты, характеризующие состояние среды обитания водорослей – коэффициент геохимической аномальности химического состава водорослей ($K_{ГА}$) и суммарный нормализованный коэффициент опасности загрязнения водорослей металлами (K_{Me}). Установлено, что $K_{Me} > 1$ наблюдается при $K_{ГА} > 2$. Составлена карта-схема степени загрязнения металлами водорослей залива Петра Великого. Установлено, что 22% изученных станций имеют повышенные пороговые уровни металлов в водорослях, и данные районы нуждаются в контроле за их экологическим состоянием и применении мер по снижению воздействия на окружающую среду.

Ключевые слова: тяжелые металлы, биомониторинг, нормирование качества среды, бурые водоросли, *Sargassum miyabei*, Японское море

DOI: 10.31857/S0030157420010050

Проблема загрязнения морской среды тяжелыми металлами по-прежнему остается актуальной и наиболее остро стоит в прибрежной зоне морей и океанов. Очевидно, что основным направлением в решении данной проблемы является уменьшение поступления поллютантов от основных источников загрязнения и достижение положительного баланса между ассимиляционной емкостью прибрежной экосистемы и интенсивностью поступления загрязняющих веществ [4].

Основой для конкретных решений по вопросам управления качеством прибрежных биогеосистем являются данные экологического мониторинга – многоцелевой информационной системы наблюдений, анализа, диагноза и прогноза состояния природной среды [23]. Для правильной оценки загрязнения металлами прибрежных акваторий необходим анализ состояния различных компонентов экосистемы – как абиотических (воды и донных отложений), так и биотических [1, 12, 21, 27, 34].

Одним из наиболее часто используемых методов определения степени загрязнения морских прибрежных вод тяжелыми металлами является анализ содержания элементов в талломах бурых водорослей-макрофитов, относящихся к группе аккумулирующих биоиндикаторов относительных уровней загрязнения. Их способность накапливать значительные количества элементов, отражая концентрацию металлов в среде, с высокой степенью интегрирования, легкость сбора и относительная простота химического анализа, большие размеры и обширные ареалы – все это способствует широкому применению представителей отдела Ochrophyta для наблюдения за качеством морской среды.

Первые сведения об использовании бурых водорослей в целях мониторинга появились в начале 1970-х гг. в работах европейских ученых [26, 30]. Со временем подобные исследования стали выполнять в различных регионах мира [2, 3, 24, 33, 36].

Изучение содержания тяжелых металлов в массовых видах бурых водорослей северо-западной части Японского моря, омывающем побережье Приморского края, началось в 1976 г. [12, 14]. Основными объектами исследования стали *Costaria costata*, *Fucus evanescens*, *Saccharina japonica* (синоним *Laminaria japonica*), *Scytosyphon lomen-*

taria, *Silvetia babingtonii* (синоним *Pelvetia wrightii*), *Stephanocystis crassipes* (синоним *Cystoseira crassipes*). Были выявлены видовые и возрастные особенности микроэлементного состава растений в импактных и фоновых условиях, сделаны оценки изменения загрязнения среды металлами за 20 и 30 лет на севере и на юге Приморского края [7, 12, 15, 22, 35].

Помимо вышеуказанных видов бурых водорослей внимание исследователей привлекали и саргассумы – *Sargassum miyabei* и *S. pallidum*, в обилии растущие на твердых грунтах вдоль южного побережья Приморского края и в южных морях. Представители рода *Sargassum*, вслед за работами Христофоровой [14], также стали использоваться в качестве индикаторов загрязнения среды тяжелыми металлами в заливе Петра Великого Японского моря, в водах Вьетнама [5, 13, 17, 19, 28], а также в Гонконге, Восточно-Китайском и Средиземном морях [25, 31, 32], на побережье Бразилии [29] и др.

Накопление большого количества данных о содержании металлов разными видами водорослей-биоиндикаторов, позволяет более корректно рассчитать их геохимический фон и пороговые концентрации, чтобы использовать в мониторинге тяжелых металлов в водной среде и проводить временную и пространственную оценку загрязнения.

Целью работы является пространственная оценка загрязнения металлами прибрежной акватории зал. Петра Великого Японского моря с помощью микроэлементного состава бурой водоросли *Sargassum miyabei*.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Образцы водорослей отбирали в июле–августе 1995, 1998, 2000–2004, 2008 гг. с разной периодичностью на 49 станциях в заливах Посьета, Амурском, Уссурийском, Стрелок, Восток, Находка, и на акватории Дальневосточного морского заповедника (ДВМЗ), филиала Национального научного центра морской биологии (ННЦМБ) в зал. Петра Великого и б. Киевка к северу от залива в сторону открытого западного побережья Японского моря (рис. 1).

С каждой станции на глубине 0.5–1.5 м было взято по 3–5 экземпляров *S. miyabei*. Растения промывали водой с места сбора, высушивали при температуре 85°С. В лаборатории водоросли объединяли в одну пробу, измельчали и минерализовали азотной кислотой в трех повторностях по общепринятой методике [12]. Содержание металлов Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Cd и Ni в тканях макрофитов определяли методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии на приборе Shimadzu 6800 в ЦКП “Центр ландшафтной экодиагностики и ГИС-технологий” ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. Контроль правильности подготовки проб к анализу и точности определения содержания микроэлементов вели с использованием холостых проб и международных стандартных образцов (NIST 2976; NIES 9, CRMs, Япония (Sargasso); NBS 1566a). Ряд результатов по Cd, Pb, Ni сборов 1995–2002 гг. оказался завышенным, из-за низких концентраций, близких к пределу обнаружения, и эти анализы были выполнены повторно в 2004 г. Результаты представлены в мкг/г сух. массы.

Для определения коэффициента геохимической аномальности содержания металлов в морских водорослях рассчитывали коэффициент концентрации металла в водорослях:

$$K_C = \frac{C_i}{C_{\Phi i}},$$

где C_i – фактическая, а $C_{\phi i}$ – фоновая концентрация i-го металла, в качестве которой использовали медиану концентрации металла в выборке *S. miyabei* из западной части Японского моря [18].

Для определения коэффициента опасности загрязнения металлами водорослей рассчитывали степень превышения концентрации металла в водоросли (C_i) над пороговыми значениями этого элемента в данном виде ($C_{\text{ПОРОГ}}$) для региона:

$$K_O = \frac{C_i}{C_{\text{ПОРОГ}}}.$$

В качестве $C_{\text{ПОРОГ}}$ использовали пороговые концентрации металла для данного вида водорослей, рассчитанные ранее [18] как медиана плюс двойная медиана абсолютных отклонений от медианы (Me + 2MAD).

Коэффициент геохимической аномальности химического состава водорослей $K_{\text{ГА}}$ рассчитан по формуле:

$$K_{\text{ГА}} = \frac{1}{N}\sum_{i=N}^{N} K_C,$$

где N – число элементов, используемых для расчета индекса. Как правило, пяти элементов, концентрации которых превышают геохимический фон в наибольшей степени, достаточно, чтобы обеспечить унифицированность и достоверность оценки [20].

Суммарный нормализованный коэффициент опасности загрязнения водорослей металлами (K_{Me}) рассчитан аналогично:

$$K_{\text{Me}} = \frac{1}{N}\sum_{i=N}^{N} K_O.$$

Для расчета коэффициентов $K_{\text{ГА}}$ и K_{Me} использовали пять элементов – Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, для

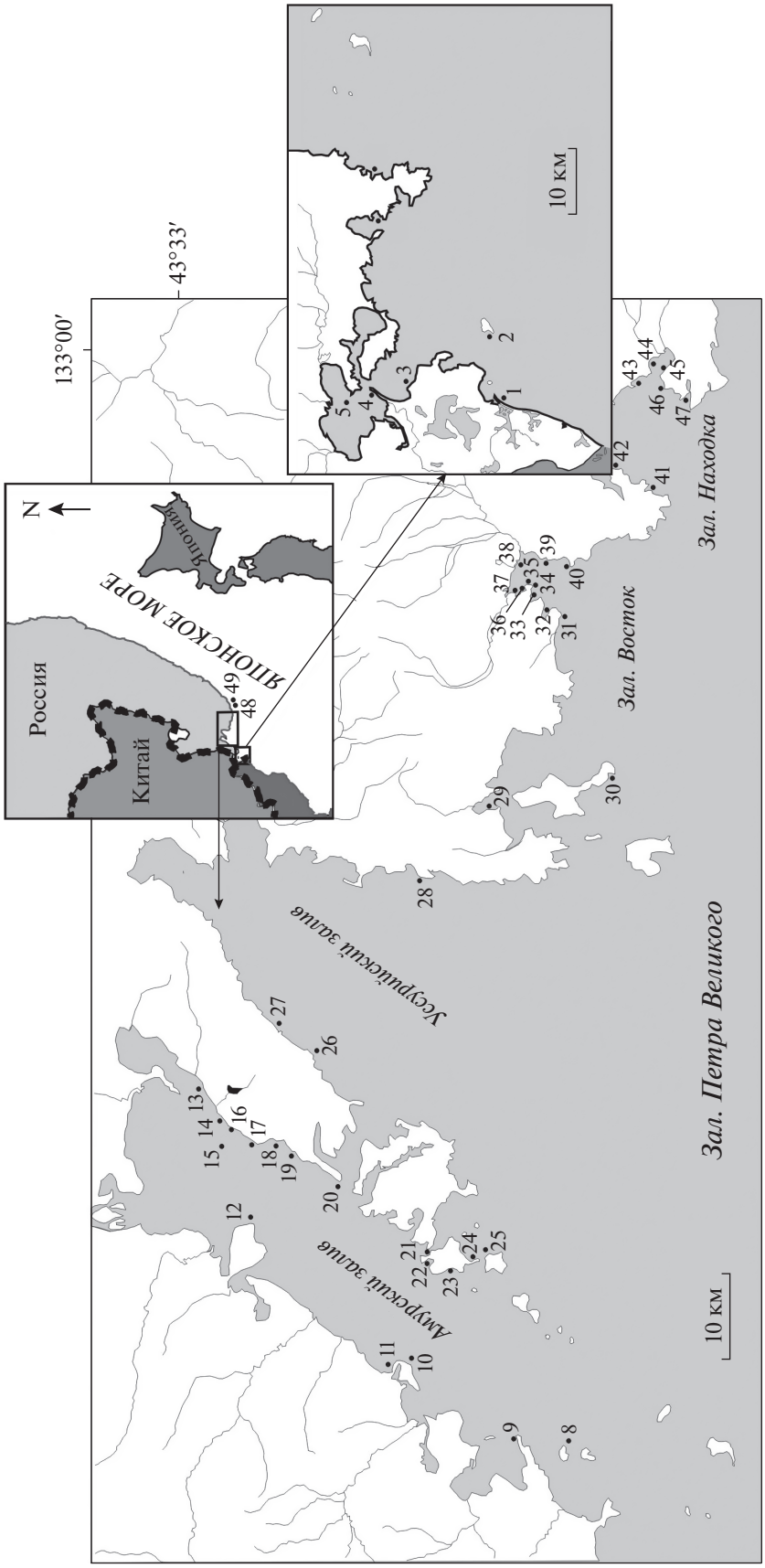


Рис. 1. Места отбора проб в зал. Петра Великого.
ДВМЗ (*1* – м. Островок Фальшивый, 2 – о. Фуругельма, 7 – б. Средняя);
зал. Посьета (3 – б. Рейд Паллады, м. Мраморный, 4 – б. Экспедиции, м. Назимова, 5 – б. Экспедиции, м. Шелеха, 6 – б. Троица, м. Андреева);
Амурский залив (8 – о. Антипенко, 9 – зал. Славянка, п-ов Брюса, 10 – п-ов Янковского, 11 – б. Перевозная, 12 – м. Песчаный, 13 – ж/д ст. Санаторная, 14 – м. Тупой, 15 – о. Скребцова, 16 – ж/д ст. Чайка, 17 – б. Пионерская, 18 – м. Чумака, 19 – предустье Первой речки, 20 – м. Токаревского, 21 – пролив Старка, 22-24 – о. Попова: 22 – б. Алексеева, 23 – б. Западная, 24 – м. Ликандера, 25 – о. Рейнеке);
Уссурийский залив (26 – б. Горностай, к S от свалки ТБО, 27 – в 4 км к S от свалки ТБО, 28 – б. Подъяпольского);
зал. Стрелок (29 – б. Абрек, 30 – о. Путятина);
зал. Восток (31 – м. Пещурова, 32 – б. Гайдамак, 33 – б. Средняя, 34 – м. Пашинникова, 35 – биостанция “Восток”, 36 – б. Тихая заводь, 37 – эстуарий р. Волчанка, 38 – б. Литовка, N, 39 – м. Елизарова, 40 – мыс в районе оз. Лебединого);
зал. Находка (41 – б. Мусатова, 42 – м. Астафьева, 43 – м. Красный, 44 – б. Врангеля, N, 45 – б. Врангеля, S, 46 – м. Петровского, 47 – б. Козьмина, N);
б. Киевка (48 – о. Второй, 49 – б. Чухуненко).
* S – юг, N – север.

которых значения K_C и K_O были наибольшими. В случае, когда содержание свинца корректно не удалось определить, пятым элементом был Cd.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Одна из важнейших задач геохимических исследований окружающей среды – установление пространственной структуры ее загрязнения, дифференцирующей территорию по степени экологической опасности [11].

Основными путями поступления металлов в морскую среду являются речной сток и такие антропогенные источники, как сточные воды промышленных предприятий и жилых массивов, поверхностный сток с урбанизированных территорий и полигонов твердых бытовых отходов, коррозия объектов портовой инфраструктуры и днищ судов, затонувшие плавсредства, выпадения из атмосферы.

Районы залива Петра Великого по степени антропогенной нагрузки и объему поступающих загрязняющих веществ можно расположить в следующей последовательности: Амурский залив > > Уссурийский залив > зал. Находка > зал. Стрелок > зал. Восток, зал. Посьета > ДВМЗ, б. Киевка [6, 10, 21].

Степень экологической опасности территории, акватории определяют, используя разные виды суммарных (интегральных) показателей загрязнения, в основе которых лежат данные по химическому анализу воды, донных отложений, почв, воздуха, приведенные (отнесенные) к известным величинам фоновых и предельно допустимых концентраций веществ и элементов в этих средах [8, 20]. В качестве фоновых используют средние арифметические, средние геометрические, медианные значения, в зависимости от типа распределения данных. В качестве предельно допустимых концентраций используют существующие нормативы ПДК, которые, к сожалению, не разработаны для многих компонентов среды, в частности, для биоиндикаторных организмов.

В настоящее время большой объем накопившейся информации позволил рассчитать статистические характеристики по бионакоплению тяжелых металлов индикаторными организмами и выделить фоновые и пороговые уровни содержания элементов [9, 16, 18], на основании которых можно определить степень загрязнения прибрежных участков морских акваторий. Однако подходящую для этого шкалу загрязнения необходимо еще разработать.

Для интегральной оценки загрязнения металлами водорослей авторы статьи использовали коэффициент геохимической аномальности водорослей ($K_{ГА}$) – аналог суммарного нормализованного коэффициента концентрации для донных осадков [21], и суммарный нормализованный коэффициент опасности загрязнения водорослей металлами (K_{Me}) – рассчитываемый аналогично, но вместо фоновых (Me) используются пороговые концентрации элементов (Me + 2MAD).

Анализ данных с использованием $K_{ГА}$ макрофитов показывает превышение средних фоновых уровней накопления тяжелых металлов макроводорослями в различных районах зал. Петра Великого. Так, $K_{ГА}$ повышен в заливе Посьета (бухты Экспедиции и Троицы), в Амурском заливе (бухты Перевозная, Славянка, Пионерская, у станции Санаторная, в районе м. Токаревского), повсеместно вокруг о. Попова, с западной стороны Уссурийского залива (в районе свалки ТБО), в заливе Стрелок (б. Абрек), в зал. Восток (бухты Тихая заводь, Средняя, Гайдамак), в зал. Находка (б. Врангеля). $K_{ГА}$ в саргассумах со станций из б. Киевка и ДВМЗ не были повышены, что подтверждает их фоновый статус (табл. 1). $K_{ГА}$ варьировал между величинами 0.3–6.7, 50% значений (0.25–0.75 процентиль) находилось в пределах 0.8–1.6. Саргассумы с 44% станций залива Петра Великого имели $K_{ГА}$ меньше 1, на 22% станций величина коэффициента геохимической аномальности превысила 2. Это станции в Амурском заливе: б. Пионерская (3.3) – за счет высокого вклада Mn и Cu (в порядке убывания K_C, здесь и далее), Санаторная (2.6) за счет вклада Mn и Fe, м. Токаревского (4.0) – Mn, Pb, Fe и б. Западная о. Попова (2.6) за счет вклада Fe, Cu и Cd. В Уссурийском заливе: в б. Горностай (в 3 км южнее свалки), и в 4 км севернее свалки (2.6 и 3.4) за счет вклада Cu и Pb; в заливе Стрелок: б. Абрек (6.7) за счет вклада Mn, Fe и Pb; в заливе Восток: б. Тихая заводь (5.2) за счет вклада Pb, Fe и Cu и б. Гайдамак (2.3–2.6) – Cu, Pb, в зал. Находка: б. Врангеля (2.4) за счет вклада Fe и Pb (таблица). Таким образом, уровень повышенных концентраций элементов в талломах макрофитов определяют Fe (7 станций), Pb (6), Cu (5), Mn (4), Cd (1). Все эти станции расположены вдоль берегов с высоким уровнем антропогенного пресса.

Если водоросли аккумулируют повышенные, относительно фоновых, концентрации металлов, это еще не значит, что их содержание в среде опасно для организмов. Это значит, что организмы произрастают в среде с повышенным геохимическим фоном, который имеет естественное и/или искусственное происхождение. Водоросли могут быть адаптированы к данным условиям среды. Критическими являются концентрации металлов в воде, которые приводят к аккумуляции их организмами до значений, превышающих пороговые Me + 2MAD (используемые нами как аналог ПДК).

Таблица 1. Концентрации тяжелых металлов в *S. miyabei* (мкг/г сух. массы) и значения геохимических коэффициентов на некоторых станциях в зал. Петра Великого и б. Киевка Японского моря

Акватория	Станция	Год	Fe	Mn	Cu	Zn	Pb/Cd	Ni	$K_{ГА}$	K_{Me}
ДВМЗ	м. О-вок_Фальшивый	1998	252	9	26	14.9	–/4.06	–	1.0	0.6
ДВМЗ	м. О-вок_Фальшивый	2003	178	12	2.0	14.2	3.9/3.5	2.0	1.8	0.5
О. Попова	б. Алексеева	2000	951	263	5.0	15.6	–/4.2	–	1.8	1.0
О. Попова	б. Западная	2001	1767	289	9.5	22.3	–/3.4	–	2.6	1.4
Амурский зал.	м. Токаревского	1995	1128	1828	7.0	40.8	8.9/0.8	3.2	4.0	1.9
Амурский зал.	м. Токаревского	2002	549	965	4.9	27.3	8.1/2.9	3.9	2.7	1.3
Амурский зал.	о. Скребцова	1995	415	364	2.6	14.2	3.1/2.1	2.7	1.2	0.6
Амурский зал.	о. Скребцова	2002	559	150	4.2	11.7	2.6/3.5	4.1	1.2	0.6
Амурский зал.	о. Скребцова	2008	247	1139	2.8	13.0	–/1.4	4.2	1.5	0.7
Уссурийский зал.	б. Горностай (к S от свалки)	2004	680	32	12.9	24.1	4.6/0.9	1.7	2.1	1.2
Уссурийский зал.	в 4 км к N от свалки	2002	699	323	18.1	25.6	8.4/1.7	4.6	3.4	1.7
Зал. Стрелок	б. Абрек	2004	1165	5863	7.0	37.6	5.7/0.9	4.4	6.7	2.9
Зал. Восток	м. Пашинникова	2002	134	592	2.1	12.2	1.7/2.0	2.5	0.9	0.5
Зал. Восток	б. Гайдамак	2003	669	921	3.6	21.5	6.4/0.6	2.5	2.3	1.1
Зал. Восток	б. Тихая заводь	2002	2008	574	14.0	40.2	8.8/0.9	3.6	5.2	2.6
Зал. Восток	эстуарий р. Волчанки	2002	835	2098	3.4	23.4	1.0/3.0	3.5	2.7	1.2
Зал. Восток	б. Литовка	2002	1507	2373	3.5	19.6	2.7/2.3	3.8	3.4	1.5
Зал. Находка	б. Врангеля, S	1995	1169	692	3.5	22.6	5.9/0.8	2.0	2.4	1.2
Зал. Находка	б. Врангеля, S	2003	815	1040	2.8	22	1.7/0.9	2.8	1.9	0.9
Зал. Находка	м. Астафьева	1995	349	522	2.9	16.9	0.8/1.1	2.1	1.1	0.6
Зал. Находка	м. Астафьева	2004	250	244	3.6	22.0	1.4/1.2	2.3	1.0	0.6
Б. Киевка	рифы у оз. Чухуненко	2003	175	25	1.1	9.3	–/2.1	1.6	0.6	0.3
Б. Киевка	о. Второй	2004	563	451	1.5	16.7	1.7/1.8	1.7	1.2	0.6
Фон	Зал. Петра Великого*		353	266	2.9	16.6	1.7/1.6	2.3		
Порог			746	714	4.7	23.9	3.8/2.9	3.6		

* Чернова, Коженкова, 2016; S – юг, N – север; прочерк – нет данных.

Поскольку большое число исследований по биомониторингу металлов в водной среде в качестве эталона сравнения использует фоновые концентрации металлов в водорослях, подразумевая под ними среднее арифметическое, геометрическое или медиану, в зависимости от типа распределения данных, то показатель $K_{ГА}$ имеет преемственность для экологического картографирования акваторий. Однако с точки зрения опасности загрязнения и при наличии пороговых значений концентраций металлов в биоиндикаторах, именно расчет суммарного нормализованного коэффициента опасности (K_{Me}) загрязнения металлами водорослей наиболее полезен для экологической оценки акваторий. Между этими значениями существует сильная связь (рис. 2), реализуемая уравнением, с помощью которого можно легко пересчитать первый коэффициент из второго. В наблюдаемом диапазоне концентраций в водорослях залива Петра Великого при оценке загрязнения акваторий металлами с помощью данных коэффициентов, критической величиной коэффициента геохимической аномальности ($K_{ГА}$),

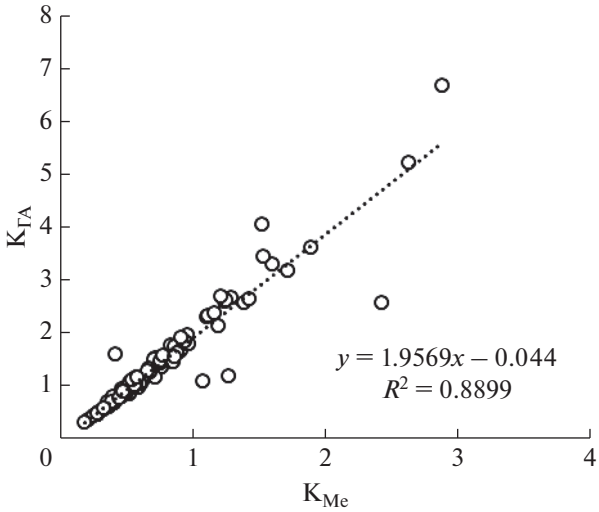


Рис. 2. Зависимость между суммарным нормализованным коэффициентом опасности (K_{Me}) загрязнения металлами (Fe, Mn, Cu, Zn, [Pb или Cd]) и коэффициентом геохимической аномалии ($K_{ГА}$) химического состава водорослей *Sargassum miyabei* из зал. Петра Великого Японского моря.

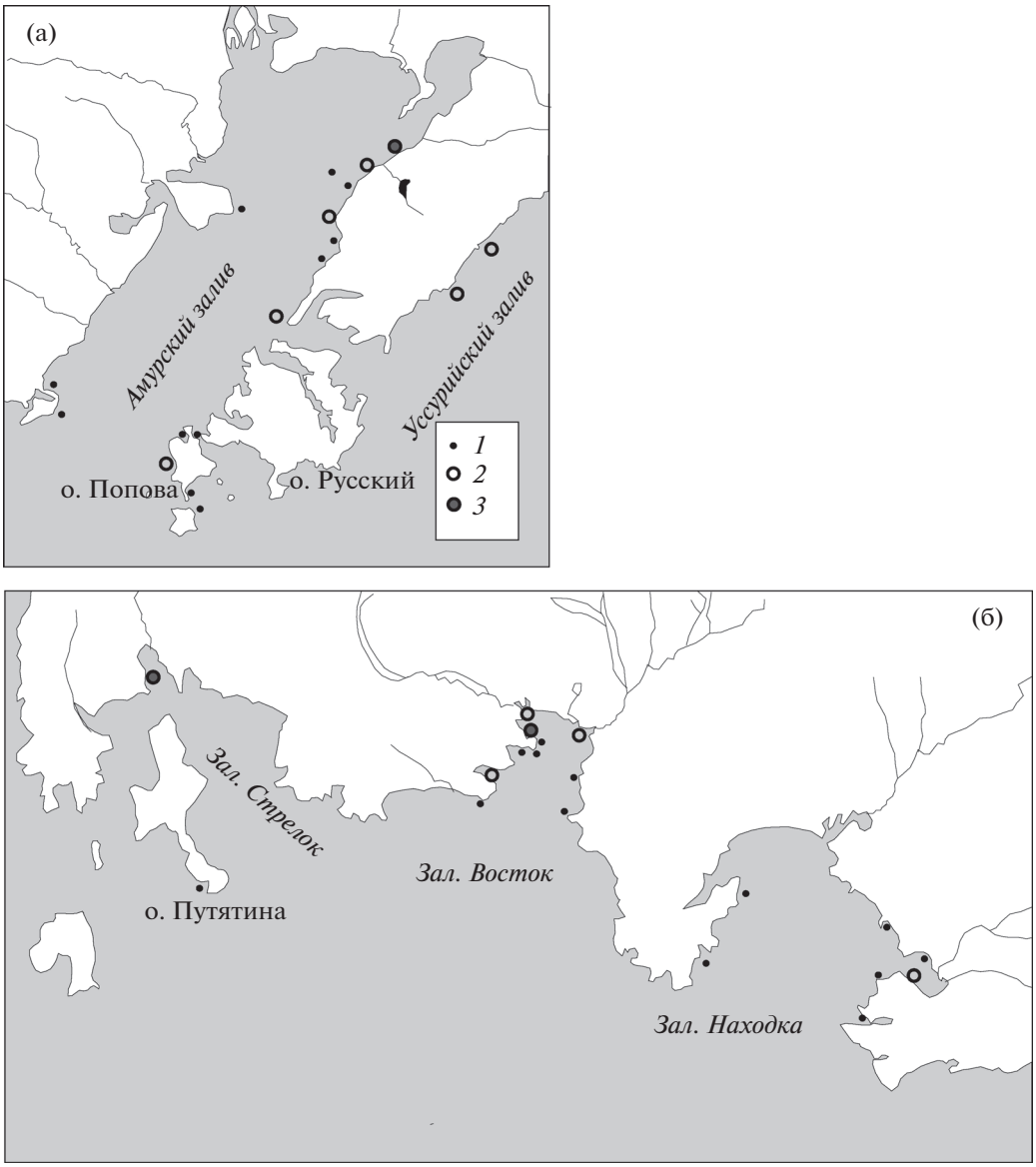


Рис. 3. Суммарный нормализованный коэффициент опасности загрязнения металлами (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb) *Sargassum miyabei* (K_{Me}) в зал. Петра Великого: а – Амурский и Уссурийский заливы, б – заливы Стрелок, Восток и Находка. *1* – $K_{Me} \leq 1$; *2* – $1 < K_{Me} < 2$; *3* – $K_{Me} \geq 2$.

который свидетельствует о загрязнении акватории одним или несколькими металлами ($K_{Me} > 1$), следует считать 2. В выборке *S. miyabei* из зал. Петра Великого K_{Me} варьировал между величинами 0.2–2.9, 50% значений (0.25–0.75 процентиль) находилось в пределах 0.5–0.9, на 78% станций K_{Me} в водорослях был <1, на 22% – $K_{Me} > 1$. Карта-схема степени загрязнения металлами водорослей залива Петра Великого с помощью коэффициента опасности представлена на рис. 3.

Таким образом, расчет $K_{ГА}$ и K_{Me} на основе данных о содержании тяжелых металлов в *S. miyabei* из залива Петра Великого показал, что на 22% станций превышен пороговый уровень металлов, и данные районы нуждаются в контроле за их экологическим состоянием и применении мер по снижению воздействия на окружающую среду (табл. 1, рис. 3). В 6% проб водорослей содержание металлов не превышает ни одного фонового значения (Me), в 42% – не превышает ни одного порогового значения (Me + 2MAD). Больше всего водоросли залива испытывают загрязнение железом и свинцом. В каждом заливе второго порядка есть местообитания с повышенными содержаниями металлов в водорослях, однако они имеют локальный характер и привязаны к крупным источникам загрязнения (например, бывший судоремонтный завод в б. Гайдамак, побережье г. Владивостока), либо к эстуариям (реки Волчанка, Литовка в зал. Восток).

Источник финансирования. Результаты исследований получены в рамках госзадания Минобрнауки РФ (№ АААА-А16-116111610032-5).

Благодарности. Авторы благодарят коллег инженеров-аналитиков Г.А. Власову, Н.Н. Богданову, А.М. Плотникову, Т.Л. Примак за участие в подготовке и анализе проб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бурдин К.С.* Основы биологического мониторинга. М.: Изд-во МГУ, 1985. 158 с.
2. *Бурдин К.С., Гусев М.В. и др.* Изучение возможности использования макроводоросли *Cystoseira crinita* в качестве организма-монитора загрязнения Черного моря тяжелыми металлами // Вестн. МГУ. Сер. 16. Биология. 1980. № 3. С. 3–10.
3. *Золотухина Е.Ю., Родзинская Н.В.* Бурая водоросль *Cystoseira crinita* (Desf.) Bory как монитор тяжелых металлов в прибрежных экосистемах Черного моря // Вестн. МГУ. Сер. 16. Биология. 1993. № 4. С. 52–57.
4. *Израэль Ю.А.* Антропогенная экология океана / Ред. Израэль Ю.А., Цыбань А.В. // Л.: Гидрометеоиздат. 1989. 528 с.
5. *Кобзарь А.Д., Христофорова Н.К.* Оценка загрязнения вод залива Петра Великого тяжелыми металлами по их содержанию в бурых водорослях-макрофитах // Современное экологическое состояние залива Петра Великого Японского моря: монография / Отв. ред. Христофорова Н.К. Владивосток: Изд. Дом Дальневост. Федеральн. Унив-та, 2012. С. 362–381.
6. *Коженкова С.И.* Мониторинг состояния прибрежно-морских вод Приморья по содержанию тяжелых металлов в бурых водорослях / Автореф. дис .... канд. биол. наук. Владивосток: Изд–во ДВГУ, 2000. 24 с.
7. *Коженкова С.И., Христофорова Н.К., Чернова Е.Н.* Долговременный мониторинг загрязнения морских вод северного Приморья тяжелыми металлами с помощью бурых водорослей // Экология. 2000. № 3. С. 233–237.
8. Методические указания МУ 2.1.7.730-99 Гигиеническая оценка качества почвы населенных мест (утв. Главным государственным санитарным врачом РФ 7 февраля 1999 г.).
9. *Лукашев Д.В.* Метод расчета фоновых концентраций тяжелых металлов в мягких тканях двустворчатых моллюсков для оценки загрязнения р. Днепр // Биология внутренних вод. 2007. № 4. С. 97–106.
10. *Огородникова А.А.* Эколого-экономическая оценка воздействия береговых источников загрязнения на природную среду и биоресурсы залива Петра Великого. Владивосток: ТИНРО-центр, 2001. 193 с.
11. *Степанова Н.Ю.* Факторы и критерии оценки экологического риска для устойчивого функционирования Куйбышевского водохранилища / Автореф. ... докт. биол. наук. Ульяновск, 2008. 44 с.
12. *Христофорова Н.К.* Биоиндикация и мониторинг загрязнения морских вод тяжелыми металлами. Л.: Наука, 1989. 192 с.
13. *Христофорова Н.К., Гамаюнова О.А., Афанасьев А.П.* Состояние бухт Козьмина и Врангеля (залив Петра Великого, Японское море): динамика загрязнения тяжелыми металлами // Изв. ТИНРО. 2015. Т. 180. С. 179–186.
14. *Христофорова Н.К., Богданова Н.Н., Толстова Л.М.* Металлы в составе тихоокеанских саргассовых водорослей в связи с проблемой мониторинга загрязнения вод //Океанология. 1983. Т. 23. Вып. 2. С. 270–275.
15. *Христофорова Н.К., Коженкова С.И.* Изменение фоновых уровней тяжелых металлов в морской среде // Доклады РАН 2000. Т. 374. № 1. С. 136–138.
16. *Чернова Е.Н.* Определение фоновых концентраций металлов в бурой водоросли *Sargassum pallidum* из северо-западной части Японского моря // Биология моря. 2012. Т. 38. № 3. С. 249–256.
17. *Чернова Е.Н., Сергеева О.С.* Концентрации металлов в саргассовых водорослях из прибрежных вод залива Нячанг (Южно-Китайское море) // Биология моря. 2008. Т. 34. № 1. С. 58–64.
18. *Чернова Е.Н., Коженкова С.И.* Определение пороговых концентраций металлов в водорослях-индикаторах прибрежных вод северо-западной части Японского моря // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 393–402.
19. *Чернова Е.Н., Христофорова Н.К. Вышкварцев Д.И.* Тяжелые металлы в морских травах и водорослях залива Посьета Японского моря // Биология моря. 2002. № 6. С. 425–430.
20. *Шириев Р.Р.* К вопросу оптимизации методики определения интегрального показателя загрязнения водных объектов // Современные наукоемкие технологии. 2005. № 6. С. 79–82.
21. *Шулькин В.М.* Металлы в экосистемах морских мелководий. Владивосток: Дальнаука, 2004. 279 с.
22. *Шулькин В.М., Коженкова С.И., Чернова Е.Н., Христофорова Н.К.* Металлы в различных компонентах прибрежных морских экосистем Сихотэ-Алинского биосферного района // Геоэкология. 2003. № 4. С. 318–327.
23. Экологический мониторинг. Методы биоиндикации. В двух частях. Ч. 1. Учебное пособие / Под. ред. проф. Гелашвили Д.Б. Н.Новгород: Изд-во ННГУ, 1995. 192 с.
24. *Akcali I., Kucuksezgin F.* A biomonitoring study: Heavy metals in macroalgae from eastern Aegean coastal areas // Marine Pollution Bulletin. 2011. V. 62. Iss. 3. P. 637–645.
25. *Al-Masri M.S., Mamish S., Budier Y.* Radionuclides and trace metals in eastern Mediterranean Sea algae // J. of Environmental Radioactivity. 2003. V. 67. Iss. 2. P. 157–168.
26. *Bryan G.W., Hummerstone L.G.* Brown seaweeds as an indicator of heavy metals in estuaries in south-west England // J. Mar. Biol. Assoc. U. K. 1973. V. 53. P. 705–720.
27. *Chakraborty S., Bhattacharya T., Singh G., Maity J.P.* Benthic macroalgae as biological indicators of heavy

metal pollution in the marine environments: A biomonitoring approach for pollution assessment // Ecotoxicology and Environmental Safety. 2014. V. 100. P. 61–68.

28. *Chernova E.N., Khristoforova N.K.* Algae Sargassum as an Indicator of Trace Metal Pollution of South China Sea Coastal Waters // Environmental Research J. 2012. V. 6. № 4-5. P. 328–338.
29. *Filho A.G.M. Andrade L.R., Karez C.S., Farina M., Pfeiffer W.C.* Brown algae species as biomonitors of Zn and Cd at Sepetiba Bay, Rio de Janeiro, Brazil // Marine Environmental Research. 1999. V. 48. Iss. 3. P. 213–224.
30. *Fuge R., James K.H.* Trace metal concentration in Fucus from the Bristol Channel // Mar. Poll. Bull. 1974. V. 5. № 1. P. 9–12.
31. *Ho Y.B.* Metal levels in three intertidal macroalgae in Hong Kong waters // Aquatic Botany. 1988. V. 29. Iss. 4. P. 367–372.
32. *Hou X., Yan X.* Study on the concentration and seasonal variation of inorganic elements in 35 species of marine algae // Science of The Total Environment, 1998. V. 222. Iss. 3. P. 141–156.
33. *Kiyko O.A., Pogrebov V.B.* Persistent organic pollutant, trace metal and radionuclide concentrations in bottom organisms of the Barents Sea and adjacent areas // Mar. Poll. Bull. 1997. V. 35. № 7–12. P. 340–344.
34. *Rainbow P.S., Phillips D.J.H.* Cosmopolitan biomonitors of trace metals // Mar. Poll. Bull. 1993. V. 26. № 11. P. 593–601.
35. *Shulkin V.M., Chernova E.N., Khristoforova N.K., Kozhenkova S.I.* Effect of Mining Activities on the Chemistry of Aquatic Ecosystem Components // Water Resources. 2015. V. 42. № 7. P. 843–853.
36. *Vasquez J.A., Guerra N.* The use of seaweeds as bioindicators of natural and anthropogenic contaminants in nothern Chile //Hydrobiologia, 1996. V. 326/327. P. 327–333.

Spatial Assessment of Pollution of Peter the Great Bay (Sea of Japan) by Metals Using Brown Algae *Sargassum miyabei*

E. N. Chernova[a, b, #], S. I. Kozhenkova[a, ##]

[a] *Pacific Geographical Institute, Far Eastern Brunch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

[b] *Far East Federal University, Vladivostok, Russia*

[#] *e-mail: elena@tigdvo.ru*

[##] *e-mail: svetlana@tigdvo.ru*

According to the content of trace metals Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Cd and Ni in brown algae *Sargassum miyabei*, selected with a different frequency on 49 stations in the Peter the Great Bay and Kievka bight of the Sea of Japan, geochemical factors were calculated. The coefficient of geochemical anomaly of the chemical composition of algae (K_{GA}) and the total normalized coefficient of metal contamination risk of the algae (K_{Me}) characterize the habitat of the algae. It was found that $K_{Me} > 1$ occurs when $K_{GA} > 2$. A schematic map of the extent of pollution by metals in algae of Peter the Great Bay compiled. Twenty two percents of stations were found that have higher threshold levels of metals in the algae. These areas need to monitor their environmental status and application of measures to reduce the impact on the environment.

Keywords: heavy metals, biomonitoring, environmental quality regulation, brown algae, *Sargassum miyabei*, Sea of Japan

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 57–59

ХИМИЯ МОРЯ

УДК 551.464.1

КОЭФФИЦИЕНТ АКТИВНОСТИ НИТРАТ-ИОНОВ В МОРСКОЙ ВОДЕ

© 2020 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 02.03.2016 г.
После доработки 04.03.2018 г.
Принята к публикации 18.06.2019 г.

Экспериментально определены коэффициенты селективности нитратного ионоселективного электрода к ионам Cl^-, HCO_3^- и SO_4^{2-}, равные соответственно 0.006, 0.0002 и 0.0003. Получено значение коэффициента активности ионов NO_3^- в морской воде с соленостью 35‰, которое составляет 0.533 ± ± 0.011 при 25°C.

Ключевые слова: нитраты, морская вода, коэффициент активности, экспериментальное определение, нитрат-селективный электрод

DOI: 10.31857/S0030157420010207

Разработка новых видов ионоселективных электродов с кристаллическими и жидко-пленочными мембранами [1, 2, 4] способствовала широкому внедрению методов ионометрии в гидрохимические исследования, включая разработку методов определения физико-химического состояния ионов в морской воде [6]. Критерием применимости ионоселективных электродов, как при физико-химических исследованиях, так и в химико-аналитических целях, служит их селективность к измеряемым ионам. В природных водах, представляющих собой многокомпонентные растворы электролитов, в которых абсолютные и относительные концентрации ионов изменяются в широком диапазоне значений, область корректного использования того или иного ионоселективного электрода зависит от его селективности в конкретных условиях.

Цель настоящей работы состояла в получении характеристик селективности нитратного ионоселективного электрода, а также в экспериментальном определении величины коэффициента активности ионов NO_3^- в морской воде.

В работе использовали нитрат-селективный электрод ЭЛИТ-021 производства ООО “Нико Аналит” (Россия), не уступающий по селективности лучшим зарубежным аналогам и обладающий значительно большей продолжительностью эксплуатации. Потенциал нитратного электрода измеряли относительно хлорсеребряного электрода сравнения в насыщенном растворе хлористого калия при температуре 25°C. Точность измерений электродвижущей силы (E) электрохимической измерительной цепи составляла ±0.1 мВ. Калибровку проводили по 0.001–0.1 М растворам KNO_3, коэффициенты активности ионов NO_3^- в которых принимали равными согласно данным [3]. Зависимость E (мВ) от активности нитрат-ионов ($a_{NO_3^-}$, М) соответствовала уравнению Нернста

$$E = 231.3 - 56.85 \lg a_{NO_3^-} \quad (1)$$

с коэффициентом корреляции $r^2 = 0.9998$.

В общем случае электродвижущая сила электрохимической измерительной цепи с переносом, в которую входит электрод, селективный к ионам A, при наличии в растворе других ионов $i, \ldots, j$ равна [2, 4]:

$$E = E_0 + \frac{\vartheta}{z_A} \lg\left(a_A + \sum_i^j \lambda_{B/A} a_B^{z_A/z_B}\right) + \varphi_d, \quad (2)$$

где a_A и a_B – активность ионов A и B в растворе; z_A и z_B – заряды ионов A и B; $\lambda_{B/A}$ – коэффициент селективности ионов B по сравнению с ионами A; E_0 – электродвижущая сила цепи при $a_A = 1$ в отсутствие конкурирующих ионов; ϑ – темпера-

Таблица 1. Коэффициенты селективности нитрат-селективного электрода, определенные методом биионных потенциалов в 0.1 М растворах солей

Соль	E, мВ	Коэффициент активности анионов*	Активность анионов, М	λ_{B/NO_3^-}
KNO_3	293.6	0.771	0.0771	
KCl	416.0	0.771	0.0771	0.006
$NaHCO_3$	477.4	0.771	0.0771	0.00025
$MgSO_4$	496.1	0.233	0.0233	0.00032

* Расчет по полуэмпирическому уравнению Дэвиса [7].

турный фактор, равный в идеальном случае $2.303RT/Fz_A$ (R – газовая постоянная, T – температура, K, F – число Фарадея); φ_d – диффузионный потенциал, возникающий на границе соприкосновения двух растворов разного состава. Точно определить значение диффузионного потенциала невозможно, однако приближенные оценки показывают, что при близкой подвижности присутствующих в растворах катионов и анионов его вклад невелик. Для используемого нами хлорсеребряного электрода сравнения с насыщенным раствором KCl диффузионный потенциал на контакте с растворами KNO_3 и морской водой, рассчитанный по приближенному уравнению Гендерсона, имеет небольшую величину [6]. Поэтому в дальнейшем вкладом диффузионного потенциала будем пренебрегать.

Если один из двух растворов содержит либо ион A, либо ион B, то

$$E_1 = E_0 + \frac{\vartheta}{z_A}\lg a_A, \quad (3)$$

$$E_2 = E_0 + \frac{\vartheta}{z_A}\lg\left(\lambda_{B/A}a_B^{z_A/z_B}\right) \quad (4)$$

и

$$E_2 - E_1 = \Delta E = \frac{\vartheta}{z_A}\lg\frac{\lambda_{B/A}a_B^{z_A/z_B}}{a_A}. \quad (5)$$

Из (5) следует выражение для расчета коэффициентов селективности:

$$\lg\lambda_{B/A} = \frac{\Delta E z_A}{\vartheta} + \lg\frac{C_A f_A}{C_B^{z_A z_B} f_B^{z_A z_B}}, \quad (6)$$

где C_A и C_B – концентрации ионов A и B; f_A и f_B – коэффициенты активности ионов A и B, причем по определению $a_i = C_i f_i$. Коэффициенты активности ионов в разбавленных растворах с удовлетворительной точностью могут быть рассчитаны по полуэмпирическому уравнению теории Дебая–Хюккеля второго или третьего приближения, что при известных концентрациях A и B позволяет по измеренным значениям ΔE определить величину $\lambda_{B/A}$.

В табл. 1 приведены результаты измерений E в 0.1 М растворах KNO_3, KCl, $NaHCO_3$ и $MgSO_4$ и вычисленные по (6) с использованием этих данных коэффициенты селективности нитрат-селективного электрода к ионам Cl^-, HCO_3^- и SO_4^{2-}. Как следует из полученных результатов, в морской воде на показания нитрат-селективного электрода более или менее существенное влияние оказывают только хлорид-ионы.

Измерения коэффициента активности ионов NO_3^- проводили при 25°C в искусственной морской воде с соленостью 35‰ и переменными концентрациями нитратов и хлоридов, в сумме равными содержанию хлоридов в нормальной морской воде. Морская вода была приготовлена согласно данным о составе нормальной морской воды [5] и содержала, мМ: NaCl – 419.35, KCl – 10.46, $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ – 54.67, $CaCl_2$ – 10.62, Na_2SO_4 – 28.94, $NaHCO_3$ – 2.00, Na_2CO_3 – 0.20. Расчеты выполняли по уравнению (2), в котором учитывался вклад ионов Cl^-:

$$E = E_0 + \vartheta\lg(C_{NO_3^-}f_{NO_3^-} + \lambda_{Cl^-/NO_3^-}C_{Cl^-}f_{Cl^-}) \quad (7)$$

и

$$f_{NO_3^-} = \frac{10^{\frac{E-E_0}{\vartheta}} - \lambda_{Cl^-/NO_3^-}C_{Cl^-}f_{Cl^-}}{C_{NO_3^-}}, \quad (8)$$

где $E_0 = 231.3$ мВ, $\vartheta = 56.85$, $\lambda_{Cl^-/NO_3^-} = 0.006$, $f_{Cl^-} = 0.625$ [6]. Результаты измерений E и расчетов $f_{NO_3^-}$ представлены в табл. 2 (в целях повышения надежности определения $f_{NO_3^-}$ во внимание принимались только опыты, в которых $C_{NO_3^-} > 0.1C_{Cl^-}$). Среднее значение $f_{NO_3^-} = 0.533 \pm 0.011$ заметно ниже коэффициента активности хлорид-ионов $f_{Cl^-} = 0.626$ [6]. Это объясняется большей устойчивостью нитратных комплексов с основными катионами морской воды по сравнению с хлоридными комплексами [8], что приводит к большей степени закомплексованности нитрат-

Таблица 2. Коэффициент активности ионов NO_3^- в 35‰ морской воде

Концентрации, М		a_{Cl^-}, М	E, мВ	$f_{NO_3^-}$
NO_3^-	Cl^-			
0	0.548	0.343	386.3	–
0.00005	0.548	0.343	386.0	–
0.00011	0.548	0.343	385.7	–
0.00055	0.547	0.342	383.0	–
0.0011	0.547	0.342	380.3	–
0.0055	0.543	0.339	364.2	–
0.011	0.537	0.336	352.1	–
0.055	0.493	0.308	317.3	0.525
0.110	0.438	0.274	300.5	0.536
0.219	0.329	0.206	283.6	0.543
0.329	0.219	0.137	274.0	0.537
0.438	0.110	0.069	267.2	0.532
0.548	0	0	262.2	0.522
			Среднее значение	0.533 ± 0.011

ионов и соответственно к снижению величины общего коэффициента активности.

ВЫВОДЫ

Для нитратного ионоселективного электрода экспериментально определены коэффициенты селективности по отношению к ионам Cl^-, HCO_3^- и SO_4^{2-}, равные соответственно 0.006, 0.0002 и 0.0003.

С введением поправок на селективность нитратного электрода по отношению к хлорид-ионам получено экспериментальное значение коэффициента активности ионов NO_3^- в морской воде с соленостью 35‰, которое составляет 0.533 ± 0.011 при 25°C.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Демина Л.А., Краснова Н.Б., Юрищева Б.С., Чупахин М.С.* Ионометрия в неорганическом анализе. М.: Химия, 1991. 192 с.
2. *Камман К.* Работа с ионоселективными электродами. М.: Мир, 1980. 283 с.
3. *Лурье Ю.Ю.* Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989. 448 с.
4. *Никольский Б.П., Матерова Е.А.* Ионоселективные электроды. Л.: Химия, 1980. 239 с.
5. *Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М.* Морская вода. Справочное руководство. М.: Наука, 1979. 327 с.
6. *Савенко В.С.* Введение в ионометрию природных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 77 с.
7. *Стокс Р., Робинсон Р.* Растворы электролитов. М.: Мир, 1963. 646 с.
8. *Smith R.M., Martell A.E.* Critical stability constants. V. 4: Inorganic complexes. N.Y.: Plenum Press, 1976. 257 p.

Activity Coefficient of Nitrate Ions in Seawater

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*

Selectivity coefficients of nitrate-selective electrode to ions Cl^-, HCO_3^-, and SO_4^{2-}, equal 0.006, 0.0002, and 0.0003, respectively, were experimentally determined. Value of activity coefficient of NO_3^- ions in seawater with salinity of 35‰ which equal 0.533 ± 0.011 at 25°C was ascertain.

Keywords: nitrates, seawater, activity coefficient, experimental determination, nitrate-selective electrode

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 60–73

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 581.132:574.583

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2020 г. А. Б. Демидов[1], *, С. В. Шеберстов[1], В. И. Гагарин[1]

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

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

Поступила в редакцию 30.10.2019 г.
После доработки 30.10.2019 г.
Принята к публикации 12.12.2019 г.

Исследование межгодовой (2002–2018 гг.) изменчивости первичной продукции, температуры воды, фотосинтетически активной радиации и площади ледового покрова проведено в море Лаптевых по данным сканера цвета океана MODIS-Aqua. За 17-летний период выявлены статистически значимые положительный тренд температуры воды ($R^2 = 0.27$) и отрицательный тренд фотосинтетически активной радиации ($R^2 = 0.24$). Среднегодовая температура воды в регионе увеличилась на 1.38°C, а фотосинтетически активная радиация уменьшилась на 3.4 Ein/м^2 в день. Площадь, свободная ото льда, за это время увеличивалась незначительно (0.15% в год). Общая первичная продукция моря Лаптевых сократилась на 1.87 ТгС, или на 1.4% в год. Это сокращение сопровождалось уменьшением первичной продукции, нормированной на единицу площади, удельной первичной продукции. За исследованный период уменьшение величины этого показателя составило 37.4 мгС/м^2 в день, 1.6% в год. Изменения уровня первичной продуктивности моря Лаптевых за последние 17 лет связаны, главным образом, не с динамикой ледового покрова, а с сокращением поступления фотосинтетически активной радиации и уменьшением удельной первичной продукции.

Ключевые слова: первичная продукция, межгодовая изменчивость, дистанционное зондирование, MODIS-Aqua, море Лаптевых

DOI: 10.31857/S0030157420010074

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время принято считать, что первичная продукция Арктического океана ($ПП_{тот}$) возрастает за счет сокращения площади и толщины ледового покрова, раннего таяния и позднего ледостава и удлинения вегетационного сезона [15, 23–26, 34–37, 42–44]. Признается, что это увеличение происходит с разной скоростью в различных секторах Арктики [17]. Отмечено также, что в масштабе отдельно взятого арктического моря возрастание $ПП_{тот}$ протекает с разной интенсивностью в разных его регионах [7].

Можно предположить, что знак тренда межгодовых изменений $ПП_{тот}$ может зависеть от длительности временного интервала, в который проводится исследование, продукционной модели, а также от выбранных границ региона. Поэтому, представляется интересным провести исследование долговременных изменений первичной продукции и влияющих на нее факторов среды с использованием региональных продукционных моделей в масштабе отдельно взятого моря в его географических границах. Ранее подобный подход был применен при изучении межгодовой изменчивости первичной продукции Карского моря [7].

Долговременные изменения $ПП_{тот}$ моря Лаптевых ранее были исследованы для периодов с 1998 по 2012 гг. [17], с 2003 по 2012 гг. [3] и с 2003 по 2013 гг. [37]. Концентрация хлорофилла “а” на поверхности (Хл), которая использовалась в этих работах, рассчитывалась по данным сканеров цвета океана Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) и Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS-Aqua) с использованием, соответственно, OC4v6 и OC3Mv6 алгоритмов [38, 39]. При этом была использована единая для Арктического океана продукционная модель [14, 40] либо применялись эмпирические зависимости между концентрацией Хл и первичной продукцией в столбе воды (ИПП) [3, 4]. В настоящее время исследования долговременных изменений $ПП_{тот}$ моря Лаптевых можно провести с использованием региональных моделей Хл и ИПП [9, 28], опираясь на более длительный, чем в предыдущих работах, временнóй ряд.

Таким образом, целями настоящей статьи являлись: (1) – описание межгодовых изменений

Рис. 1. Районы моря Лаптевых, в которых были исследованы межгодовые изменения первичной продукции и абиотических параметров: I – Северо-западный; II – Юго-восточный.

$ПП_{тот}$ и сопутствующих факторов среды в различных районах моря Лаптевых с 2002 по 2018 гг. и (2) – оценка влияния на эту изменчивость абиотических факторов, таких как площади ледового покрова, температуры воды на поверхности и фотосинтетически активной радиации (ФАР).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Районирование моря Лаптевых. Исследования межгодовой изменчивости первичной продукции и абиотических факторов были проведены для всего моря и его двух районов, отличающихся уровнем продуктивности (рис. 1). Нами были выделены Северо-западный и Юго-восточный районы. Границей между этими районами был принят северный предел распространения речных вод и вод полыньи моря Лаптевых [20]. Эта граница близка к летнему положению изогалины 25 psu [8, 19, 31], которую принято считать разделом между распресненными и морскими водами [13].

Экспедиционные данные. Разработка и верификация региональных моделей ИПП и Хл была выполнена на основе базы натурных наблюдений, проведенных в конце августа–начале октября [2, 9–11, 27]. Так как этот массив данных был собран в Карском море, нами было проведено тестирование разработанной продукционной моде-

ли по результатам измерений, полученным в море Лаптевых [5]. Такая работа была сделана с целью проверки эффективности модели ИПП на акватории, сходной с Карским морем по гидрологическим и гидрохимическим показателям. Было показано, что разработанная нами модель работает приблизительно с одинаковой эффективностью, как в Карском море, так и в море Лаптевых [6].

Спутниковые данные. Данные сканера цвета MODIS-Aqua L2 уровня за период с 2002 по 2018 гг., получены с сайта National Aeronautics and Space Administration (NASA) www.oceancolor.gsfc.nasa.gov/ в границах моря Лаптевых, которые были приняты в одной из предыдущих работ по оценке первичной продукции Арктического океана [32]. Эти данные были обработаны с помощью программного обеспечения, разработанного в ИО РАН [12]. Значения коэффициента спектральной яркости моря $R_{rs}(\lambda_i)$ были перечитаны в величины концентрации Хл по региональному алгоритму [9].

Данные по фотосинтетически активной радиации использовались как стандартный продукт сканера MODIS-Aqua [30]. Как было отмечено в этой работе, модельные величины ФАР превышали измеренные. Анализ данных для Карского моря также показал систематическое завышение спутниковых значений ФАР. В среднем отношение измеренных и спутниковых величин оказалось равным 0.64 ($N = 30$; cv = 20%). Основываясь на этом эмпирическом отношении, мы использовали полученное значение как поправочный коэффициент для спутниковой ФАР.

Температурные файлы OI SST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) с пространственным разрешением 0.25 × 0.25° и усредненные за 1 день были получены с сайта ftp://ftp.solab.rshu.ru/data/allData/OISST-AVHRR-AMSR-V2. При создании этих файлов использовались данные датчиков Advanced Very-High-Resolution Radiometer (AVHRR) на спутниках National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), а также судовые данные и данные метеорологических буев [41].

Площадь акватории покрытой льдом рассчитывалась с помощью программного обеспечения [12] по первичным данным, полученным с сайта ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G02202_v2/north/daily [25]. При расчете первичной продукции фитопланктона свободной ото льда считалась акватория, если площадь ледового покрытия была <15% [22].

Вследствие большого количества дней со сплошной облачностью в октябре и апреле спутниковыми наблюдениями охвачена незначительная площадь моря. Поэтому результаты расчетов по доступным спутниковым данным были экстраполированы на свободные ото льда акватории, которые могли бы быть открыты для сканера цвета в отсутствие облачности.

Региональные модели первичной продукции и хлорофилла и расчет трендов межгодовых изменений. Формула расчета ИПП имеет вид

$$\text{ИПП} = \psi k \text{Хл}_0 I_0,$$

где ψ – среднее для всей акватории величина эффективности утилизации солнечной энергии [29]:

$$\psi = \text{ДАЧ}_c / I_0,$$

где ДАЧ_c – среднее в слое фотосинтеза дневное ассимиляционное число (мгС/мг хл “а”), а I_0 – величина дневной подповерхностной ФАР (Ein/м^2), а k – средний для всего моря индекс вертикального распределения Хл:

$$k = \text{Хл}_{\text{фс}} / \text{Хл}_0,$$

где $\text{Хл}_{\text{фс}}$ – интегральное значение хлорофилла в слое фотосинтеза, а Хл_0 – его концентрация на поверхности. Распределение произведения ψk имеет логнормальный вид [28], поэтому целесообразно использовать его среднюю геометрическую величину [18]. Для всей акватории моря Лаптевых она равняется 7.95. Таким образом, итоговое уравнение модели имеет вид

$$\text{ИПП} = 7.95 \text{Хл}_0 I_0,$$

Известно, что стандартный алгоритм MODIS завышает величины концентрации Хл_0 в водах второго оптического типа [33]. Для того, чтобы избежать больших ошибок в определении ИПП, мы использовали региональный алгоритм расчета Хл_0 [9], где наилучшая корреляция измеренных и расчетных величин Хл ($R^2 = 0.47$; $N = 185$) была получена при использовании отношения $R_{rs}(531)/R_{rs}(547)$:

$$\ln(\text{Хл}_0) = -3.66 \ln\left(R_{rs}(531)/R_{rs}(547)\right) + 0.116.$$

Графики долговременных изменений параметров среды и первичной продукции, как правило, имеют сложный вид и могут быть аппроксимированы с помощью разных функций. Для их описания нами были выбрано уравнение линейного тренда $y = a + bx$, где y – зависимая переменная, x – независимая переменная, a и b соответственно, свободный член и коэффициент линейной регрессии. Таким образом выявляется тенденция в изменении того или иного показателя и производится сравнение полученных данных с результатами предыдущих исследований. Аномалии первичной продукции и абиотических факторов рассчитывались в процентах от средней величины за 2002–2018 гг.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В течение последних 17-ти лет (2002–2018 гг.) в море Лаптевых отмечен достоверный ($p < 0.05$)

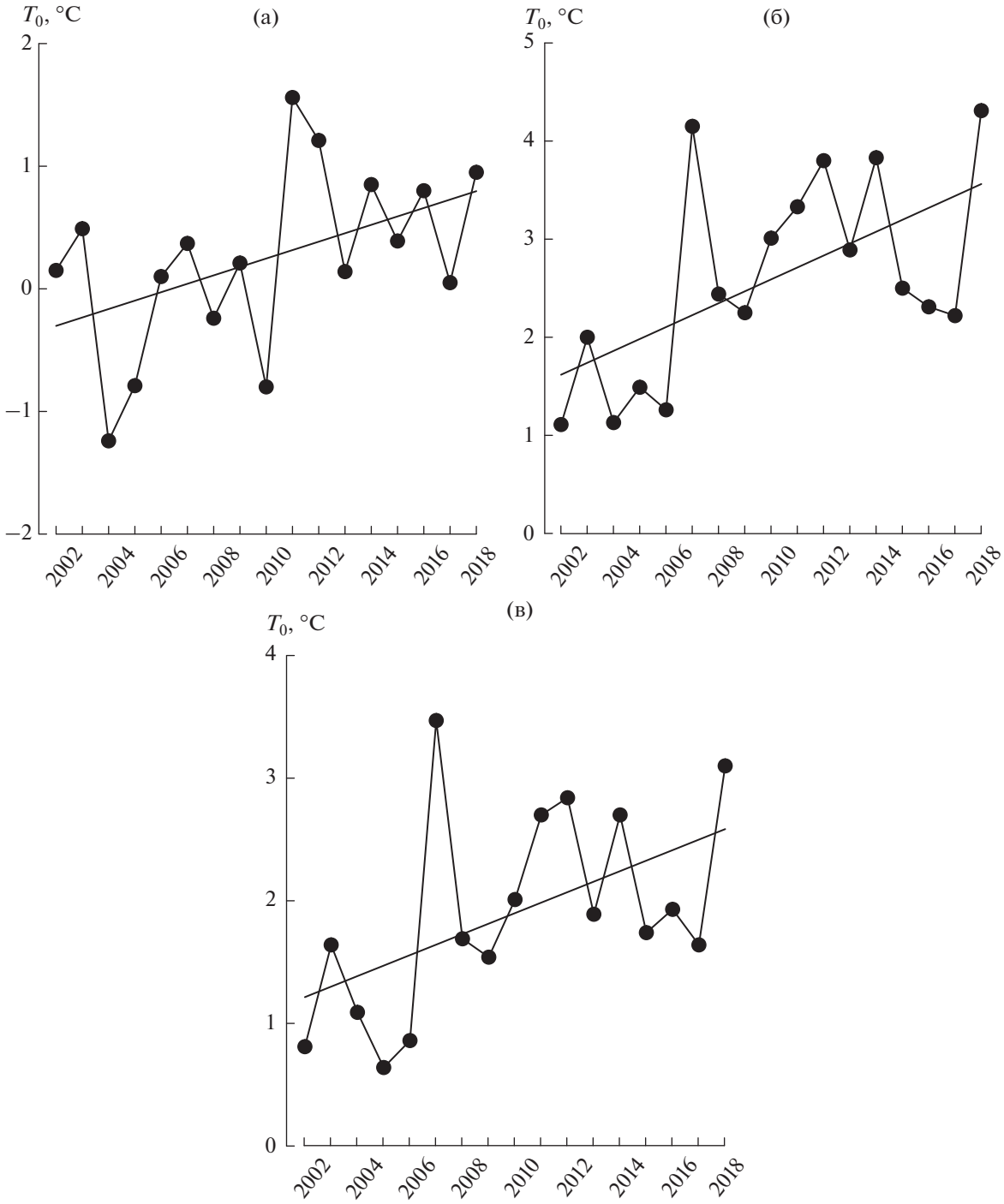


Рис. 2. Межгодовые изменения и линейные тренды температуры воды на поверхности (T_0) в различных районах моря Лаптевых в период с 2002 по 2018 гг. (а) – Северо-западный район; (б) – Юго-восточный район; (в) – море Лаптевых.

положительный тренд температуры воды на поверхности (T_0) ($R^2 = 0.27$) (рис. 2; табл. 1). За исследованный период для всего моря T_0 увеличилась на 1.38°C. Температура воды возрастала в среднем на 0.08°C или на 3.1% в год. Достоверный ($R^2 = 0.35$, $p < 0.05$) положительный тренд T_0 зарегистрирован в Юго-восточном районе моря. Здесь общее возрастание T_0 составило 1.98°C за 17 лет. Температура воды росла на 0.12°C (3.3%) в год. В Северо-западном районе рост температуры воды на поверхности составил 1.1°C или 0.06°C в год.

В противоположность T_0 среднегодовые значения ФАР в море Лаптевых уменьшались (рис. 3).

Таблица 1. Параметры линейного тренда межгодовых (2002–2018 гг.) изменений первичной продукции и факторов среды в различных районах моря Лаптевых

Район	Статистический показатель	ИПП	$ПП_{тот}$	ФАР	T	$S_л$	$S_с$
Северо-западный	$\bar{M}$	**79**	1.28	6.01	0.25	132	76
	Тренд	**–3.1**	–0.025	–0.2	0.06	–1.1	1.1
	Тренд, %	**–2.9**	–1.6	–2.9	8.1	–0.8	1.3
	R^2	**0.28**	0.05	0.22	0.22	0.06	0.06
	p	**0.029**	0.399	0.058	0.055	0.328	0.325
Юго-восточный	$\bar{M}$	138	5.67	8.29	**2.59**	174	189
	Тренд	–1.6	–0.085	–0.1	**0.12**	0.7	–0.7
	Тренд, %	–1.0	–1.3	–1.2	**3.3**	0.36	–0.36
	R^2	0.10	0.06	0.13	**0.35**	0.02	0.02
	p	0.213	0.325	0.154	**0.012**	0.619	0.619
Все море	$\bar{M}$	121	6.93	**7.59**	**1.9**	305	267
	Тренд	–2.2	–0.11	**–0.2**	**0.08**	–0.4	0.4
	Тренд, %	–1.6	–1.4	**–1.8**	**3.1**	–0.11	0.15
	R^2	0.22	0.08	**0.24**	**0.27**	0.002	0.002
	p	0.057	0.275	**0.048**	**0.031**	0.865	0.851

Примечание. $\bar{M}$ – средняя многолетняя (2002 – 2018 гг.) величина; тренд представлен в абсолютных и относительных (%) значениях в год; R^2 – коэффициент детерминации; p – уровень значимости. Выделены значения, характеризующие статистически значимые тренды при $p < 0.05$; $N = 17$. Параметры: первичная продукция в столбе воды (ИПП, мгС/м^2 в день), годовая первичная продукция ($ПП_{тот}$, ТгС), фотосинтетически активная радиация (ФАР, Ein/м^2 в день), температура воды на поверхности (T_0, °С), площадь ледового покрытия ($S_л$, $\times 10^3$ км^2) и площадь, свободная ото льда ($S_с$, $\times 10^3$ км^2).

Статистически достоверный отрицательный тренд ФАР ($R^2 = 0.24$, $p < 0.05$) отмечен в целом для моря. Величины этого показателя каждый год уменьшались в среднем на 0.2 Ein/м^2 в год или на 1.8%. Так же как и на всей акватории моря, в Северо-западном районе сокращение ФАР происходило со скоростью 0.2 Ein/м^2 (2.9%) в год. Менее выраженным межгодовой тренд оказался в Юго-восточном районе: 0.1 Ein/м^2 (1.2%) в год (табл. 1). С 2002 по 2018 гг. среднегодовая величина ФАР в море Лаптевых уменьшилась на 3.4 Ein/м^2 в день.

Среднегодовая площадь ледового покрова ($S_л$) имела тенденцию к незначительному сокращению в Северо-западном районе и в целом в море Лаптевых (рис. 4; табл. 1). Уменьшение площади ледового покрова на этих акваториях составило соответственно 0.8 и 0.11% в год. В Юго-восточном районе, напротив, происходило некоторое увеличение среднегодовой площади ледового покрытия (0.36% в год). Соответственно, обратная тенденция отмечена для площадей, свободных ото льда ($S_с$) (рис. 4). В целом для моря Лаптевых за 17 лет среднегодовая площадь ледового покрытия сократилась на 1.9% (6.8 × 10^3 км^2).

Описанная выше межгодовая изменчивость абиотических параметров отразилась на незначительной в среднем вариабельности $ПП_{тот}$ в море Лаптевых с 2002 по 2018 гг. (рис. 5). В исследованный период $ПП_{тот}$ слабо и статистически незначимо уменьшалась во всех районах и в целом на акватории моря. Это уменьшение составило от 0.02 до 0.11 ТгС в год или 1.3–1.6% в год (табл. 1). Всего за 17 лет $ПП_{тот}$ моря Лаптевых уменьшилась на 1.87 ТгС. В Северо-западном районе величина $ПП_{тот}$ сократилась на 0.43 ТгС, а в Юго-восточном – на 1.44 ТгС.

Так же как и для $ПП_{тот}$, отрицательный тренд был отмечен в межгодовых изменениях ИПП, нормированной на единицу площади, удельной первичной продукции (мгС/м^2 в день) (рис. 6). Достоверный ($R^2 = 0.28$, $p < 0.05$) тренд этого показателя зарегистрирован в Северо-западном районе. Здесь в среднем за год ИПП уменьшалась на 3.1 мгС/м^2 в день или на 2.9%. В Юго-восточном районе происходило менее выраженное уменьшение ИПП. В этом районе значения этого параметра в среднем за год снижались на 1.6 мгС/м^2 в день (1% в год). Для всего моря Лаптевых среднегодовое уменьшение ИПП составило 2.2 мгС/м^2 в день или 1.6% в год. Общее уменьшение ИПП для всей акватории моря составило 37.4 мгС/м^2 в день. Для Северо-западного района оно равня-

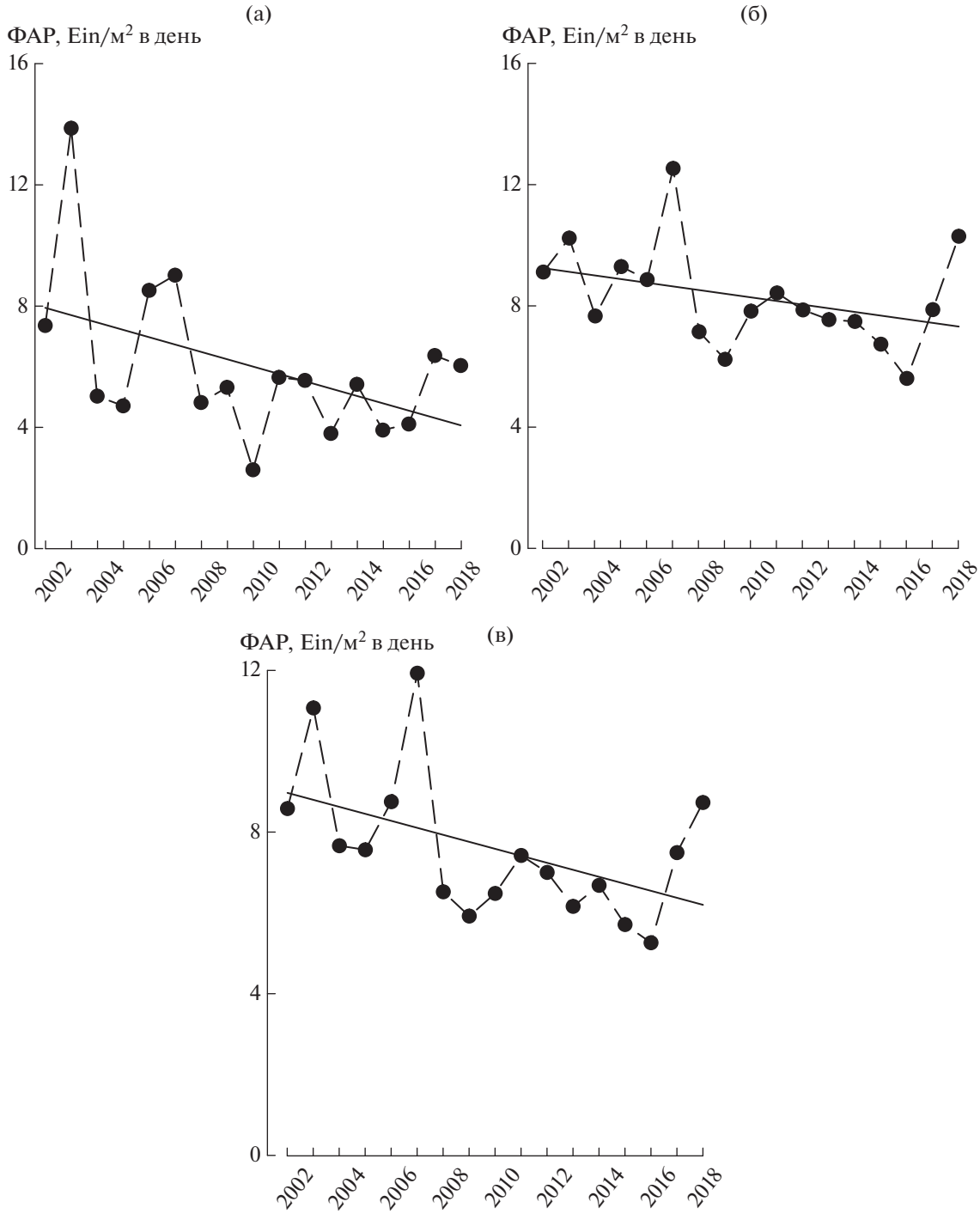


Рис. 3. Межгодовые изменения и линейные тренды фотосинтетически активной радиации (ФАР) в различных районах моря Лаптевых в период с 2002 по 2018 гг. Обозначения районов см. в подписях к рис. 2.

лось 52.7 мгС/м^2 в день, а для Юго-восточного района – 27.2 мгС/м^2 в день.

В табл. 2 представлены результаты расчета аномалий поверхностной температуры, ФАР, площади, свободной ото льда и первичной продукции с 2002 по 2018 гг. В море Лаптевых можно условно выделить “холодный” (2002–2009 гг.) и “теплый” (2010–2018 гг.) периоды соответственно с отрицательными и положительными значениями аномалий T_0. В “холодный” период исключение составил 2007 г., когда во всем Арктическом бассейне были зарегистрированы положительные аномалии температуры. В “теп-

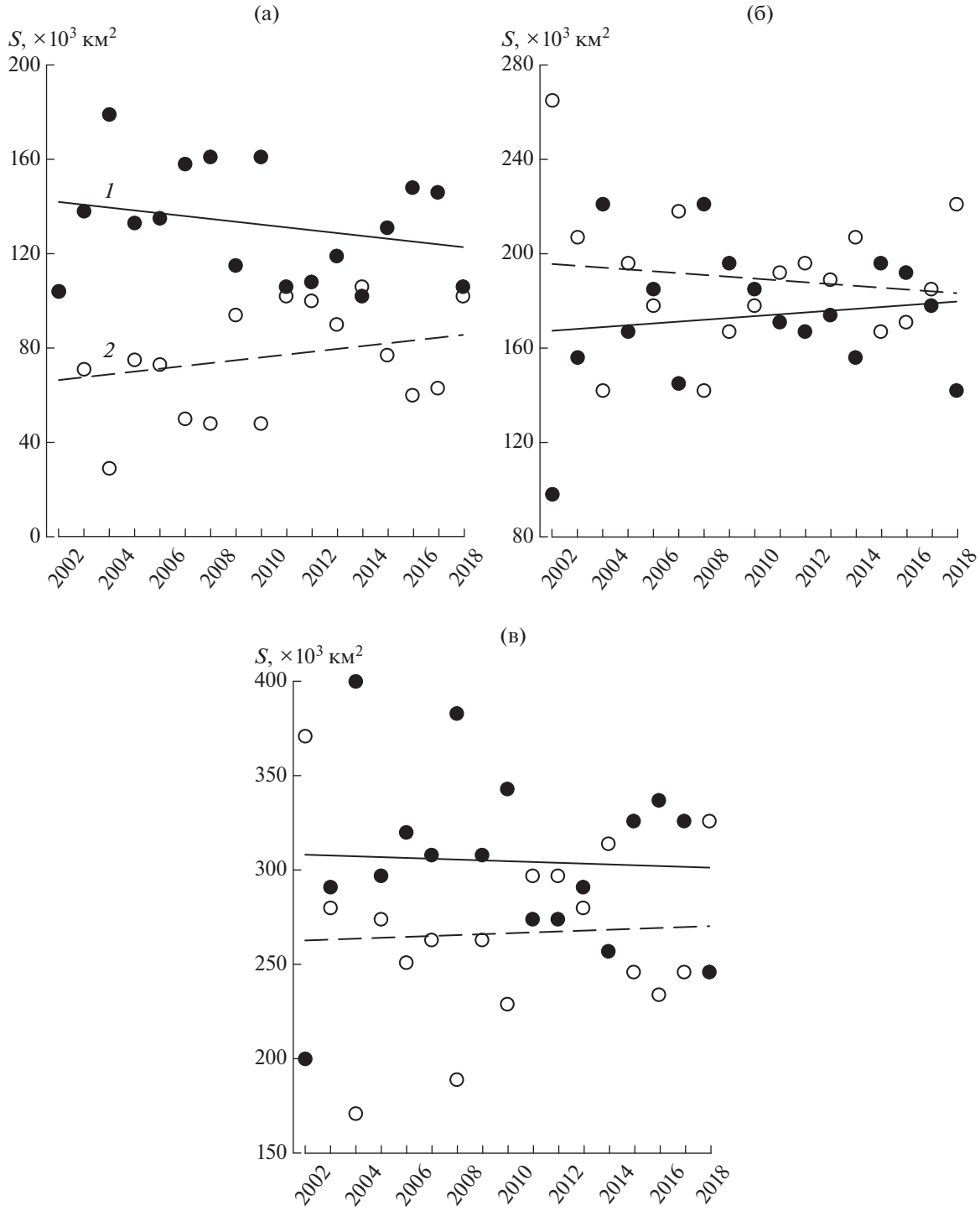


Рис. 4. Межгодовые изменения площади ледового покрытия (*1*) и площади, свободной ото льда (*2*) в различных районах моря Лаптевых в период с 2002 по 2018 гг. Обозначения районов см. в подписях к рис. 2.

лый" период можно отметить 2013, 2015 и 2017 гг. с незначительными отрицательными температурными аномалиями. Средние аномалии T_0 в "холодный" и "теплый" периоды составили –23 и 20% соответственно. Средние аномалии площади, свободной ото льда, в "холодный" и "теплый" периоды были незначительными, но соответствовали температурным аномалиям (–3 и 3% соответственно). Средняя аномалия ФАР в "холодный" период была положительной (12%), а в "теплый" период – отрицательной (–11%). Зарегистрированы положительные средние аномалии

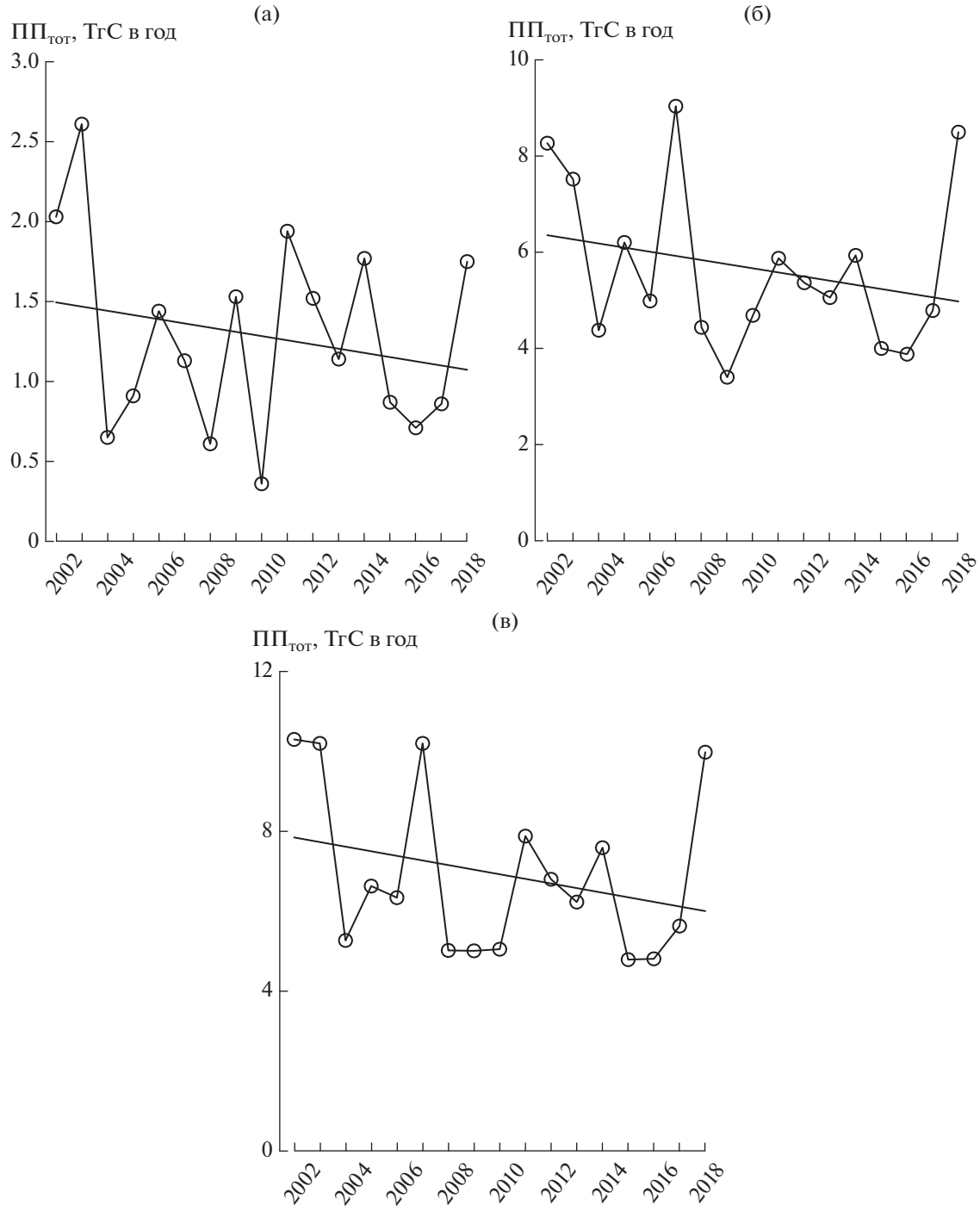


Рис. 5. Межгодовые изменения и линейные тренды первичной продукции (ПП$_{тот}$), в различных районах моря Лаптевых в период с 2002 по 2018 гг. Обозначения районов см. в подписях к рис. 2.

ИПП и ПП$_{тот}$ в “холодный” период (10 и 6% соответственно) и, напротив, отрицательные в “теплый” период (–9 и –6% соответственно).

Рассчитанная на площадь всего моря годовая первичная продукция достоверно зависела от площади свободной ото льда во всех районах и в целом в море Лаптевых при высоких коэффициентах детерминации (R^2 от 0.49 до 0.69, $p < 0.05$) (табл. 3). Также достоверная корреляция отмечена для связи ПП$_{тот}$ с ФАР (R^2 от 0.49 до 0.81, $p < 0.05$). В отличие от этих двух параметров, достоверная связь ПП$_{тот}$ с T_0 была зарегистрирована

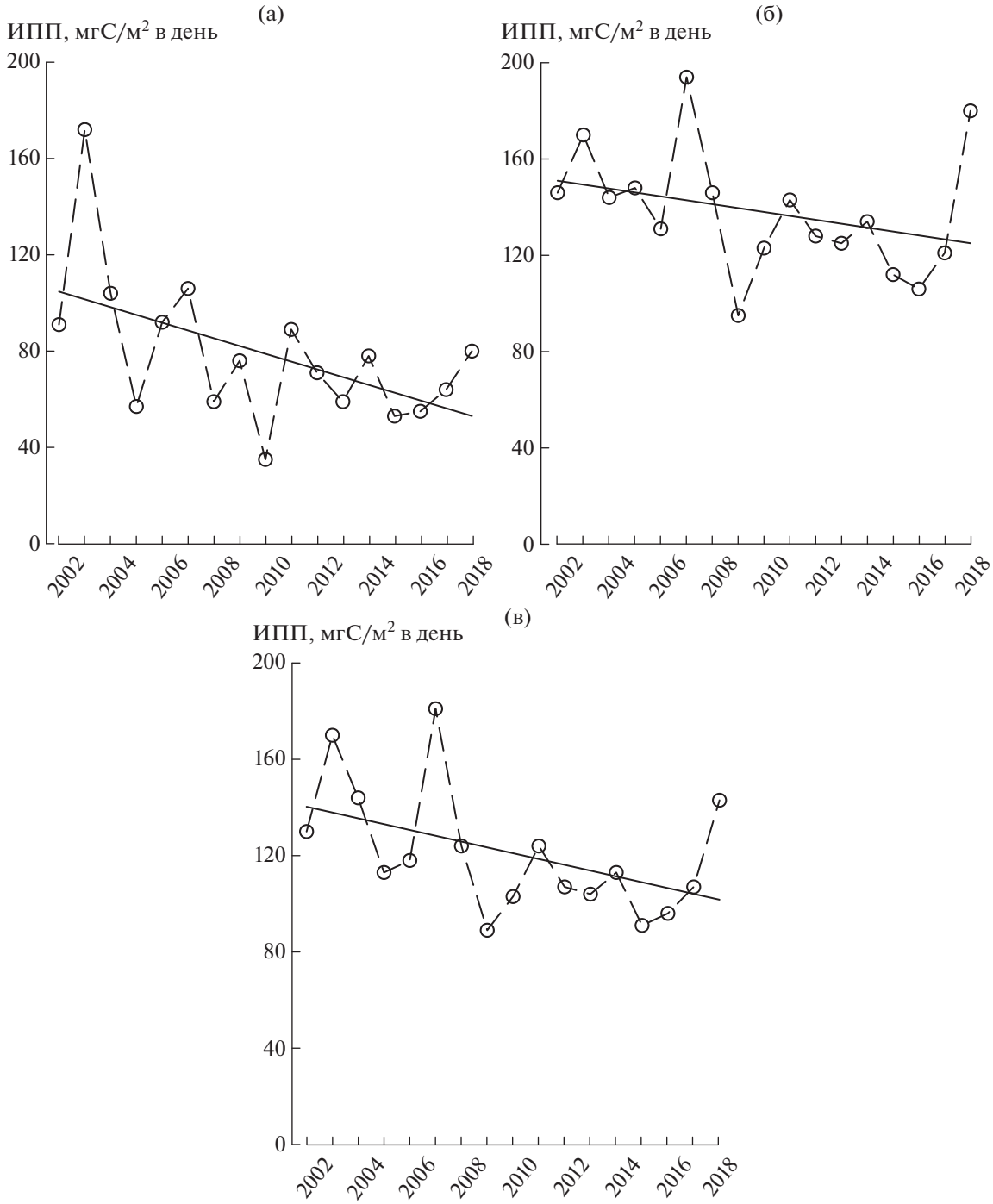


Рис. 6. Межгодовые изменения и линейные тренды первичной продукции, нормированной на единицу площади (ИПП) в море Лаптевых в период с 2002 по 2018 гг. Обозначения районов см. в подписях к рис. 2.

только в Северо-западном районе ($R^2 = 0.36$, $p < 0.05$). В Юго-восточном районе и в целом в море Лаптевых эта связь была слабой и статистически незначимой (табл. 3). Так же как и $ПП_{тот}$, значения ИПП были тесно связаны с ФАР (R^2 от 0.83 до 0.85, $p < 0.05$) и практически не зависели от температуры воды на поверхности (табл. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Межгодовая изменчивость первичной продукции и абиотических факторов. В настоящей работе показано, что $ПП_{тот}$ моря Лаптевых уменьшалась на 1.4% в год с 2002 по 2018 гг. Это уменьшение происходило на фоне статистически достоверных положительного тренда температуры воды на по-

Таблица 2. Аномалии (%) первичной продукции и абиотических характеристик в море Лаптевых в 2002–2018 гг.

Годы	Период	T_0	ФАР	S_c	ИПП	$ПП_{тот}$
2002	“Холодный”	–57	13	39	7	49
2003		–14	46	5	40	47
2004		–43	1	–36	19	–24
2005		–66	0	3	–7	–4
2006		–55	15	–6	–2	–9
2007		83	57	–1	50	47
2008		–11	–14	–29	2	–28
2009		–19	–22	–1	–26	–28
2010	“Теплый”	6	–14	–14	–15	–27
2011		42	–2	11	2	14
2012		49	–8	11	–12	–2
2013		–1	–19	5	–14	–10
2014		42	–12	18	–7	10
2015		–8	–25	–8	–25	–31
2016		2	–31	–12	–21	–31
2017		–14	–1	–8	–12	–19
2018		63	15	22	18	44

Параметры: T_0 – температура воды на поверхности, ФАР – фотосинтетически активная радиация, S_c – площадь, свободная ото льда, ИПП – первичная продукция в столбе воды, $ПП_{тот}$ – годовая первичная продукция.

Таблица 3. Статистические показатели линейных ($y = a + bx$) зависимостей годовой первичной продукции ($ПП_{тот}$, ТгС) от среднегодовых величин площади, свободной ото льда (S_c, $\times 10^3$ км^2) и температуры воды на поверхности (T_0, °С) в различных районах моря Лаптевых

Переменные	Статистический показатель	Северо-западный район	Юго-восточный район	Все море
y – $ПП_{тот}$, x – S_c	a	**–0.05**	**–3.39**	**–1.16**
	b	**0.02**	**0.05**	**0.03**
	R^2	**0.49**	**0.69**	**0.50**
y – $ПП_{тот}$, x – T_0	a	**1.16**	4.34	5.31
	b	**0.49**	0.51	0.85
	R^2	**0.36**	0.10	0.12
y – $ПП_{тот}$, x – ФАР	a	**0.30**	**–1.94**	**–0.14**
	b	**0.16**	**0.92**	**0.93**
	R^2	**0.49**	**0.81**	**0.65**

Примечание. a и b – соответственно свободный член и коэффициент линейной регрессии; R^2 – коэффициент детерминации. Выделены статистически значимые параметры при $p < 0.05$; $N = 17$.

верхности и отрицательного тренда фотосинтетически активной радиации (табл. 1).

Достоверная зависимость $ПП_{тот}$ от T_0 отмечена только в Северо-западном районе моря. В целом, как $ПП_{тот}$, так и ИПП напрямую не зависели от температуры воды на поверхности. Общая тенденция связи первичной продукции и T_0 в море Лаптевых заключалась в увеличении ИПП и $ПП_{тот}$ в “холодный” и в их уменьшении в “теплый” периоды (табл. 2). В предыдущей работе по исследованию долговременной изменчивости первичной продукции Карского моря были отмечена достоверная корреляция $ПП_{тот}$ и T_0 только в эстуариях Оби и Енисея [7]. Связь этих показателей не всегда прослеживается в явном виде. Влияние температуры на временную динамику первичной продукции осуществляется опосредованно

Таблица 4. Статистические показатели линейных ($y = a + bx$) зависимостей первичной продукции в столбе воды (ИПП, мгС/м^2 в день) от среднегодовых величин температуры воды на поверхности (T_0, °С) и фотосинтетически активной радиации (ФАР, Ein/м^2 в день) в различных районах моря Лаптевых

Переменные	Статистический показатель	Северо-западный район	Юго-восточный район	Все море
y – ИПП, x – T_0	a	77.22	119.06	105
	b	6.74	7.31	8.44
	R^2	0.03	0.08	0.07
y – ИПП, x – ФАР	a	**13.74**	**22.27**	**20.34**
	b	**10.85**	**13.95**	**13.26**
	R^2	**0.85**	**0.83**	**0.85**

Примечание. a и b – соответственно свободный член и коэффициент линейной регрессии; R^2 – коэффициент детерминации. Выделены статистически достоверные параметры при $p < 0.05$; $N = 17$.

через сокращение площади ледового покрытия и изменение глубины верхнего перемешанного слоя, которая характеризует уровень снабжения эвфотической зоны биогенными элементами [45].

Несмотря на хорошо выраженную корреляционную зависимость ПП$_{тот}$ от площади, свободной ото льда (табл. 3), тренды межгодовых изменений этих показателей находятся в противофазе (рис. 4 и 5). По всей видимости, такое несоответствие происходит благодаря уменьшению в исследованный период ИПП и ФАР (рис. 3 и 6).

Ранее было показано, что в период роста среднегодовых значений температуры и сокращения площади ледового покрова, увеличение облачности и, как следствие, сокращение ФАР в Арктическом океане может тормозить рост первичной продукции [21]. Уменьшение ФАР в этом регионе отмечено также в 1998–2006 гг. [40]. Данные, представленные в табл. 3 и 4 свидетельствуют о строгой зависимости ИПП и ПП$_{тот}$ от ФАР. Следует отметить, что такая зависимость частично объясняется особенностью применяемого в настоящей работе продукционного алгоритма, в формулу расчета которого ФАР входит непосредственно.

О влиянии удельной интенсивности фотосинтеза на рост ПП$_{тот}$ Арктического океана нет единого мнения. По данным 1998–2006 гг. было сделано предположение о увеличении ИПП Арктического океана вместе с ПП$_{тот}$ [40]. Другие авторы не отмечали подобного эффекта [16, 46]. По последним данным интенсивность фотосинтеза, нормированная на единицу площади, в Арктическом океане с 1998 по 2015 гг. снизилась на 12.9% [34]. Проведенное ранее исследование межгодовой изменчивости ИПП Карского моря, показало, что интенсивность фотосинтеза в период с 2002 по 2016 гг. в различных районах моря изменялась статистически незначимо ($R^2 = 0.00–0.17$). Изменчивость суммарной годовой первичной продукции зависела от интенсивности фотосинтеза в разных районах на 9–60%. Для всего Карского моря эта величина составила 34%. Интересно отметить тот факт, что самые значительные отрицательные тренды ИПП были отмечены в Карском море [7] и море Лаптевых (рис. 6) в их северных районах. Пока этот факт мы можем лишь констатировать. Последующие работы призваны дать ему объяснение.

Парадоксальным на первый взгляд выглядит незначительное сокращение площади ледового покрова моря Лаптевых в целом при выраженном положительном тренде T_0. Ранее было отмечено, что в региональном масштабе увеличение температуры может не приводить к уменьшению ледовитости из-за системы течений моря Лаптевых, которая препятствует сезонному освобождению акватории ото льда [1].

Сравнение с результатами предыдущих исследований. В предыдущих работах установлено, что межгодовая изменчивость ПП$_{тот}$ строго зависит от динамики площади, свободной ото льда [7, 17, 34, 40]. В море Лаптевых в 2002–2018 гг. S_c практически не изменялась, слабый положительный тренд был статистически незначим (табл. 1), а ПП$_{тот}$ уменьшалась в выделенных нами районах и в целом на всей акватории (рис. 5). Таким образом, наши результаты контрастируют с данным, полученным для моря Лаптевых в 1998–2006 гг. [40], в 1998–2012 гг. [17], в 2003–2012 гг. [3] и в 2003–2013 гг. [37]. Различия в знаках трендов объясняются, с одной стороны, разным временем осреднения результатов. Обобщения в приведенных выше работах заканчивались максимум в 2013 г. Массив данных, использованный в нашей работе, относится к более продолжительному временному интервалу (2002–2018 гг). Известно, что изменения первичной продукции в Арктическом океане после 2011 г. были незначительными [34]. Другой причиной расхождений с литературными данными может быть различие в площадях иссле-

дованных акваторий. Так, в некоторых работах исследования межгодовой изменчивости первичной продукции были проведены в так называемом “секторе моря Лаптевых”, включающем в себя акватории центрального арктического бассейна и Восточно-Сибирского моря [17, 40].

В связи с отмеченными выше причинами расхождений результатов, приведенных в настоящей статье, с данными предыдущих исследований, представляет интерес сравнение межгодовых изменений первичной продукции в совпадающие в разных работах временные интервалы. Обращают на себя внимания расхождения в картине межгодовой динамики $ПП_{тот}$ с данными Ветрова и Романкевича [3]. Так, в цитируемой работе до 2007 г. изменений $ПП_{тот}$ практически не происходило. Далее отмечен рост этого показателя до 2010 г. и некоторое снижение к 2012 г. Главными отличиями с нашими результатами нам видятся отсутствие максимумов $ПП_{тот}$ в 2002–2003 гг. и в 2007 г., которые прослеживаются и по данным других авторов [17, 37, 40]. Дальнейшее сравнение показывает, что наше описание изменений $ПП_{тот}$ в 2002–2012 гг. близко к представленному в работах [17, 37]. Основной причиной расхождений результатов мы видим в различных подходах к моделированию первичной продукции, используемых авторами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заметное потепление Арктического океана, происходящее в последние две декады, вызывает значительное сокращение площади ледового покрытия, удлинение вегетационного сезона и, как следствие, увеличение общей, рассчитанной на площадь всей акватории, первичной продукции. Данные региональных исследований межгодовой динамики первичной продукции не всегда совпадают с выводами, полученными для Арктического океана в целом и уменьшение $ПП_{тот}$ в море Лаптевых в 2002–2018 гг. подтверждает это заключение. Результаты, представленные в настоящей работе, свидетельствуют о том, что долговременную динамику $ПП_{тот}$ в Арктике определяет не только изменчивость площади ледового покрова, но и величина удельной, рассчитанной на единицу площади, первичной продукции в столбе воды, которая зависит от комплекса разнообразных абиотических факторов.

Благодарности. Авторы благодарят GSFC DAAC (Goddard Space Flight Center, Distributed Active Archive Center) NASA за возможность использования спутниковой информации сканера MODIS-Aqua, NODC (National Oceanographic Data Center) NOAA за предоставленные гидрофизические данные, а также NSIDC (National Snow and Ice Data Center) NOAA за данные по площади ледового покрытия.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания № 0149-2019-0008. Экспедиционные исследования и обработка спутниковых данных проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ “Арктика” № 18-05-60069.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бородачев В.Е., Бородачев И.В.* Ледовитость моря Лаптевых в условиях колебания климата Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. Т. 109. № 3. С. 60–73.
2. *Ведерников В.И., Демидов А.Б., Судьбин А.И.* Первичная продукция и хлорофилл в Карском море в сентябре 1993 г.// Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 693–703.
3. *Ветров А.А., Романкевич Е.А.* Первичная продукция и потоки органического углерода на дно в арктических морях Евразии в 2003–2012 гг. // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 97–99.
4. *Виноградов М.Е., Ведерников В.И., Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Компоненты цикла углерода а Арктических морях России. Первичная продукция и поток $C_{орг}$ из фотического слоя // Океанология. 2000. Т. 40 № 2. С. 221–233.
5. *Демидов А.Б., Гагарин В.И., Арашкевич Е.Г. и др.* Пространственная изменчивость первичной продукции и хлорофилла в море Лаптевых в августе–сентябре // Океанология. 2019. Т. 59. № 5.
6. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Вазюля С.В. и др.* Верификация моделей первичной продукции Карского моря по экспедиционным и спутниковым данным // Океанология. 2016. Т. 56. № 6. С. 879–889.
7. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И.* Межгодовая изменчивость ледового покрова и первичной продукции Карского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 4. С. 578–592.
8. *Добровольский А.Д., Залогин В.С.* Моря СССР. М.: МГУ, 1982. 192 с.
9. *Кузнецова О.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. и др.* Оценка концентрации хлорофилла в Карском море по данным спутникового сканера MODIS-AQUA // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 5. С. 21–31.
10. *Мошаров С.А.* Распределение первичной продукции и хлорофилла “а” в Карском море в сентябре 2007 г. // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 933–941.
11. *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.
12. *Шеберстов С.В.* Система пакетной обработки океанологических спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 6. С. 154–161.

13. *Anonymous*. The Venice System for the classification of marine waters according to salinity // Limnol. Oceanogr. 1958. V. 3. P. 346–347.

14. *Arrigo K.R., van Dijken G.L., Bushinsky S.* Primary production in the Southern Ocean, 1997–2006 // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C08004. https://doi.org/10.1029/2007JC004551

15. *Arrigo K.R., van Dijken G.L., Pabi S.* Impact of a shrinking Arctic ice cover on marine primary production // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № 19. https://doi.org/10.1029/2008GL035028

16. *Arrigo K.R., van Dijken G.L.* Secular trends in Arctic Ocean net primary production // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C09011. https://doi.org/10.1029/2011JC007151

17. *Arrigo K.R., van Dijken G.L.* Continued increases in Arctic Ocean primary production // Progr. in Oceanogr. 2015. V. 136. P. 60 – 70.

18. *Aitchison J., Brown J.A.C.* The lognormal distribution // Economic Journal. 1957. V. 67. P. 713–715.

19. *Bauch D., Hölemann J., Willmes S. et al.* Changes in distribution of brine waters on the Laptev Sea shelf in 2007 // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. C11008. https://doi.org/10.1029/2010JC006249

20. *Bauch D., Cherniavskaia E.* Water mass classification on a highly variable Arctic shelf region: origin of Laptev Sea water masses and implications for the nutrient budget // J. Geophys. Res. 2018. V. 123. № 3. P. 1896–1906. https://doi.org/10.1002/2017JC013524

21. *Bélanger S., Babin M., Tremblay J.-E.* Increasing cloudiness in Arctic damps the increase in phytoplankton primary production due to sea ice receding // Biogeosciences. 2013. V. 10. № 6. P. 4087–4101.

22. *Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Zwally H.J.* Arctic and Antarctic Sea Ice Concentrations from Multichannel Passive-Microwave Satellite Data Sets: October 1978-September 1995 // User's Guide. NASA TM 104647. 1997. Goddard Space Flight Center, Greenbelt. 17 p.

23. *Cavalieri D.J., Parkinson C.L.* Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // Cryosphere. 2012. V. 6. P. 881–889.

24. *Comiso J.C.* The rapid decline of multiyear ice cover // J. Clim. 2012. V. 25. https://doi.org/10.1175/JCLI-D11-00113.1

25. *Comiso J.C., Nishio F.* Trends in the Sea Ice Cover Using Enhanced and Compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR Data // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C02S07. https://doi.org/10.1029/2007JC0043257

26. *Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L.* Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L01703. https://doi.org/10.1029/2007GL031972

27. *Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N.* Patterns of the Kara Sea primary production in autumn: Biotic and abiotic forcing of subsurface layer // J. Mar. Sys. 2014. V. 132. P. 130–149.

28. *Demidov A.B., Kopelevich O.V., Mosharov S.A. et al.* Modelling Kara Sea phytoplankton primary production: development and skill assessment of regional algorithms // J. Sea Res. 2017. V. 125. P. 1–17.

29. *Falkowski P.* Light-shade adaptation and assimilation numbers // J. Plankton Res. 1981. V. 3. P. 203–216.

30. *Frouin R., McPherson J., Ueyoshi K., Franz B.A.* A time series of photosynthethetically available radiation at the ocean surface from SeaWiFS and MODIS data // Proc. SPIE 12. https://doi.org/10.1117/1112.981264

31. *Golubeva E., Platov G., Malakhova V. et al. M.* Modeling the impact of the Lena River on the Laptev Sea summer hydrography and submarine permafrost state // Bull. Nov. Comp. Center, Num.Model. in Atmosph., etc. 2015. V. 15. P. 13–22.

32. *Hill V.J., Matrai P.A., Olson E. et al.* Synthesis of integrated primary production in the Arctic Ocean: II. *In situ* and remotely sensed estimates // Progr. in Oceanogr. 2013. V. 110. P. 107–125.

33. IOCCG, 2000. Remote sensing of ocean colour in coastal and other opticall-complex waters. Ed. Sathyendranath S. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. 3, IOCCG, Dartmouth, Canada. 140 p.

34. *Kahru M., Lee Z., Mitchell B.G., Nevison C.D.* Effects of sea ice cover on satellite-detected primary production in the Arctic Ocean // Biol. Lett. 2016. V. 12. https://doi.org/10.1098/rsbl.2016.0223

35. *Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M. et al.* Thinning and volume loss of Arctic sea ice: 2003–2008 // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. C07005. https://doi.org/10.1029/2009JC005312

36. *Leu E., Søreide J.E., Hessen D.O. et al.* Consequences of changing sea-ice cover for primary and secondary producers in the European Arctic shelf seas: Timing, quantity, and quality // Progr. Oceanogr. 2011. V. 90. P. 18–32.

37. *Lewis K.M., Mitchell B.G., van Dijken G.L., Arrigo K.R.* Regional chlorophyll *a* algorithms in the Arctic Ocean and their effect on satellite-derived primary production estimates // Deep-Sea Res. II. 2016. V. 130. P. 14–27.

38. *O'Reilly J.E., Maritorena S., Mitchell B.G. et al.* Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. C11. P. 24937–24953.

39. *O'Reilly J.E., Maritorena S., O'Brien et al.* SeaWiFS post launch calibration and validation analyses, Part 3 // NASA Tech. Memo. 2000. V. 11. 49 p.

40. *Pabi S., van Dijken G.L., Arrigo K.R.* Primary production in the Arctic Ocean, 1998–2006 // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C08005. https://doi.org/10.1029/2007/JC004578

41. *Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C. et al.* Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature // J. Clim. 2007. V. 20. № 22. P. 5473–5496.

42. *Stroeve J., Holland M., Meier W. et al.* Arctic sea ice decline: Faster than forecast // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L09501. https://doi.org/10.1029/2007GL029703

43. *Stroeve J.C., Kattsov V., Barrett A.P. et al.* Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations // Geophys. Res. Lett. 2012a. V. 39. L16502. https://doi.org/10.1029/2012GL052676
44. *Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M. et al.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis // Clim. Change. 2012b. V. 110. P. 1005–1027.
45. *Vancoppenolle M., Bopp L., Madec G. et al.* Future Arctic Ocean primary productivity from CMIP5 simulations: Uncertain outcome, but consistent mechanisms // Global Biogeochem. Cycle. 2013. V. 27. P. 605–619. https://doi.org/10.1002/gbc.20055
46. *Wassmann P., Slagstad D., Ellingsen I.* Primary production and climatic variability in the European sector of the Arctic Ocean prior to 2007: preliminary results // Pol. Biol. 2010. V. 33. P. 1641–1650.
47. *Zhang J., Spitz Y.H., Steele M. et al.* Modeling the impact of declining sea ice on the Arctic marine planktonic ecosystem // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. C10015. https://doi.org/10.1029/2009/JC005387

Interannual Variability of Primary Production in the Laptev Sea

A. B. Demidov[a, #], S. V. Sheberstov[a], V. I. Gagarin[a]

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

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

Study of interannual variability of primary production, surface water temperature, photosynthetically available radiation and sea ice cover in the Laptev Sea was performed based on MODIS-Aqua data (2002–2018). For 17-year period reliable positive trend in surface temperature ($R^2 = 0.27$) and negative trend in photosynthetically available radiation ($R^2 = 0.24$) were established. For the investigated period average annual water temperature in the Laptev Sea increased by 1.38°C and photosynthetically available radiation decreased by 3.4 Ein m^{-2} d^{-1}. Free water area extended insignificantly (0.15% y^{-1}). Total primary production declined by 1.87 TgC or by 1.4% y^{-1}. This declining was accompanied by decreasing in area-specific primary production. For the investigated period average annual area-specific primary production values declined by 37.4 mgC m^{-2} d^{-1} or by 1.6% y^{-1}. Presented results suggest that changes in Laptev Sea primary productivity for the last 17 years, basically, were connected with decreasing in photosynthetically available radiation and area-specific primary production rather than shrinking sea-ice cover.

Keywords: primary production, interannual variability, remote sensing, MODIS-Aqua, Laptev Sea

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 74–86

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 551.465

ГЕТЕРОТРОФНЫЙ БАКТЕРИОПЛАНКТОН ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ В ОБЛАСТИ ВЛИЯНИЯ ПРЕСНОВОДНОГО СТОКА

© 2020 г. Е. М. Беззубова[1, *], А. М. Селиверстова[1], И. А. Замятин[1, 2], Н. Д. Романова[1]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
[2]Московский физико-технический институт, Москва, Россия
*e-mail: elena.m.bezzubova@gmail.com

Поступила в редакцию 18.02.2019 г.
После доработки 15.08.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

На основе материала, собранного в областях шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, находящихся под влиянием стока рек Хатанги, Индигирки и Колымы, предпринята попытка выявить гидрохимические и биологические факторы, влияющие на пространственное распределение бактериопланктона. Наибольшие показатели количества и дыхательной активности бактериопланктона были приурочены к приустьевым областям и кромке шельфа. Полученные результаты показали, что соленость не является определяющим фактором, оказывающим влияние на количественные характеристики бактериопланктона в эстуарных областях Арктических морей. Обнаружены достоверные положительные корреляции хлорофилла “а” и феофитина с численностью и биомассой бактериопланктона.

Ключевые слова: бактериопланктон, эстуарии, море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, Арктические экосистемы, бактерии

DOI: 10.31857/S0030157420010025

ВВЕДЕНИЕ

Особенности функционирования экосистем арктических морей во многом обусловлены особенностями Северного Ледовитого океана. Краевые эпиконтинентальные моря составляют более 60% площади Северного Ледовитого океана. Ширина шельфа некоторых из них (моря Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского) очень велика и достигает 1000 км [5]. На Северный Ледовитый океан приходится примерно 11% мирового стока рек при том, что объем его вод составляет лишь около 1% от объема вод Мирового океана [20]. Явные признаки климатических изменений, происходящих в Арктическом регионе, а также прогнозируемое усиление антропогенного воздействия на местные экосистемы, являются веским основанием для увеличения объема исследований эстуарных областей данного региона [27]. Для моря Лаптевых средний годовой материковый сток, основной вклад в который вносят реки Лена и Хатанга, составляет 745 км^3. Около 70% всего материкового стока в море Лаптевых приходится на более изученную реку Лену [7, 30, 32]. Сток Хатанги составляет 105 км^3 воды в год [8]. Материковый сток в бассейн Восточно-Сибирского моря сравнительно невелик – около 250 км^3 (Колыма – 132 км^3, Индигирка – 59 км^3, остальные реки – 25 км^3) [18].

Важнейшим фактором, влияющим на эффективную трансформацию и утилизацию аллохтонного органического вещества (в том числе загрязнений) и функционированиие планктонного сообщества, является активность бактериопланктона. Роль этого компонента заключается как в деструкции и реминерализации остатков живых организмов и аллохтонного вещества, так и в концентрации в собственных клетках растворенного в воде органического вещества [10]. Главным компонентом микробных сообществ являются гетеротрофные бактерии, через которых проходит более 40% общего потока углерода в планктонных трофических сетях [22]. В экосистемах полярных широт, характеризующихся дефицитом света, ярко выраженной сезонностью, пространственной и временнóй ограниченностью цветения фитопланктона, микробная петля [23] и бактериопланктон в частности могут становиться основой пищевой цепи [26]. Несмотря на десятилетиями неутихающий интерес, данных о пространственной изменчивости и особенностях функционирования бактериопланктона, а также о факторах, влияющих на планктонное сообщество эстуариев Арктических морей не так много [9, 10, 15, 28, 30, 32]. Так некоторые авторы наблюдали обратную зависимость общей численности бактериопланктона (ОЧБ) от солености

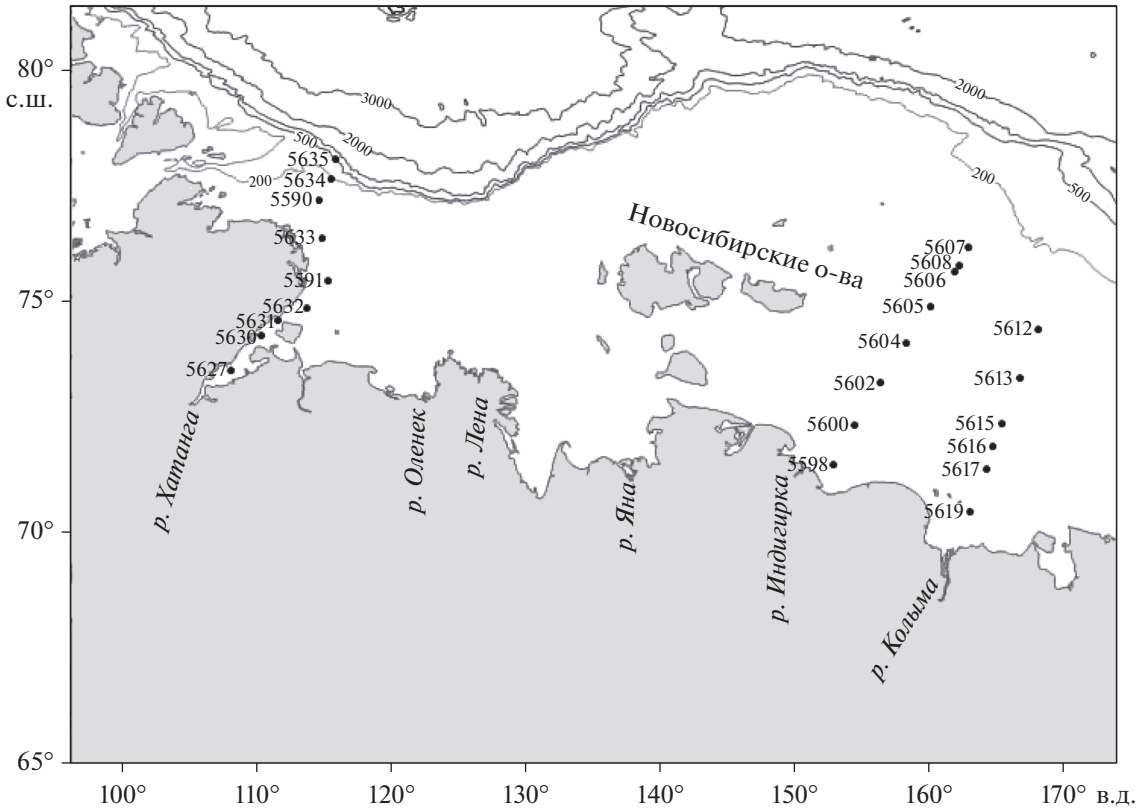


Рис. 1. Район исследований.

[10, 30, 32]. В ряде работ [10, 24, 28] отмечались скачкообразные изменения величин ОЧБ в различных диапазонах солености. В работе [9] обнаружена положительная корреляция между ОЧБ и содержанием в воде кремния, органического азота, кислорода и температурой воды; отрицательная – с соленостью воды, концентрацией фосфатов и нитратов, содержанием хлорофилла “а” (хл “а”).

В данной работе мы рассмотрели количественные и функциональные характеристики бактериопланктона трех районов арктического шельфа, находящихся под влиянием стока рек Хатанги, Индигирки и Колымы. Также были проанализированы гидрохимические показатели, которые могут маркировать активность микропланктона [6], и предпринята попытка выявить возможное влияние гидрофизических характеристик среды и других звеньев трофической сети.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал был собран в ходе 69-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” [19] с 5 по 20 сентября 2017 г. в море Лаптевых в эстуарии реки Хатанги и Восточно-Сибирском море в эстуариях рек Индигирки и Колымы (рис. 1). Пробы воды отбирали пятилитровыми пластиковыми батометрами комплекса ROSETTE, оснащенного CTD-зондом SBE 911 Plus, регистрировавшим соленость, температуру и давление. Для гидрохимического анализа отбирались пробы на большем количестве горизонтов и станций, чем для оценки характеристик бактериопланктона.

Все гидрохимические анализы проводились в течение 12 ч после отбора. Определения содержания кислорода в морской воде, растворенного неорганического фосфора (фосфаты), нитритного азота (нитриты), нитратного азота (нитраты), аммонийного азота (ион аммония), растворенного кремния проводились в судовой лаборатории стандартными методиками [13, 14, 17].

Общую численность бактерий определяли методом проточной цитометрии [25] в течение суток после отбора окрашивая клетки флуоресцентным красителем SYBR GREEN I. Для более точной оценки численности бактериопланктона и корректного сравнения с данными микроскопии дополнительно измеряли фоновые характеристики фильтрата, прошедшего через ядерный фильтр с диаметром пор 0.2 мкм. Для учета активно дышащих клеток (клетки с активной электронтранспортной цепью) пробы воды объемом 3.6–4.5 мл экспонировали с раствором CTC (5-циано 2,3-дитолил тетразолиум хлорид, 100 мкг/мл) в течение 4 ч при температуре 4°C [31]. После окончания экспозиции пробы фиксировали нейтральным раствором формальдегида (финальная кон-

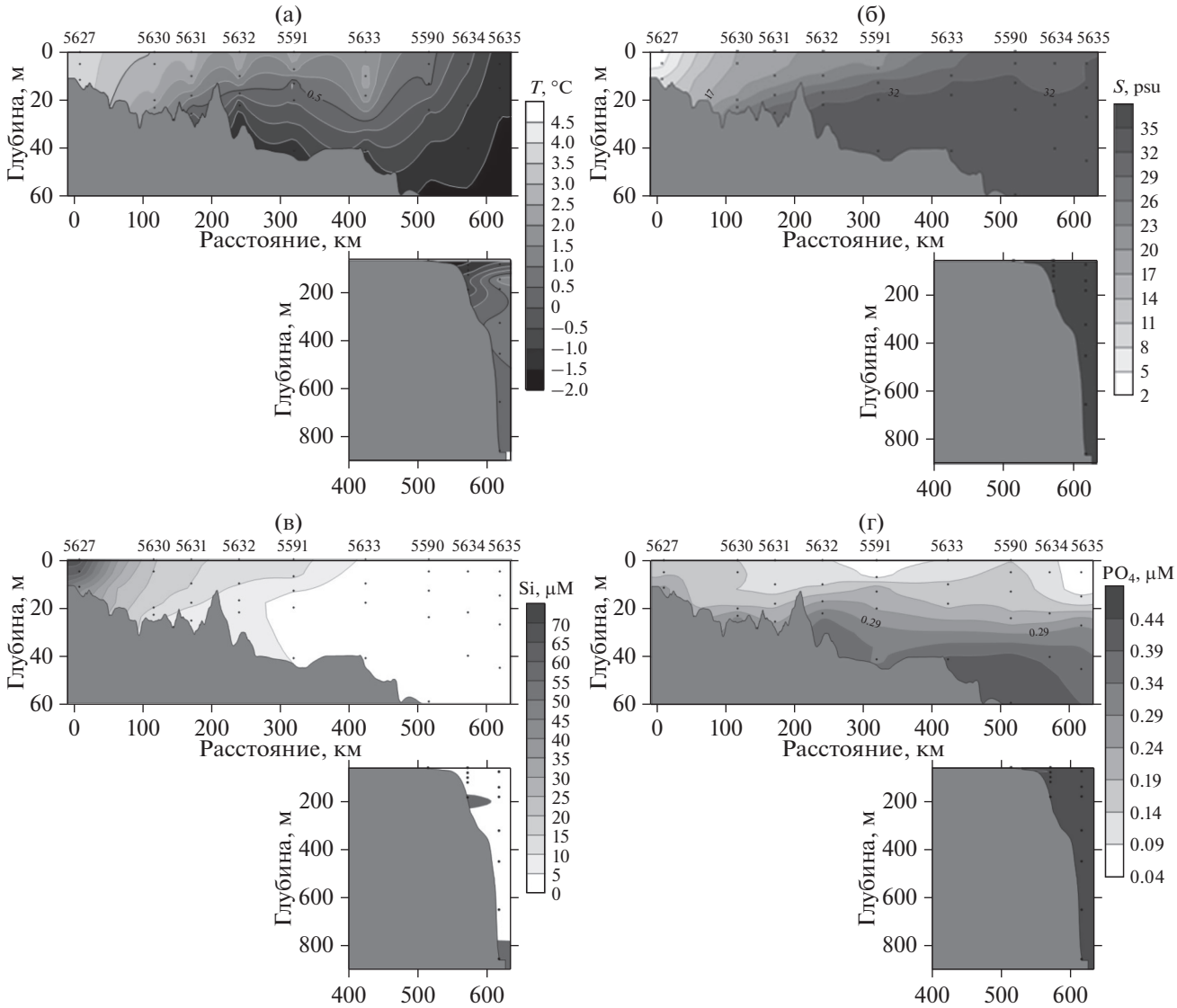


Рис. 2. Распределение температуры (а), солености (б), содержания растворенного кремния (в), растворенного неорганического фосфора (г), нитратного азота (д), нитритного азота (е), аммонийного азота (ж), растворенного кислорода (з) на разрезе от устья р. Хатанги.

центрация 1%), окрашивали флуорохромом DAPI и осаживали на черный ядерный фильтр с диаметром пор 0.2 мкм и замораживали до последующей обработки. Подсчет окрашенных клеток осуществляли при помощи люминесцентной микроскопии (микроскоп Leica DM 2500) при увеличении ×1000 на длине волны 450–490 нм для учета CTC-окрашенных клеток и в ультрафиолетовом излучении для подсчета общей численности бактерий, окрашенных DAPI. Бактериальную биомассу в углеродных единицах рассчитывали по объему бактериальных клеток [11] исходя из линейных размеров клеток, измеренных с помощью программы анализа изображений “ImageScopeColor M”.

Для статистического анализа данных использовали программу PAST 3.0. Для корреляционного анализа использовали коэффициент ранговой корреляции Спирмена ($p < 0.05$). Коэффициенты корреляции рассчитывались для всех проанализированных параметров среды. Визуализация данных осуществлялась в программе Surfer 15.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Разрез от устья р. Хатанги. Разрез, выполненный в западной части бассейна моря Лаптевых осенью 2017 г., соединял эстуарий реки Хатанги с областью континентального склона (рис. 1). На основе оценки гидрофизических параметров (температура – рис. 2а, соленость – рис. 2б) выявлено наличие мощного эстуарного фронта с приблизительной широтной протяженностью 30–40 км [18].

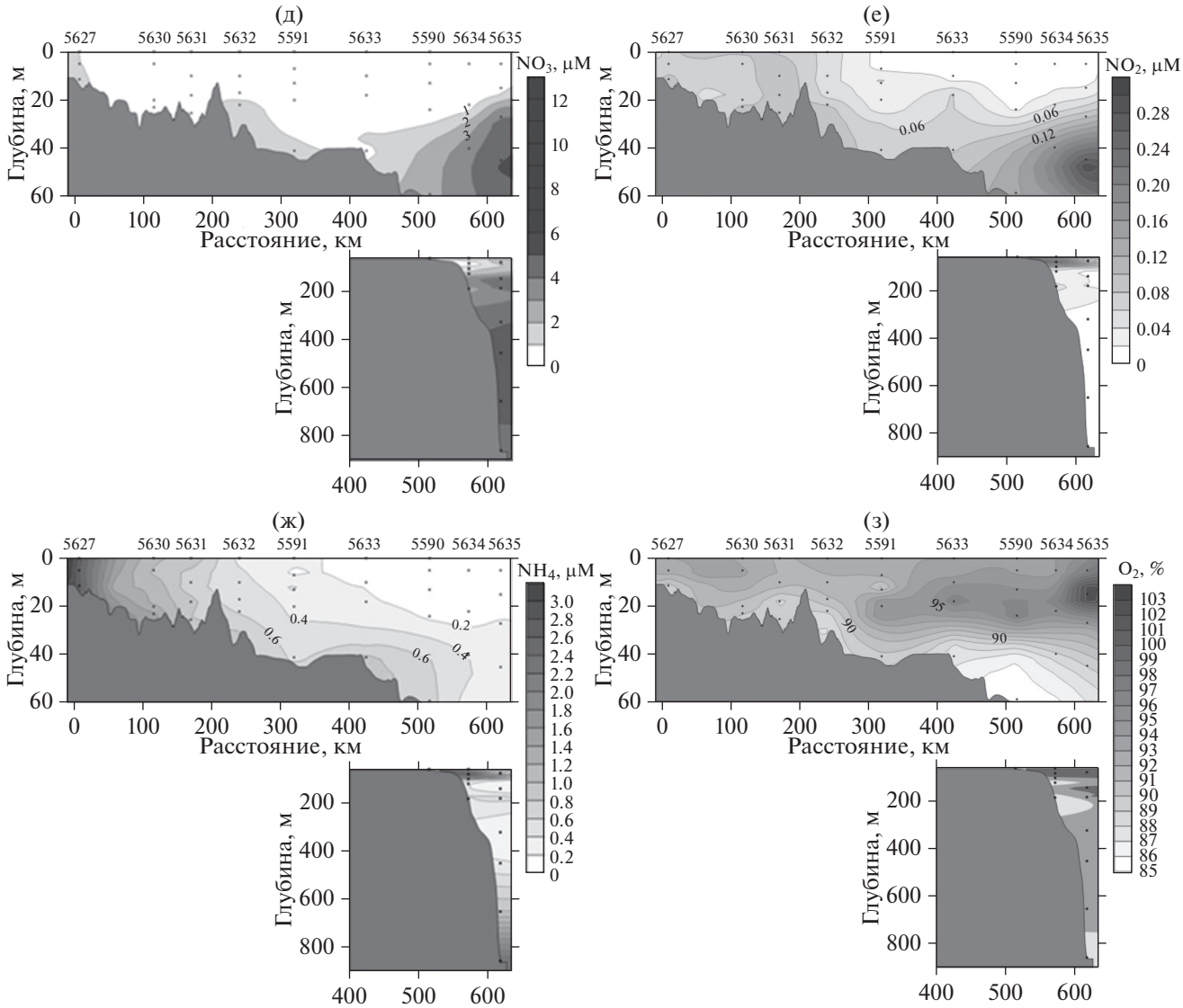


Рис. 2. Окончание.

В сентябре 2017 г. на разрезе от устья р. Хатанги содержание растворенного кремния варьировало в диапазоне от 0.04 до 68.13 μM (рис. 2в). Наиболее высокие величины содержания силикатов отмечены на приустьевых станциях (ст. 5627 – от 68.13 μM на поверхности до 41.34 μM в придонных водах). Самые низкие величины содержания растворенного кремния (от 0.04 до 1 μM) наблюдались по всей толще воды севернее 40-метровой изобаты. Содержание растворенного неорганического фосфора на разрезе от устья р. Хатанги варьировалось от 0.04 до 0.65 μM (рис. 2г). На протяжении всего разреза содержание фосфора возрастало с увеличением глубины. Максимальные значения отмечались в водах ст. 5635, расположенной над континентальным склоном – 0.59 μM на глубине 320 м с увеличением до 0.65 μM на 855 м. Минимальные значения были отмечены в верхнем 7-метровом слое станции 5591, севернее которой соленость не опускалась ниже 22 psu, а также на самой северной станции разреза 5635. Содержание нитратного азота изменялось в широком диапазоне от аналитического нуля до 10.95 μM (рис. 2д). Концентрация нитратного азота возрастала с увеличением глубины, минимальные значения наблюдались в поверхностном 20-метровом слое воды как на приустьевых, так и на морских станциях. Содержание нитритного азота колебалось от аналитического нуля до 0.35 μM (рис. 2е). Минимальные значения были отмечены в верхнем горизонте северной части разреза (севернее ст. 5591). Заметное возрастание нитратного азота наблюдалось на глубине 40–50 м самой северной станции разреза 5635. Максимум аммо-

Таблица 1. ОЧБ и биомасса бактериопланктона на разрезе от устья р. Хатанги

Номер и координаты станции	Глубина, м	ОЧБ, тыс. кл/мл	Биомасса, мгС/м^3
5627 73.4943 с.ш. 108.1808 в.д.	0	1003	7.4
	5	1022	7.6
	12	760	6.5
5630 74.2542 с.ш. 110.3401 в.д.	0	887	6.6
	5	892	6.6
	20	801	6.9
	23	673	5.8
5631 74.5831 с.ш. 111.67 в.д.	0	807	
	10	899	
	18	640	
	25	311	
5632 74.8468 с.ш. 113.8085 в.д.	0	969	
	10	884	
	17	301	
	22	241	
5591 75.4237 с.ш. 115.4092 в.д.	0	928	5.7
	7	939	5.1
	13	210	1.3
	20	156	
	41	246	1.4
5633 76.3549 с.ш. 114.9411 в.д.	0	246	
	10	177	
	18	124	
	41	219	
5590 77.1743 с.ш. 114.6749 в.д.	0	248	
	5	240	
	13	255	
	24	230	
	59	225	
5634 77.6472 с.ш. 115.5372 в.д.	5	396	
	22	293	
	40	180	
	100	214	
	182	142	
5635 78.0504 с.ш. 115.8881 в.д.	5	534	3.4
	15	996	5.7
	27	526	5.1
	45	363	2.7
	75	291	6.4
	140	109	0.6
	320	88	0.5
	855	83	0.5

нийного азота приходился на воды приустьевых станций (рис. 2ж). Минимальные величины наблюдались в мористой части разреза на поверхностных горизонтах севернее 40-метровой изобаты (станции 5633–5635). В водах разреза отмечалось высокое относительное содержание растворенного кислорода: от 82.6 до 105.2% (рис. 2з). Наибольшее насыщение кислородом отмечено на глубине 15 м станции над континентальным склоном 5635 – 105.2%, наименьшее – на двух самых северных станциях 5634 (82.6% на горизонте 40 м) и 5635 (83.4% на горизонте 140 м).

Значения ОЧБ на разрезе от устья Хатанги в открытые воды моря Лаптевых колебались в широком диапазоне от 83 × 10^3 до 1.1 × 10^6 кл/мл; биомасса бактерий имела сходное распределение и варьировала в диапазоне от 0.5 до 7.6 мгС/м^3 (табл. 1). Среднее значение ОЧБ на разрезе от устья составляло 470 ± 98 × 10^3 кл/мл. Величины ОЧБ, превышающие 10^6 кл/мл наблюдались только в поверхностных водах приустьевой области при значениях солености 3–5 psu. По мере продвижения в открытое море отмечалось постепенное снижение общей численности и биомассы бактериопланктона с увеличением солености. Однако в верхнем 30-метровом самой глубоководной станции разреза 5635 при показателях солености 32–34 psu величины ОЧБ возрастали до более чем 500 × 10^3 кл/мл, с максимумом 996 × × 10^3 кл/мл на глубине 15 м. Также в верхнем 75-метровом слое воды над континентальным склоном заметно возрастали показатели биомассы: до 2.7–5.7 мгС/м^3 с максимумом на глубине 75 м ст. 5635. На глубинах более 140 м значения биомассы резко уменьшались, не превышая 0.6 мгС/м^3. Доля клеток с активной электрон-транспортной цепью не превышала 1.6% при значениях солености более 22 psu, в приустьевых водах определение активной фракции бактериопланктона было затруднено из-за большого количества взвеси. В морфологическом составе бактериопланктона шельфа моря Лаптевых преобладали коккоидные формы (86–93%), палочковидные формы не превышали 10%, вклад остальных групп составлял 1–2%.

Наибольшее влияние на распределение бактериопланктона на разрезе от устья р. Хатанги оказывала соленость. Отрицательная корреляция была наиболее выражена между соленостью и биомассой бактерий (R = –0.84), чуть ниже – между соленостью и ОЧБ (R = –0.79). Также слабая отрицательная корреляция наблюдалась между содержанием растворенного неорганического фосфора и численностью бактерий (R = –0.65). Положительная корреляция отмечалась между ОЧБ и хл “а” [3], менее выраженная – между ОЧБ и феофитином (R = 0.65 и R = 0.55 соответственно). Биомасса также положительно коррелировала с хл “а” (R = 0.69) и феофитином (R = 0.65).

Разрез от устья р. Индигирки. В Восточно-Сибирском море температура воды на поверхности устойчиво снижалась с юга на север (рис. 3а), что определялось влиянием речного стока на юге и сходом сезонного льда на севере бассейна. Распределение солености на разрезе от устья р. Индигирки (рис. 3б), прежде всего, наличие поверхностного опресненного слоя на всем его протяжении указывало на мощное воздействие континентального стока [18].

Содержание растворенного кремния в водах вдоль разреза варьировало от 4.9 до 28.6 μM (рис. 3в). Наиболее высокие величины содержания силикатов приурочены к приустьевым станциям, а также придонным водам морских станций 5607 и 5608. Содержание растворенного неорганического фосфора на разрезе изменялось от 0.31 до 1.28 μM и имело тенденцию к росту по мере увеличения глубины (рис. 3г). Содержание нитратного азота в верхнем 20-метровом слое было невелико, от аналитического нуля до 0.5 μM, однако наблюдалось его повышение с глубиной (рис. 3д). Максимальное значение отмечалось на глубине 54 м самой северной станции 5607 – 8.62 μM. Содержание нитритного азота на разрезе было наименьшим из всех трех форм азота и колебалось от аналитического нуля до 0.33 μM с минимальными значениями в поверхностных водах и постепенным увеличением этого показателя с глубиной (рис. 3е). Величина аммонийного азота также возрастала с увеличением глубины, диапазон его содержания варьировал от аналитического нуля до 3.34 μM (рис. 3ж). Средние показатели для столба воды уменьшались по мере отдаления от устья реки. Для всей толщи вод разреза была характерна невысокая степень насыщения кислородом: от 53.4 до 95.6% (рис. 3з). Минимум насыщения кислородом (менее 54%) располагался на горизонте 54 м ближайшей к кромке льда ст. 5607.

ОЧБ на разрезе от реки Индигирки варьировала в пределах 84×10^3–1.6×10^6 кл/мл, существенно различаясь между станциями (табл. 2). Среднее значение ОЧБ составляло $428 \pm 133 \times 10^3$ кл/мл. Значения, превышающие 10^6 кл/мл, были обнаружены только на приустьевых станциях. Максимальные значения ОЧБ были приурочены к слою воды под пикноклином ближайшей к устью реки ст. 5598. По мере удаления от устья реки ОЧБ снижалась, достигая минимальных значений (менее 100×10^3 кл/мл) слое воды над пикноклином ст. 5605, на границе солености 29 psu. Показатели биомассы уменьшались с 5.2–30.7 мгС/м^3 в водах со значениями солености 15.1–25.1 psu (ближайшие к устью ст. 5598, 5600, 5602) до 0.9–2.6 мгС/м^3 при показателях солености более 26 psu, и снова возрастая в среднем для столба воды до 3.7 ± 0.1 мгС/м^3 на ближайшей к кромке льда ст. 5607, где величина биомассы в среднем для столба воды составляла 3.7 ± 0.1 мгС/м^3 (табл. 2). Наибольшая величина биомассы бактерий была зарегистрирована на глубине 9 м приустьевой ст. 5598. Клеток с активной электрон-транспортной цепью в рассмотренных точках обнаружить не удалось. Исключение составил верхний 30-метровый слой самой северной ст. 5607, где активная фракция бактериопланктона составляла 1.3–3%. Морфологический состав бактериопланктона также мало менялся вдоль разреза, коккоидные формы составляли 90–92%, палочки – в среднем 8%, вклад остальных морфологических групп не превышал 2%.

На разрезе от устья р. Индигирки выраженных закономерностей между распределением бактериопланктона и параметрами среды не обнаружено.

Разрез от устья р. Колымы. Температура на разрезе от устья р. Колымы убывала с увеличением глубины и по мере продвижения на север (рис. 4а). Минимальная соленость отмечалась в поверхностных водах приустьевой станции 5619 и составляла 17 psu (рис. 4б). Максимальная соленость (31.5 psu) зарегистрирована в придонных водах самой северной станции разреза 5612.

Содержание растворенного кремния варьировало от 8 до 30 μM (рис. 4в). Наибольший показатель данного параметра приходился на поверхностные воды приустьевых станций. Также высокие значения (22.7 μM) отмечались в придонных водах самой северной исследованной точки. Минимальное содержание растворенного кремния отмечалось в поверхностном слое воды северных станций. Содержание растворенного неорганического фосфора колебалось от 0.44 до 1.38 μM (рис. 4г). Минимальные величины были отмечены в поверхностных водах ближайшей к устью станции 5619 – 0.44 μM, максимальные – на глубине 20 м и более двух самых северных станций разреза 5612 и 5613. Диапазон наблюдаемых величин концентрации нитратного азота составлял от аналитического нуля до 3.81 μM (рис. 4д). Максимальное содержание нитратного азота (3.81 μM) зафиксировано в придонных водах ст. 5612. На других станциях значения этого параметра были в разы ниже, а в верхнем 20-метровом слое не превышали 0.3 μM. Содержание нитритного азота колебалось от аналитического нуля до 0.28 μM (рис. 4е). Его максимум приходился на придонные горизонты станции северной части разреза 5613. Наблюдавшийся диапазон содержания аммонийного азота варьировал от 0 до 1.1 μM (рис. 4ж). Наибольшие величины обнаружены на глубине 14 м ближайшей к устью р. Колымы станции и в точке нитритного максимума (глубина 28 м ст. 5613). В верхнем 5-метровом слое воды на расстоянии около 150–250 км от начала разреза концентрация аммонийного азота снижалась до аналитического нуля. Величины концентрации ниже разре-

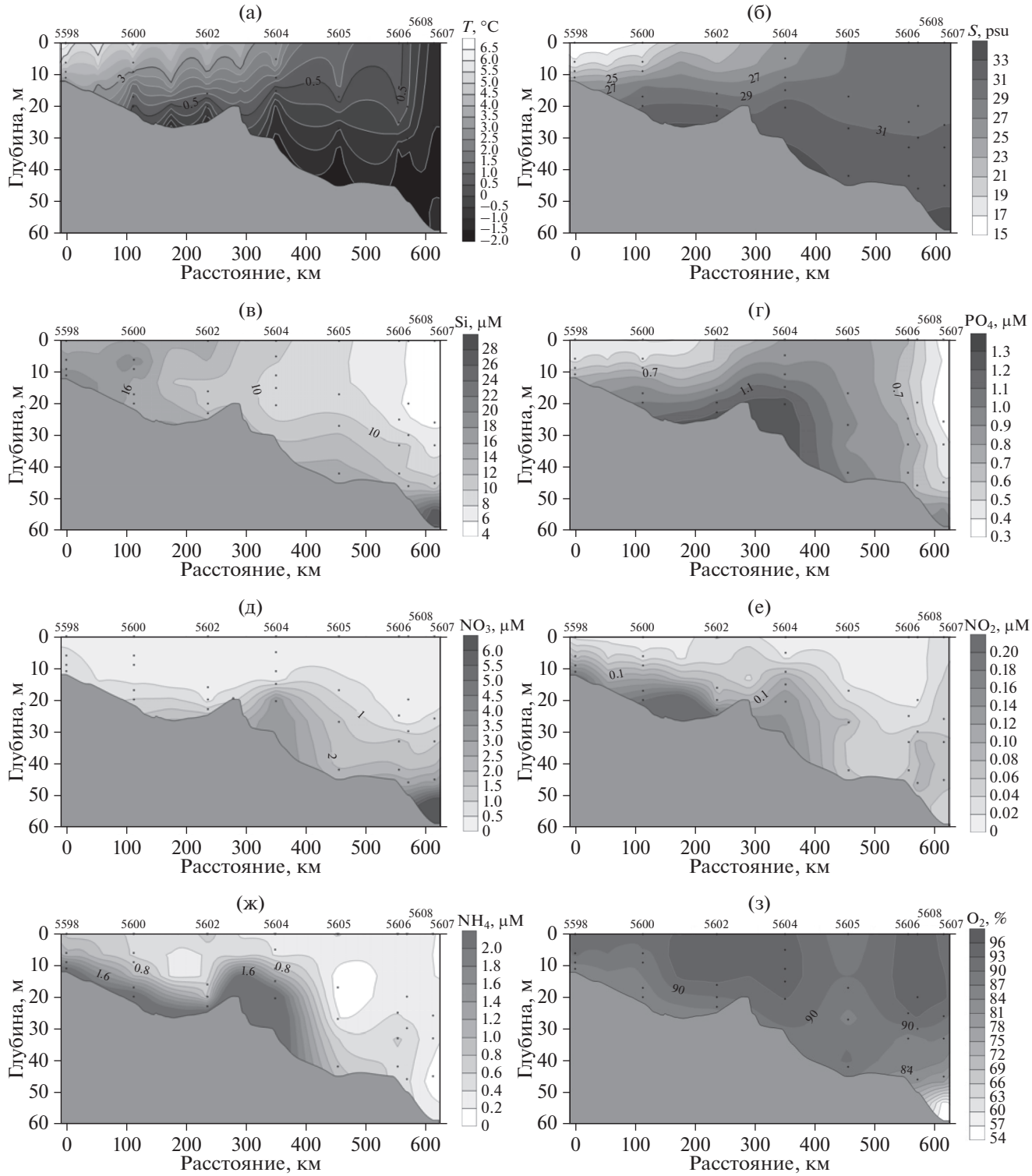


Рис. 3. Распределение температуры (а), солености (б), содержания растворенного кремния (в), растворенного неорганического фосфора (г), нитратного азота (д), нитритного азота (е), аммонийного азота (ж), растворенного кислорода (з) на разрезе от устья р. Индигирки.

шающей способности метода наблюдались и на глубинах более 20 м приустьевой ст. 5612. Степень насыщения растворенным кислородом вод разреза от устья р. Колымы составляла 73.1–99.6% (рис. 4з). Максимальные и минимальные значения этого показателя были отмечены на крайней северной станции разреза 5612 (на глубинах 26 и 47 м соответственно). На протяжении всего раз-

Таблица 2. ОЧБ и биомасса бактериопланктона на разрезе от устья р. Индигирки

Номер и координаты станции	Глубина, м	ОЧБ, тыс. кл/мл	Биомасса, мгС/м^3
5598 71.4666 с.ш. 152.8998 в.д.	0	614	
	6	666	14.5
	9	1599	30.7
	11	1599	5.7
5600 72.3199 с.ш. 154.5133 в.д.	0	1328	13.8
	6	1328	
	9	466	
	17	359	
	22	315	
5602 73.2342 с.ш. 156.4292 в.д.	0	883	5.2
	16	196	1.4
	20	226	2.3
	23	338	
5604 74.0795 с.ш. 158.3475 в.д.	0	232	0.9
	5	212	1.2
	11	231	1.4
	15	443	2.6
	21	372	2.2
5605 74.8733 с.ш. 160.1832 в.д.	0	84	
	17	94	
	27	115	
	42	358	
5606 75.6362 с.ш. 161.9955 в.д.	0	132	1.3
	25	149	
	33	309	
	42	323	
5608 75.7648 с.ш. 162.267 в.д.	0	147	
	26	118	
	33	217	
	45	224	
5607 76.1649 с.ш. 163.0537 в.д.	0	215	3.7
	20	295	3.8
	30	267	3.6
	46	270	
	54	391	3.7

реза наблюдалось значительное снижение насыщения кислородом на глубинах более 20 м.

Диапазон изменений величины обилия бактериопланктона на разрезе от устья р. Колымы был существенно меньше, чем на двух других рассмотренных разрезах, значения ОЧБ варьировали

Таблица 3. ОЧБ и биомасса бактериопланктона от устья р. Колымы

Номер и координаты станции	Глубина, м	ОЧБ, тыс. кл/мл	Биомасса, мгС/м^3
5619 70.4342 с.ш. 163.0687 в.д.	0	995	36.0
	5	995	16.0
	8	795	9.9
	14	528	10.3
5617 71.362 с.ш. 164.3406 в.д.	0	396	
	5	329	
	13	329	
	19	382	
5615 72.3471 с.ш. 165.4402 в.д.	0	529	2.9
	15	496	
	23	496	2.4
5613 73.3373 с.ш. 166.7887 в.д.	0	168	1.0
	15	221	1.5
	20	484	2.8
	28	484	2.9
5612 74.3831 с.ш. 168.1917 в.д.	0	104	0.6
	20	133	0.8
	26	148	0.9
	35	377	2.3
	47	397	2.4

от 104×10^3 до 995×10^3 кл/мл (табл. 3), составляя в среднем $439 \pm 111 \times 10^3$ кл/мл. ОЧБ достигала наибольшей величины в теплых опресненных поверхностных водах самой южной станции разреза и постепенно снижалась по мере продвижения от внутреннего к внешнему шельфу. Величина бактериальной биомассы была максимальной на ближайшей к устью р. Колымы станции, ее значения в столбе воды варьировали от 9.9 до 36 мгС/м^3 (табл. 3). Значения биомассы также снижались по мере продвижения к внешнему шельфу, достигая минимальных показателей 0.6–0.9 мгС/м^3 в поверхностных водах самой северной станции разреза 5612. Доля клеток с активной электронтранспортной цепью в приустьевой зоне не превышала 1%, тогда как в мористой части разреза достигала 8%. В морфологическом составе бактериопланктона разреза от устья р. Колымы доминировали коккоидные формы (89–91%), палочковидные формы не превышали 9%, вклад остальных групп не превышал 1%.

На разрезе от устья р. Колымы не наблюдалось связи между распределением обилия бактерий и соленостью. Отмечалась тесная положительная корреляция, между биомассой бактерий и хл “а” [2],

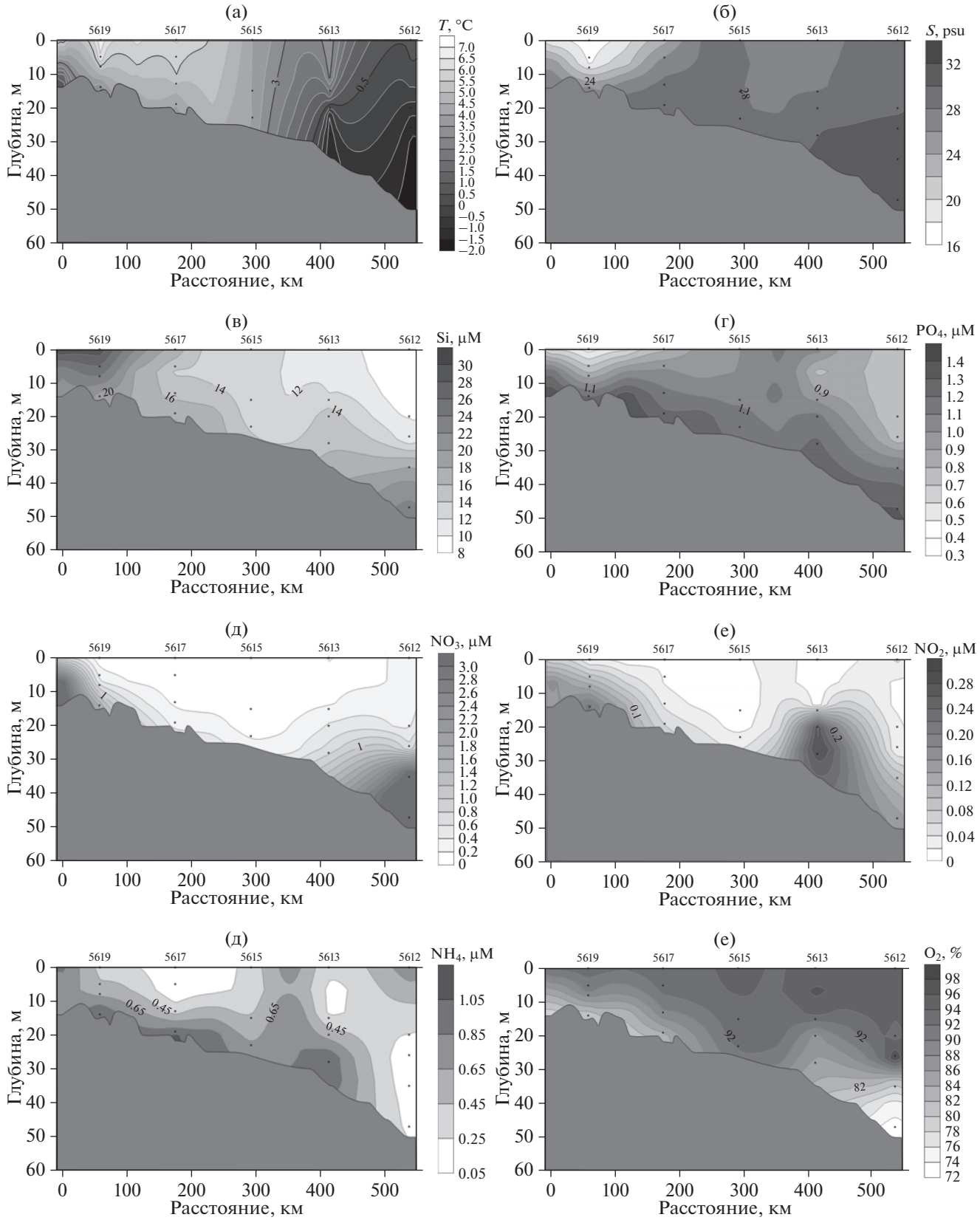


Рис. 4. Распределение температуры (а), солености (б), содержания растворенного кремния (в), растворенного неорганического фосфора (г), нитратного азота (д), нитритного азота (е), аммонийного азота (ж), растворенного кислорода (з) на разрезе от устья р. Колымы.

между ОЧБ и хл “а” ($R = 0.91$ и $R = 0.80$ соответственно). Также заметно выражена корреляция биомассы и численности бактерий с феофитином ($R = 0.82$ и $R = 0.76$ соответственно).

ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрохимия. Гидрохимические показатели вод исследованных районов моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря соответствовали концу осеннего–началу зимнего сезона [1]. Низкие показатели содержания нитратного азота и насыщения кислородом отмечались в водах всех трех разрезов. Почти нулевое содержание нитратов указывает на то, что усиление процессов деструкции началось относительно недавно [1]. На разрезе от устья р. Хатанги влияние материкового стока прослеживалось на значительном расстоянии от источника, затрагивая как поверхностный, так и придонный слои. Воды, поступающие из р. Хатанги были бедны минеральным фосфором, но содержали большое количество растворенного кремния. На большей части акватории шельфа Восточно-Сибирского моря прослеживалось слияние материковых вод. В водах разрезов от устья рек Индигирки и Колымы наблюдалось высокое содержание фосфатов и растворенного кремния. Содержание минерального фосфора в водах разреза от устья р. Колымы несколько выше, чем в водах соседнего разреза от устья р. Индигирки. При этом в случае обоих разрезов содержание фосфатов на приустьевых станциях было ниже, чем в мористых водах разрезов.

Бактериопланктон. Количественные характеристики бактериопланктона на трех исследованных нами разрезах были относительно невелики и соответствовали концу осеннего–началу зимнего сезона [9, 16, 30, 32].

В пространственном распределении бактериопланктона на разрезе от устья р. Хатанги отмечалось постепенное снижение величин ОЧБ и биомассы бактерий по мере продвижения в открытое море. Однако в верхнем 30-метровом слое воды самой глубоководной станции (глубина 855 м) наблюдалось заметное увеличение как ОЧБ, так и биомассы бактериопланктона. ОЧБ, остававшаяся в диапазоне 124–396 × 10^3 кл/мл на мористых станциях возрастала до 526–996 × 10^3 кл/мл в верхнем 30-метровом слое воды над континентальным склоном, величины биомассы, не превышавшие 1.5 мгС/м^3, увеличивались до 3.4–5.7 мгС/м^3. Подобный рост численности и биомассы может быть связан с влиянием “склонового эффекта” [21, 33]. На разрезах от устья р. Индигирки и Колымы количество бактериопланктона также уменьшалось по мере продвижения от внутреннего шельфа к внешнему. Но в отличие от разреза в море Лаптевых, максимальные значения ОЧБ на разрезе от устья р. Индигирки были приурочены к придонным горизонтам приустьевой станции. В северной части разреза, где показатели солености не опускались ниже 25.6 psu (станции 5604–5607), было характерно увеличение ОЧБ с глубиной. Численность бактериопланктона на разрезе от устья р. Колымы не превышала 10^6 кл/мл. Характер вертикального распределения численности и биомассы бактериопланктона на станциях данного разреза различался. На двух северных морских станциях ОЧБ и биомасса бактерий возрастали в придонных водах. На двух станциях в середине разреза распределение в толще воды было относительно равномерным, а на приустьевой станции численность и биомасса бактериопланктона уменьшались по мере увеличения глубины.

К настоящему времени работ по бактериопланктону районов моря Лаптевых, подверженных влиянию речного стока, не так много [4, 30, 32]. Опубликованных данных по бактериопланктону шельфовой части Восточно-Сибирского моря нам найти не удалось.

В сентябре 1989 и 1991 гг. в восточной части шельфа моря Лаптевых на разрезе от устья р. Лена и Яна при значениях солености более 13 psu сырая биомасса бактериопланктона варьировала в диапазоне 60–126 мг/м^3 [30, 32]. За пределами влияния речного стока (соленость более 29.9 psu) численность и биомасса бактериопланктона была в 5–10 раз меньше, чем в эстуарных водах: 0.2–0.4 × 10^6 кл/мл и 13–21 мг/м^3 [32]. В более поздних исследованиях [4] величины численности и биомассы бактерий были близки к полученным нами результатам и в среднем для столба воды составляли в Усть-Оленекском районе 371 ± 33 × 10^3 кл/мл и 6.76 ± 0.96 мг С/м^3, в Усть-Ленском – 419 ± 46 × × 10^3 кл/мл и 6.40 ± 1.87 мг С/м^3.

Согласно результатам исследования, проведенного в августе-сентябре 2001 г. в эстуарной области и на шельфе Карского моря [28], численность бактерий была высокой как в реках (соленость 0 psu), так и в эстуариях (5–15 psu), составляя в среднем 1.51 × 10^6 и 1.93 × 10^6 кл/мл соответственно. В открытых районах Карского моря (соленость >20 psu) численность бактерий в поверхностных слоях водной толщи не превышала количества 0.5 × 10^6 кл/мл. В августе–сентябре 2007 и 2011 гг. в области эстуариев рек Оби и Енисея и прилежащего к ним шельфа основным фактором, определяющим свойства биотопа, являлась соленость [10].

В сентябре 2011 г. было проведено сравнение бактериопланктона биотопов эстуария р. Енисей и шельфа в области Обь-Енисейского речного выноса. Была отмечена отрицательная корреляция между ОЧБ и соленостью воды ($R = -0.83$) [9]. Самые тесные положительные корреляцион-

ные связи ОЧБ обнаружены с температурой воды ($R = 0.83$) и содержанием в ней кремния ($R = 0.66$), менее тесные – с содержаниями в воде органического азота ($R = 0.48$) и кислорода ($R = 0.43$). Также для концентрации некоторых биогенных элементов наблюдались отрицательные корреляции с ОЧБ: $R = -0.61$ для фосфатов и $R = -0.48$ для нитратов.

В Канадском секторе Арктики в пределах плюма реки Маккензи в июне–июле 2004 г. средняя ОЧБ составила 880×10^3 кл/мл, с наибольшим показателем численности 1.4×10^6 кл/мл в устье реки (соленость 0.1 psu). С увеличением солености от 0.1 до 14.8 psu ОЧБ постепенно падала до 570×10^3 кл/мл, затем возрастала до 1.2×10^6 кл/мл (соленость 24–25.5 psu), и при солености более 27 psu снова падала до 610×10^3 кл/мл [24].

В нашей работе было отмечено снижение обилия бактериопланктона по мере увеличения солености 3.5 до 34.7 psu на разрезе от устья р. Хатанги. На шельфе Восточно-Сибирского моря закономерностей между распределением солености и количественных характеристик бактериопланктона обнаружить не удалось. Выраженных закономерностей между распределением бактериопланктона и температурой не отмечалось на всех трех разрезах.

В июне–июле 2007 г. в Гренландском море отмечалась положительная корреляция ОЧБ с температурой и соленостью воды [29]. В сентябре того же года в Карском море средние показатели обилия бактерий для морской (с соленостью более 8‰) и опресненной (с соленостью менее 5‰) воды различались не сильно, что может свидетельствовать о второстепенном влиянии фактора солености на развитие бактериопланктона [16].

Нами были обнаружены положительные корреляции между показателями обилия бактерий и содержанием фитопигментов [2, 3] на разрезах от устья р. Хатанги и Колымы. В августе–сентябре 2001 г. в поверхностных горизонтах вод Обской губы также отмечалась положительная корреляция ($r = 0.78$) между концентрацией хл “а” и бактериальной продукцией [28]. Данные, полученные в сентябре 2007 г., демонстрируют достаточно слабую зависимость ($r = 0.55$) между указанными параметрами [16].

Доля бактерий с активной ЭТЦ крайне низка, как в море Лаптевых, так и в Восточно-Сибирском море. Следует, однако, учитывать, что этот параметр является показателем именно активных, а не просто жизнеспособных клеток и, следовательно, обнаруженное количество клеток не отражает потенциальную способность перехода микробного сообщества к активному метаболизму при изменении условий существования [12].

Осенью 2011 г. в области Обь-Енисейского речного выноса [9] доля бактерий с активной ЭТЦ варьировала в намного более широком диапазоне, чем в нашем исследовании. Значимые положительные корреляции были обнаружены с содержанием в воде хл “а” ($R = 0.66$), температурой воды ($R = 0.74$), менее выраженная – с содержанием в воде органического азота ($R = 0.54$). Значимая отрицательная корреляция процента активно-дышащих бактерий обнаружена только с соленостью воды ($R = -0.77$), слабо выраженная – с содержанием в ней фосфатов ($R = -0.47$).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В сентябре 2017 г. гидрохимическая обстановка исследованных районов шельфа моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря соответствовала концу осеннего–началу зимнего периода. Количественные и функциональные характеристики бактериопланктона всех исследованных областей были схожи с результатами полученными в аналогичный сезон в зоне шельфа морей Карского и Лаптевых. Максимальные величины численности и биомассы бактериопланктона были приурочены к приустьевым зонам эстуарных районов и кромке шельфа. Соленость, согласно литературным данным оказывающая определяющее влияние на распределение бактериопланктона в эстуарных районах Арктических морей, коррелировала с численностью и биомассой бактерий только на шельфе моря Лаптевых. В водах двух разрезов в Восточно-Сибирском море достоверных корреляций между соленостью и количественными характеристиками бактериопланктона обнаружено не было. Среди гидрохимических параметров достоверная корреляция обнаружена только между неорганическим фосфором и ОЧБ на разрезе от устья р. Хатанги. На разрезах от устья р. Колымы и Хатанги отмечались достоверные положительные корреляции хл “а” и феофитина с ОЧБ и биомассой бактериопланктона.

Источник финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 17-77-10138. Работа выполнена в рамках государственного задания № 0128-2019-0011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 344 с.
2. *Демидов А.Б., Гагарин В.И.* Первичная продукция и условия ее формирования в Восточно-Сибирском море в осенний период // Докл. РАН. 2019. Т. 487. № 6. С. 696–700.
3. *Демидов А.Б., Гагарин В.И., Арашкевич Е.Г. и др.* Пространственная изменчивость первичной продукции и хлорофилла в море Лаптевых в августе-сентябре 2015, 2017 и 2018 гг. // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 755–770.

4. *Копылов А.И., Сажин А.Ф., Заботкина Е.А.* Вирусы, бактерии и гетеротрофные нанофлагелляты в планктоне моря Лаптевых // Океанология. 2016. Т. 56. № 6. С. 869–878.

5. *Кособокова К.Н.* Зоопланктон Арктического бассейна. Структура сообществ, экология, закономерности распределения. М.: ГЕОС, 2012. 272 с.

6. *Лапин С.А.* Пространственно-временная изменчивость гидролого-гидрохимических характеристик Обской губы как основа оценки ее биопродуктивности – диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук. М.: Изд-во МГУ, 2012.

7. *Маккавеев П.Н., Полухин А.А., Селиверстова А.М. и др.* Динамика биогенных элементов в приустьевом районе реке Лены: результаты экспедиций в сентябре 2015 и 2017 гг. // Арктика: экология и экономика. 2018. № 2 (30). С. 56–67.

8. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: 1997. 413 с.

9. *Мошарова И.В., Ильинский В.В., Мошаров С.А.* Состояние гетеротрофного бактериопланктона эстуария реки Енисей и зоны Обь-Енисейского речного выноса в осенний период в связи с факторами окружающей среды // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 2. С. 202–215.

10. *Романова Н.Д., Сажин А.Ф.* Бактериопланктон шельфовой части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 949–954.

11. *Романова Н.Д., Сажин А.Ф.* Взаимосвязь между объемом бактериальных клеток и содержанием в них углерода // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 556–565.

12. *Романова Н.Д., Сажин А.Ф.* Методологические аспекты определения численности, биомассы и продукции бактериопланктона // Океанология. 2011 Т. 51. № 3. С. 550–560

13. Руководство по химическому анализу морских вод. РД 52.10.242-92. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 264 с.

14. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана / Ред. Сапожников В.В. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.

15. *Саввичев А.С., Захарова Е.Е., Веслополова Е.Ф.* Микробные процессы циклов углерода и серы в Карском море // Океанология. 2011. Т. 50. № 6. С. 942–957.

16. *Сажин А.Ф., Романова Н.Д., Мошаров С.А.* Бактериальная и первичная продукция в водах Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 801–808.

17. Современные методы гидрохимических исследований океана / Ред. Бордовский О.К., Иваненков В.Н. М.: ИО РАН, 1992. 200 с.

18. *Флинт М.В., Арашкевич Е.Г., Артемьев В.А. и др.* Экосистемы морей Сибирской Арктики. Материалы экспедиционных исследований 2015 и 2017 гг. М.: ИО РАН, 2018. 232 с.

19. *Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А.* Экосистемы морей Сибирской Арктики – 2017 (69-й рейс научно-исследовательского судна. “Академик Мстислав Келдыш”) // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 331–333.

20. *Aagaard K., Carmack E.C.* The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // J. of Geoph. Res. 1989. V. 94. P. 14485–14498.

21. *Bluhm B., Kosobokova K.N., Carmack E.* A tale of two basins: An integrated physical and biological perspective of the deep Arctic Ocean // Progress in Oceanography. 2015. V. 139. P. 89–121.

22. *Cole J.J., Findley S., Pace M.L.* Bacterial Production in Fresh and Saltwater Ecosystems // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1988. V. 43. P. 1–10.

23. *Fenchel T.* The Microbial Loop – 25 Years Later // J. of Experimental Marine Biology and Ecology. 2008. V. 366. № 1. P. 99–103.

24. *Garneau M.E., Vincent W.F., Terrado R et al.* Importance of particle-associated bacterial heterotrophy in a coastal Arctic ecosystem // J. Mar. Syst. 2009. V. 75. P. 185–197.

25. *Kamia E., Izumiyama S., Nishimura M. et al.* Effects of fixation and storage on flow cytometric analysis of marine bacteria // J. Oceanology. 2007. V. 63. P. 101–112.

26. *Kirchman D.L., Malmstrom R.R., Cottrell M.T.* Control of Bacterial Growth by Temperature and Organic Matter in the Western Arctic // Deep-Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography. 2005. V. 52. № 24. P. 3386–95.

27. *McClelland J.W., Holmes R.M., Dunton K.H. et al.* The Arctic Ocean Estuary // Estuaries and Coasts. 2011. V. 35. P. 353–368.

28. *Meon B., Amon R.M.W.* Heterotrophic bacterial activity and fluxes of dissolved free amino acids and glucose in the Arctic rivers Ob, Yenisei and the adjacent Kara Sea // Aquatic Microbial Ecology. 2004. V. 37. P. 121–135.

29. *Sala M.M., Arrieta J.M., Boras J.A. et al.* The impact of ice melting on bacterioplankton in the Arctic Ocean // Polar biology. 2010. V. 33. № 12. P. 1683–1694.

30. *Saliot A., Cauwet G., Cahet G. et al.* Microbial activities in the Lena River delta and Laptev Sea // Mar. Chem. 1996. V. 53. P. 247–254.

31. *Sherr B., Sherr E., del Giorgio P.* Enumeration of Total and Highly Active Bacteria // Methods in Microbiology. 2001. V. 30. P. 129–160.

32. *Sorokin Yu.I., Sorokin P.Yu.* Plankton and Primary Production in the Lena River Estuary and in the Southeastern Laptev Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1996. V. 43. P. 399–418.

33. *Springer A.M., Mcroy C.P., Flint M.V.* The Bering Sea Green Belt: Shelf-edge processes and ecosystem production // Fisheries Oceanography. 1996. V. 5. P. 205–223.

Heterotrophic Bacterioplankton in Affected by Freshwater Inflow Areas of the Laptev and East-Siberian Seas Shelf

E. M. Bezzubova[a, #], A. M. Seliverstova[a], I. A. Zamyatin[a, b], N. D. Romanova[a]

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

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

[#] *e-mail: elena.m.bezzubova@gmail.com*

This study examined the hydrochemical and biological parameters influencing the spatial distribution of Bacterioplankton in the Laptev Sea and the East Siberian Sea shelf areas affected by the Khatanga, Indigirka and Kolyma rivers runoff during September 2017. The highest bacterial abundance and the amount of actively respiring bacteria were determined in rivers delta and in surface water along the edge of continental shelf. Despite the expectations based on previous studies salinity was not the determining factor affecting spatial distribution and activity of bacterioplankton. Bacterial abundance and biomass were positively and significantly correlated with chlorophyll “a” and pheophytin content.

Keywords: bacterioplankton, estuaries, Laptev Sea, East Siberian Sea, Arctic ecosystems, bacteria

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 87–96

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 551.465

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ БАКТЕРИОПЛАНКТОНА ЭСТУАРИЯ р. ЕНИСЕЙ

© 2020 г. Н. Д. Романова[1, *], М. А. Болтенкова[2]

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

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

*e-mail: Romanova-Nadya@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.04.2019 г.
После доработки 30.05.2019 г.
Принята к публикации 18.06.2019 г.

На основании материалов, собранных в разные сезоны в области эстуария Енисея, а также литературных данных предпринята попытка оценить масштабы и характер сезонной изменчивости микробных сообществ. Во все наблюдаемые сезоны можно говорить о существовании в области эстуария трех выделенных по солености зон, обилие и активность бактериопланктона в которых могут различаться на порядок. В водах соленостью менее 2.5 psu средние величины численности составляли 254, 2741 ± 394 и 2069 ± 185 тыс. кл/мл весной, летом и осенью соответственно. При солености более 18 psu обилие бактерий в те же сезоны составляло соответственно 196 ± 50, 683 ± 184 и 125 ± 24 тыс. кл/мл. Сходные изменения наблюдались и в распределении биомассы. Продукционные показатели характеризовались неравномерным распределением, максимальные величины наблюдались в летний период. Распределение обилия внутри выделенных по показателям солености зон обусловлено скорее мелкомасштабной пятнистостью, прослеженной по распределению органического вещества, фитопланктона и взвеси. Вклад гетеротрофной компоненты микробного сообщества является основным в ранневесенний период. Несмотря на отмеченные корреляции в распределении показателей обилия и активности бактерий, фитопланктона и органического углерода, картина их распределения вдоль градиента солености различалась.

Ключевые слова: бактериопланктон, арктические эстуарии, сезонная изменчивость

DOI: 10.31857/S0030157420010190

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на возрастающий интерес к микробным ценозам арктических морей в связи с климатическими изменениями и активным освоением шельфа, до сих пор нет общих представлений о динамике развития микроорганизмов и факторах, на них влияющих. Тем не менее, в условиях ярко выраженной сезонности, продолжительной полярной ночи и крайне ограниченного как во времени, так и в пространстве “цветения” фитопланктона, характерных для морей Сибирской Арктики, микробная петля [18] и бактериопланктон в частности становится важнейшим элементом пелагического сообщества. Одной из областей высокой активности арктических микробных сообществ являются эстуарные районы. В Арктический регион ежегодно поступает около 11% мирового речного стока, тогда как его объем составляет всего 1% объема Мирового океана [20]. В Карское море ежегодно поступает 1300–1400 км^3 пресной воды в год, что составляет 41% всего пресноводного стока в Арктику [7]. При этом на долю Обской губы и Енисея приходится 82% [32], а средний объем стока Енисея составляет 630 км^3 в год [31]. Таким образом, процессы, происходящие в зоне смешения на границе река–море, влияют не только на прибрежные экосистемы, но и на весь Арктический бассейн [28]. Речной сток сибирских рек и, в частности, Енисея, имеет ярко выраженную сезонность. В период с мая по июнь его течение выносит в море около 284 км^3 воды, что составляет 45% суммарного годового стока реки и отражается на объеме поступающего в эстуарную область органического вещества, а также биогенных элементов [22].

Бактериопланктон играет важнейшую роль в реминерализации биогенных элементов и трансформации органического вещества даже в условиях низких температур [16, 25]. Активность микропланктона – один из ключевых механизмов, определяющих состав и количество вещества, попадающего в море или оседающего в области маргинального фильтра [6]. Несмотря на это, данных о закономерностях распределения микроорга-

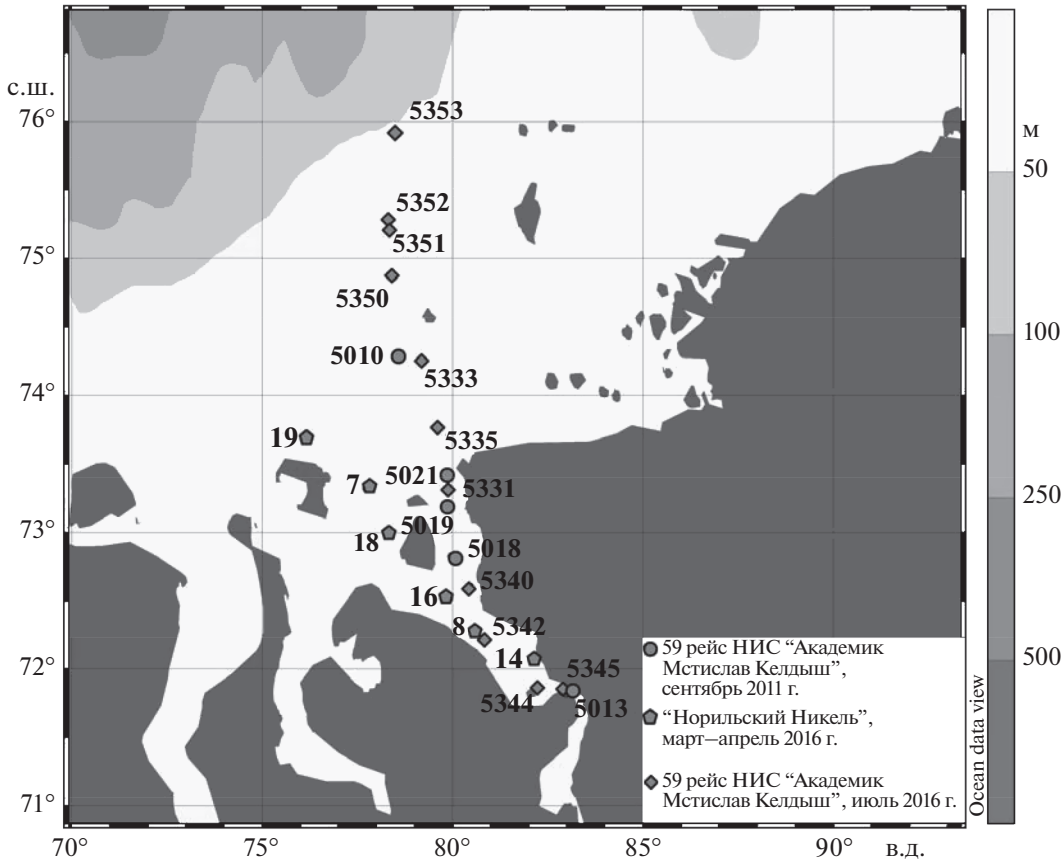


Рис. 1. Карта схема экспедиционных работ в Карском море.

низмов в зоне смешения река-море, сезонной динамике их развития, влиянии на них абиотических факторов и других компонентов планктонного сообщества для морей Сибирской Арктики не так много [3, 11, 14, 29, 34 и др.]. В данной работе сделана попытка оценить масштабы и характер сезонной изменчивости микробных сообществ в эстуарной зоне р. Енисей на основании собственных экспедиционных результатов и литературных данных.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материал был собран в ходе трех рейсов: 59-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" 17–22 сентября 2011 г., рейса судна ледокольного класса "Норильский Никель" 29 марта–04 апреля 2016 г., и 66-го рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" 25–28 июля 2016 г. (рис. 1). Пробы воды отбирали батометрами с горизонтов, выбранных на основании гидрофизического профиля (SBE 911 Plus by SeaBird Electronics, USA) или из поверхностного слоя воды (март–апрель 2016 г.).

Количественный учет бактериопланктона. Для учета общей численности бактерий и расчета биомассы бактериопланктона пробы воды фиксировали непосредственно после отбора нейтральным раствором формальдегида (конечная концентрация в пробе 1%) и хранили до последующей обработки. Осенью 2011 г. и весной 2016 г. численность бактериопланктона определяли с помощью флуоресцентной микроскопии (Leica DM 5000B), окрашивая пробы флуорохромом DAPI на черных ядерных фильтрах с диаметром пор 0.17 мкм [33] не ранее трех месяцев после отбора [38]. Летом 2016 г. численность бактериопланктона определяли с помощью проточной цитометрии. Пробы окрашивали флуоресцентным красителем SYBR GREEN I в течение 15 мин и просматривали на цитометре BD Accuri C6 в течение суток после отбора [24]. Для более точной оценки численности бактериопланктона одновременно просчитывали фильтрат, проходящий через фильтр с диаметром пор 0.17 мкм. На основании результатов цитометрии рассчитывали соотношение клеток с высоким и низким содержанием нуклеиновых кислот – показатель, предположительно отражающий долю активных клеток [27]. Линейные размеры клеток измеряли с помощью программы анализа изображений "ImageScope-Color M". Бактериальную биомассу в углеродных единицах вычисляли по [12].

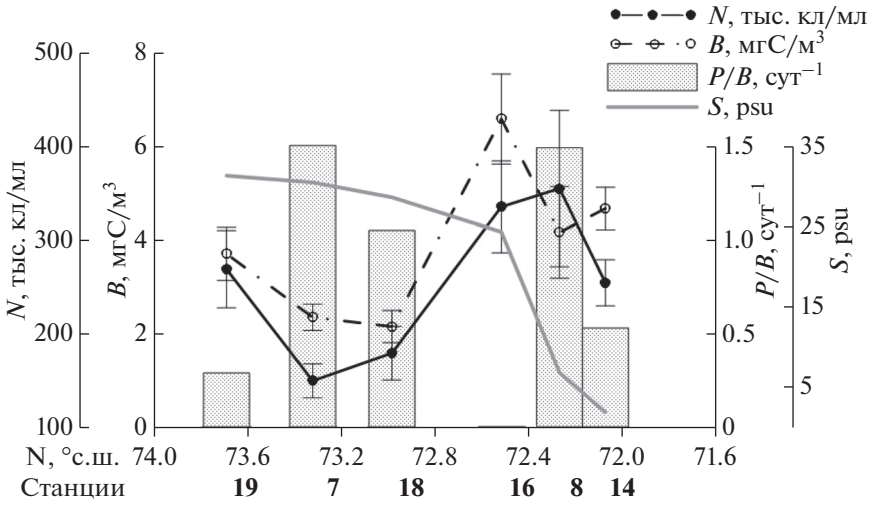


Рис. 2. Распределение обилия бактериопланктона (N – общая численность, тыс. кл/мл, B – биомасса, мгС/м^3) и величины удельной продукции (P/B, сут$^{-1}$) на разрезе вдоль эстуария Енисея, март–апрель 2016 г.

Продукция бактериопланктона. Определение бактериальной продукции и величины выедания бактериопланктона потребителями проводили прямым методом с использованием антибиотиков-ингибиторов бактериального роста [35] в модификации для естественных местообитаний [39]. Непосредственно после отбора пробы воды разливали в 100-мл флаконы. Для учета выедания бактериопланктона нано- и микрофагами в пробы воды добавляли антибиотики (бензилпенициллин 1 мг/л, ванкомицин 200 мг/л), подавляющие размножение бактерий, но не оказывающие влияние на их потребителей [35]. В качестве контроля экспонировали пробы без антибиотиков. Подготовленные таким образом пробы экспонировали 8–10 ч при температуре поверхностной воды. Время экспозиции было выбрано на основании предварительно поставленного эксперимента по динамике действия антибиотиков в полярных водах. Все эксперименты были выполнены в двух повторностях. Для выявления корреляций между характеристиками сообществ рассчитывали коэффициент ранговой корреляции Спирмена. Для выделения факторов, влияющих на параметры микробного сообщества, использовали пошаговый множественный регрессионный анализ методом прямого последовательного отбора значимых переменных ($p < 0.05$). В дальнейшем тексте для обозначения коэффициента парной корреляции мы использовали r, а множественной – R. Расчеты проводили с помощью пакета программ PAST 3.14 и STATISTICA 6.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На разрезе вдоль эстуария Енисея ранней весной 2016 г. обилие бактериопланктона поверхностного слоя воды изменялось в пределах 149 до 354 тыс. кл/мл, составляя в среднем 196 ± ± 50 тыс. кл/мл в мористой части (при солености более 25 psu) и 314 ± 60 в водах с соленостью менее 18 psu (рис. 2). При этом на каждом из этих участков направленного изменения обилия вдоль градиента солености не наблюдалось: величины общей численности бактерий колебались в пределах 149–268 тыс. кл/мл при значениях солености более 25 psu, и 254–354 тыс. кл/мл при снижении этого показателя. Средние значения биомассы бактериопланктона также различались для выделенных участков почти в два раза: 2.7 ± ± 0.68 мгС/м^3 и 5.13 ± 1.44 мгС/м^3 для мористой и речной части разреза соответственно. Величины удельной продукции бактериопланктона на разрезе варьировали более чем в 5 раз, среднее значение этого показателя было достаточно высоким по сравнению с данными других сезонов: 0.79 ± 0.43 сут$^{-1}$. При этом в области максимального градиента солености продукция бактериопланктона была близка к нулю на фоне относительно высокой общей численности бактериопланктона.

Летом 2016 г. обилие бактериопланктона в поверхностном слое воды варьировало от 3.1 млн кл/мл в устье Енисея до 214 тыс. кл/мл в мористой части разреза (рис. 3). Распределение численности бактериопланктона в поверхностном слое воды коррелировало с концентрацией хлорофилла ($r = 0.8$, $p < 0.05$), однако не совпадало с границами распространения комплексов видов фитопланктона или изменением его обилия [15]. Максимальные и минимальные значения численности бактерий наблюдались в поверхностном слое воды. Обилие бактериопланктона (за исключением придонного слоя воды) коррелировало с распределением со-

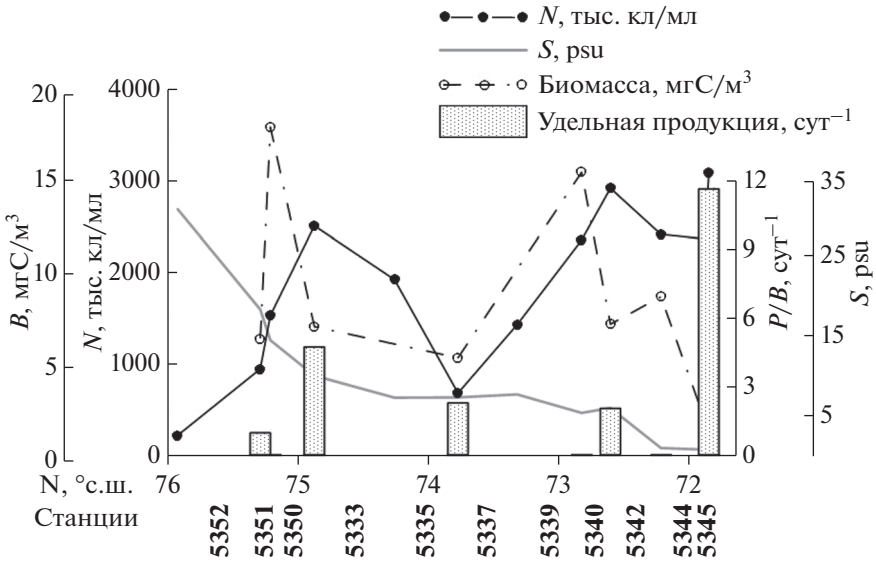


Рис. 3. Распределение обилия бактериопланктона (N – общая численность, тыс. кл/мл, B – биомасса, мгС/м^3) и величины удельной продукции (P/B, сут$^{-1}$) на разрезе вдоль эстуария Енисея, июль 2016 г.

лености на разрезе ($r = -0.84$, $p < 0.05$), при этом изменение показателей обилия было дискретно, средние величины общей численности бактериопланктона составляли 2741 ± 394, 1805 ± 333 и 683 ± 184 тыс. кл/мл в интервалах значений солености меньше 1.5, от 2.5 до 15 и более 18 psu соответственно.

Отдельного внимания заслуживает слой придонной соленой воды южнее ст. 5333, заходящий вглубь эстуария Енисея. Численность бактериопланктона в нем варьировала в небольших пределах (1025–1211 тыс. кл/мл), составляя в среднем 1152 ± 104 тыс. кл/мл при величинах солености более 21 psu. Принимая во внимание довольно низкое относительное содержание растворенного кислорода в этом слое воды (73 ± 2%), можно предположить, что в указанных водах происходит активная трансформация принесенного речным стоком органического вещества.

Обилие бактериопланктона в придонной воде на ст. 5333 и мористее не превышало 416 тыс. кл/мл и снижалось по направлению к краю шельфа, составляя в среднем 333 ± 73 тыс. кл/мл. Средняя величина насыщение воды кислородом была 83 ± 4%.

Доля клеток с высоким содержанием нуклеиновых кислот варьировала от 17 до 83% общей численности бактерий. Минимальные значения этого параметра наблюдались в распресненных водах, тогда как максимальные – на северных шельфовых станциях разреза при значениях солености больше 30 psu. В поверхностном слое воды доля клеток с высоким содержанием нуклеиновых кислот снижалась по мере увеличения концентрации феофетина ($r = -0.65$, $p < 0.05$).

Величина биомассы бактериопланктона в поверхностном слое на разрезе вдоль эстуария Енисея менялась от 1.56 до 18.25 мгС/м^3. Наибольшие и наименьшие величины биомассы бактериопланктона на разрезе вдоль эстуария Енисея наблюдались в поверхностном слое. При анализе распределения биомассы бактериопланктона во всей толще воды разница для средних величин в разных диапазонах солености не имела достоверных различий, составляя 5.26, 9.56 ± 2.91 и 4.32 ± ± 1.51 мгС/м^3 для вод с соленостью менее 1.5, от 2.5 до 15 и более 18 psu соответственно. В придонном слое соленой воды биомасса бактериопланктона составляла 5.61 ± 2.87 и 2.12 ± 0.37 мгС/м^3 южнее и севернее ст. 5333 соответственно.

Значения удельной продукции бактериопланктона варьировали в широком диапазоне: от величин ниже разрешающей способности метода до 11.7 сут$^{-1}$. Общих закономерностей в ее распределении вдоль разреза выявлено не было. Однако на самой южной станции разреза, этот показатель снижался с глубиной (с 11.7 до 1.1 сут$^{-1}$), тогда как на мористых станциях наблюдалась обратная картина. Величина удельной продукции возрастала с 1 сут$^{-1}$ в поверхностном слое воды до 3.2 сут$^{-1}$ в придонном.

Значения обилия бактериопланктона поверхностного слоя воды, наблюдавшиеся осенью 2011 г. также снижались с 2.2 млн кл/мл в реке до 143 тыс. кл/мл в шельфовой части эстуарной области Енисея (рис. 4).

Величины обилия бактериопланктона на разрезе менялись на порядок в зависимости от солености. Так, на самой южной станции разреза при

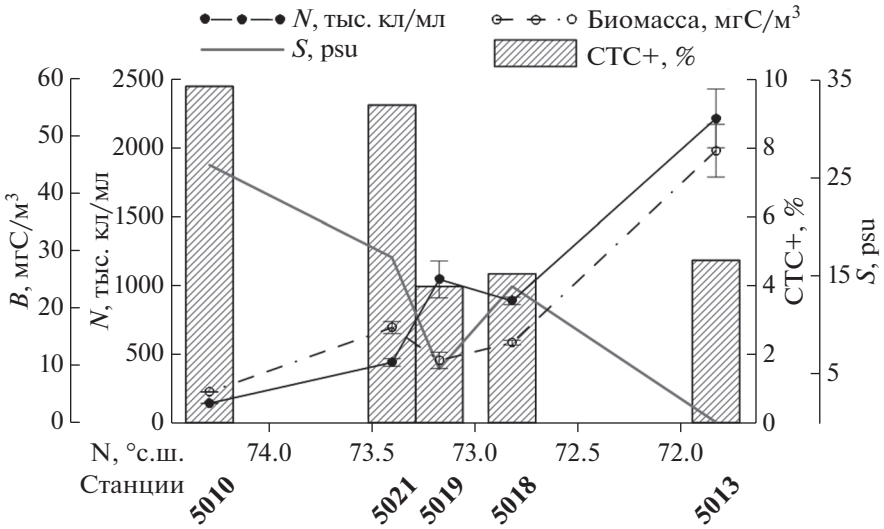


Рис. 4. Распределение обилия бактериопланктона (*N* – общая численность, тыс. кл/мл, *B* – биомасса, мгС/м^3) и доли активнодышащих клеток (СТС+, %; по данным [9]) на разрезе вдоль эстуария Енисея, сентябрь 2016 г.

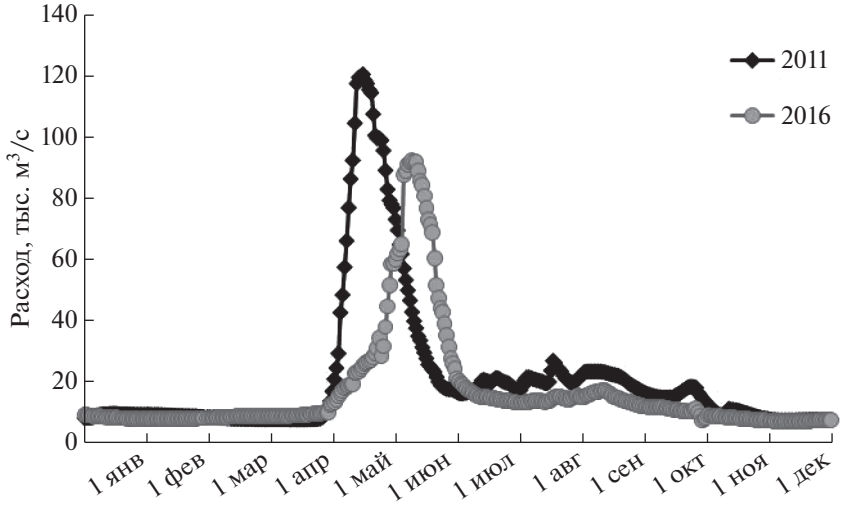


Рис. 5. Годовой график суточного расхода воды в устье Енисея в 2011 и 2016 гг. [21].

солености менее 1 psu этот показатель составлял 2069 ± 185 тыс. кл/мл, а при величинах более 26 psu средние показатели обилия снижались до 125 ± 24 тыс. кл/мл. При значениях солености от 5 до 17 psu численность бактерий снижалась с 1045 до 440 тыс. кл/мл. Сходное распределение наблюдалось и в величинах биомассы. На южной станции разреза (соленость менее 1 psu) этот показатель снижался с глубиной с 47.5 до 23.6 мгС/м^3, при увеличении солености с 5 до 17 psu его величина, в отличие от показателей численности, оставалась стабильной, составляя в среднем 13.9 ± 3.2 мгС/м^3. При значениях солености более 26 psu среднее значение биомассы составляло 4.8 ± 1 мгС/м^3. Максимальные величины продукции были отмечены на южной речной станции разреза (соленость менее 0.1 psu). Значения удельной продукции мало различались на разных глубинах (1.89–2.18 сут$^{-1}$). На большинстве точек севернее этот показатель снижался ниже разрешающей способности метода и не превышал 0.45 сут$^{-1}$.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как видно из годового графика речного стока [21] (рис. 5), периоды отбора проб пришлись на время до половодья, сразу после него, а также

на осенний период, характеризующийся довольно малым объемом стока пресной воды. Анализ количественных изменений бактериопланктона в поверхностном слое позволяет заключить, что основные сезонные различия приходятся на распресненную часть эстуарной области. Летом численность бактерий в распресненной части (соленость менее 15 psu) возросла по сравнению с весенними величинами почти на порядок, тогда как в мористой части значения численности бактериопланктона во все три сезона оставались примерно на том же уровне.

Анализируя данные по распределению обилия и активности бактериопланктона, исходя из условно выделенных интервалов солености, важно учитывать, что воды разной солености приурочены к различным глубинам. Тем не менее, и в летний, и в осенний сезоны условно выделенные распресненные и морские воды на разных станциях разреза составляли как верхний фотический, так и слой под пикноклином, а величины обилия бактериопланктона имели близкие значения независимо от глубины.

Весной 2016 г. зона двукратного снижения численности бактериопланктона, совпадала с областью увеличения вклада автотрофных организмов в состав фитопланктона [30]. В условно "речной" части (2.6–14.8 psu) вклад автотрофного фитопланктона составлял всего 23%, тогда как в приустьевой (27–31 psu) его среднее значение составляло 51% [30]. Это может служить подтверждением активного вовлечения "микробной петли" в функционирование планктонного сообщества эстуарной области ранней весной.

Летом 2016 г. численность бактериопланктона снижалась с глубиной, увеличением солености и снижением относительного содержания растворенного кислорода ($R^2 = 0.88$, $p < 0.05$). Доля клеток с высоким содержанием нуклеиновых кислот, напротив, возрастала с глубиной, соленостью и увеличением концентрации растворенного кислорода ($R^2 = 0.52$, $p < 0.05$). Закономерностей распределения продукции бактериопланктона обнаружено не было.

Осенью 2011 г. по данным [9] доля бактерий с активной электрон транспортной цепью варьировала от 1.8 до 78.4% численности бактериопланктона. В устье Енисея этот показатель в среднем составлял 17.4% обилия бактерий, тогда как над шельфом, на фоне низких абсолютных значений обилия бактериопланктона, возрастал до 36%. Средняя доля условно жизнеспособных клеток (клетки с неповрежденной мембраной) составляла на разрезе 89.5% общей численности, минимальный их вклад в численность бактериопланктона (71.8–88.9%) был отмечен в устье Енисея [9]. Несмотря на небольшое количество точек для анализа, можно говорить о сходной картине распределения биомассы бактериопланктона и температуры воды ($r = 0.63$, $p < 0.05$) в водах соленостью более 5 psu, а также снижении доли активно дышащих клеток при увеличении доли феофитина ($r = -0.65$, $p < 0.05$).

Данные весны 2016 г. [26] показывают, что число бактериальных клеток с прикрепленными вирусными частицами варьировало от 27 до 110 тыс. кл/мл, их доля в общей численности бактерий изменялась от 14.4% в речной части разреза до 24.3% в эстуарной а на крайней морской станции разреза резко снижалась до 7.6%. Вирус-индуцированная смертность бактериопланктона составляла от 2 до 18% продукции бактерий.

В конце вегетационного сезона максимальное число клеток с прикрепленными вирусными частицами (293–331 тыс. кл/мл) наблюдалось в устье Енисея, у области эстуария этот показатель снижался до 11–139 тыс. кл/мл [5]. Однако разница в их доле от общей численности бактерий была не так ярко выражена: 13.2–16.5 и 8.5–15.6%. Вирус-индуцированная смертность бактериопланктона составляла 9.5–16.1 и 1.4–9.5% суммарной продукции бактерий для устья и эстуарной зоны соответственно [5]. Таким образом, вирусы-бактериофаги в разные сезоны играли относительно небольшую роль в контроле над численностью и продукцией бактериопланктона.

Данные экспедиционных исследований августа–сентября 2001 г. также подтверждают связь обилия бактериопланктона в поверхностном слое Енисея и прилежащего шельфа с величиной солености [29]. Обилие бактериопланктона в речной части составляло в среднем 1.5 млн кл/мл, в эстуарной области (соленостью 5–15 psu) 1.8 млн кл/мл, а в морских водах соленостью более 25 psu этот показатель снижался до 460 тыс. кл/мл. Сходное распределение было отмечено и для продукции бактериопланктона поверхностного слоя. Ее величины для речной, эстуарной и морской частей разреза составляли 11.27, 6.83 и 3.31 мгС/м^3 в сутки соответственно [29]. Значения продукции в придонном слое были на 25% ниже, чем на поверхности. Была отмечена корреляция продукции бактериопланктона с концентрацией хлорофилла "а" и температурой поверхностной воды. Экспериментальные работы продемонстрировали увеличение бактериальной продукции на 17–43% при добавлении глюкозы, при этом добавление фильтрованной речной воды не вызывало рост продукции бактерий. Этот факт предположительно указывает на лимитирование роста бактериопланктона источниками лабильного углерода поздним летом [29].

Летом 2016 г. количественное распределение бактериопланктона хорошо согласовывалось как с изменением концентрации растворенного органического углерода (РОУ): ($r = 0.8$, $p < 0.05$), так и

с содержанием коллоидного вещества ($r = 0.75$, $p < 0.05$) [2]. Содержание РОУ уменьшалось со снижением солености, в слабо распресненных водах его концентрации существенно варьировали. В придонном слое было отмечено увеличение значений относительного обогащения воды растворенным органическим углеродом. Несмотря на это, доля коллоидного вещества в нем была сравнительно невелика, что может косвенно свидетельствовать о более раннем периоде обогащения данных вод растворенным органическим углеродом [2]. Для весеннего и осеннего периодов показано преимущественное доминирование терригенного органического вещества в поверхностных водах. Весной 2016 г. окрашенная фракция растворенного органического углерода в поверхностном слое воды была представлена в основном гуминовыми веществами терригенного происхождения [13]. Анализ соотношения изотопов углерода осенью 2011 г. в поверхностных водах также показал, что основной вклад приходился на взвешенное вещество терригенного происхождения, тогда как в придонных слоях увеличивалась доля ^{13}C изотопа за счет поступления автохтонного органического вещества [4]. Несмотря на небольшое количество точек для анализа, можно отметить сходную картину распределения бактериальной биомассы и концентрации растворенного органического углерода [1]. Исследования осенью 2001 г. также показали, что всего 6–16% растворенного органического вещества в эстуарной области имеют планктонное происхождение [17].

Данные о продуктивности и сезонных изменениях бактериопланктона в других районах Карского моря и эстуариях арктических морей достаточно малочисленны. В области эстуария Оби осенью 1993 г. величины обилия бактериопланктона были крайне низки, составляя 206 тыс. кл/мл в речной зоне и 173 тыс. кл/мл в области шельфа [8]. В августе–сентябре 2001 г. [29] в эстуарной области р. Обь обилие бактериопланктона поверхностного слоя в среднем составляло 1.4, 2.1 и менее 0.5 млн кл/мл в пресной (<1 psu), распресненной (5–15 psu) и морской (>20 psu) воде соответственно. Средние величины бактериальной продукции снижались по направлению к морю, составляя в среднем 7.14, 5.06 и 3.21 мкгС/л в сутки для трех выделенных зон соответственно.

Осенью 2007 г. в том же районе величины численности бактериопланктона определяли непосредственно после отбора проб [14] и более чем через три месяца хранения [11] (учитывая потенциально жизнеспособные клетки; [38]). В первом случае наблюдались относительно высокие показатели обилия на южной станции разреза с соленостью 0.05 psu (1950 и 3170 тыс. кл/мл в поверхностном и придонном слое соответственно), тогда как закономерностей распределения бактериопланктона в эстуарной области обнаружено не было. Величины численности бактерий колебались в пределах от 700 до 2540 тыс. кл/мл в поверхностном горизонте и от 580 до 3170 в придонном, а значения биомассы варьировали в пределах 11.9–33 мгС/м^3 на поверхности и 9–57.1 мгС/м^3 в придонном слое. По мере увеличения глубины было отмечено увеличение вклада прикрепленных клеток с 20 до 80% их общей численности [14]. Иная картина наблюдалась при анализе проб, подвергшихся хранению. В слое над пикноклином было отмечено недостоверное снижение обилия бактериопланктона в “речной” части разреза с соленостью менее 5 psu: 505 ± 197 тыс. кл/мл по сравнению с 723 ± 146 тыс. кл/мл в мористой части эстуарной области. Сходное распределение наблюдалось и для биомассы бактерий (14.2 ± 6.5 и 21.3 ± 3.8 мгС/м^3 соответственно). В слое воды под пикноклином обилие бактериопланктона резко снижалось до 376 ± 64 тыс. кл/мл (8.1 ± ± 4.6 мгС/м^3). Величина удельной продукции бактерий в слое над пикноклином была существенно выше в “речной” воде, нежели в мористой части эстуарной зоны, составляя 0.54 и 0.18 сут$^{-1}$ соответственно. Глубже пикноклина величины продукции были близки к нулю, и только в слое придонной воды удельная продукция достигала 0.06 сут$^{-1}$ [11].

Для сравнения, осенью 1991 г. в пресной воде р. Лена (море Лаптевых) в верхнем распресненном слое бухты Тикси численность бактерий превышала 1.5 млн кл/мл. В области не подверженной распреснению численность бактерий даже в поверхностном слое составляла всего 200–400 тыс. кл/мл. Под пикноклином их обилие снижалось в 2-4 раза. Величина удельной продукции бактерий в реке и дельте Лены в большинстве случаев не превышала 0.1 сут$^{-1}$. В бухте Тикси и открытом море ее значения колебались в пределах 0.08–0.3 сут$^{-1}$ [36].

Для сравнения, летом 2004 г. в канадской Арктике в эстуарной области реки Маккензи численность бактериопланктона варьировала от 570 до 1360 тыс. кл/мл. Величина продукции составляла 0.82 мгС/м^3 в сутки и не различалась достоверно между речной, эстуарной и морской областями. Также не было обнаружено корреляции с факторами среды. Однако было показано, что существенно различался вклад прикрепленных клеток бактерий в продукцию: в речной воде он составлял 74%, тогда как в эстуарии и море он снижался до 26%. Вклад свободноживущих бактерий уменьшался с увеличением доли взвешенного органического вещества крупнее 3 мкм [19]. Летом 2006 г. также в р. Маккензи [37] не было отмечено разницы в обилии бактериопланктона в трех выделенных по солености зонах, как в поверхностном слое, так и в придонном. Величины бактери-

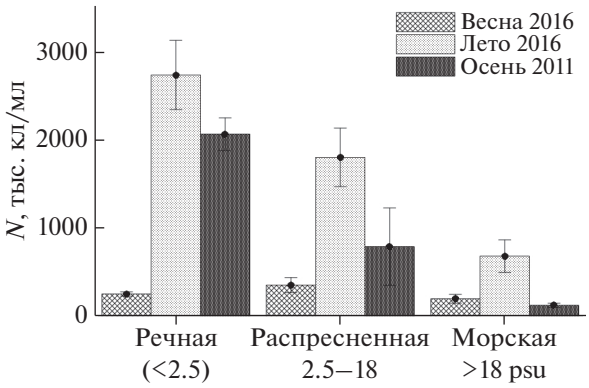


Рис. 6. Средние величины обилия бактериопланктона (*N*, тыс. кл/мл) в разные сезоны в речной (соленость менее 2.5 psu), распресненной (2.5–18 psu) и морской (>18 psu) воде.

альной продукции в поверхностном слое существенно не различались, в придонных водах значения бактериальной продукции переходной области были существенно выше, а также почти в два раза выше показателей продукции на поверхности. Различия наблюдались и в величине вклада продукции прикрепленных клеток бактерий в поверхностном слое: этот показатель снижался по направлению к морю с 94 до 31% общей величины продукции. В летний период наблюдался выраженный ответ бактерий на добавление глюкозы. Максимальной величины отклик достигал в речной воде: продукция бактериопланктона увеличивалась в 3.9, 2.5 раза в речной и переходной зонах, тогда как в морской зоне увеличение продукции было недостоверно выше одного [37].

Имеющиеся на данный момент данные не включают собственно период половодья, когда по некоторым сведениям доля лабильного растворенного углерода в стоке речной воды может возрастать до величин порядка 20–40% [23], тогда как в течение большей части вегетационного сезона основным источником углерода для гетеротрофного бактериопланктона эстуарных областей сибирских шельфовых морей является органическое вещество, синтезируемое первичными продуцентами. Таким образом, для более полной картины сезонных изменений бактериопланктона не хватает наблюдений именно этого периода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании полученных данных и анализа литературных источников можно говорить о существовании в эстуарии Енисея трех зон, выделенных по показателям солености (рис. 6). Обилие и активность бактериопланктона в них в могут различаться на порядок. Распределение обилия внутри этих зон обусловлено скорее мелкомасштабной пятнистостью, прослеживающейся по распределению органического вещества, фитопланктона и взвеси [10]. При этом границы изменения качественных и количественных характеристик разных групп планктонных организмов не всегда совпадают.

Также на основании экспедиционных результатов и литературных данных можно заключить, что основные сезонные различия в количественных характеристиках бактериопланктона приходятся на распресненную часть эстуарной области р. Енисей. Продукционные показатели микроорганизмов характеризуются неравномерным распределением, максимальные величины наблюдаются в летний период. Вклад гетеротрофной компоненты микробного сообщества является основным в ранне-весенний период. Несмотря на отмеченные корреляции в распределении показателей обилия и активности бактерий, фитопланктона и органического углерода, картина их распределения вдоль градиента солености различалась. В весенний и осенний сезоны вирусы-бактериофаги играют относительно небольшую роль в регуляции численности и продукции бактериопланктона. Отдельного внимания для дальнейших исследований заслуживает оценка вклада прикрепленных и свободноживущих бактерий в обилие и активность микроорганизмов. Также для рассмотрения сезонной динамики развития бактериопланктона важно учитывать собственно время половодья, возможно кардинально отличающегося по составу и доступности поступающего с речной водой органического вещества. К настоящему моменту таких исследований, к сожалению, нет.

Источник финансирования. Обработка материала выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 17-77-10138, анализ данных выполнен при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00326.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев Н.А., Поняев М.С., Кирютин А.М.* Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков центральной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 563–563.
2. *Беляев Н.А., Колоколова А.В., Кирютин А.М.* Отчет отряда биогеохимии // Научный отчет экспедиции 66 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море (13 июля–21 августа 2016 г.). М.: ИО РАН, 2016. С. 240-255.
3. *Болтенкова М.А., Широколобова Т.И., Макаревич П.Р., Романова Н.Д.* Сообщества планктонных бактерий и вирусов Обской губы и прилегающего шельфа Карского моря // Наука Юга России. 2018. Т. 14. С. 78–87.
4. *Иванов М.В., Леин А.Ю., Саввичев А.С. и др.* Численность и активность микроорганизмов в пограничной зоне вода осадок и их влияние на изотопный состав углерода органического вещества

взвеси и донных осадков Карского моря // Микробиология. 2013. Т. 82. С. 723–731.

5. *Копылов А.И., Сажин А.Ф, Заботкина Е.А., Романова Н.Д.* Вириопланктон Карского моря: влияние вирусов на смертность гетеротрофных бактерий // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 620–631.
6. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С.735–747.
7. *Маккавеев П.Н., Мельникова З.Г., Полухин А.А. и др.* Гидрохимическая характеристика вод западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 540–551.
8. *Мицкевич И.Н., Намсараев Б.Б.* Численность и распределение бактериопланктона в Карском море в сентябре 1993 г. // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 704–708.
9. *Мошарова И.В., Ильинский В.В., Мошаров С.А.* Состояние гетеротрофного бактериопланктона эстуария реки Енисей и зоны Обь-Енисейского речного выноса в осенний период в связи с факторами окружающей среды // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. С. 202–215.
10. *Пелевин В.В., Завьялов П.О., Беляев Н.А и др.* Пространственная изменчивость концентраций хлорофилла “а”, растворенного органического вещества и взвеси в поверхностном слое Карского моря в сентябре 2011 г. по лидарным данным // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 183–193.
11. *Романова Н.Д., Сажин А.Ф.* Бактериопланктон шельфовой части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 949–954.
12. *Романова Н.Д., Сажин А.Ф.* Взаимосвязь между объемом бактериальных клеток и содержанием в них углерода // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 556–565.
13. *Сажин А.Ф., Мошаров С.А., Романова Н.Д. и др.* Планктонное сообщество Карского моря ранней весной // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 246–248.
14. *Саввичев А.С., Захарова Е.Е., Веслополова Е.Ф и др.* Микробные процессы циклов углерода и серы в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 942–957.
15. *Суханова И.Н.* Отчет отряда фитопланктона // Научный отчет экспедиции 66 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море (13 июля–21 августа 2016 г.). М.: ИО РАН, 2016. С. 132–141.
16. *Теплинская Н.Г.* Бактериальная трансформация соединений азота, углерода, серы и фосфора в субантарктических донных отложениях // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. 2007. Т. 15. С. 581–589.
17. *Amon R.M., Meon B.* The biogeochemistry of dissolved organic matter and nutrients in two large Arctic estuaries and potential implications for our understanding of the Arctic Ocean system // Marine Chemistry. V. 92. P. 311–330.
18. *Fenchel T.* The microbial loop – 25 years later // J. of Experimental Marine Biology and Ecology. 2008. V. 366. P. 99–103.
19. *Garneau M.-E., Vincent W.F., Terrado R., Lovejoy C.* Importance of particle-associated bacterial heterotrophy in a coastal Arctic ecosystem // J. Marine Systems. 2009. P. 185–197.
20. *Gordeev V., Martin J., Sidorov I., Sidorova M.* A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // American Journal of Science. 1996. V. 296. P. 664–691.
21. *Holmes R.M., McClelland J.W., Tank S.E. et al.* Arctic Great Rivers Observatory. 2018. Water Quality Dataset, Version YYYYMMDD. https://www.arcticgreatrivers.org/data
22. *Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J. et al.* Seasonal and Annual Fluxes of Nutrients and Organic Matter from Large Rivers to the Arctic Ocean and Surrounding Seas // Estuaries and Coasts. 2012. V. 35. P. 369–382.
23. *Holmes R.M., McClelland J.W., Raymond P.A. et al.* Lability of DOC transported by Alaskan rivers to the Arctic Ocean // Geophys. Res. Letters/ 2008. V. 35.
24. *Kamiya E., Izumiyama S., Nishimura M. et al.* Effects of fixation and storage on flow cytometric analysis of marine bacteria // J. of Oceanography 2007. V. 63. P. 101–112.
25. *Kirchman D.L., Malmstrom R.R., Cottrell M.T.* Control of bacterial growth by temperature and organic matter in the Western Arctic // Deep-Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography. 2005. V. 52. P. 3386–3395.
26. *Kopylov A.I., Sazhin A.F., Zabotkina E.A. et al.* Virioplankton of the Kara Sea and the Yenisei River estuary in early spring. Estuarine // Coastal and Shelf Science. 2019. V. 217. P. 37–44.
27. *Lebaron P., Servais P., Baudoux A.-C. et al.* Variations of bacterial-specific activity with cell size and nucleic acid content assessed by flow cytometry // Aquatic Microbial Ecology. 2002. V. 28. P. 131–140.
28. *McClelland J.W., Holmes R.M., Dunton K.H., Macdonald R.W.* The Arctic Ocean Estuary // Estuaries and Coasts. 2012. V. 35. P. 353–368.
29. *Meon B., Amon R.M.* Heterotrophic bacterial activity and fluxes of dissolved free amino acids and glucose in the Arctic rivers Ob, Yenisei and the adjacent Kara Sea // Aquatic Microbial Ecology. 2004. V. 37. P. 121–135.
30. *Mosharov S.A., Sazhin A.F., Druzhkova E.I., Khlebopashev P.V.* Structure and Productivity of the Phytocenosis in the Southwestern Kara Sea in Early Spring // Oceanology. 2018. V. 58. P. 396–404.
31. *Osadchiev A.A., Izhitskiy A.S., Zavialov P.O. et al.* Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn // J. of Geophys. Res.: Oceans. 2017. V. 122. P. 5916–5935.
32. *Polukhin A.A., Makkaveev P.N.* Features of the continental runoff distribution over the Kara Sea // Oceanology. 2017. V. 57. P. 19–30.
33. *Porter K.G., Feig Y.S.* The use of DAPI for identifying and counting aquatic microflora // Limnology and oceanography. 1980. V. 25. P. 943–948.
34. *Saliot A., Cauwet G., Cahet G. et al.* Microbial activities in the Lena River delta and Laptev Sea // Marine Chemistry. 1996. V. 53. P. 247–254.
35. *Sherr B.F., Sherr E.B., Andrew T.L. et al.* Trophic interactions between heterotrophic protozoa and bacterioplankton in estuarine water analyzed with selective

metabolic inhibitors // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1986. V. 32. P. 169–179.

36. *Sorokin Y.I., Sorokin P.Y.* Plankton and Primary Production in the Lena River Estuary and in the Southeastern Laptev Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1996. V. 43. P. 399–418.
37. *Vallières C., Retamal L., Ramlal P. et al.* Bacterial production and microbial food web structure in a large arctic river and the coastal Arctic Ocean // J. of Marine Systems. 2008. V. 74. P. 756–773.
38. *Vosjan J.H., van Noort G.J.* Enumerating nucleoid-visible marine bacterioplankton: bacterial abundance determined after storage of formalin fixed samples agrees with isopropanol rinsing method // Aquatic microbial ecology. 1998. V. 14. P. 149–154.
39. *Weisse T.* The microbial loop in the Red Sea: Dynamics of pelagic bacteria and heterotrophic nanoflagellates // Marine ecology progress series. 1989. V. 55. P. 241–250.

Seasonal Variability of Bacterioplankton of the Enisey Estuary

N. D. Romanova[a, #], M. A. Boltenkova[b]

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

[b]*Murmansk Marine Biological Institute, Kola Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia*

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

Based on materials collected in different seasons in the area of the Yenisei estuary, as well as literature data, an attempt was made to assess the extent and pattern of the seasonal variability of microbial communities. In all the seasons under concideration, one can distinguish three zones in the estuary, based on the salinity values. The abundance and activity of bacterioplankton may vary by an order of magnitude. In waters with salinity values less than 2.5, the average abundance values were 254, 2741 ± 394 and 2069 ± 185 × 10^3 cells/ml in spring, summer and autumn, respectively. At salinity values of more than 18, the bacterial abundance in the same seasons was 196 ± 50, 683 ± 184 and 125 ± 24 × 10^3 cells/mL, respectively. Similar changes were observed in the distribution of biomass. Production and activity characteristics were distributed unevenly distribution, maximum values were observed in the summer period. The distribution of abundance within the zones identified by salinity indices is probably caused by small-scale distribution of organic matter, phytoplankton, and suspended matter. The contribution of the heterotrophic component of the microbial community is essential in the early spring period. Despite the noted correlations in the distribution of bacterial abundance and activity, phytoplankton and organic carbon, the pattern of their distribution differed along the salinity gradient.

Keywords: bacterioplankton, arktik estuary, seasonal variability

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 97–103

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 502.08 и 574

ПОПУЛЯЦИОННАЯ СТРУКТУРА КРАБА-ВСЕЛЕНЦА (*CHIONOECETES OPILIO*) В КАРСКОМ МОРЕ (ТРАЛОВЫЕ СБОРЫ И ВИДЕОУЧЕТ)

© 2020 г. А. К. Залота[1, *], В. А. Спиридонов[1], С. В. Галкин[1], А. А. Пронин[1]

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

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

Поступила в редакцию 10.08.2018 г.
После доработки 10.08.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

В работе представлены результаты изучения структуры популяции краба-вселенца *Chionoecetes opilio* в западной части Карского моря у пролива Карские Ворота с использованием двух методик: сборов тралом Сигсби и видеонаблюдения. При помощи буксируемого необитаемого подводного аппарата “Видеомодуль” плотность популяции крабов оценена в 2016 г. в 0.55 экз/м^2 г., а в 2017 г. – 0.17 экз/м^2 и 0.09 экз/м^2. При сравнении размерной структуры популяции краба, полученной на основании двух методов, различий выявлено не было. Исключением является возможный недоучет молоди размером с шириной карапакса <20 мм при использовании “Видеомодуля”. Минимальный размер ширины карапакса у исследованной популяции крабов был ~10 мм, максимальный – 127 мм. Оба метода выявили присутствие всех стадий роста краба, что свидетельствует об успешном выживании и развитии вида в западной части Карского моря. Адекватная оценка развития инвазии вида-вселенца *C. opilio* в Карском море требует проведения ежегодных видео наблюдений в районах, представляющих характерные биотопы на разном удалении от Карских Ворот.

Ключевые слова: Карское море, чужеродные виды, Decapoda, размерная структура

DOI: 10.31857/S0030157420010256

ВВЕДЕНИЕ

Краб-стригун (*Chionoecetes opilio*) относится к семейству Oregonidae – практически единственной группы настоящих крабов (Brachyura), представители которой обитают в арктических морях. Его естественный ареал охватывает северную часть Тихого океана от Берингова пролива до вод Британской Колумбии и северной части Японского моря, Чукотское море с отдельными находками в восточной части Восточно-Сибирского моря и западной части моря Бофорта, а также Северо-Западную Атлантику от крайнего северо-западного побережья США до Девисова пролива [11, 27].

В 1996 г. краб-стригун был обнаружен в Баренцевом море [8], что, очевидно, явилось, результатом интродукции [10, 13, 24]. Развитие инвазии краба-стригуна в Баренцевом море хорошо документировано. В настоящее время вид обитает практически по всему центральному, восточному, северо-восточному шельфу бассейна, а также в Печорском море [2, 8]. В 2012 г. взрослые крабы и личинки были отмечены на нескольких станциях в юго-западной части Карского моря [6], а в 2013 г. крабы были обнаружены в юго- и в северо-восточной частях моря [10].

ИО РАН были проведены три экспедиции, которые позволяют проследить развитие инвазии *Chionoecetes opilio* в Карском море. В 2011 г. крабы были встречены на единственной станции в западном отроге желоба Святой Анны вблизи границы с Баренцевым морем. В 2014 г. встречаемость крабов-стригунов на станциях с глубинами от 50 до 450 м составила 60%, а в западной части моря она приближалась к 75%; молодь стригунов встречена в заливах восточного побережья Новой Земли [12, 30]. Если ранее очевидную роль в формировании карской группировки стригунов играл занос личинок из Баренцева моря, то к середине 2010-х годов появились признаки местного воспроизводства вида [5, 30].

До вселения краба-стригуна, в донных сообществах Карского шельфа практически отсутствовали массовые крупные беспозвоночные хищники. Состав и распределение донных сообществ в западной части Карского моря в XX–начале XXI века характеризовались стабильностью [1, 7, 14], что отличает этот бассейн от Баренцева моря [4]. Вселение краба-стригуна в Карское мо-

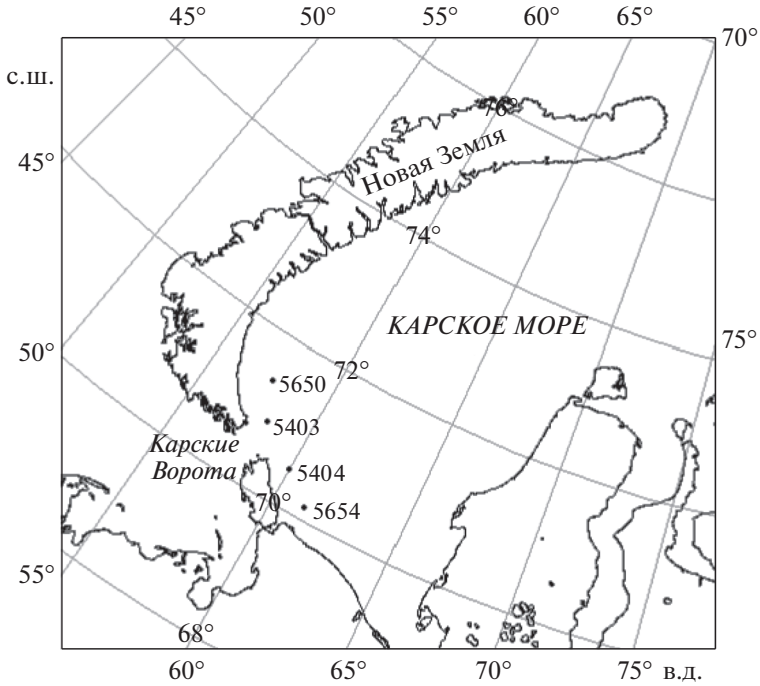


Рис. 1. Схема положения точек траления и видеотрансект, выполненных в Карском море у пролива Карские ворота в 66-м (2016 г.) и 69-м (2017 г.) рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

ре является уникальным случаем и дает возможность наблюдения за развитием инвазии чужеродного вида и отклика на нее практически интактной арктической экосистемы, не подвергавшейся воздействию других видов-вселенцев и промысла.

Небольшие исследовательские тралы могут быть достаточно эффективны для поимки крабов, но количественная оценка популяции с их помощью затруднительна. Рыбохозяйственные институты проводят учетные съемки с помощью стандартной модели промыслового трала, путь которого по дну и полоса захвата могут быть относительно точно оценены. Однако съемка с применением подобной методики, которая выполняется ПИНРО и норвежскими Институтом морских исследований [19], является дорогостоящим исследованием, и ее проведение в районах, не представляющих промысловый интерес, таких как Карское море, маловероятно. Водолазный сбор и учет крабов возможен только для некоторых видов в районах с высокой прозрачностью воды и небольшими глубинами [29], что существенно сужает применимость данного метода. Видеонаблюдения за донными сообществами представляются удобным и эффективным методом оценки параметров популяции крабов.

Данная работа посвящена сравнению данных, полученных с помощью траловых сборов и видео наблюдений за популяцией краба-стригуна, полученных в западном районе Карского моря, прилежащем к проливу Карские Ворота, в 2016 и 2017 гг. Основной задачей данного исследования является оценка ошибок при использовании разных орудий, и формулировка рекомендаций по наиболее эффективному и информативному способу изучения вселения краба-стригуна в Карское море.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В ходе 66-го рейса научно-исследовательского судна НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2016 г. на двух станциях в районе пролива Карские Ворота (рисунок) были собранны пробы с использованием трала Сигсби шириной 1.5 м и высотой 35 см. Трал был оснащен двойным мешком: наружный мешок сделан из двойной узловой капроновой дели с ячеей 45 мм; внутренний – из дели с ячеей 4 мм. Полученную пробу последовательно промывали на стальных ситах с ячеей 10 и 1 мм. Из всей траловой пробы были отобраны крабы-стригуны (*Chionoecetes opilio*). У всех собранных крабов был определен пол по визуальным признакам и измерена ширина карапакса (ШК) при помощи штангенциркуля.

В том же районе, в 2016 и 2017 гг. в ходе 66-го и 69-го рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш” произведена видеосъемка дна с помощью буксируемого необитаемого подводного аппарата (БНПА) “Видеомодуль”, разработанного и изготовленного в Институте океанологии РАН. Обо-

Таблица 1. Координаты начала и средняя глубина видеотрансект и тралений произведенных в ходе 66-го и 69-го рейсов НИС "Академик Мстислав Келдыш" в 2016 и 2017 гг.

	Метод/станция	Средняя глубина, м	Координаты начала трансекты	
2017 г.	Видео 5650	275	71°22′99′ с.ш.	57°36′32′ в.д.
	Видео 5654	229	70°09′96′ с.ш.	61°14′13′ в.д.
2016 г.	Трал 5403	224	70°53′0′ с.ш.	58°17′7′ в.д.
	Видео и трал 5404	161	70°30′0′ с.ш.	59°59′9′ в.д.

рудование БНПА "Видеомодуль" включает систему управления и передачи данных, позволяющую передавать команды управления и получаемую информацию между судном и буксируемым телом по оптическому кабель-тросу в режиме реального времени. Также имеются системы навигации, регистрации глубины, три видеокамеры (одна из них высокого разрешения, настроена для проведения плановой съемки), шесть светильников заливающего света и два лазерных указателя масштаба, проецируемых на дно. Таким образом, использование БНПА "Видеомодуль" позволяет получать навигационно привязанные (в том числе по глубине), пространственно ориентированные и масштабированные фото- и видеоизображения дна с присутствующими на них животными [9].

Полученные видеотреки просмотрены с помощью программы Media Player Classic – Home Cinema в режиме полного экрана. Снимки с экрана были разделены на группы в соответствии с размером дна на изображении. Была измерена высота и ширина кадра, расстояние между двумя точками лазерного указателя масштаба и ширина карапакса присутствующих на изображениях крабов. Все промеры кадров были переведены в реальные размеры с учетом расстояния между отметками лазеров на грунте, которое в 2016 г. составляло 60 см, а в 2017 г. – 20 см.

Для оценки размерной структуры популяции использовался анализ разделения смешанного распределения на нормально распределенные группы, выполненный с использованием пакета программного обеспечения PAST [17]. Для выявления наиболее пригодной модели были использованы показатели критерия Акаике [15] и параметр логарифмического правдоподобия (log likelihood). Расчеты были выполнены с 50-кратной повторностью для выявления наиболее стабильного результата.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В 2016 г. в Карском море в районе пролива Карские Ворота были выполнены два траления (станции 5403 и 5404, табл. 1).

На ст. 5403 донные осадки были составлены сметанообразным илом. В траловой пробе по результатам визуальной оценки по численности преобладали: *Ophiopleura borealis, Chionoecetes opilio*, *Molpadia borealis* и *Bathyarca glacialis*. Также были представлены: *Gersemia fruticosa*, *Dendronotus robustus, Pontaster tenuispinus, Gorgonacephalus arcticus*, *Ophioscolex glacialis*.

На ст. 5404 осадки были схожими. Животных в траловом улове было очень мало. По результатам визуальной оценки численности доминирующими видами были *Chionoecetes opilio*, *Ctenodiscus crispatus*, *Ophioscolex glacialis.* Присутствовало также много мелких амфипод.

На ст. 5404 также была произведена видеосъемка на трансекте, заложенной в тех же координатах, что и траление. На видео треке видно очень ровное илистое дно, без каких бы то ни было включений. Из животных были видны только крабы опилио разного размера.

В 2017 г. у пролива Карские Ворота со стороны Карского моря было выполнены две видеотрансекты на станциях 5650 и 5654 (табл. 1).

На ст. 5650 рельеф дна в обследованном районе был сглаженный, поверхность осадка светло-коричневая со следами биотурбации. Донное сообщество представляло собой типичный биоценоз с доминированием крупных офиур *Ophiopleura borealis*, характерный для ложа и склона Новоземельской впадины, и крабов *Chionoecetes opilio*. По предварительным оценкам, в этом биотопе обнаружено около 20 видов макробентоса.

На ст. 5654 рельеф дна в целом не отличается от предыдущей станции, при этом донное сообщество имело иной состав. Здесь полностью отсутствовала *Ophiopleura borealis*. Из макрофауны были обычны крабы *Chionoecetes opilio*, Ceriantharia (*Cerianthus lloydi*), розовые Actiniaria (возможно *Hormathia digitata*), Alcyonaria (*Gersemia* spp.), крупные Asteroidea (преимущественно *Urasterias lincki*), и *Gorgonocephalus arcticus*.

Всего за два года в исследуемом районе с помощью видеозаписей на материале 3796 кадров было обследовано 2153 м^2 поверхности дна. Плотность крабов-стригунов с карской стороны пролива Карские Ворота варьировала от 0.09 до 0.55 экз/м^2, местный вид крабов-пауков был встречен единично лишь в 2017 г. (табл. 2).

Таблица 2. Количество и плотность краба-стригуна *Chionoecetes opilio*, находки краба *Hyas araneus* и общие статистические характеристики видеотрансект 2016 и 2017 гг.

	2016 г.	2017 г.	
	ст. 5404	ст. 5650	ст. 5654
Количество краба-стригуна	118	193	74
Плотность краба-стригуна на м^2	0.55	0.17	0.09
Количество *Hyas araneus*	0	16	2
Общая площадь трансекты м^2	213	1150	791
Средняя площадь кадра м^2	0.5	0.7	0.5
Общее число просмотренных кадров	443	1789	1564

Плотность поселения краба-опилио в 2016 г. на ст. 5404 составляла 0.55 экз/м^2 и существенно превосходила численность вида двух станций 2017 г. – 0.17 экз/м^2 на ст. 5650 и 0.09 экз/м^2 на ст. 5654 (табл. 2). Это может быть связано с различающимися сообществами при сильном отличии глубин (почти на 100 м), обследованных в разные годы, или является отражением сезонной/межгодовой популяционной динамики – наблюдения 2017 г. выполнены в более поздний биологический сезон.

На ст. 5403 (глубина 224 м) в 2016 г. и на ст. 5650 (глубина 275 м) в 2017 г. по визуальной оценке было обнаружено схожее бентосное сообщество с доминированием *Ophiopleura borealis*. На ст. 5403 видеосъемка не проводилась, что не дает возможности сделать сравнительную оценку между годами.

На всех трех станциях, где производилась видеосъемка, донные сообщества различались. Отметим, что на ст. 5404 в траловых сборах было обнаружено очень небольшое количество организмов помимо крабов, не смотря на то, что трал пришел с наполнением и грунтом сходными со ст. 5403. Эти станции различались по глубине примерно на 60 м, но этот фактор не является основным, влияющим на обилие бентоса. Мы предполагаем, что бедность донной фауны в районе, где выполнена ст. 5404, связана с воздействием хищного чужеродного краба, популяция которого достигает здесь высокой плотности (0.55 экз/м^2). Для подтверждения этой гипотезы необходимы сезонные и многолетние наблюдения, выполненные по единой методике. Сочетание видео наблюдений, которые позволяют сравнить плотность поселения крабов и оценить состав мегазообентоса, и количественных сборов при помощи дночерпателей позволит получить соответствующие достоверные оценки.

Анализ размерной структуры популяции краба-стригуна с восточной стороны от пролива Карские Ворота был проведен при помощи разделения смешанного распределения на нормально распределенные группы для всех обнаруженных крабов. Были использованы материалы видео трансект, полученные в 2016 и 2017 гг., и совмещенные данных по улову 2 тралений, выполненных в 2016 г. (табл. 3). Из исходных видеоданных 2017 г. (ст. 5650) были удалены несколько экземпляров крабов с размерами карапакса <20 мм; из данных 2016 г. – экземпляры >70 мм (ст. 5654, траловые сборы) и >100 мм (все видеотрансекты и траловые сборы). Такая корректировка данных была необходима для статистического анализа в связи с малым количеством обнаруженных крабов в этих размерных группах, соответствующих ранним (до V) и поздним (более XI) стадиям роста [16, 22]. Удаления этих данных из анализа понизило шум и позволило выявить размерные группы с более высокой точностью. В свою очередь, удаленные данные были вручную добавлены в список обнаруженных размерных групп, соответствующих стадиям роста (отмечены звездочкой в табл. 3).

Рост *Chionoecetes opilio* как промыслового вида, достаточно хорошо изучен. В литературе представлен ряд описаний размерной структуры популяций краба-стригуна в различных районах обитания [например, 16, 22, 23, 26]. Молодь и неполовозрелые крабы-стригуны проходят через серию стадий роста (СР) (instars) [20, 25, 28]. Относительное увеличение размеров неполовозрелых крабов (ШК до 40–60 мм) после линьки и средние размеры стадий роста несущественно меняются в пределах ареала краба-стригуна [18, 21, 26]. После пубертатной линьки прирост уменьшается за счет развития половых органов, и дальнейшие размеры крабов сильно зависят от температуры и наличия пищевой базы [16, 26]. В размерном составе крабов, оцененном нами с помощью траловых сборов и видео наблюдений, выявлены размерные группы, чьи средние размеры схожи с размерами стадий роста неполовозрелых крабов по литературным данным (римские цифры в табл. 3). При сравнении выявленных размерных групп по данным траловых сборов и

Таблица 3. Состав размерных групп особей *Chionoecetes opilio* обнаруженных на видеотрансектах и собранных тралом

Станции	Стадии роста и средняя ширина карапакса, мм									Akaik	log. Ikhood	*n*
видео 2017 г.	IV	V	VI–VII	VIII	IX	X	XI	XII	>XI			
5650	11.1*	16.3****		34.4		53.5		79.9		1169	–578.2	203
5654					48.9		64.3	78.8***		461.4	–226.5	89
Все		15.5		39.8		54.8		78.9		1783	–883.5	295
2016 г. 5404			21.8	31.2	45.1	56.9		79.6	115.3**	1065	–522	183
Два трала 2016 г. ст. 5403 и 5404 вместе												
Самцы				35.8			63.2		114**	129.7	–59.5	20
Самки		14.9**	24.3		45.5					126.2	–57.93	22
Все	10.2*	14.9**	24.5	35.1	45.1	57.2		71*	114**	237.4	–108.4	41

Примечание. Размерные группы были выявлены при анализе разделения смешанного распределения на нормально распределенные группы, кроме отмеченных звездочкой. *n* – количество особей используемых в статистическом анализе (не включают *).

* 1 особь.
** 2 особи.
*** 3 особи.
**** 6 особи.

Стадии роста (римскими цифрами) соответствуют литературным данным [2, 16].

видеонаблюдений 2016 г. отличий почти не обнаружено, за исключением отсутствия крабов размера менее 20 мм в видео материалах. Траловые сборы позволяют проводить раздельный анализ размерных групп для самцов и самок для выявления различий роста, связанных с полом. По материалам видеонаблюдений такой анализ невозможен, равно как и выявление икроносых самок. Однако количество особей, учтенных в видеонаблюдениях больше (295 особей на одной видео трансекте против 41 особи в двух тралениях) и, соответственно, достоверность статистического анализа гораздо выше при использовании видеоданных.

При анализе видеотрансект необходимо принимать во внимание возможные ошибки, связанные с: технической спецификой метода (разрешением камеры, высоты камеры над грунтом и т.д.), физических параметров изучаемого района (прозрачностью воды, рельефом и плотностью осадков и т.д.) и биологией изучаемого объекта (размеры, поведение, трудности в определении вида и т.д.).

Все три видеотрансекты выполнены на илистом грунте, в который крабы-стригуны способны закапываться. В материалах видеонаблюдений хорошо видно, как крабы частично или полностью погружены в субстрат, и на поверхности грунта заметен только их силуэт. В большинстве случаев такие крабы имели небольшие (ШК ≤ 30 мм) размеры. Таким образом, можно предположить, что при видео обследовании дна с рыхлым грунтом зарывающиеся молодые крабы могут быть существенно недоучтены. Ошибка учета крабов, связанная с их закапыванием в грунт подтверждается почти полным отсутствием в материалах видеонаблюдений молоди крабов (ШК ≤ 14 мм), для которой характерно такое поведение. Возможно также, что разрешение видеозаписи часто не позволяет распознать наличие особей этой размерной группы. Однако в траловых сборах 2016 г. также, как и на видеозаписи, почти отсутствовали крабы с шириной карапакса <20 мм, и был обнаружен только один краб с ШК 10.2 мм. В данном случае, результаты видеоряда не существенно отличались от материалов траловых сборов. На видео, полученных в 2017 г. было обнаружено небольшое количество крабов со средней шириной карапакса 16 мм и один краб размером 11 мм. В целом, следует сказать, что обнаружения крабов с ШК < 20 мм с помощью видеосъемки следует рассматривать лишь как качественные данные, которые подтверждают присутствие молоди, но не дают адекватной оценки численности.

Второй существенной проблемой учета краба-стригуна при помощи видеосъемки является присутствие в донных сообществах другого, схожего по форме нативного краба *Hyas araneus*. Несмотря на то, что местный краб не дорастает столь крупных размеров (ШК до 60 мм), при определенных ракурсах он практически не отличим от краба-стригуна с близким размером. Задача отличия двух крабов еще больше усложняется при малых размерах особей, так как крабы-стригуны на ранних стадиях роста имеют более вытянутый карапакс, сходный по конфигурации с карапаксом *H. araneus* [30], что еще более затрудняет их идентификацию. В приведенных выше результатах

(табл. 2) показаны существенные межгодовые отличия в количестве находок краба *H. araneus*. В наших траловых сборах 2016 г. этот краб также не был обнаружен. Таким образом, надежно трактовать данные видео учета численности *Chionoecetes opilio* можно только имея контрольные траловые сборы из изучаемого биотопа.

Крупные крабы-стригуны ведут подвижный образ жизни [3] и при их учете с помощью трала или видеонаблюдений возникает вопрос о возможном избегании особями орудий. Трал Сигсби двигается по грунту медленно и крупные крабы способны уйти от движущегося орудия. При этом наши материалы показывают, что в трал Сигсби все же попадаются крупные особи (табл. 3). Видеомодуль не задевает дна и не создает сильных возмущений донной среды, однако он толкает перед собой воду и ярко освещает поверхность дна, что может распугивать крабов. При просмотре видео рядов случаи избегания крабами попадания в кадр были достаточно очевидны – на илистом грунте при любом движении крупных организмов возникало облако мути. В ряде случаев на видеозаписи отмечен процесс убегания краба из "кадра" в ходе учета. В целом, присутствие облака мути на видео трансектах было довольно редким (5–6 при протяженности трансекты около 1 км). Даже если считать, что этот феномен связан только с движением крабов и не принимать во внимание донных рыб, можно говорить о низком влиянии приближения видеомодуля на поведение особей.

Наши материалы позволяют заключить, что наиболее информативный способ изучения количественного распространения и размерной структуры популяции чужеродного краба-стригуна в Карском море состоит в комбинированном использовании траловых сборов и видео обследования. Для оценки плотности поселения и размерной структуры крабов шириной карапакса >20 мм необходимо производить ежегодные видеонаблюдения в стандартных точках/районах, представляющих характерные биотопы. Для более детального изучения размерной структуры поселений краба-стригуна с учетом младших стадий, половой структуры популяции и морфометрических изменений в ходе роста необходимы траловые сборы с периодичностью в 3–4 года.

Благодарности. Мы выражаем глубокую благодарность членам команды и научному составу принявших участие в рейсах научно-исследовательского судна НИС "Академик Мстислав Келдыш" в 2016 и 2017 гг. в Карское море. Мы особенно благодарны участникам отрядов бентоса и инженерно-технических исследований.

Источник финансирования. Полевые исследования проводились в рамках Государственного задания ИО РАН № 0149-2019-0008, анализ данных проведен при поддержке РФФИ (проект № 18-05-70114).

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 КНЦ РАН, 1989. С. 127–137.
2. *Баканев С.В., Жак Ю.Е., Павлов В.А.* Пространственное распределение краба-стригуна опилио в Баренцевом море // Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях / Ред. Соколов К.М. и др. Мурманск: ПИНРО, 2016. С. 74–84.
3. *Горянина С.В.* Первые данные о миграционной активности краба-стригуна Опилио в Баренцевом море. Промысловые Беспозвоночные // Сборник материалов VIII Всероссийской научной конференции / Ред. Буруковский Р.Н., Нигматуллин Ч.М. Калининград: КГТУ, 2015. С. 54–56.
4. *Денисенко С.Г.* Биоразнообразие и биоресурсы макрозообентоса Баренцева моря. СПб.: Наука, 2013. 285 с.
5. *Залота А.К.* Чужеродные виды десятиногих ракообразных (Crustacea Decapoda) в морях России и сопредельных водах: Дис. ... канд. Гидробиология: 03.02.10. М.: 2006. 234 с.
6. *Зимина О.Л.* Находка краба-стригуна в Карском море // Биология моря, 2014. Т. 40. № 6. С. 497–499.
7. *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.
8. *Кузьмин С.А., Ахтарин С.М., Менис Д.Т.* Первые находжения краба-стригуна *Chionoecetes opilio* (Decapoda, Majidae) в Баренцевом море // Зоол. журн. 1998. Т. 77. № 4. С. 489–491.
9. *Пронин А.А.* Методика сбора и представления материалов видеосъемки дна с помощью необитаемого подводного аппарата "Видеомодуль" // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2017. № 12-1. С. 142–147.
10. *Соколов А.М.* Интродукция краба-стригуна в Карское море. Пример дальнейшей адаптивной стратегии этого вида в российском секторе Арктики (по результатам исследований ПИНРО в 2013 г.) // Рыбное хозяйство. 2014. № 6. С. 63–67.
11. *Соколов К.М., Павлов В.А.* Пространственное распределение краба-стригуна опилио/ Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях / Ред. Соколов К.М. и др. Мурманск: ПИНРО, 2016. С. 9–17.
12. *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.: ИО РАН, 2015. С. 179–183. ISBN 978-5904761-49-3.
13. *Стрелкова Н.А.* Об акклиматизации краба-стригуна опилио в водах Баренцева и Карского морей //

Краб-стригун опилио *Chionoecetes opilio* в Баренцевом и Карском морях / Ред. Соколов К.М. и др. Мурманск: ПИНРО, 2016. С. 17–35.

14. *Филатова З.А., Зенкевич Л.А.* Количественное распределение донной фауны Карского моря // Тр. Всесоюзн. гидробиол. об-ва. 1957. Т. 8. С. 3–62.
15. *Akaike H. A* new look at the statistical model identification // IEEE Transactions on Automatic Control. 1974. V. 19. P. 716–723.
16. *Alunno-Bruscia M., Sainte-Marie B.* Abdomen allometry, ovary development, and growth of female snow crab, *Chionoecetes opilio* (Brachyura, Majidae), in the northwestern Gulf of St. Lawrence // Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences. 1998. V. 55. № 2. P. 459–477.
17. *Hammer Ø.* PAST: Paleontological STudies Version 3.0: Reference Manuel. Natural History Museum. Olso. 2013. http://folk.uio.no/ohammer/past/past3manual.pdf [последнее посещение 01.10.2015].
18. *Ito K.* Ecological studies on the edible crab *Chionoecetes opilio* (O. Fabricius) in the Japan Sea. II. Age and growth as estimated on the basis of the seasonal changes in the carapace width frequencies and the carapace hardness // Bull. Jpn. Sea Reg. Fish. Res. Lab., 1970. V. 22. P. 81–116.
19. Joint Norwegian-Russian Commission on Environmental Protection 2016 https://www.barentsportal.com/barentsportal/index.php/en/more/about-us [последнее посещение 31.07.2018]
20. *Kon T.* Fisheries biology of the Tanner crab. IV. The duration of the planktonic stages estimated by rearing experiments of larvae // Bull. Jap. Soc. Sci. Fish., 1970. № 36. P. 219–224.
21. *Kon T.* Studies on the life history of the zuwaicrab,Chionoecetesopilio (O. Fabricius) // Spec. Publ. Sado Mar. Biol. Stn., Niigata Univ., 1980. Ser. 2. 64 p.
22. *Lovrich G.A., Sainte-Marie B., Smith B.D.* Depth distribution and seasonal movements of *Chionoecetes opilio* (Brachyura: Majidae) in Baie Sainte-Marguerite, Gulf of Saint Lawrence // Canadian Journal of Zoology, 1995. V. 73. № 9. P. 1712–1726.
23. *Ogata T.* Studies on the population biology of the edible crab, *Chionoecetes opilio* O. Fabricius in the Japan Sea Region // Mar. Sci. Men. 1973. V. 5. № 3. P. 27–33.
24. *Pavlov A.V., Sundet J.H.* Snow crab // The Barents Sea ecosystem, resources, management. Half a century of Russian-Norvegian cooperation. Trondheim: Tapir Academic Press, 2011. P. 168–172.
25. *Robichaud D.A., Bailey R.F. J., Elner R.W.* Growth and distribution of snow crab, *Chionoecetes opilio*, in the southeastern Gulf of St. Lawrence // J. Shellf. Res. 1989. V. 8. P. 13–23.
26. *Sainte-Marie B., Raymond S., Brêthes J.-C.* Growth and maturation of the benthic stages of male snow crab, *Chionoecetes opilio* (Brachyura: Majidae) // Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences. 1995. V. 52. № 5. P. 903–924.
27. *Squires H.J.* Decapod Crustacea of the Atlantic coast of Canada // Canadian Bulletin Fisheries Aquatic Sciences. 1990. V. 221. P. 1–532.
28. *Watson J.* Biological investigations on the spider crab Chionoecetes opilio // Can. Fish. Rep. 1969. V. 13. P. 23–47.
29. *Zalota A.K., Spiridonov V.A., Kolyuchkina G.A.* In situ observations and census of invasive mud crab *Rhithropanopeus harrisii* (Crustacea: Decapoda: Panopeidae) applied in the Black Sea and the Sea of Azov // Arthropoda Selecta. 2016. V. 25. № 1. P. 39–62.
30. *Zalota A.K., Spiridonov V.A., Vedenin A.A.* Development of snow crab *Chionoecetes opilio* (Crustacea: Decapoda: Oregonidae) invasion in the Kara Sea // Polar Biology. 2018. https://doi.org/10.1007/s00300-018-2337-y

Population Structure of Alien Snow Crabs (*Chionoecetes opilio*) in the Kara Sea (Trawl and Video Sampling)

A. K. Zalota[a, #], V. A. Spiridonov[a], S. V. Galkin[a], A. A. Pronin[a]

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

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

The paper presents results of population structure study of alien snow crabs, *Chionoecetes opilio*, in the western part of the Kara Sea near the Kara Strait using two methods: Sigsby trawling and video surveillance. With the help of a towed unmanned underwater vehicle "Videomodule", the population density of crabs was estimated at 0.55 ind/m^2 in 2016, and 0.17 and 0.09 ind/m^2 in 2017. No differences have been revealed when comparing the size structure of the crab population based on two methods. An exception is the possible underestimation when using the "Videomodule" of the younglings with carapace width <20 mm. The minimum size of carapace observed was ~ 10 mm, and the maximum – 127 mm. Both methods revealed the presence of all stages of crab growth, which indicates a successful survival and growth of this crab in the western part of the Kara Sea. An adequate assessment of the development of invasion of alien *C. opilio* in the Kara Sea requires annual video observations in the regions representing characteristic biotopes at different distances from the Kara Strait.

Keywords: Kara Sea, alien species, Decapoda, size structure

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 104–113

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 519.6:574.5

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-РАСПРЕДЕЛЕННОЙ СИСТЕМЫ “ХИЩНИК–ЖЕРТВА” С ПЕРИОДИЧЕСКИМИ МИГРАЦИЯМИ ХИЩНИКА (НА ПРИМЕРЕ СООБЩЕСТВА ГАРПАКТИКОИД И МИКРОВОДОРОСЛЕЙ ЛИТОРАЛИ БЕЛОГО МОРЯ)

© 2020 г. Е. А. Смирнова[1], А. И. Азовский[1, 2, *]

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

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

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

Поступила в редакцию 30.08.2018 г.
После доработки 10.06.2019 г.
Принята к публикации 18.06.2019 г.

Для анализа взаимодействий между литоральными гарпактикоидами и диатомовыми водорослями построена непрерывная по времени и дискретная по пространству модель “мигрирующий хищник–неподвижная жертва”. Миграции хищника носят периодический ненаправленный характер, их локальная интенсивность определяется трофическим статусом (отношением реального рациона к максимальному). Анализ “точечного” аналога модели показал, что система имеет два нетривиальных устойчивых состояния, одно из которых соответствует переэксплуатации (устойчиво низкая численность жертвы, контролируемой голодным хищником), другое – “благополучное” (сытый хищник, плотность жертвы ограничена емкостью среды). Численное моделирование показало, что при значениях параметров, близких к реальным, в пространственно-распределенной системе реализуется либо тотальный режим переэксплуатации, либо неоднородный динамический режим с образованием короткоживущих пятен хищника и жертвы, схожий с наблюдаемым в природе. Способность хищника к миграциям сужает область параметров, при которых реализуется “благоприятный” режим, однако в этой области увеличивает трофическую эффективность системы: как средняя по пространству численность жертв, так и средний рацион хищника выше, чем без миграций. Выигрыш от миграций особенно заметен в пространственно-неоднородной для жертвы среде. Введение локальной информированности хищника (миграции преимущественно в направлении высокой плотности жертвы) не оказало существенного влияния на состояние системы.

Ключевые слова: моделирование, “хищник–жертва”, миграции, динамика, пространственная неоднородность, гарпактикоиды, микрофитобентос

DOI: 10.31857/S0030157420010219

ВВЕДЕНИЕ

Пространственно-временна́я неоднородность – неотъемлемое свойство живых систем, изучение механизмов такой неоднородности необходимо для понимания функционирования сообществ. Ярким примером подобной системы является распределение бентосных рачков гарпактикоид (Harpacticoida: Copepoda). Они образуют пятна размером от 0.5 см^2 до нескольких м^2 [2, 21, 28, 38, 39, 42], расположение которых непостоянно и может сильно меняться в течение суток [2, 28]. Причины такого распределения точно неизвестны, однако наиболее правдоподобной представляется гипотеза о ведущей роли биотических факторов [25, 27, 29, 33, 40], в частности, трофических взаимодействий рачков с их основным пищевым объектом – диатомовыми водорослями. По данным полевых наблюдений, гарпактикоиды выедают до 2/3 биомассы диатомовых в сутки [24, 26, 35], однако за счет размерной селективности питания гарпактикоид процент выедания может оказаться значительно выше [20]. Очевидно, что система гарпактикоиды-диатомовые существует в весьма напряженном трофическом режиме. Кроме того, в отличие от большинства представителей мейобентоса, гарпактикоиды регулярно выходят из толщи осадков в воду. Причины и механизм, индуцирующий такие миграции, также не ясны. Возможно, именно пространственно-временна́я неоднородность, определяе-

мая миграциями, обеспечивает устойчивость системы “пища–потребитель” [19, 20].

Модель такого взаимодействия была предложена в работах Тютюнова и др. [8, 9], где были сделаны следующие допущения: частота выхода особи в воду из данной точки зависит от концентрации некоего стимула в этой точке. Выйдя в воду, особь обязательно совершает перемещение, при этом все направления перемещения равновероятны. Было показано, что рассмотренный механизм таксиса, т.е. убывание частоты выхода особи в воду при возрастании концентрации стимула, приводит к агрегированию организмов в местах с повышенной концентрацией стимула. При этом в результате бифуркации Пуанкаре–Андронова–Хопфа в системе могут возникать сложные пространственно-неоднородные режимы. В качестве возможных стимулов в работе [8] рассматривались локальная плотность жертвы, концентрация выделяемых ей метаболитов-аттрактантов и сытость хищника. Был сделан вывод, что пространственно-неоднородный режим возникает только в том случае, когда в качестве стимула используется сытость хищника.

В работах [8, 9] был проведен лишь общий качественный анализ системы, т.е. принципиальная возможность существования и устойчивости нетривиальных решений при произвольно заданных параметрах и стационарном распределении стимула. Вопросы же о характере поведения системы в конкретном диапазоне параметров и о биологической эффективности разных режимов остаются открытыми.

В настоящей работе данная модель модифицирована применительно к особенностям биологии рассматриваемой системы – гарпактикоидам и диатомовым литорали Белого моря. Следует оговориться, что мы не ставили своей задачей создание точной имитационной модели, учитывающей детали реальной литоральной системы. Целью работы было исследование принципиальных особенностей поведения дискретной по пространству версии модели [8, 9] при реалистичном выборе параметров и оценка потенциальной эффективности режимов с периодическими ненаправленными миграциями хищника.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ И ВЫБОР ПАРАМЕТРОВ СИМУЛЯЦИИ

В основе нашей модели лежат следующие допущения:

1) Популяции хищника (условные гарпактикоиды) и их жертв (условные микроводоросли) взаимодействуют на прямоугольной сетке размером 50 × 50 ячеек с непроницаемыми внешними границами. Рассматриваемая модель принадлежит не к классу моделей с явно заданным пространственным масштабом (“spatially explicit models”), а к классу пространственно-распределенных моделей с точечной матрицей (“spatially-distributed point-grid models”). В этом случае отдельная ячейка рассматривается как внутренне-однородный участок без точной привязки к конкретному пространственному масштабу. Однако, учитывая, что величины обилия мейобентоса традиционно (как и в нашей работе) приводятся на 10 см^2, а наиболее вариабельно обилие литорального микро- и мейобентоса в масштабах дециметров-метров [21, 28], представляется оправданным оценить размер ячейки порядка дециметров; таким образом, общий размер области моделирования можно приблизительно оценить как 25–100 м^2. Условия в разных ячейках для жертв могут быть одинаковыми (пространственно-однородная модель) или различными (пространственно-неоднородная модель) (см. ниже).

2) Динамика обилия (биомассы) жертв в i-ой ячейке описывается уравнением логистического роста с учетом выедания:

$$\frac{dN_i}{dt} = rN_i\left(1 - \frac{N_i}{K_i}\right) - P_iQ(N_i), \qquad (1)$$

где t – время (в сут), N – обилие жертвы, r – ее удельная скорость роста (сут$^{-1}$), K – емкость среды для жертвы, P – обилие хищника, $Q(N)$ – функциональный отклик хищника.

Суммарное обилие хищников принимали постоянным, учитывая, что время генерации гарпактикоид в северных морях сравнимо со временем моделирования (1–2 мес.) [12].

3) Для описания функционального отклика хищника была выбрана трофическая функция Холлинга III-го типа

$$Q = \frac{Q_{\max}N^2}{N^2 + L^2},$$

где Q – суточный рацион гарпактикоид (в долях от массы), $Q_{\max}$ – максимальный рацион, N – обилие водорослей, L – константа полунасыщения. Выбор этой функции обусловлен тем, что гарпактикоиды захватывают и глотают клетки диатомовых последовательно, по одной. Такому поведению хищников, в том числе – копепод, больше соответствует сигмоидальная форма отклика [31, 37, 43].

4) Мы предполагаем, что бентосные гарпактикоиды, будучи плохими пловцами, после выхода из грунта пассивно переносятся с током воды и не способны выбирать направление миграций (модель неинформированного хищника). Процесс ненаправленной миграции представляет собой равновероятное перемещение особей во все соседние ячейки, включая исходную, на расстоянии, не превышающем радиус миграций D.

Локальная динамика хищника описывалась дискретным по времени уравнением:

$$P_i(t+g) = P_i(t) - P_i(t)F_i + \frac{1}{(2D+1)^2}\sum P_{\langle D\rangle}F_{\langle D\rangle}, \quad (2)$$

где P_i – обилие хищника в i-ой точке, t – время, g – временно́й шаг модели, F_i – интенсивность миграций (% выходящих в воду особей), D – радиус миграций, $\langle D\rangle$ – окрестность i-ой точки радиусом D. В качестве стимула, побуждающего рачков к миграциям, выбрана степень удовлетворения их пищевых потребностей ($Q/Q_{\max}$). Учитывая, что в экспериментах интенсивность выхода рачков в воду резко возрастала при низкой концентрации пищи (Азовский, Чертопруд, неопубл. данные), мы приняли S-образную форму зависимости $F(Q)$:

$$F = \frac{\left(1 - Q/Q_{\max}\right)^2}{\left(1 + Q/Q_{\max}\right)^2}.$$

Таким образом, модель описывает случай периодических (с задержкой по времени), ненаправленных, стимулированных степенью голодания миграций хищника.

Система уравнений (1)–(2) решалась численным интегрированием методом Рунге–Кутты 2-го порядка с автоматическим выбором шага интегрирования. Модель реализована на языке BASIC QB64. Стандартный цикл моделирования составлял 80 шагов (40 сут). Обилие водорослей и гарпактикоид выражали в единицах биомассы (в мг/см^2).

В модели использовались следующие параметры:

g – временно́й шаг модели, через который рассчитывались значения P, Q и N (в сутках). Так как в Белом море полусуточный приливный цикл, и рачки могут только дважды выйти в воду и переместиться между участками грунта, g был выбран равным 0.5 сут;

N_0 – начальная биомасса водорослей. На литорали губы Чернореченской типичные величины суммарной биомассы микроводорослей лежат в пределах 2000–13000 мг/см^2 [4, 10, 18]. Однако, учитывая, что гарпактикоиды предпочитают отнюдь не самые обильные виды водорослей, составляющие 20–30% общей биомассы [18], среднюю начальную концентрацию пищи приняли равной 1000 мг/см^2;

r – максимальная скорость роста диатомовых. По литературным данным [3, 14–16, 41], значения r для отдельных видов микроводорослей находятся в пределах 0.5–2.2 сут$^{-1}$, для микрофитобентоса в целом – порядка 1.0 сут$^{-1}$. В модели использовались значения r от 0.5 до 1.5;

K – емкость среды для водорослей. Поскольку в литературе нет оценок емкости среды для природных популяций микрофитобентоса, мы приблизительно оценили K, сравнивая данные по скорости роста диатомовых водорослей в культуре и в природных условиях [14–16, 44]. Принимая, что рост популяций описывается логистической функцией:

$$\frac{dN}{dt} = r_{\mathrm{MAX}}N\left(1 - \frac{N}{K}\right),$$

получаем, что наблюдаемая скорость роста $r_{\mathrm{OBS}} = r_{\mathrm{MAX}}(1 - N/K)$; откуда получаем: $K/N = r_{\mathrm{MAX}}/(r_{\mathrm{MAX}} - r_{\mathrm{OBS}})$. Используя это соотношение, мы получили, что наблюдаемая в природе численность, как правило, в 1.5–6 раз (в среднем в 2.5–3.5 раза) ниже емкости среды. Поэтому мы приняли этот диапазон значений (10000–24000 мг/10 см^2) как приемлемый в первом приближении для варьирования K в модели;

P – средняя биомасса рачков (мг/10 см^2). Средняя суммарная биомасса гарпактикоид на литорали губы Чернореченской составляет 2500–3500 мг/10 см^2 [2, 10, 11, 18, 20]. Анализ имеющихся первичных данных (277 проб 2000–2013 гг.) показал, что распределение величин биомассы гарпактикоид хорошо описывается логнормальным распределением с параметрами $\ln P = 7.48 \pm 1.33$; при этом среднее значение биомассы составляет 3253.2 ± 183.5 мг/10 см^2; это значение и было принято в качестве базового значения P в модели;

$Q_{\max}$ – максимальный рацион рачков в долях от массы особи (сут$^{-1}$). Используя аллометрическое соотношение между индивидуальной массой и максимальным рационом и температурную поправку, равную 0.82 для среднесуточной температуры на поверхности донных осадков +15°C [1, 3, 7], мы получили $Q_{\max}$, равное 60% веса особи [20];

Величина концентрации полунасыщения L варьировала от 100 до 500 мг/см^2, поскольку, по литературным данным, скорость питания гарпактикоид снижается вдвое при концентрации пищи, в 2–5 раз меньшей максимального рациона [13, 17, 20];

D – радиус миграций (наибольшее количество ячеек, на которое особь может переместиться за один выход в воду). В нашем случае изменялся от 0 до 6.

Распределение раков и водорослей визуально отображалось на графических картах. На основании этих данных оценивалось “качество жизни” хищника и жертвы – средняя по популяции сытость хищника $Q/Q_{\max}$ и относительное обилие жертв N/K. Характерный размер пятен оценивали расчетом пространственной автокорреляции Морана, средний срок существования пятна – корреляцией Мантеля $R(\Delta t)$ (степень коррелированности между пространственным распределением обилий через разные промежутки времени Δt).

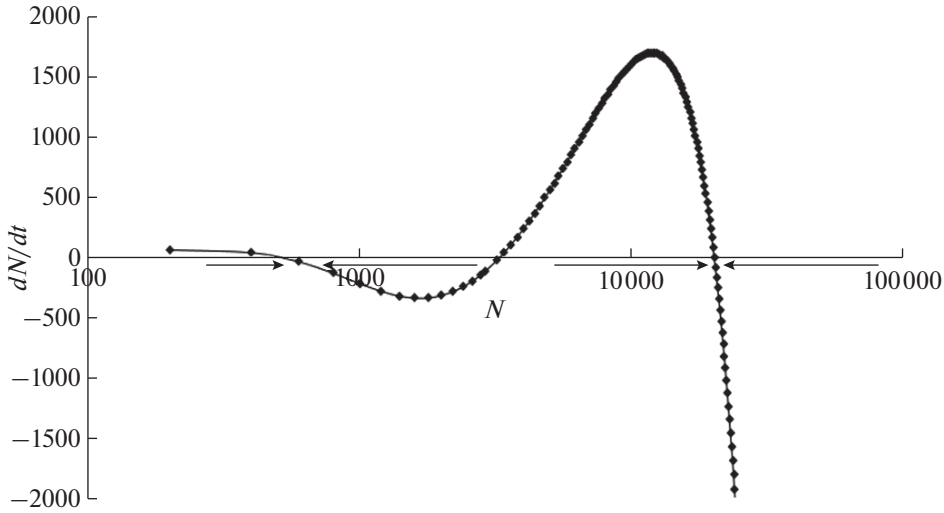


Рис. 1. Фазовый портрет точечной модели.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Точечная модель без миграций ($D = 0$). Локальное обилие хищника в такой модели постоянно, а динамика популяции жертвы описывается уравнением:

$$\frac{dN}{dt} = rN_t\left(1 - \frac{N_t}{K}\right) - PQ_{\text{MAX}}\left(\frac{N^2}{L^2 + N^2}\right).$$

Правая часть этого уравнения эквивалентна многочлену 4-ой степени от N и в общем случае имеет три положительных корня. Следовательно, в системе без миграций могут существовать 3 нетривиальных равновесных состояния (при которых $dN/dt = 0$), показанных на рис. 1.

Точки равновесия I и II являются устойчивыми (аттракторы), в то время как равновесие III – неустойчиво (репеллер). В области равновесия I наблюдается ситуация устойчивой переэксплуатации (overgrazing, [36]): численность продуцентов крайне мала и не может возрасти, так как голодный хищник выедает их практически полностью. Равновесие II – "благополучное" состояние, при котором обилие водорослей сравнительно высоко, а рацион раков приближается к максимальному. Точка III – неустойчивое равновесие, откуда система при малых возмущениях перейдет либо в точку I, либо в точку II. При отсутствии миграций система, попав в одно из устойчивых равновесий, больше не может покинуть его.

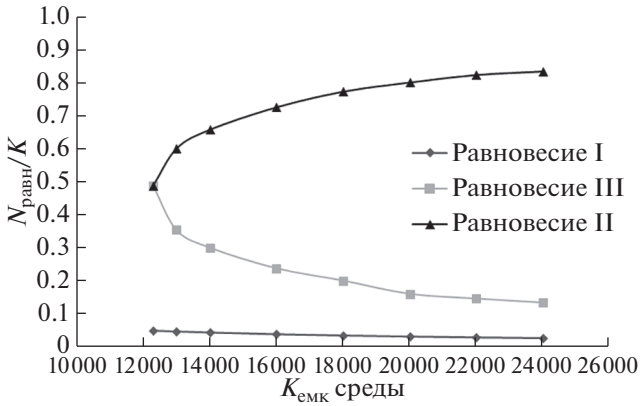


Рис. 2. Зависимость биомассы водорослей (в процентах от емкости среды K) в равновесных точках I, II и III от емкости среды K ($r = 1.2$, $L = 1200$).

Далее мы исследовали зависимость положений равновесий от различных параметров, а частности, от емкости среды K (рис. 2). Положение равновесия I не зависит от емкости среды, поскольку численность жертв удерживается хищником на низком уровне. Существенно, что при некотором критическом значении K точки равновесия II и III сливаются в одну. При емкости среды ниже критической происходит фазовый коллапс с единственным устойчивым равновесием в состоянии овергрейзинга.

Таким образом, в "точечной" модели конечное состояние системы однозначно определяется значениями параметров. Можно предположить, что наличие миграций позволяет системе в точке "перескочить" через границу неустойчивости в области равновесия III и таким образом перейти из равновесия I (состояния овергрейзинга) в благополучную область равновесия II или наоборот.

Пространственно-однородная по K модель с миграциями. В этом варианте модели емкость среды для жертв задавалась одинаковой во всех точках пространства. Мы проанализировали зависимость средней по популяции сытости хищника ($Q/Q_{\max}$) и обилия жертв (N/K) от параметров мо-

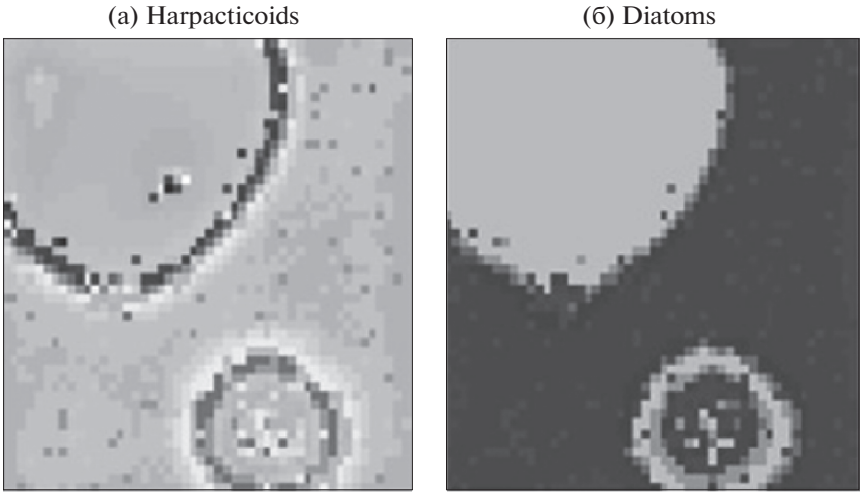


Рис. 3. Разрастание “зоны голода” (а) – гарпактикоиды, (б) – водоросли). Темно-серым цветом обозначена область высокой плотности организмов, светло-серым – низкой. На рисунке (а) видна волна высокой плотности гарпактикоид, уходящих из голодной зоны. $K_0 = 18000$, $r = 1.0$, $L = 700$, $D = 4$.

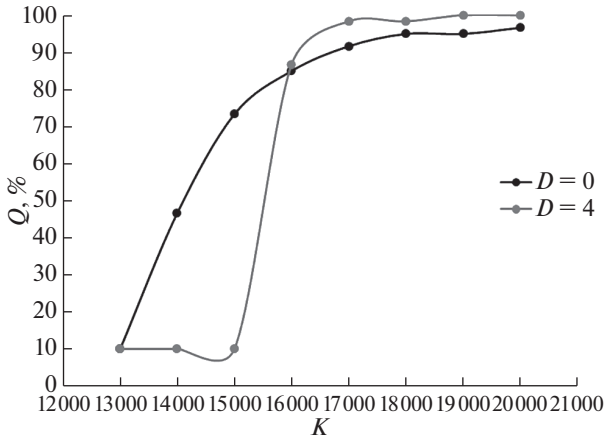


Рис. 4. Зависимость среднего рациона особи Q/Q_{max} от емкости среды для жертв K для системы без миграций ($D = 0$) и при $D = 4$; $r = 1$, $L = 1200$.

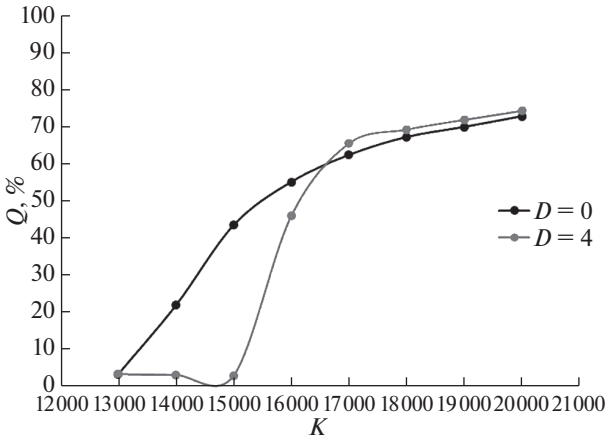


Рис. 5. Зависимость средней биомассы водорослей (в процентах от емкости среды K) от K при $D = 0$ и 4; $r = 1$, $L = 1200$.

дели – емкости среды для жертв K и их репродуктивного потенциала r. При реализации данного варианта модели выраженной пространственной неоднородности не наблюдалось. Исключение составляет явление, которое можно назвать “зоной голода”: после того, как система некоторое время колеблется около неустойчивого равновесия, появляются пятна устойчиво низкой биомассы водорослей (области равновесия I), площадь которых неуклонно растет. При этом гарпактикоиды, уходящие из голодной области, концентрируются на ее границе и, выедая здесь пищу, способствуют тем самым расширению “голодной зоны” (рис. 3). Состояние популяций хищника и жертвы оценивалось в конце цикла, поскольку в неустойчивом равновесии система может находиться достаточно долго.

Из рис. 4 и 5 видно, что при высоких значениях параметра K, т.е. при высокой продуктивности пищевого ресурса, миграции дают ракам стойкое, хотя и не слишком большое преимущество в условиях питания (в среднем по популяции 5–10% рациона). Среднее по пространству обилие жертв N также несколько выше, если в системе присутствуют миграции. При этом спектр условий, в которых раки могут благополучно существовать, с появлением миграций сужается. В отсутствие миграций, за счет исходно неоднородного распределения раков одни ячейки приходят к равновесию I, другие – к равновесию II, что в целом дает довольно высокие значения Q и N. С появлением же миграций “зоны голода” неизбежно расширяются, и вся система приходит к состоянию овергрейзинга. В случае зависимости от скорости роста жертв r результаты получились схожими: миграции также давали ракам небольшое преимущество при высоких значениях этого

параметра, но приводили систему в состояние овергрейзинга при низких.

Пространственно-неоднородная по *K* модель с миграциями. В следующем варианте модели мы ввели в систему неоднородность среды для продуцентов. Среда разделена на квадратные участки размером 5 × 5 ячеек, в пределах которых емкость среды для водорослей K одинакова, при этом между квадратами K изменяется случайным образом в интервале от $K_0/2$ до $2K_0$. Анализ проводили аналогично пространственно-однородной модели, с построением зависимости рациона гарпактикоид Q (в % от Q_{max}) и средней биомассы диатомовых N (в % от K) от средней емкости среды K и скорости деления водорослей r.

Прежде всего была проанализирована зависимость состояния системы от радиуса миграций D. Миграции на малые расстояния оказываются невыгодными, поскольку лишь ускоряют распространение “зон голода”. Однако при достаточно высокой подвижности ($D \geq 5$, т.е. когда предельный радиус миграций ощутимо превышает размер пространственной неоднородности среды) способность раков к миграциям дает ощутимый выигрыш как для хищников (рис. 6), так и для популяции жертв. Схожие результаты были получены и для пространственно-однородной модели. В связи с этим мы проанализировали систему при трех величинах радиуса миграций: $D = 0$, $D = 4$ и $D = 6$. В этом варианте модели миграции также сужают спектр условий, в которых система может существовать без овергрейзинга, но в благоприятных условиях дают ракам заметный выигрыш в средней величине рациона – около 17% (рис. 7 и 8). При этом миграции большего радиуса, как и предполагалось, увеличивают область благополучного существования системы.

Для того, чтобы более детально проанализировать сужение спектра условий, при которых может существовать модель с миграциями, мы построили фазовые портреты точечной модели и пространственной модели с миграциями и без них (рис. 9 и 10). Область параметров, при которых модель с миграциями может существовать в равновесии II, значительно уже по сравнению с точечной моделью. Однако в этой области ячейки, находящиеся в равновесии I, за счет миграций имеют шанс “перескочить” через границу и прийти в равновесие II. Благодаря этому в данной области пространственная модель с миграциями имеет по сравнению с моделью без миграций преимущество по питанию хищника Q и несколько меньшее – по обилию жертв N.

Характерные размеры и времена пространственной неоднородности. Чтобы оценить характер пространственного распределения организмов, были построены автокоррелограммы Морана для обеих популяций (рис. 11). Для водорослей средний

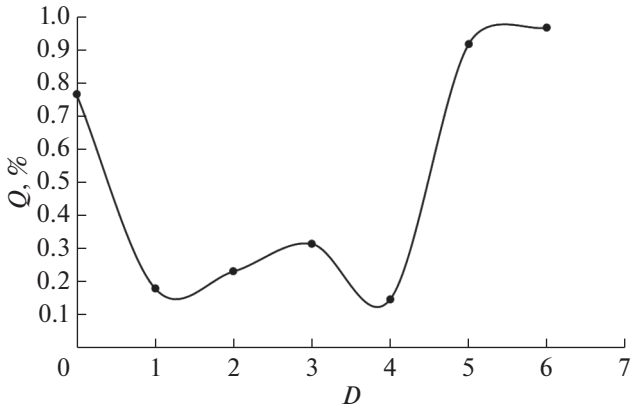


Рис. 6. Зависимость Q/Q_{max} от D; $K = 20000$, $r = 1.0$, $L = 1400$.

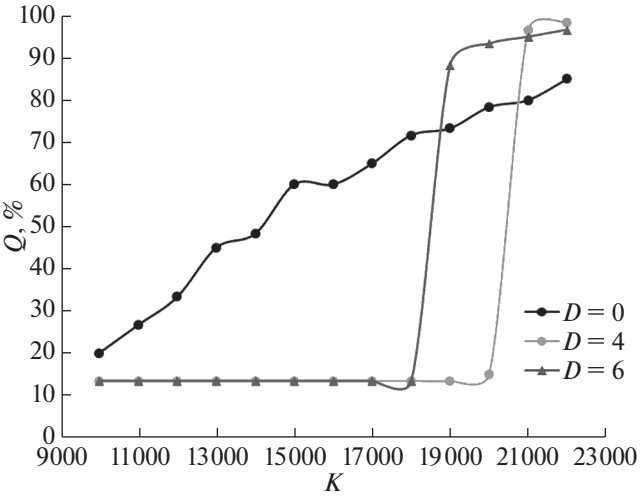


Рис. 7. Зависимость Q/Q_{max} от K для пространственно-неоднородной модели при $D = 0$; 4 и 6; $r = 1.0$, $L = 1400$.

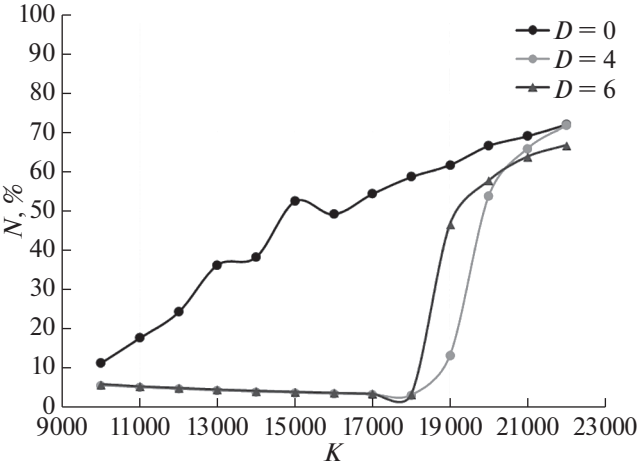


Рис. 8. Зависимость N/K от K для пространственно-неоднородной модели при $D = 0$; 4 и 6; $r = 1.0$, $L = 1400$.

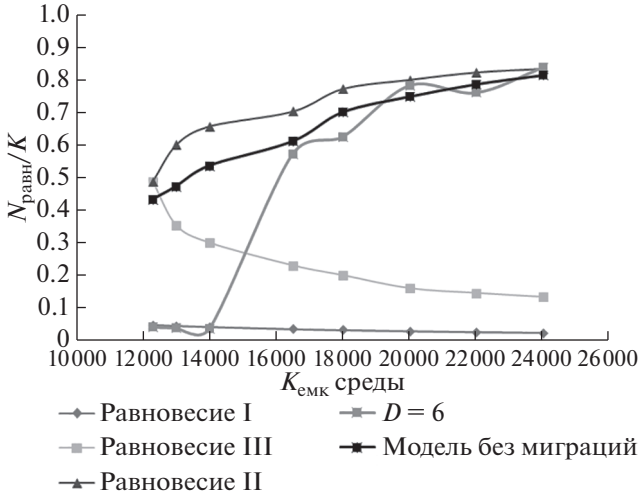


Рис. 9. Фазовые портреты (равновесные значения биомассы водорослей N/K) для точечной модели и пространственно-неоднородной модели при $D = 0$ и 6; $r = 1.2$, $L = 1200$.

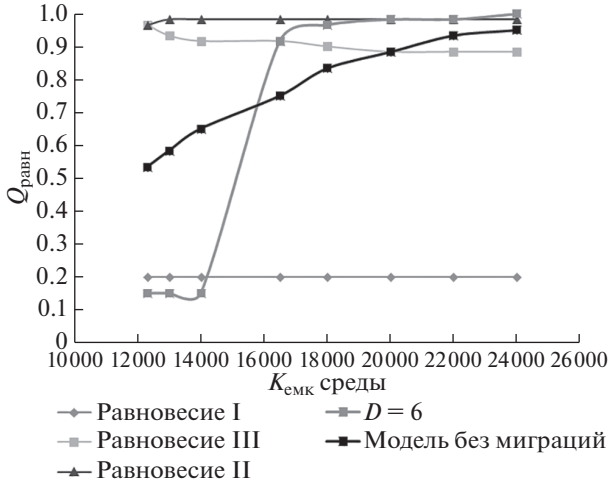


Рис. 10. Фазовые портреты (равновесные значения рациона гарпактикоид Q/Q_{max}) для точечной модели и пространственно- неоднородной модели при $D = 0$ и 6; $r = 1.2$, $L = 1200$.

размер пятна, оцененый как дистанция смены знака автокорреляции, составляет от 14–16 ячеек при $D = 4$ до 20–22 ячеек при $D = 6$; для раков – порядка 5 ячеек при любом радиусе миграций. При этом для водорослей наблюдается отрицательная автокорелляция на дистанциях свыше 50 ячеек, то есть их плотность имеет тенденцию различаться у противоположных краев поля. Интересно, что характерный масштаб пространственной неоднородности для подвижного хищника соответствует заданному масштабу неоднородности среды (5 × 5 ячеек), тогда как для жертв масштаб неоднородности оказывается существенно больше и зависит от подвижности хищника.

Расчет корреляций Мантеля $R(\Delta t)$, как меры соответствия пространственного распределения обилий в моменты времени t и $t + \Delta t$, показал, что картина распределения раков значительно более динамична, чем водорослей. Если принять, что при $R < 0.7$ картина меняется существенно (более чем на 50%), то время существования “пятен” можно приблизительно оценить в 10–20 сут для водорослей и 3–7 сут для раков.

Модель с частично-направленными миграциями. В данном варианте предполагалось, что раки, находясь в толще воды, способны оценивать количество жертв в D-окрестности, и оседание происходит более интенсивно в наиболее богатых ячейках (модель частично локально-информированного хищника). Однако это допущение не оказало существенного влияния на состояние системы. Выигрыш раков в питании и водорослей в обилии при этом варианте миграций становится даже чуть меньше.

ОБСУЖДЕНИЕ

Обычно считается, что даже частичная (локальная) информированность хищника дает ему безусловное преимущество. Так, МакНэлли [34] показал, что способность к активному выбору бо-

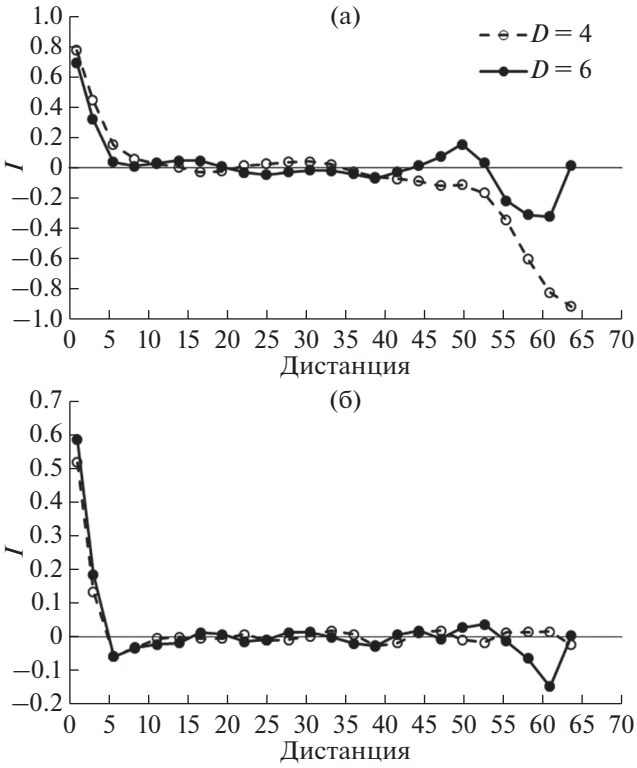


Рис. 11. Пространственные автокореллограммы для (а) диатомовых водорослей и (б) гарпактикоид при разных радиусах миграций D.

гатых кормовых участков (“стратегия поиска”) приводит к большей эффективности питания хищника, по сравнению со стратегией случайных ненаправленных миграций. Стратегии полной или частичной информированности хищника в ряде моделей вводятся на основе принципа эволюционной оптимальности [5, 6, 23]. В нашем случае применительно к конкретной системе “гарпактикоиды–диатомовые водоросли” стратегия информированного хищника представляется биологически малоправдоподобной, по крайней мере в условиях приливно-отливной зоны, когда способность хищника к направленным миграциям ограничена самим характером этих миграций – периодическим с ограниченными возможностями выбора направления. Результаты моделирования показывают, что даже ненаправленные миграции могут дать хищнику заметное преимущество. В то же время частичная локальная информированность хищника, против ожиданий, в нашем случае не дает ему существенного выигрыша. Очевидно, это объясняется тем, что, поскольку размещение водорослей более стабильно во времени, раки успевают отслеживать его изменения даже в случае ненаправленных миграций.

Результаты моделирования для пространственно-однородной и пространственно-неоднородной моделей оказываются схожими: в обоих случаях поведение системы зависит от средней по пространству продуктивности жертв. При высокой продуктивности и при достаточной подвижности хищника (когда предельный радиус миграций ощутимо превышает размер пространственной неоднородности среды), его способность к миграциям дает некоторое преимущество как хищникам, так и жертвам; тогда как при низкой продуктивности миграции лишь ускоряют переход к необратимому состоянию переэксплуатации. Таким образом, наши предположения о том, что миграции приводят к стабилизации системы и улучшают “качество жизни” хищника, подтвердились лишь частично. Наличие миграций сужает спектр условий, в которых система “хищник–жертва” может существовать в не слишком напряженном трофическом режиме, но в случае перехода к такому режиму, повышает эффективность функционирования всей системы. Сходный результат описан в работе [32]: в рассматриваемой ими модели плотностно-зависимые миграции усиливали трофический контроль хищником жертв, что в зависимости от выбора параметров могло приводить как к стабилизации, так и к дестабилизации системы.

В ряде работ была показана связь эффективности питания хищника с интенсивностью миграций. Так, в модели Бассета и др. [22] использовался сходный механизм миграций (их частота возрастала с ухудшением условий питания), но при этом предполагалась частичная (локальная) информированность хищника (возможность выбора наиболее богатой ресурсом ячейки из соседних). Повышение интенсивности миграций в этой модели приводило к увеличению чистой скорости потребления пищи. В работе [30] было показано, что при низких скоростях миграций популяции в разных пространственных ячейках синхронизируются, но при скорости, превышающей некий пороговый уровень, наблюдается более сложная асинхронная динамика. Эти результаты согласуются с нашими, когда при одних и тех же значениях параметров, при малом радиусе миграций ($D = 4$) система переходит в состояние переэксплуатации по всей площади, а при большом ($D = 6$) наблюдается длительный период переходного режима (система колеблется вокруг неустойчивого равновесия).

Неожиданным результатом явилось то, что поведение нашей модели описывается режимом триггерного типа, т.е. в конечном итоге система приходит либо в состояние переэксплуатации с популяцией хищника “на голодном пайке”, либо в состояние трофического благополучия, когда рацион хищника близок к максимальному. Это противоречит данным лабораторных экспериментов и полевых наблюдений, согласно которым фактический рацион гарпактикоид варьирует в широких пределах в зависимости от условий питания [13, 35]. Согласно нашим данным, реальный рацион рачков на литорали Белого моря составлял в среднем 40–65% от максимального. Возможно, это объясняется тем, что в реальных условиях система находится в переходном режиме, колеблясь в каждой точке пространства, но не достигая устойчивого равновесия. Не исключено также, что такое расхождение с реальными данными определил выбор вида и параметров трофической функции в модели.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 17-04-00337 и № 18-04-00206).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аболмасова Г.И.* Питание и элементы баланса энергии у *Gammarus olivii* M.-Edw. из Черного моря // Биология моря. 1976. Т. 37. С. 41–45.
2. *Азовский А.И., Чертопруд Е.С.* Пространственно-временна́я изменчивость сообщества гарпактикоид литорали Белого моря // Океанология. 2003. Т.43. № 1. С. 109–117.
3. *Заика В.Е.* Сравнительная продуктивность гидробионтов. Киев: Наукова думка, 1983. 208 с.
4. *Мазей Ю.А., Бурковский И.В., Сабурова М.А. и др.* Трофическая структура сообщества псаммофильных инфузорий в эстуарии р. Черной // Зоологический журнал. 2001. Т. 80. № 11. С. 1283–1292.
5. *Садовский М.Г., Сенашова М.Ю., Брычев П.А.* Локальная информированность особей в модели оп-

тимизационной миграции // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 2. С. 176–178.

6. *Сенашова М.Ю., Садовский М.Г.* О моделировании динамики двухвидового сообщества при условии оптимизационной миграции и локальной информированности особей // Фундаментальные исследования. 2014. № 3-1. С. 50–54.
7. *Сущеня Л.М.* Интенсивность дыхания ракообразных. Киев: Наукова думка, 1972. 196 с.
8. *Тютюнов Ю.В., Загребнева А.Д., Сурков Ф.А., Азовский А.И.* Микромасштабная пятнистость распределения веслоногих рачков как результат трофически обусловленных миграций // Биофизика. 2009. Т. 54. № 3. С. 508–514.
9. *Тютюнов Ю.В., Загребнева А.Д., Сурков Ф.А., Азовский А.И.* Моделирование потока популяционной плотности организмов с периодическими миграциями // Океанология. 2010. Т. 50. № 1. С. 72–81.
10. *Удалов А.А., Бурковский И.В., Мокиевский В.О. и др.* Изменение основных характеристик микро-, мейо- и макробентоса по градиенту солености в эстуарии Белого моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 549–560.
11. *Чертопруд Е.С., Азовский А.И.* Сезонная динамика популяций литоральных гарпактицид (Harpacticoida: Copepoda) Белого моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 6. С. 1–9.
12. *Чертопруд Е.С., Азовский А.И., Сапожников Ф.В.* Колонизация литоральными гарпактицидами (Harpacticoida: Copepoda) безжизненных грунтов различного гранулометрического состава // Океанология. 2005. Т. 45. № 5. С. 737–746.
13. *Abu-Rezq T.S., Yule A.B., Teng S.K.* Ingestion, fecundity, growth rates and culture of the harpacticoid copepod, *Tisbe furcata*, in the laboratory // Hydrobiologia. 1997. V. 347. № 1. P. 109–118.
14. *Admiraal W.* Tolerance of estuarine benthic diatoms to high concentrations of ammonia, nitrite ion, nitrate ion and orthophosphate // Mar. Biol. 1977. V. 43. № 4. P. 307–315.
15. *Admiraal W., Peletier H., Zomer H.* Observations and experiments on the population dynamics of epipelic diatoms from an estuarine mudflat // Estuar. Coast. Shelf Sci. 1982. V. 14. № 5. P. 471–487.
16. *Admiraal W., Pelfier H.* Influence of seasonal variations of temperature and light on the growth rate of cultures and natural populations of intertidal diatoms // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1980. № 2. P. 35–43.
17. *Araujo-Castro C.M.V., Souza-Santos L.P.* Are the diatoms *Navicula* sp. and *Thalassiosira fluviatilis* suitable to be fed to the benthic harpacticoid copepod *Tisbe biminiensis*? // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 2005. V. 327. № 1. P. 58–69.
18. *Azovsky A.I. Chertoprood E.S., Saburova M.A., Polikarpov I.G.* Spatio-temporal variability of micro-and meiobenthic communities in the White Sea intertidal sandflat // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2004. V. 60. № 4. P. 663–671.
19. *Azovsky A.I., Saburova M.A., Chertoprood E.S., Polikarpov I. G.* Selective feeding of littoral harpacticoids on diatom algae: hungry gourmands jump to survive? // Proc. of X Eur. Ecol. Congr., Kusadasi, Turkey, 2005. Izmir, META Press, 2005. P. 96.
20. *Azovsky A.I., Saburova M.A., Chertoprood E.S., Polikarpov I.G.* Selective feeding of littoral harpacticoids on diatom algae: Hungry gourmands? // Mar. Biol. 2005. № 148. P. 327–337.
21. *Azovsky A.I., Chertoprood E.S., Saburova M.A., Polikarpov I.G.* Spatio-temporal variability of micro- and meiobenthic communities in the White Sea intertidal sandflat // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2004. V. 60. № 4. P. 663-671.
22. *Basset A., Fedele M., DeAngelis D.L.* Optimal exploitation of spatially distributed trophic resources and population stability // Ecol. Model. 2002. V. 151. № 2–3. P. 245–260.
23. *Bernstein C., Auger P., Christophe J.* Predator migration decisions, the ideal free distribution, and predator-prey dynamics // Amer. Nat. 1999. V. 153. № 3. P. 267–281.
24. *Blanchard G.F.* Measurement of meiofauna grazing rates on microphytobenthos: is primary production a limiting factor? // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 1991. V. 147. № 1. P. 37–46.
25. *Blanchard G.F.* Overlapping microscale dispersion patterns of meiofauna and microphytobenthos // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1990. V. 68. № 1–2. P. 101–111.
26. *Carman K.R., Fleeger J.W., Pomarico S.M.* Response of a benthic food web to hydrocarbon contamination // Limnol. Oceanogr. 1997. V. 42. № 3. P. 561–571.
27. *Decho A.W., Fleeger J.W.* Microscale dispersion of meiobenthic copepods in response to food-resource patchiness // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 1988. V. 118. № 3. P. 229–243.
28. *Fleeger J.W., Palmer M.A., Moser E.B.* On the scale of aggregation of meiobenthic copepods on a tidal mudflat // Mar. Ecol. 1990. V. 11. № 3. P. 227–237.
29. *Fleeger J.W., Decho A.W.* Spatial variability of interstitial meiofauna: a review // Stygologia. 1987. V. 3. № 1. P. 35–54.
30. *Garvie M.R., Golinski M.* Metapopulation dynamics for spatially extended predator–prey interactions // Ecol. Complex. 2010. V. 7. № 1. P. 55–59.
31. *Hassell M.P., Lawton J.H., Beddington J.R.* Sigmoid functional responses by invertebrate predators and parasitoids // J. Anim. Ecol. 1977. V. 46. № 1. P. 249–262.
32. *Hauzy C., Gauduchon M., Hulot F.D., Loreau M.* Density-dependent dispersal and relative dispersal affect the stability of predator-prey meta-communities // J. Theor. Biol. 2010. V. 266. № 3. P. 458–469.
33. *Hicks G.R.* The ecology of marine meiobenthic harpacticoid copepods // Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev. 1983. V. 21. P. 67–175.
34. *Mac Nally R.* Modelling confinement experiments in community ecology: differential mobility among competitors // Ecol. Model. 2000. V. 129. № 1. P. 65–85.
35. *Montagna P.A.* Rates of metazoan meiofaunal microbivory: a review //Vie et Milieu. 1995. V. 45. № 1. P. 1–10.
36. *Noy-Meir I.* Stability of grazing systems: an application of predator-prey graphs // J. Ecol. 1975. V. 63. № 2. P. 459–481.
37. *Reiss J., Schmid-Araya J.M.* Feeding response of a benthic copepod to ciliate prey type, prey concentration

and habitat complexity // Freshwat. Biol. 2011. V. 56. № 8. P. 1519–1530.

38. *Sach G., Bernem H.* Spatial patterns of Harpacticoida copepods on tidal flats // Senchenberg. Mar. 1996. V. 26. № 3/6. P. 97–10.

39. *Sun B., Fleeger J.W.* Spatial and temporal patterns of dispersion in meiobenthic copepods //Mar. Ecol. Prog. Ser. 1991. P. 1–11.

40. *Sun B., Fleeger J.W., Carney R.S.* Sediment microtopography and the small-scale spatial distribution of meiofauna // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 1993. V. 167. № 1. P. 73–90.

41. *Williams R.B.* Division rates of salt marsh diatoms in relation to salinity and cell size // Ecology. 1964. V. 45. № 4. P. 877–880.

42. *Woods D.R., Tietjen J.H.* Horizontal and vertical distribution of meiofauna in the Venezuela Basin // Mar. Geol. 1985. V. 68. № 1–4. P. 233–241.

43. *Yen J.* Effects of prey concentration, prey size, predator life stage, predator starvation, and season on predation rates of the carnivorous copepod *Euchaeta elongate* // Mar. Biol. 1983. V. 75. № 1. P. 69–77.

44. *Zaika V.E.* Some remarks about primary production of benthic diatoms // Production primaire et secondaire: Colloq. franco-sovièt. CNEXO-1980. V. 10. Paris, 1980.

Modelling of Spatially Distributed Predator-Prey System with Periodically Migrating Redator (Case Study of the White Sea Intertidal Harpacticoids and Denthic Microalgae)

E. A. Smirnova[a], A. I. Azovsky[a, b, #]

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

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

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

The time-continuous, spatially discrete “motile predator–immobile prey” model was developed to describe interactions between harpacticoid copepods and benthic microalgae in the intertidal zone. Harpacticoids executed periodical and nondirectional migrations, their local intensity was trophic-dependent, related to the ratio of real to maximal food consumption rates. The point (non-spatial) analog of the model has three nontrivial equilibrium states, two of which are stable: one corresponds to overgrazing (permanently low abundance of prey controlled by hungry predator); the second one is “welfare” (well-fed predator and resource-limited prey). Simulations show that in spatially-distributed model with close-to-real parameters’ values, two regimes can realize, either total overgrazing, or persistent heterogeneous dynamical regime with short-existing patches of both populations, similar to that observed in nature. Predator’ ability to migrate narrows the “welfare” domain in parametric space, but increases the trophic efficiency of the system: in this domain, both average prey abundance and average consumption rate for predator are higher than without migrations. The migrating gain is larger in spatially heterogeneous (for prey) environment. Assumption of local awareness of predator (preferred migrations toward high abundance of prey) has no significant effect on the system state.

Keywords: modelling, predator-prey, migrations, dynamics, spatial heterogeneity, harpacticoids, microphytobenthos

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 114–124

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.465

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ИЗ ЗОН КОНТАКТОВ С СИЛЛАМИ ВО ВПАДИНЕ ГУАЙМАС, КАЛИФОРНИЙСКИЙ ЗАЛИВ

© 2020 г.
Е. О. Гончаров[1, *], В. Б. Курносов[1, **], Ю. И. Коновалов[1], А. Р. Гептнер[1], К. Р. Галин[1], Н. Н. Игнатьев[1]

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

**e-mail: zevs159357@list.ru*

***e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru*

Поступила в редакцию 26.11.2018 г.
После доработки 18.06.2019 г.
Принята к публикации 18.06.2019 г.

Во впадине Гуаймас Калифорнийского залива (скважина DSDP 481A) химический состав верхнеплейстоценовых осадков (турбидитов, переслаивающихся с гемипелагическими осадками) из зон контактов с базальтовыми силлами изучен методами рентгено-флюоресцентного анализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. В осадках изменение содержания большинства макроэлементов из этих зон не произошло, либо проявилось слабо. В то же время, это обстоятельство не указывает на неподвижность или слабую подвижность макроэлементов, так как процесс перераспределения элементов происходит в данном случае внутри осадков без изменения химического состава осадков в целом, что связано с процессом растворения/отложения, в котором участвуют, прежде всего, диатомовые, опал C-T, кварц, а также глинистые минералы. В то же время, для гидротермально измененных осадков из зон контактов с силлами характерным является сильное уменьшение содержания $C_{орг}$, Li, Cu, As, Mo, Ag, Cd, Sb, Ta, W, Tl, Pb, Bi.

Ключевые слова: Калифорнийский залив, впадина Гуаймас, скважина, химический состав

DOI: 10.31857/S0030157420010128

Калифорнийский залив представляет собой пример современного формирования океанической коры на ранней стадии открытия океанов при рифтинге континентальных окраин [9, 13], когда в спрединговых рифтах накапливаются с большой скоростью (1200–2300 м/млн лет) осадки мощностью от первых сотен метров до 2–3 км и базальтовые расплавы не изливаются на поверхность дна в течение формирования осадочного покрова, а внедряются в виде базальтовых силлов в молодые нелитифицированные обводненные осадки.

Внедрение горячих базальтовых силлов в осадочный покров сопровождается формированием кратковременных гидротермальных систем, в которых происходит изменение осадков, вмещающих силлы [8]. Первоначально изучение изменения минерально-химического состава осадков во впадине Гуаймас было проведено М. Кастнер и Дж. Нимитцем [8, 14]. Исследование, начатое этими авторами, целесообразно было продолжить, существенно расширив спектр изучаемых микроэлементов, а также включив в это исследование не изученные прежде осадки, входящие в состав комплекса силлов, которые по данным, полученным в рейсах DSDP 64 и 65 [6, 11], широко распространены в Калифорнийском заливе.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Впадина Гуаймас расположена в главной разломной зоне Калифорнийского залива, состоящей из системы осей спрединга и трансформных разломов [13], продолжающей Восточно-Тихоокеанское поднятие и переходящей на Северо-Американском континенте в зону разломов Сан-Андреас (рис. 1а). Во впадине накопились верхнеплейстоценовые осадки общей мощностью в несколько сотен метров, которые состоят из турбидитов, переслаивающихся с гемипелагическими осадками и диатомовыми илами [6].

Во впадине Гуаймас находятся южный и северный троги, представляющие собой спрединговые центры, разделенные трансформными разломами (рис. 1б). Это депрессии шириной 3–4 км и глубиной 2000 м. Северный трог протягивается на 35 км, южный – на 25 км. Во всех скважинах, пробуренных во впадине Гуаймас, в осадочном

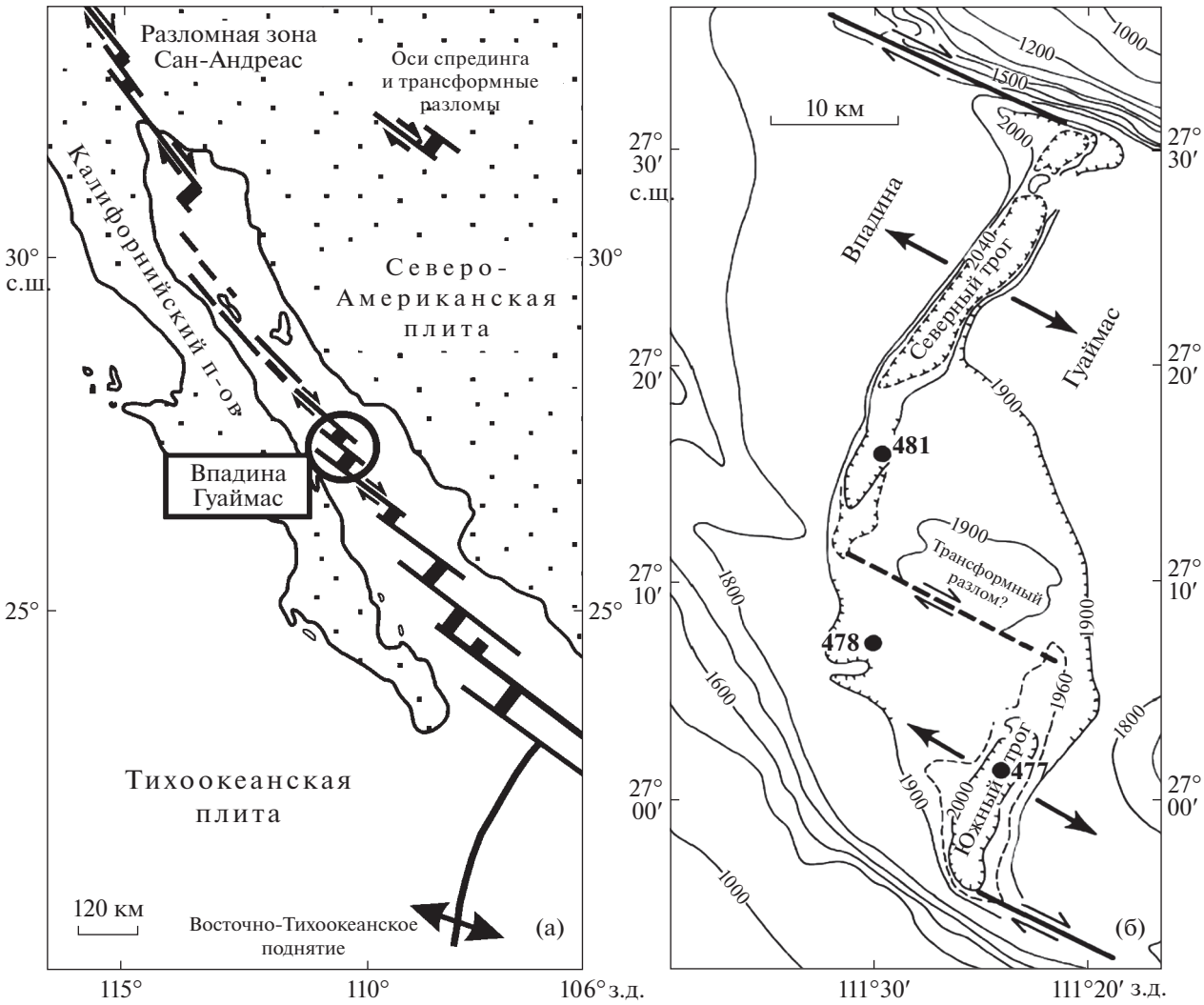


Рис. 1. Структурная схема Калифорнийского залива (а) и расположение скважин глубоководного бурения во впадине Гуаймас – стрелки показывают направление движения плит (б) по [12].

покрове встречены силлы. В северном троге пробурена скважина 481А глубиной 384 м, в которой комплекс силлов состоит из чередования тонких силлов и осадков, общей мощностью 27 м.

Скважина 481А расположена в районе с низким тепловым потоком, который составляет 167 мВт/м^2 [7, 15]. Она пробурена за пределами действия основной долгоживущей гидротермальной системы, что позволяет на ее примере выяснить, какие изменения вещественного состава осадков происходят под влиянием только силлов, без притока тепла и вещества из основной гидротермальной системы.

М. Кастнер [8] по петрографическим данным выделила в скважинах, пробуренных во впадине Гуаймас, минеральные зоны измененных осадков в кратковременных гидротермальных системах, возникших при внедрении силлов в осадочный покров. В том числе, были изучены глинистые минералы, как наиболее чуткие минеральные индикаторы гидротермальных процессов. Полученные результаты по количественному соотношению глинистых минералов были ориентировочные: “много”, “мало”, “примесь”. В дальнейшем глинистые минералы из осадков, вскрытых скважинами 477, 477А, 478, были детально изучены нами с использованием метода моделирования дифракционных рентгеновских картин [3–5].

М. Кастнер [8] установила, что в осадках из этих зон растворяются диатомовые. В этих осадках установлено небольшое количество новообразованного кварца в смеси с терригенным кварцем, а также опала С-Т. В отдельных образцах кварц на 50% новообразованный, в других образцах доминирует опал С-Т. В измененных осадках присутствует немного пирита и гипса, а также

K-полевого шпата. Клиноптилолит исчезает одновременно с опалом-А. В измененных осадках иногда встречается в разных количествах доломит. В осадках из зон их непосредственного контакта с силлами кварц представляет смесь терригенного и новообразованного кварца.

Химический состав осадков из скважин, пробуренных во впадине Гуаймас, на начальном этапе их исследования был изучен методом РФА [14]. По содержанию микроэлементов в осадках были получены данные, ограниченные шестью элементами (Co, Cr, Cu, Ni, V, Zn).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение содержания макроэлементов в валовых образцах осадков проведено методом рентгено-флюоресцентного анализа (РФА) в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва). Совместно с РФА использованы методы "мокрой" химии, прежде всего, для раздельного определения Fe_2O_3 и FeO, другие методы аналитической химии были применены для определения содержания в осадках CO_2, $C_{орг}$, H_2O^-. Содержание микроэлементов определено в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа в Институте проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (г. Черноголовка) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) с разложением образцов осадков (пудры) в автоклаве.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав осадков из скв. 481А приведен в табл. 1, 2, 3.

Результаты оценки изменения химического состава осадков под воздействием базальтовых силлов показаны на рисунках в виде спайдерграмм составов образцов измененных осадков из зон контактов осадков с силлами, нормированных по среднему составу неизмененных осадков. Все образцы неизмененных осадков (2823, 3107, 2824, 3108, 2845, 2847, 2848, 2854) взяты из скв. 481А, из интервалов, в которых влияние силлов на осадки не проявилось.

ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ, ЗАКЛЮЧЕННЫХ В КОМПЛЕКСЕ ТОНКИХ СИЛЛОВ

В скв. 481А в разрезе плейстоценового осадочного покрова, в интервале 170.55–196 м (керны 14–16) встречен комплекс тонких силлов, в котором тонкие силлы чередуются с осадками небольшой мощности (рис. 2). Химический состав этих осадков не был изучен в предыдущих исследованиях [14]. Мощность индивидуальных силлов в этом комплексе составляет от 0.23 до 0.53 м; мощность осадков, заключенных между силлами – от 0.17 до 3.75 м. Осадки между силлами находятся в интервалах 170.78–170.95, 171.25–175, 175.52–175.65, 176.1–176.19 м (см. рис. 2а, 2б). Из них взяты образцы 2833 (170.90 м), 2835 (171.25 м), 2837 (175.55 м), 2839 (176.12 м).

В этих осадках сильно уменьшилось содержание $C_{орг}$ (рис. 3а). Во всех образцах, кроме образца 2833, уменьшилось содержание Mn, слабо увеличилось содержание Ti, Na. Незначительное увеличение содержания Fe, Mg, K произошло в отдельных образцах. В целом, в осадках, запечатанных между силлами, существенно изменилось только содержание $C_{орг}$ по сравнению с неизмененными осадками, и в меньшей степени, содержание Mn.

Во всех образцах осадков, заключенных между силлами, уменьшилось содержание Cu, As, Mo, Ag, Cd, Sb, Bi (рис. 4а). В меньшей степени уменьшилось содержание Li, Ni, Zn, Cs, W, Tl, Pb. Для этих условий изменения осадков не характерно увеличение содержания в них микроэлементов. Только содержание Ba немного увеличилось. Содержание остальных микроэлементов осталось практически без изменения по сравнению с их содержанием в неизмененных осадках. Содержание РЗЭ в образцах 2837, 2839 не изменилось (рис. 5а). В образцах 2833, 2835 их содержание слабо увеличилось.

Таким образом, в осадках, заключенных внутри комплекса тонких силлов, произошло заметное изменение содержания ряда химических элементов. В них существенно уменьшилось содержание $C_{орг}$, Cu, As, Mo, Ag, Cd, Sb, Bi и в меньшей степени Mn, Li, Ni, Zn, Cs, W, Tl, Pb. В этих условиях нет увеличения содержания элементов в осадках, кроме слабо увеличившегося в них содержания Ba.

ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ НАД КОМПЛЕКСОМ ТОНКИХ СИЛЛОВ

Над кровлей комплекса силлов зона измененных осадков в скв. 481А находится в интервале от 130 до 170.55 м [8]. Из этого интервала взяты образцы 2826 (139.25 м), 2827 (163.20 м), 2829 (167.75 м), а также 2830 (170.05 м), 2831 (170.50 м) из осадков, расположенных непосредственно на контакте с силлом (см. рис. 2а).

Результаты изучения химического состава образца 2826 из верхней части зоны измененных осадков показали, что содержание в нем макро- и микроэлементов, РЗЭ не отличается от содержания этих элементов в неизмененных осадках. Поэтому образец 2826 был ошибочно включен в зону

Таблица 1. Химический состав осадков из скв. 481А, впадина Гуаймас Калифорнийского залива, данные РФА (вес. %)

Образец	Керн-секция, интервал, см	Глубина, м	Осадки	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Сумма	Cl	CO_2	$C_{орг.}$
2814	1H-1, 0–5	0	1	55.5	0.36	8.2	2.57	0.42	0.22	3.6	2.78	6.86	1.59	0.15	18.29	100.6	8	1.5	2.42
2816	2H-2, 35–40	6.55	1	57.9	0.44	8.3	3.20	0.38	0.07	5.1	2.49	4.27	1.77	0.17	15.51	99.66	3.8	2.4	1.15
2819	8H-3, 16–21	36.06	1	58.6	0.44	8.2	3.06	0.64	0.2	6.2	2.41	2.44	1.63	0.19	16.16	100	2.3	2.8	2.36
2820	8H-3, 48–54	36.38	1	54.4	0.46	9.0	3.01	0.60	0.17	6.9	2.6	3.71	1.57	0.23	17.01	99.73	2.67	2.7	1.72
2822	11H-3, 73–78	50.98	1	59.3	0.82	13.7	4.81	0.26	0.19	4.7	2.61	3.4	2.69	0.24	7.72	100.49	1.29	1.26	0.71
2823	4R-2, 55–59	72.55	1	59.6	0.75	13.3	4.76	0.52	0.16	3.7	3.11	2.09	2.53	0.22	9.02	99.78	0.94	1.5	0.83
3107	6R-4, 42–48	94.42	1	57.77	0.51	13.51	3.51	0.92	0.06	2.75	2.69	2.12	2.47	0.25	12.51	99.07	0.64	1.50	0.81
2824	6R54, 75–80	96.15	1	63.2	0.88	14.0	3.59	1.06	0.06	3.5	2.49	2.92	2.88	0.22	4.57	99.39	0.52	0.3	<0.1
3108	9R-4, 7–12	122.5	1	61.87	0.26	7.87	2.29	0.45	0.34	3.34	1.83	1.79	1.39	0.19	16.36	97.98	1.65	2.56	0.93
2825	9R-6, 110–115	126.60	1	63.8	0.42	8.9	3.24	0.37	0.64	5.9	1.80	1.77	1.79	0.19	11.33	100.1	1.4	3.45	1.22
2826	11R-2, 75–80	139.25	2	62.5	0.76	13.4	4.37	0.41	0.11	3.7	2.74	2.33	2.65	0.20	6.15	99.21	1.35	0.85	0.65
2827	13R-5, 120–125	163.20	2	66.2	0.91	13.8	2.93	1.19	0.09	2.8	2.72	2.62	2.77	0.22	2.89	99.17	0.42	0.3	0.14
2828	14R-1, 50–55	166.00	2	71.4	0.43	13.2	1.00	1.48	0.06	2.8	1.08	3.45	2.71	0.12	1.68	99.33	0.42	0.6	<0.1
2829	14R-2, 75–80	167.75	2	62.1	0.82	14.1	2.94	2.26	0.09	3.7	3.64	2.40	2.76	0.22	4.12	99.06	0.72	2.1	0.38
2830	14R-4, 5–10	170.05	2	61.4	0.81	13.7	2.08	2.54	0.10	4.4	3.81	3.36	2.75	0.22	4.44	99.59	1.15	1.05	0.29
2831	14R-4, 50–53	170.50	2	61.0	1.08	13.9	2.71	3.04	0.11	5	4.72	2.76	2.55	0.23	2.4	99.49	0.14	0.65	0.12
2833	14R-4, 90–94	170.90	4	64.8	0.86	14.6	1.64	4.32	0.11	2.9	3.31	3.22	3.4	0.23	0.64	100	0.24	<0.2	<0.1
2835	14R-4, 125–129	171.25	4	64.4	0.87	14.7	2.45	3.49	0.07	2.8	4.19	3.06	2.73	0.23	0.67	99.73	0.15	<0.2	<0.1
2837	15R-1, 55–60	175.55	4	64.9	0.88	14.6	2.00	2.48	0.07	3.2	2.38	4.11	3.60	0.23	0.82	99.31	0.25	<0.2	<0.1
2839	15R-1, 112–115	176.12	4	67.3	0.83	13.9	2.12	2.06	0.05	2.7	2.25	3.69	3.51	0.21	0.53	99.09	0.22	<0.2	<0.1
2844	18R-1, 0–6	203.50	3	62.0	0.82	13.1	4.12	0.81	0.12	3.7	3.15	2.81	2.55	0.22	6.17	99.46	1.14	1.5	0.16
2845	20R-1, 0–5	222.50	1	59.0	0.68	12	4.67	0.29	0.19	4.2	2.64	2.32	2.49	0.19	11.22	99.88	1.81	2.15	0.34
2846	24R-1, 70–75	261.20	1	60.5	0.77	12.6	3.10	1.65	0.19	5.6	2.62	2.59	2.86	0.21	6.81	99.49	0.5	4.7	0.19
2847	25R-1, 105–110	271.05	1	62.0	0.81	13.6	5.26	0.49	0.07	3.1	2.97	2.62	3.03	0.22	6.28	100.5	0.75	1.35	0.42
2848	28R-1, 75–79	299.25	1	60.7	0.77	13.1	4.81	0.6	0.09	3.8	2.82	2.47	2.74	0.21	7.35	99.43	0.79	1.25	0.74
2849	30R-3, 60–65	321.10	1	63.6	0.48	10.1	3.04	0.68	0.09	7.1	1.88	1.74	1.88	0.18	9.05	99.84	0.81	3.55	0.79
2854	31R-1, 100–104	328.00	1	63.4	0.73	11.0	4.42	0.81	0.08	3.4	3.09	2.66	2.77	0.20	7.36	100	1.11	1.05	0.96
2855	33R-1, 23–26	346.23	2	66.9	0.55	10.2	4.95	0.92	0.05	3.1	3.76	3.23	1.51	0.20	4.24	99.58	1.58	<0.2	0.65
3109	33R-1, 62–67	346.62	2	66.95	0.33	10.2	3.03	0.7	0.06	2.58	3.58	3.03	1.31	0.28	7.16	99.21	0.59	<0.2	0.34

Примечание. 1 – неизмененные осадки; 2, 3, 4 – термально измененные осадки: 2 – над силлом, 3 – под силлом, 4 – между силлами.

Таблица 2. Содержание микроэлементов в осадках из скв. 481А, впадина Гуаймас Калифорнийского залива, данные ICP-MS (мкг/г)

Образец	Осадки	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
Z-2814	1	37.3	1.0	5.9	83.4	35.7	10.3	39.8	33.9	209	9.9	9.9	64.3	247	13.1	68.3	5.4	7.6	0.81	1.7	3.1	7.4	582	2.3	0.38	0.89	0.46	35.2	0.19	5.3	5.8
Z-2816	1	37.1	1.1	7.0	76.3	52.7	8.8	42.2	35.7	124	11.6	8.3	65.1	295	14.9	87.8	6.2	12.2	0.61	2.4	1.7	7.1	553	2.8	0.45	0.84	0.56	21.0	0.19	6.1	8.4
Z-2819	1	37.7	1.1	7.3	85.1	57.4	9.6	50.1	38.0	134	11.2	8.6	59.0	312	14.7	74.8	5.8	8.8	0.66	2.7	2.4	6.9	433	2.6	0.40	1.0	0.55	20.3	0.19	5.6	7.7
Z-2820	1	34.0	1.0	7.4	90.0	62.2	8.7	51.5	35.5	121	11.3	9.3	46.3	399	14.3	73.7	5.3	12.6	0.54	4.0	2.1	6.0	479	2.6	0.37	0.90	0.52	17.2	0.17	4.8	10.1
Z-2822	1	47.3	1.4	8.2	99.2	43.4	12.8	26.4	23.4	105	16.2	13.4	93.7	371	20.3	137	11.1	3.5	0.29	1.3	3.2	10.4	694	4.3	0.77	1.6	0.76	20.9	0.15	8.3	3.7
Z-2823	1	61.5	1.7	9.7	97.7	42.5	12.8	29.4	27.2	116	17.9	12.6	107	303	22.4	145	11.3	4.0	0.29	1.6	2.9	14.3	657	4.6	0.79	1.7	0.81	24.4	0.22	9.9	4.1
Z-3107	1	55.0	1.5	11.0	96.9	38.3	11.6	28.0	27.9	93.1	16.2	13.9	105	280	24.7	161	12.9	4.8	0.27	1.0	3.3	13.1	658	3.9	0.80	1.9	0.79	25.8	0.25	11.5	3.8
Z-2824	1	41.7	1.5	7.1	87.8	41.5	11.2	17.3	16.5	78.1	16.8	10.8	100	329	21.3	142	12.4	1.4	0.14	0.46	2.8	9.3	810	4.6	0.85	1.7	0.68	16.2	0.13	9.6	2.4
Z-3108	1	31.1	1.0	7.8	82.6	34.0	9.3	33.1	35.0	114	10.3	7.8	71.6	248	16.6	95.5	7.3	6.4	0.39	2.0	3.2	7.7	465	2.3	0.47	1.2	0.65	67.9	0.21	7.4	4.6
Z-2825	1	30.9	1.2	6.1	87.5	38.0	11.7	31.9	40.7	150	11.4	10.9	64.9	279	15.5	91.0	6.7	2.5	0.44	2.24	3.7	7.8	454	2.8	0.45	1.1	0.63	27.8	0.20	6.33	3.89
Z-2826	2	44.1	1.7	8.0	90.0	38.1	9.7	21.8	24.2	84.4	14.2	11.6	106	298	19.9	131	10.3	4.2	0.19	0.93	2.9	10.5	703	3.9	0.81	1.8	0.74	18.7	0.18	9.1	2.7
Z-2827	2	44.0	1.6	7.8	91.3	37.4	9.2	18.9	20.0	79.5	14.6	6.9	117	327	18.6	150	10.7	1.8	0.18	0.61	2.7	8.2	811	4.7	0.84	1.8	0.73	15.4	0.16	9.5	2.4
Z-2828	2	15.4	1.7	4.2	47.8	18.1	5.7	12.7	26.9	42.9	11.4	4.2	102	297	14.9	114	7.1	2.0	0.71	0.22	2.2	4.4	764	3.4	0.62	1.3	0.77	30.4	0.07	7.6	1.9
Z-2829	2	44.5	1.8	9.4	105	38.3	10.4	24.5	27.0	91.0	15.3	11.7	121	338	22.7	149	10.9	3.8	1.7	0.81	3.0	8.9	738	4.4	0.83	2.0	0.83	26.4	0.22	10.5	3.3
Z-2830	2	31.0	1.7	8.5	88.6	36.0	9.9	20.2	23.5	66.2	14.3	8.3	107	341	20.7	130	10.2	3.0	0.48	0.34	2.6	4.9	768	3.9	0.80	1.8	0.68	12.4	0.17	9.4	2.7
Z-2831	2	24.2	1.5	14.3	134	81.5	14.3	41.0	24.1	66.7	15.3	6.0	105	342	25.8	170	9.6	2.6	0.41	0.21	2.2	6.3	672	4.4	0.73	1.6	0.64	10.7	0.14	8.2	2.5
Z-2833	4	23.8	2.0	11.5	107	26.5	12.5	25.7	5.2	93.0	17.9	0.95	130	316	26.0	173	12.2	3.7	<ПО	0.21	0.60	9.8	1318	5.2	0.96	0.90	0.61	8.7	<ПО	11.6	3.3
Z-2835	4	36.1	1.9	11.2	101	37.2	11.1	25.4	5.9	56.7	17.5	0.70	104	290	28.3	164	12.4	2.1	<ПО	0.20	0.51	10.0	805	4.9	0.94	1.3	0.66	9.4	<ПО	10.8	3.4
Z-2837	4	32.3	1.6	8.9	92.3	39.4	8.3	17.0	7.6	57.5	15.9	0.41	120	362	20.8	154	12.0	1.1	<ПО	0.27	0.24	6.8	1112	4.5	0.92	0.62	0.21	8.2	<ПО	10.7	2.8
Z-2839	4	32.3	1.6	8.0	74.1	36.8	9.2	14.2	15.3	74.8	14.8	1.8	125	360	19.5	138	11.4	0.5	<ПО	0.09	0.35	11.9	1044	4.2	0.92	1.2	0.27	11.8	<ПО	10.2	2.7
Z-2844	3	38.9	1.6	8.3	89.1	39.9	9.8	20.9	23.8	82.3	13.9	10.4	103	304	19.0	135	10.0	3.7	0.15	0.88	3.1	9.3	627	4.0	0.74	1.7	0.70	21.3	0.17	9.0	2.9
Z-2845	1	49.7	1.7	9.2	117	37.7	11.4	28.6	34.9	108	13.9	13.5	106	308	20.0	126	9.2	7.5	0.37	1.4	4.2	11.3	593	3.7	0.69	1.7	0.72	36.9	0.22	8.7	3.6
Z-2846	1	47.5	1.6	8.2	84.8	36.4	10.1	23.0	24.3	91.5	14.1	9.5	117	380	19.4	136	10.1	2.2	0.91	0.82	3.4	9.8	766	4.0	0.77	1.7	0.71	21.7	0.18	10.0	3.5
Z-2847	1	64.1	2.0	9.9	100	36.3	10.1	25.7	31.5	102	16.4	14.9	122	261	23.0	158	11.2	4.6	0.31	1.1	3.1	14.6	600	4.6	0.86	2.0	0.81	22.2	0.26	10.9	3.3
Z-2848	1	63.5	1.9	10.4	84.0	39.7	11.2	27.4	33.2	108	16.0	12.2	121	305	23.3	155	11.1	5.4	0.30	1.4	3.3	14.0	620	4.4	0.87	2.0	0.87	24.7	0.25	10.6	3.7
Z-2849	1	37.6	1.3	8.8	99.1	53.5	10.2	36.9	36.4	120	13.1	9.9	109	447	19.1	90	7.6	14.0	0.77	3.42	2.8	7.5	589	2.9	0.59	1.1	0.93	22.4	0.19	7.7	5.9
Z-2854	1	57.3	1.8	10.3	106	37.9	11.8	26.0	32.3	108	16.7	16.7	153	280	23.3	141	11.4	5.3	0.39	1.84	3.3	15.4	716	4.1	0.87	1.9	0.92	67.7	0.26	10.5	3.0
Z-2855	2	11.2	1.4	10.9	107	71.4	14.6	41.4	44.3	219	14.4	3.5	69.6	274	21.4	107	9.0	12.4	0.27	6.48	1.9	4.3	628	3.2	0.70	2.1	0.50	36.5	0.31	9.0	5.1
Z-3109	2	13.5	1.5	9.8	105	60.9	10.2	38.3	39.7	190	13.6	2.2	50.9	244	21.8	109	9.5	20.8	0.62	2.8	3.6	7.8	611	2.8	0.62	1.4	0.66	25.6	0.27	10.0	6.2

Примечание. 1 – неизмененные осадки; 2, 3, 4 – термально измененные осадки: 2 – над силлом, 3 – под силлом, 4 – между силлами.
<ПО – меньше предела обнаружения.

Таблица 3. Содержание РЗЭ в осадках из скв. 481А, впадина Гуаймас Калифорнийского залива, данные ICP-MS (мкг/г)

Образец	Осадки	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Z-2814	1	15.0	33.7	3.6	14.2	2.8	0.59	2.4	0.38	2.2	0.45	1.4	0.19	1.3	0.20
Z-2816	1	17.5	38.6	4.2	16.5	3.2	0.69	2.9	0.45	2.6	0.53	1.6	0.23	1.5	0.24
Z-2819	1	16.2	36.7	4.0	15.4	3.1	0.67	2.7	0.42	2.5	0.50	1.5	0.22	1.5	0.23
Z-2820	1	15.4	33.5	3.8	15.2	3.1	0.67	2.7	0.42	2.4	0.51	1.5	0.22	1.4	0.22
Z-2822	1	30.2	59.3	6.4	25.2	4.9	1.2	4.1	0.65	3.7	0.72	2.2	0.30	2.1	0.31
Z-2823	1	32.6	67.8	7.1	27.4	5.4	1.2	4.5	0.70	3.9	0.80	2.4	0.34	2.2	0.33
Z-3107	1	29.4	60.4	7.0	27.4	5.3	1.2	4.9	0.72	4.1	0.82	2.4	0.35	2.4	0.35
Z-2824	1	31.2	58.8	6.6	25.9	5.0	1.2	4.2	0.64	3.7	0.72	2.2	0.31	2.1	0.31
Z-3108	1	17.5	40.4	4.3	16.9	3.3	0.72	3.1	0.47	2.7	0.56	1.7	0.25	1.7	0.26
Z-2825	1	18.1	41.5	4.4	16.7	3.3	0.7	2.9	0.46	2.60	0.53	1.6	0.23	1.6	0.24
Z-2826	2	31.6	63.3	6.9	26.3	5.1	1.1	4.4	0.67	3.9	0.77	2.3	0.33	2.2	0.32
Z-2827	2	34.0	63.0	7.1	27.0	5.1	1.1	4.4	0.65	3.8	0.74	2.2	0.32	2.1	0.32
Z-2828	2	30.6	55.4	6.0	22.9	4.2	1.0	3.6	0.52	2.9	0.58	1.7	0.25	1.7	0.25
Z-2829	2	36.7	74.0	7.9	30.2	5.9	1.3	5.2	0.77	4.4	0.87	2.5	0.36	2.4	0.37
Z-2830	2	35.1	65.8	7.3	27.8	5.3	1.3	4.7	0.70	3.9	0.80	2.3	0.32	2.2	0.33
Z-2831	2	30.4	62.6	6.6	26.4	5.4	1.4	5.3	0.81	4.8	0.97	2.8	0.41	2.7	0.40
Z-2833	4	43.6	84.3	9.2	36.1	7.1	1.6	6.2	0.93	5.2	1.04	2.9	0.40	2.8	0.41
Z-2835	4	39.0	75.1	8.6	33.0	6.4	1.5	5.7	0.85	4.7	0.94	2.7	0.38	2.6	0.39
Z-2837	4	33.3	62.9	7.2	27.8	5.4	1.3	4.8	0.71	4.0	0.81	2.3	0.33	2.2	0.33
Z-2839	4	33.9	64.1	6.9	26.5	5.0	1.2	4.5	0.67	3.7	0.75	2.2	0.31	2.1	0.31
Z-2844	3	30.9	60.8	6.5	25.3	4.8	1.1	4.3	0.61	3.6	0.72	2.1	0.30	2.1	0.30
Z-2845	1	31.2	64.6	6.7	25.7	5.0	1.1	4.5	0.66	3.8	0.77	2.2	0.32	2.1	0.32
Z-2846	1	32.5	66.1	6.7	25.6	4.9	1.1	4.4	0.66	3.8	0.74	2.2	0.32	2.1	0.31
Z-2847	1	36.9	74.0	8.0	30.3	5.9	1.2	5.2	0.78	4.4	0.87	2.6	0.37	2.5	0.36
Z-2848	1	36.8	75.0	7.8	30.1	5.9	1.3	5.2	0.77	4.4	0.89	2.6	0.37	2.5	0.37
Z-2849	1	26.4	56.7	5.5	21.6	4.3	0.94	3.76	0.57	3.29	0.67	2.0	0.28	1.9	0.29
Z-2854	1	35.7	70.2	7.7	29.7	5.8	1.2	5.05	0.74	4.36	0.84	2.5	0.35	2.4	0.36
Z-2855	2	29.5	61.7	6.1	23.2	4.6	1.0	4.20	0.63	3.71	0.75	2.3	0.32	2.1	0.31
Z-3109	2	25.6	53.9	5.8	22.2	4.4	0.93	4.1	0.61	3.5	0.72	2.2	0.31	2.2	0.33

изменения. Соответственно эта зона реально занимает меньший интервал разреза, в пределах ~160–170.55 м, чем ранее была выделена [8].

Во всех образцах осадков из зоны над комплексом силлов изменение части макроэлементов похоже на их изменение в осадках, заключенных между силлами (рис. 3б, см. рис. 3а). Прежде всего, это относится к значительному уменьшению в них содержания $C_{орг}$. Также уменьшилось содержание Mn, но в меньшей степени. Содержание Ti, Fe, Mg слабо увеличилось, так же, как в осадках из комплекса силлов.

Из микроэлементов, содержание которых существенно уменьшилось в осадках, чередующихся с силлами (Cu, As, Mo, Ag, Cd, Sb, Bi), (см. рис. 4а), в осадках над комплексом силлов их содержание также уменьшилось, кроме Ag, но значительно слабее (см. рис. 4б). Содержание Li, Pb уменьшилось аналогично уменьшению их содержания в осадках между силлами. Уменьшение содержа-

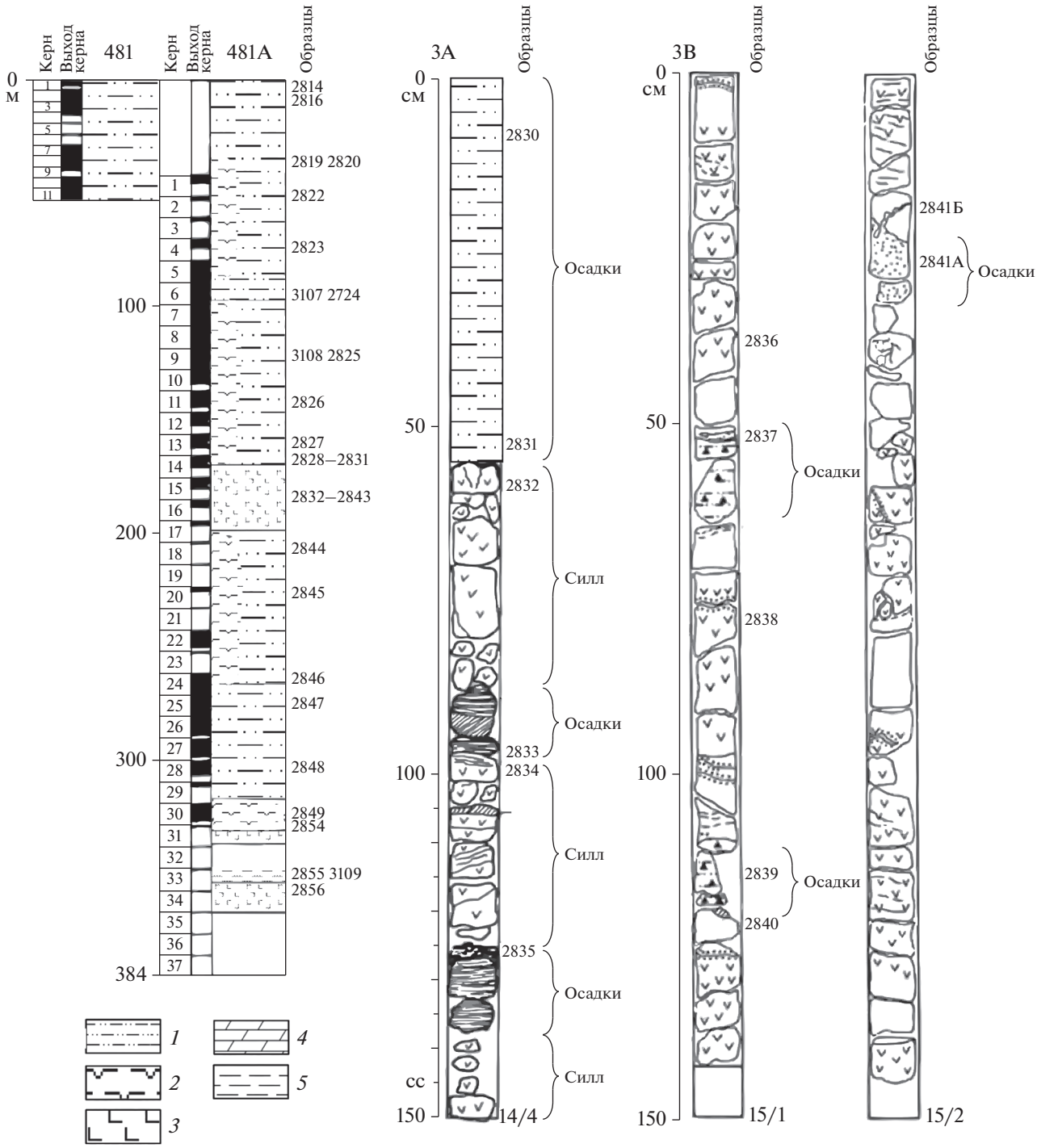


Рис. 2. Литологическая колонка скв. 481А; зоны контактов силлов и осадков; 3А (керн 14, секция 4), 3В (керн 15, секция 2) по [6] с изменениями.
1 – алевриты/алевролиты; *2* – диатомовый ил; *3* – базальтовый силл; *4* – доломит; *5* – глины/аргиллиты.

ния Ni, Cu, Zn, Sb, Bi, U слабо проявлено. Непосредственно на контакте с силлом (образцы 2830, 2831) степень уменьшения содержания Li, Cd, Cs, Bi возросла по сравнению с осадками, более удаленными от силла (образцы 2827, 2829). В отличие от осадков, чередующихся с силлами, в осадках над комплексом силлов увеличилось содержание Ag. Кроме того, в образце 2831, который находится прямо на кровле силла, увеличилось содержание Sc, V, Cr, Co, Ni. Содержание РЗЭ в осадках над комплексом силлов практически осталось таким, как в неизмененных осадках (см. рис. 5б).

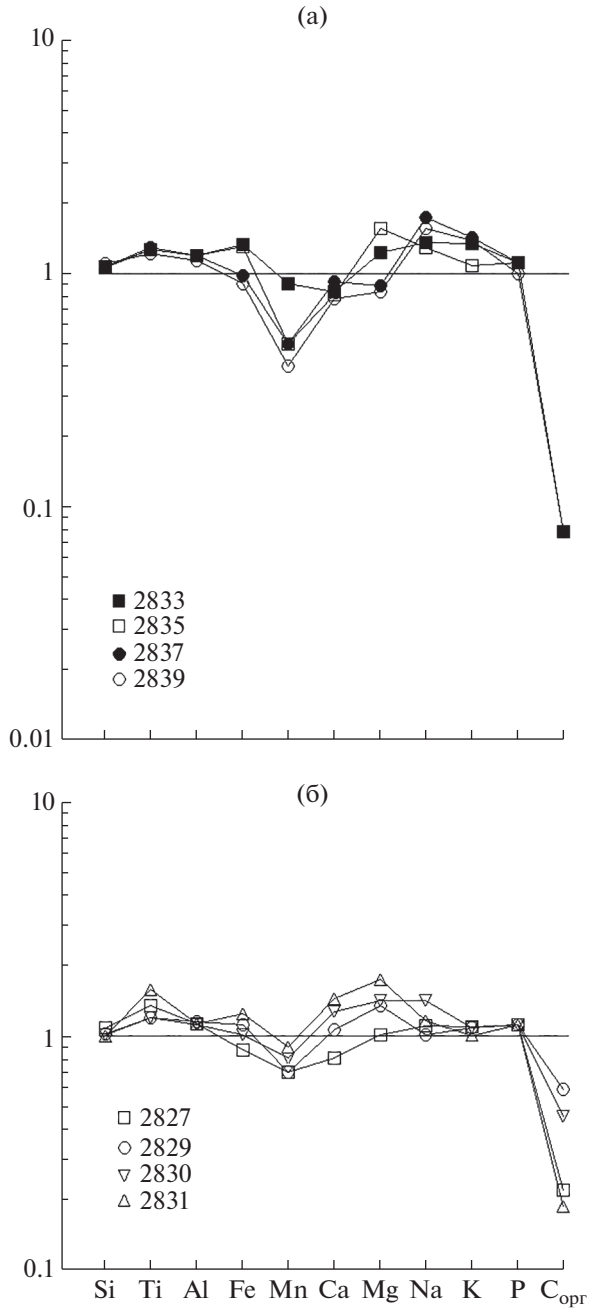


Рис. 3. Содержание макроэлементов и Сорг в измененных осадках из скв.481А. Нормировано по среднему составу неизмененных осадков; (а) – осадки внутри комплекса тонких силлов; (б) – осадки на контакте с кровлей комплекса силлов.

Таким образом, изменение химического состава осадков, расположенных над комплексом тонких силлов, в основном похоже на изменение химического состава осадков, запечатанных между силлами в комплексе тонких силлов, но проявлено для большинства элементов значительно слабее, кроме Li, Pb, степень уменьшения их содержания в тех и других осадках одинаковая.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Влияние силлов на изменение содержания макроэлементов в осадках

В осадках из зон контактов с силлами изменение содержания большинства макроэлементов не произошло или проявилось слабо.

В осадках, которые находятся внутри комплекса тонких силлов, наиболее заметно уменьшилось только содержание Mn. Содержание Ti, Na увеличилось слабо. В отдельных образцах увеличилось незначительно содержание Fe, Mg, K. В осадках над этим комплексом силлов, на контакте с ним, изменение содержания макроэлементов похоже на их содержание в осадках, чередующихся с силлами в комплексе силлов с некоторыми отклонениями. В них уменьшение содержания Mn проявлено слабо, не произошло увеличение содержания K, но в отдельных образцах, расположенных наиболее близко к кровле силла, увеличилось содержание Ca (см. рис. 3а, 3б).

Тонкие силлы, которые внедрились в осадочный покров одновременно или последовательно, относительно быстро остывали. Соответственно разогретые ими осадки с высоким содержанием морской воды также быстро остывали. В результате, в кратковременных гидротермальных системах в процессе взаимодействия вода-осадки сильного изменения содержания макроэлементов не происходило, в отличие от долгоживущих гидротермальных систем, в которых установлено интенсивное изменение содержания многих макроэлементов в гидротермально измененных осадках, как было показано при изучении скв. 477А, пробуренной в южном троге во впадине Гуаймас в районе с высоким тепловым потоком [1, 2].

В то же время, это обстоятельство в данном случае не указывает на неподвижность или слабую подвижность макроэлементов, так как процесс перераспределения элементов происходит внутри осадков и соответственно без изменения химического состава осадков в целом. Так осадки, чередующиеся с силлами в комплексе силлов, и осадки из зоны их контакта с кровлей силла, окремнены. Окремнение произошло при растворении диатомовых, которыми обогащены исходные осадки во впадине Гуаймас. В результате опал А преобразовался в опал С-Т и кварц. Кроме того, частичное растворение захватило терригенный кварц. Таким образом, перераспределение кремнезема внутри осадков очевидно, а изменения его содержания в них нет. В процессе растворение/отложение, в котором участвуют терригенные глинистые минералы, также происходит перераспределение макроэлементов в осадках. В этом случае также нет существенного изменения в осадках содержания макроэлементов, входящих в состав глинистых минералов.

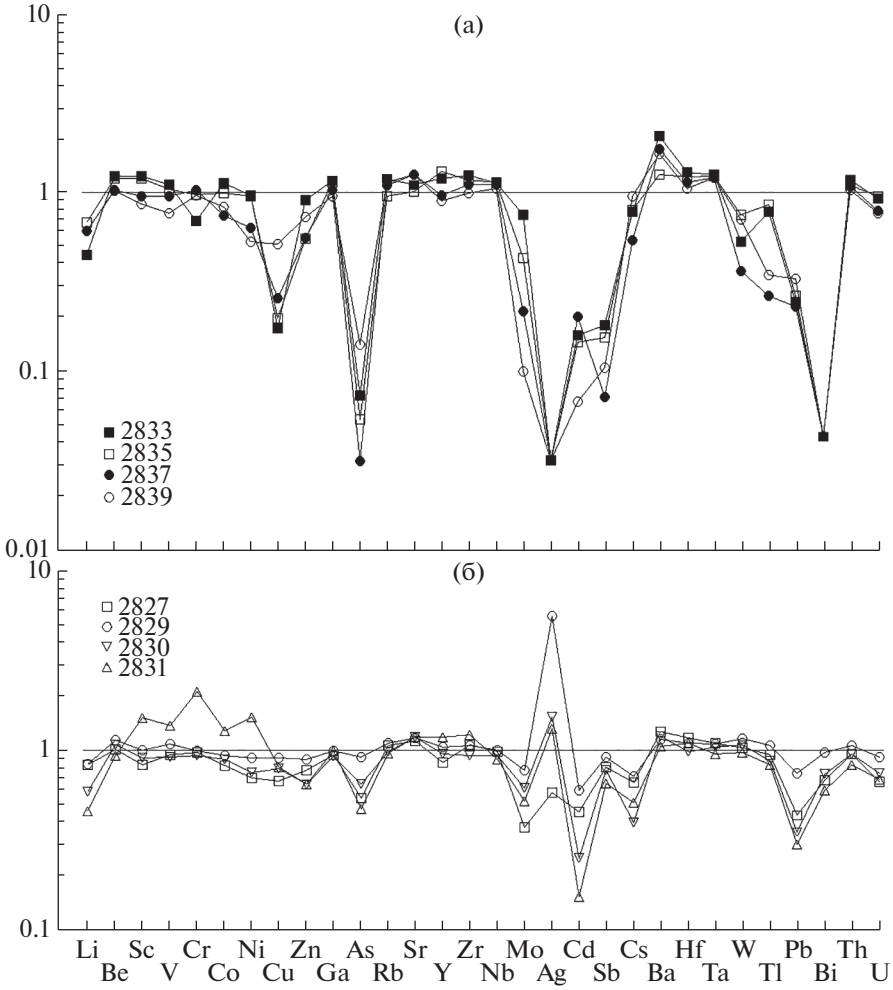


Рис. 4. Содержание микроэлементов в измененных осадках из скв. 481А. Нормировано по среднему составу неизмененных осадков. (а) и (б) – см. рис. 3.

Влияние силлов на изменение содержания микроэлементов в осадках

Самое сильное изменение содержания микроэлементов установлено в осадках, которые чередуются с силлами в комплексе тонких силлов. В них наиболее существенно уменьшилось содержание Li, Cu, As, Mo, Ag, Cd, Sb, Ta, W, Tl, Pb, Bi (см. рис. 4а). Одновременно в этих осадках произошло сильное уменьшение содержания $C_{орг}$ (см. рис. 3а), что указывает на связь микроэлементов с органическим веществом. Уменьшение содержания $C_{орг}$ в термально измененных осадках, заключенных в комплексе силлов, сопровождается и потерей содержащихся в них микроэлементов. В то же время, неясно, куда они мигрировали, так как каждый слой осадков заблокирован сверху и снизу силлами, что препятствует выходу растворов за их пределы. Можно допустить, что трансформированные растворы, получившие эти микроэлементы при изменении осадков, проникали по трещинам в осадки над комплексом силлов. Но в осадках из зоны контакта с кровлей этого комплекса силлов нет увеличения содержания тех микроэлементов, содержание которых сильно уменьшилось в осадках, чередующихся с силлами (см. рис. 4б). Более того, уменьшение содержания ряда микроэлементов повторяет уменьшение содержания этих элементов в осадках из комплекса силлов, но слабо проявлено. Только содержание Ag зеркально увеличилось в осадках над силлом при уменьшении его содержания в отдельных образцах осадков, заключенных в комплексе силлов.

Во всех осадках, испытавших воздействие силлов, содержание РЗЭ не изменилось по сравнению с их содержанием в неизмененных осадках или проявилось слабо. Это относится к осадкам, которые находятся внутри комплекса тонких силлов (см. рис. 5а) и над ним (на контакте с его кровлей), (см. рис. 5б).

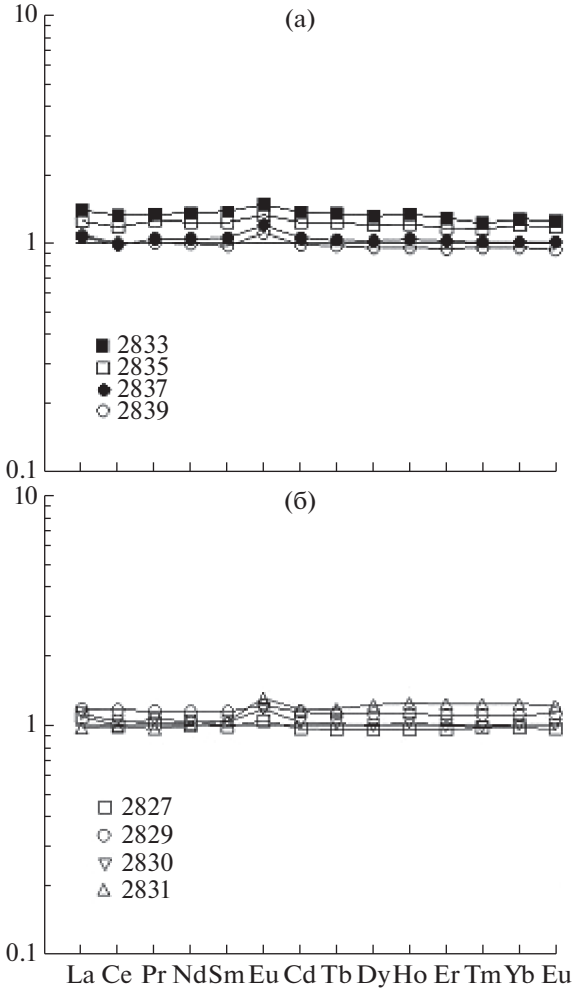


Рис. 5. Содержание РЗЭ в измененных осадках из скв. 481А. Нормировано по среднему составу неизмененных осадков. (а) и (б) – см. рис. 3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изменение химического состава верхнеплейстоценовых осадков (турбидитов, переслаивающихся с гемипелагическими осадками) из зон контактов с силлами во впадине Гуаймас Калифорнийского залива заключается в следующем:

1. В осадках, которые расположены внутри комплекса тонких силлов и над ним, для большинства макроэлементов изменение их содержания не произошло или проявилось слабо. В то же время, в данном случае это обстоятельство не указывает на неподвижность или слабую подвижность макроэлементов, так как процесс перераспределения элементов происходит внутри осадков и, соответственно, без изменения химического состава осадков в целом. Это связано с процессом растворение/отложение, в котором участвуют, прежде всего, диатомовые, опал С-Т, кварц, в котором содержание Si в окремненных осадках из термально измененных зон остается таким, как в исходных неизмененных осадках, а также глинистые минералы.

2. Для осадков, измененных под воздействием тепла силлов, характерным является уменьшение в них содержания $C_{орг}$. Особенно интенсивно это проявилось в осадках, заключенных в комплексе тонких силлов, в которых произошло самое заметное уменьшение содержания микроэлементов (Li, Cu, As, Mo, Ag, Cd, Sb, Ta, W, Tl, Pb, Bi).

3. Во всех осадках из зон контактов с силлами содержание РЗЭ не изменилось по сравнению с их содержанием в неизмененных осадках или проявилось слабо.

4. Полученные результаты показывают изменение химического состава осадков из зон контактов с силлами во впадине Гуаймас Калифорнийского залива, для которого характерно накопление с большой скоростью мощных толщ осадков с высоким содержанием морской воды и внедрением в них базальтовых силлов, сопровождаемых формированием гидротермальных систем. Проведенное исследование расширяет наши знания о процессах, происходящих и происходивших на начальных этапах формирования океанов в результате рифтинга континентальных окраин, в данном случае, представление об изменении химического состава осадков под влиянием внедрившихся в них силлов.

Образцы осадков отобраны в кернохранилище Программы океанского бурения (Ocean Drilling Program – ODP) при Техасском университете (Texas A & M University), г. Колледж Стейшн, США.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного плана научно-исследовательских работ, № 0135-2019-0053.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блинова Е.В., Курносов В.Б.* Гидротермальные изменения осадков в южном троге впадины Гуаймас Калифорнийского залива и трансформация состава растворов // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 6. С. 491–509.
2. *Курносов В.Б., Блинова Е.В.* Гидротермальные изменения осадков и трансформация состава растворов во впадине Гуаймас Калифорнийского залива // Докл. РАН. 2015. Т. 461. № 2. С. 197–200.
3. *Курносов В.Б., Сахаров Б.А., Блинова Е.В.* Глинистые минералы в осадках гидротермально активного южного трога впадины Гуаймас, Калифорнийский залив // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 4. С. 287–306.
4. *Курносов В.Б., Сахаров Б.А., Гептнер А.Р. и др.* Глинистые минералы верхнеплейстоценовых осадков из зон контактов с базальтовыми силлами (северный трог впадины Гуаймас, Калифорнийский залив, скважина 481/481А) // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 4.

5. *Курносов В.Б., Сахаров Б.А., Гептнер А.Р. и др.* Глинистые минералы в осадках центрально части впадины Гуаймас, Калифорнийский залив, скважина 478 // Тихоокеанская геология. 2019. (в печати).
6. *Curray J.R., Moore D.G. et al.* Init. Repts. DSDP. 64. Pt. 1. // Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1982. 507 p.
7. *Gieskes J.M., Elderfield H., Lawrence J.R et al.* Geochemistry of interstitial waters and sediments, Leg 64, Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 675–694.
8. *Kastner M.* Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1143–1158.
9. *Larson R.L.* Bathymetry, magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California. Bull // Geol. Soc. Am. 1972. V. 83. P. 3345–3360.
10. *Lawver L.A., Williams D.L.* Heat flow in the central Gulf of California // J. Geophys. 1979. V. 84. P. 3465–3478.
11. *Lewis B.T.R., Robinson P.* Init. Repts. DSDP. 1983. V. 65. 752 p.
12. *Lonsdale P., Bischoff J.L., Burns V.M. et al.* A high-temperature hydrothermal deposit on the seabed at a Gulf of California spreading center // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 49. P. 8–20.
13. *Moore D.G.* Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province // Geol. Soc. Am. Bull. 1973. № 84. P. 1883–1906.
14. *Niemitz J.* Geochemistry of sediments, Leg 64, Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 695–716.
15. *Williams D.L., Becker K., Lawver L.A., Von Herzen R.P.* Heat flow at the spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California // J. Geophys. Res.1979. № 84. P. 6757–6796.

Hydrothermal Altered Sediments from Contact Zones with Sills in North Trough of the Guaymas Basin, Gulf of California

E. O. Goncharov[a, #], V. B. Kurnosov[a, ##], Yu. I. Konovalov[a], A. R. Geptner[a], K. R. Galin[a], N. N. Ignatyev[a]

[a]*Geologicheskiy institute RAS, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: zevs159357@list.ru*

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

Chemical composition of the Upper Pleistocene sediments (turbidites interbedded with hemipelagic sediments) from contact zones with basalt sills in the Guaymas Basin, Gulf of the California (DSDP Hole 481A), was studied by the methods of XRF and ICP-MS. Alteration for most macroelements in these sediments is not or slightly. This is not indicates immobility or slightly mobility of these elements, as a process of a distribution of elements occurs inside of sediments without a change their bulk chemical compositions at dissolution/deposition process, in which primary diatoms, opal C-T, quartz, and clay minerals. In results, as a whole there is no change in the content of macroelements in sediments. Whereas, the contents C_{org}, Li, Cu, As, Mo, Ag, Cd, Sb, Ta, W, Tl, Pb, Bi strongly decreace in altered sediments from contact zones with sills.

Keywords: Gulf of California, Guaymas Basin, hole, chemical composition

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 125–137

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.361

ПРИРОДА АСИММЕТРИИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА НА СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

© 2020 г. М. Д. Хуторской[1, *], Е. А. Тевелева[1]

[1]Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: mkhutorskoy@ginras.ru

Поступила в редакцию 21.02.2019 г.
После доработки 21.02.2019 г.
Принята к публикации 18.06.2019 г.

Проведен статистический анализ распределения теплового потока вдоль девяти геотраверсов, пересекающих срединно-океанические хребты в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах. Установлена значимая асимметрия в распределении теплового потока – средние его значения различаются по разные стороны от оси хребтов. В геотраверсах южного полушария Земли их западный фланг имеет более высокое значение среднеарифметического теплового потока, а в геотраверсах северного полушария – восточный фланг. Учитываются различные тектонические факторы, приводящие к такому распределению, но универсальной причиной этой закономерности предложено считать влияние силы Кориолиса, которая при вращении планеты отклоняет восходящий поток магмы в дивергентных зонах, соответственно, к западу – в южном, и к востоку – в северном полушариях.

Ключевые слова: тепловой поток, геотраверсы, Мировой океан, полушария Земли, асимметрия, сила Кориолиса

DOI: 10.31857/S0030157420010141

Детальные исследования теплового потока в пределах склонов срединно-океанических хребтов и смежных абиссальных котловин показали, что его распределение не является везде симметричным относительно оси хребта в соответствующих однотипных зонах, а подчинено сложному механизму перераспределения, зависящему от многих геологических причин, связанных с тектоникой и особенностями строения литосферы этих зон.

Факт геотермической асимметрии склонов срединных океанических хребтов (СОХ), смежных абиссальных котловин и пассивных частей трансформных разломов в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах был обоснован и подтвержден на основании статистической обработки выборок измерений из глобальной базы данных по тепловому потоку вдоль геотраверсов, пересекающих СОХ и охватывающих перечисленные структурные элементы океанической коры [10, 11, 15–17]. Важно отметить, что асимметрия СОХ наблюдается не только в тепловом поле, но и в других геофизических полях: магнитном [2] и гравитационном [22], а также в структуре коры [7, 13].

Природа этого феномена многократно обсуждалась, и предлагались различные геолого-геофизические модели для объяснения существующей асимметрии. Некоторые исследователи отмечают существование различной скорости спрединга океанических плит по разные стороны от оси хребтов [7, 13, 19], другие полагают, что различаются геодинамические процессы в смежных плитах, и на одной из них режим сжатия, сменивший первичную обстановку растяжения, создает характерные для сжатия шарьяжно-надвиговые структуры [11, 13].

Мы недавно предложили рассмотреть влияние силы Кориолиса [18], действующую на любую массу, которая двигается вдоль радиуса вращающейся Земли и отклоняет эту массу от ортогональной траектории, соответственно, к западу в южном полушарии и к востоку – в северном. В качестве такой “массы” может рассматриваться восходящий поток магмы в дивергентных зонах срединных хребтов. Отклонение этого потока от траектории, ортогональной к поверхности планеты, обусловливает наблюдаемую геотермическую асимметрию.

Целью данной работы является сравнительный анализ распределения теплового потока вдоль геотраверсов, пересекающих СОХ в южном и северном полушариях планеты. Естественно, нами рассматриваются те пересечения СОХ, которые наиболее представительно обеспечены измерениями теплового потока. Компиляция изме-

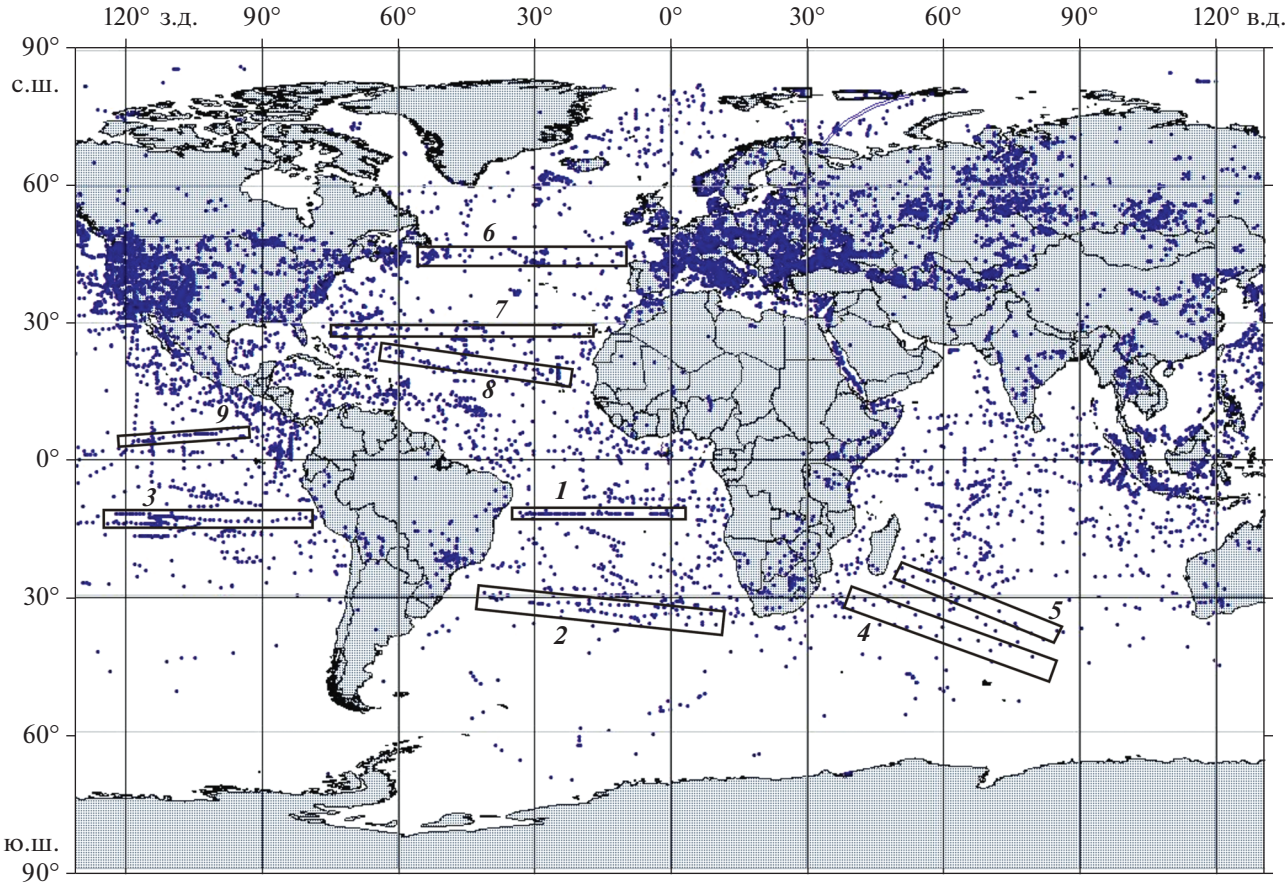


Рис. 1. Схема расположения точек измерения теплового потока и исследованных геотраверсов в Мировом океане (номера см. в тексте и в таблицах).

ренных значений теплового потока отражена в глобальных базах данных [9, 26, 29, 35].

Для установления факта геотермической асимметрии на флангах СОХ нами было проведено сравнение выборок данных теплового потока для однотипных элементов вдоль длинных профилей (геотраверсов), пересекающих хребты в Мировом океане: Срединно-Атлантический хребет (САХ), Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) и Западно-Индийский хребет (ЗИХ) (рис. 1). Статистические выборки для каждого из этих геотраверсов вполне представительны для проведения сравнительного анализа.

Доказательство возможной геотермической асимметрии структурно-морфологических элементов вдоль геотраверсов основано на статистическом сравнении выборок эмпирических данных, относящихся к разным его частям, в нашем случае, к его западному и восточному простиранию.

Для оценки статистически значимого различия средних значений теплового потока в исследуемых выборках использовался параметрический критерий Крамера–Вэлча (T), значение которого находят по формуле [3]:

$$T = \frac{\sqrt{mn}(\overline{x} - \overline{y})}{\sqrt{ns_x^2 + ms_y^2}},$$

где $\overline{x}$, s_x^2, n и $\overline{y}$, s_y^2 и m соответственно выборочные средние, дисперсии и количество данных по двум сравниваемым выборкам. Если $T < \varphi\left(1 - \frac{1}{2}\right)$, где $\varphi\left(1 - \frac{\alpha}{2}\right)$ – значение обратной функции нормального распределения от уровня значимости α, где $\alpha = 1 - P$, P – доверительная вероятность, то принимают гипотезу об однородности средних значений теплового потока, т.е. существование асимметрии не подтверждается. Если же $T \geq \varphi\left(1 - \frac{\alpha}{2}\right)$, то принимают гипотезу о том, что средние значения по рассматриваемому признаку неоднородны и асимметрия подтверждается. При уровне значимости $\alpha = 0.05$ (при $P = 95\%$) крити-

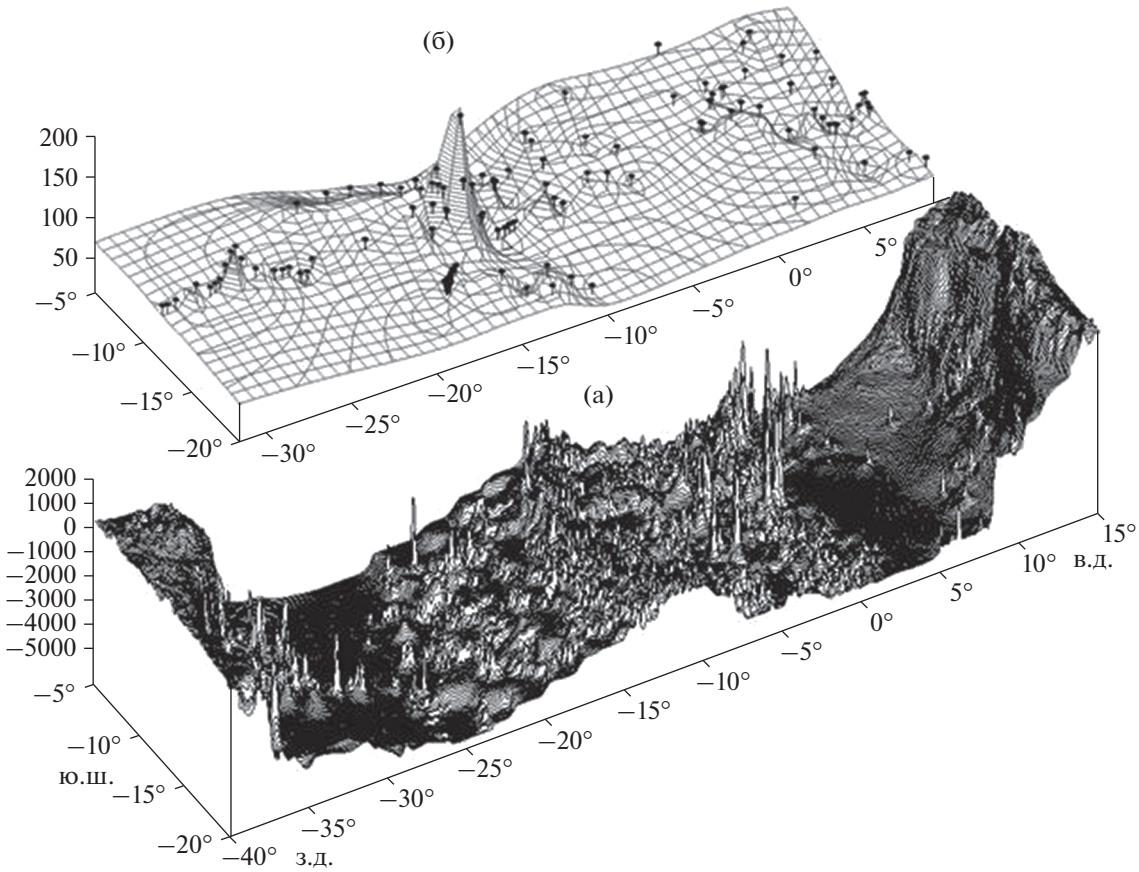


Рис. 2. Рельеф дна (а) и тепловой поток (б) вдоль Анголо-Бразильского геотраверса.

ческое значение критерия Крамера–Вэлча $T = 1.96$. Следовательно, если значение критерия не превышает данную величину, то следует принять гипотезу об однородности данных выборок по среднему значению. Если значение критерия больше или равно критическому значению, то выборки по среднему значению признаются различными.

ЮЖНОЕ ПОЛУШАРИЕ ЗЕМЛИ

В южном полушарии мы проанализировали распределение теплового потока вдоль пяти геотраверсов: 1) Анголо-Бразильский геотраверс (12° ю.ш.), 2) геотраверс вдоль 31° ю.ш. – в Атлантическом океане; 3) геотраверс 15° ю.ш. – в Тихом океане, а также геотраверсы в Индийском океане: 4) южная часть котловины Крозе-Мозамбикская котловина и 5) северная часть котловины Крозе-Мадагаскарская котловина (см. рис. 1).

Атлантический океан. Большинство геотермических данных по Анголо-Бразильскому геотраверсу (№ 1) было получено во время многолетних экспедиционных геолого-геофизических исследований ВНИИОкеангеология [5, 8, 10, 12].

В пределах Анголо-Бразильского геотраверса выполнены детальные измерения теплового потока, гравитационного и магнитного полей, рельефа дна, проведен большой объем сейсмических исследований.

Морфоструктура дна вдоль геотраверса подчиняется традиционной схеме строения трансокеанических структур [7]. В центральной части геотраверса располагается Срединно-Атлантическое поднятие, по обе стороны от которого лежат абиссальные плиты (Ангольская и Бразильская котловины) и сопряженные с плитами окраинно-материковые флексуры (Африканский и Южно-Американский континентальные склоны с подножьями) (рис. 2). Перечисленные структуры первого порядка осложнены системой подчиненных и наложенных морфоструктур: выделяются мозаично-ячеистые и линейно-грядовые поднятия, плато, троги, вулканические постройки центрального типа. Несмотря на плавные в целом сопряжения структур, продольные относительно срединного хребта зоны контактируют по сбросам. Исходя из ландшафтных характеристик (размер, амплитуда, выдержанность ориентировки), отмечается асимметрия крыльев срединного под-

Таблица 1. Статистические характеристики геотраверсов в южном полушарии Атлантики

№ геотраверса	№ 1 Анголо-Бразильский		№ 2 31° ю.ш.	
запад/восток	запад	восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	62	39	91	61
Среднеквадратическое отклонение	25	21	94	62
Количество измерений	16	18	6	27
Значение критерия Крамера–Вэлча	3.0		0.99	
Доверительная вероятность	99%		70%	

нятия: при формировании базальтового ложа тектоно-магматическая деятельность наиболее интенсивно проявилась на западном “бразильском” крыле [8].

Строение магнитного поля западного и восточного флангов поднятия также асимметрично. Аномалии западного фланга отличаются относительно повышенной интенсивностью (до 150 нТл) и более выдержанной линейностью. Они хорошо идентифицируются до 33-й аномалии включительно. Аномалии восточного фланга характеризуются сглаженным (до 100 нТл) знакопеременным фрагментарно линейным полем, и корреляция здесь весьма условна [5]. Асимметрия в строении аномального магнитного поля западного и восточного флангов срединного поднятия устанавливается и на геомагнитном разрезе: поверхность нижних кромок намагниченных тел на западном фланге не опускается глубже 12 км, а на восточном достигает 20 км от поверхности океана.

По данным МОВ ОГТ отмечается существование структурных швов, захороненных под осадочным чехлом. На сейсмическом разрезе они выражаются в виде мощного рефлектора, проходящего через всю кору и смещающего поверхность Мохо. Хотя эти швы не выражены ни в рельефе дна, ни в гравитационном поле, в структурном плане они также дают основание предположить асимметрию обусловивших их тектонических процессов. На “Ангольском шве” наблюдается надвигание океанической литосферы по поверхности палеоконтинентального склона в сторону континента, а на “Бразильском” – листрическое сползание.

Наблюдаемая асимметрия в глубинной структуре склонов и абиссальных котловин вдоль геотраверса, а также в магнитном поле связана, естественно, с различием в энергетике геодинамических процессов, о чем можно судить на основании анализа геотермических данных. При статистической обработке и расчету критерия Крамера-Вэлча они показали значимое различие теплового потока по разные стороны САХ. Так, средний тепловой поток западнее САХ составляет 62 мВт/м^2, а восточнее – 39 мВт/м^2 (табл. 1).

Обсуждая причины геотермической асимметрии хребта, можно в первом приближении согласиться с авторами работы [8], которые объясняют ее “...отсутствием единого механизма формирования океанической литосферы” (стр. 21), но полученные нами результаты заставляют предположить наличие дополнительных глубинных термических источников, которые обусловили повышение теплового потока на западном фланге хребта в полосе геотраверса.

Можно предположить или наличие разной мощности литосферы с западной и восточной стороны хребта (в этом случае в стационарном геотермическом поле сохранятся различия фоновых значений теплового потока), или действие нестационарных и более поздних геодинамических процессов, изменивших термическую структуру уже сформировавшейся океанской литосферы.

Первое из наших предположений не согласуется с независимыми геофизическими результатами, полученными при изучении геотраверса, а также с оценками мощности литосферы по данным о батиметрии дна [6]. Второе предположение более реально, т.к. структурная неоднородность и наличие наложенных тектонических процессов в сформировавшейся литосфере подтверждается данными гравиметрии [1], магнитометрии и сейсмического профилирования.

Геотраверс вдоль 31° ю.ш. протягивается от Капской котловины на востоке до Плато Риу-Гранди – на западе Атлантического океана. В полосе геотраверса[1] имеется 6 измерений западнее САХ и 27 измерений – восточнее. Применив ту же методику сравнения данных, мы рассчитали, что средний тепловой поток западнее САХ составляет 91 мВт/м^2, а восточнее – 61 мВт/м^2, т.е. пришли к аналогичному результату: западный фланг САХ на геотраверсах южного полушария в Атлантике обладает более высоким тепловым потоком (см. табл. 1).

Как было анонсировано выше, мы обсудим более общие и универсальные модели для объяснения наблюдаемой асимметрии теплового потока после характеристики всех геотраверсов.

[1] В выборку данных теплового потока включались все измерения, расположенные в полосе шириной ±2° от оси геотраверса.

Тихий океан. В южном полушарии Тихого океана мы рассмотрели один геотраверс, пересекающий ВТП по 15° ю.ш. ВТП представляет одно из главных звеньев глобальной цепи срединно-океанических хребтов. В юго-восточной части Тихого океана оно служит границей между литосферной плитой Пацифик на западе и плитами Антарктической, Чилийской, Наска и Кокос на востоке. Морфологически поднятие выражено в виде широкого (1000–1200 км) вала с пологими склонами, расчлененными на крупные и мелкие глыбы, среди которых высятся отдельные подводные вулканические горы или вулканические массивы. Параллельно главной оси ВТП иногда встречаются глыбово-вулканические поднятия относительно небольшой протяженности. Гребень ВТП располагается на глубинах 2–3 км, и лишь несколько отдельных вулканов поднимаются до отметок менее 2 км. Высшей точкой хребта в этой части океана является остров Пасхи, расположенный в зоне его сочленения с широтным глыбово-вулканическим хребтом Сала-и-Гомес.

Особенностью ВТП, отличающей его от других срединных хребтов, является отсутствие продольной рифтовой долины и обрамляющей ее хребтов, что объясняется высоким темпом спрединга (до 16 см/год), при котором обильные массы поступающего к поверхности магматического материала полностью заполняют рифтовую долину [32].

Осадочный слой на поднятии довольно тонкий, а в ряде мест и вообще отсутствует. Второй слой, представленный в основном базальтами, имеет мощность порядка 1 км, а “базальтовый слой”, который, судя по результатам драгировок на разломе Хизена в 24-м рейсе НИС “Академик Курчатов”, состоит из амфиболитовых сланцев, имеет мощность 3.6–3.7 км, что почти на 2 км меньше мощности этого слоя за пределами ВТП. Г. Менард в своих работах называл ВТП мегантиклинальным воздыманием океанской земной коры, в котором слои становятся постепенно все более тонкими по мере приближения к гребню [32].

На всем протяжении ВТП расчленено многочисленными трансформными разломами, по которым его блоки сдвинуты иногда на значительные расстояния. Например, смещение оси ВТП в разломах Хизена и Тарп трансформной системы Элтанин между 53° и 57° ю.ш. достигает 15° по долготе, т.е. более 1500 км. Характер смещений меняется по простиранию ВТП: к югу от параллели 40° ю.ш. преобладают правосторонние смещения, между 40° и 20° ю.ш. – левосторонние, а севернее 20° ю.ш., вплоть до стыка с широтным Галапагосским поднятием, – опять правосторонние.

Многие исследователи также отмечают сходные черты в геофизических полях южной части Срединно-Атлантического хребта и ВТП в юго-восточной части Тихого океана [30, 32]. Это сходство выражается в одинаковых величинах аномалий полного вектора геомагнитного поля и гравитационных аномалий в редукции Фая.

Таблица 2. Статистические характеристики геотраверса в южном полушарии Тихого океана

№ геотраверса	№ 3 15° ю.ш.	
запад/восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	88	72
Среднеквадратическое отклонение	61	59
Количество измерений	3745	3520
Значение критерия Крамера–Вэлча	2.84	
Доверительная вероятность	99%	

Основной объем геотермических измерений в этой части Тихого океана был получен американскими и канадскими учеными. Тем не менее, около 50 измерений теплового потока выполнено российскими учеными, в том числе и авторами данной работы, во время 14-го рейса НИС “Дмитрий Менделеев” и 24-го рейса НИС “Академик Курчатов” [12].

Район геотраверса 15° ю.ш. характеризуется самой высокой геотермической изученностью из всех рассмотренных объектов. В общей сложности здесь проанализировано 7260 измерений теплового потока, из которых 3740 расположены западнее оси ВТП, и 3520 – восточнее. Расчет статистического различия выборок показал, что на этом пересечении ВТП существует значимая асимметрия теплового потока: среднее его значение западнее хребта составляет 88 мВт/м^2, а восточнее – 72 мВт/м^2 (табл. 2).

Индийский океан. В настоящей работе мы проанализировали распределение теплового потока на флангах Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) (см. рис. 1). Он морфологически разделяется на Западно-Индийский (ЗИХ) и Африкано-Антарктический хребты, сочленение которых происходит в зоне трансформного разлома Принца Эдуарда на 37° в.д. (рис. 3). Хребты характеризуются интенсивно расчлененным рельефом с перепадом высот до 4 км. Они пересекаются многочисленными трансформными разломами, смещающими современную ось спрединга иногда на десятки миль [19].

ЮЗИХ относится к медленно спрединговым хребтам [34]. Скорость спрединга здесь, в среднем, не превышает 14 км/млн лет (1.4 см/год)[2], причем аккреция коры по разные стороны от оси хребта резко асимметрична. Так, на “Антарктической” стороне она составляет 8.5 км/млн лет, а на

[2] Для сравнения, на Срединно-Атлантическом хребте средняя скорость спрединга составляет 2.5 см/год.

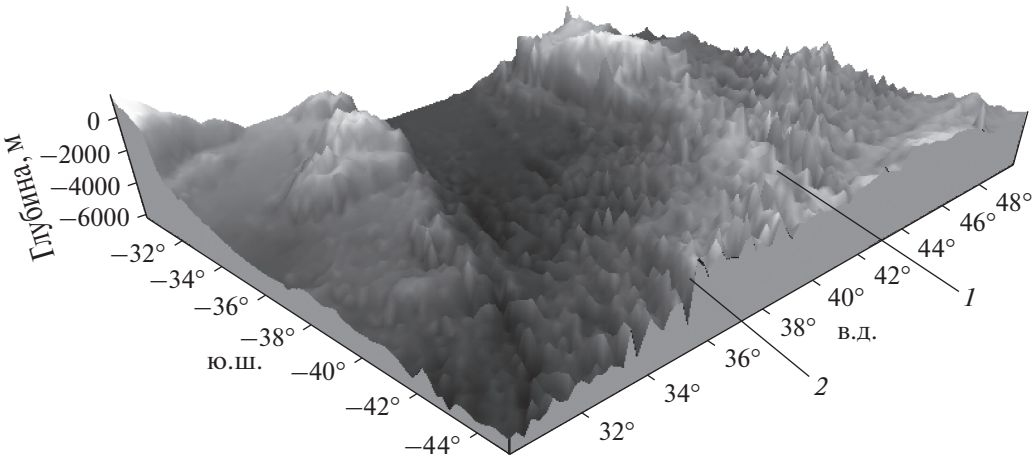


Рис. 3. Морфологическая схема Юго-Западного Индийского хребта.
1 – Западно-Индийский хребет; *2* – трансформный разлом Принца Эдуарда.

"Африканской" – 5.5 км/млн лет [27]. Вдоль простирания ЮЗИХ также наблюдается структурная асимметрия. Участки хребта, лежащие западнее трансформного разлома Эндрю-Бэйн (30° в.д.) и восточнее трансформного разлома Мэлвилл (61° в.д.), характеризуются аномально глубокой осевой долиной, косым спредингом, небольшой величиной центральной магнитной аномалии и нестабильным морфологическим проявлением на дне пассивных частей трансформных разломов [23, 27]. Такие свойства периферийных частей ЮЗИХ позволяют предположить, что они имеют относительно "холодную" мантию, прочную и толстую литосферу и ограниченные запасы магмы. Напротив, центральная часть ЮЗИХ, между 30° и 61° в.д., характеризуется прекрасно проявляющимися в рельефе трансформными разломами, ортогональным спредингом и ярко выраженной центральной магнитной аномалией [34]. Внутри этой части ЮЗИХ, между трансформными разломами Атлантис II (56°45′ в.д.) и Навара (58°40′ в.д.), лежит сегмент, который, судя по скорости спрединга, можно сравнить с большинством сегментов Срединно-Атлантического хребта.

Таким образом, ЮЗИХ характеризуется структурной и морфологической асимметрией вдоль и вкрест своего простирания.

В юго-западной части океана, начиная с конца 60-х годов XX века, неоднократно проводились экспедиционные работы на американских, французских и японских научно-исследовательских судах, включавшие измерения теплового потока [20, 21, 24, 28]. Компиляция измеренных значений теплового потока отражена в глобальных базах данных [26, 29, 35]. На рис. 4 показаны все известные на сегодняшний день пункты измерений в этой части Индийского океана.

Для установления факта геотермической асимметрии на флангах ЗИХ нами было проведено сравнение выборок данных теплового потока вдоль двух длинных профилей (геотраверсов), пересекающих хребет (см. рис. 4). Статистические выборки для каждого из этих геотраверсов вполне представительны (табл. 3) для проведения сравнительного анализа.

Таким образом, в юго-западной части Индийского океана мы констатируем наличие не только структурной, но и геотермической асимметрии ЗИХ относительно его оси. Западный склон и смежная абиссальная котловина характеризуется более высоким тепловым потоком по сравнению с восточной частью ЗИХ в полосе обоих геотраверсов.

Таблица 3. Статистические характеристики для значений теплового потока (мВт/м^2) по геотраверсам № 5 и № 4 (Индийский океан)

№ геотраверса	№ 5		№ 4	
западнее/восточнее оси ЗИХ	З	В	З	В
Среднее значение теплового потока	76	48	124	77
Среднеквадратическое отклонение	59	30	79	40
Количество измерений	65	28	12	48
Значение критерия Крамера–Вэлча (*T*)	2.38		2.9	
Доверительная вероятность	99%		99%	

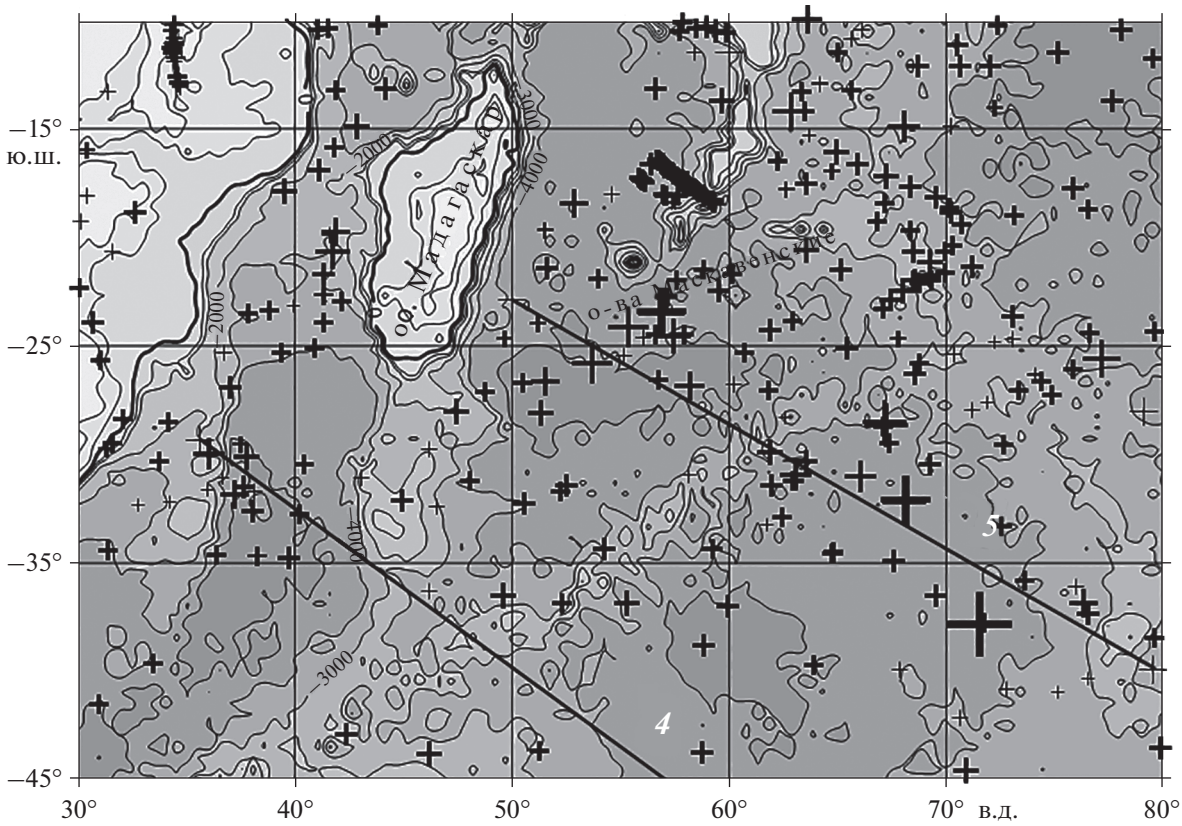


Рис. 4. Батиметрическая карта юго-западной части Индийского океана (сечение изобат – 1000 м) и расположение точек измерения теплового потока (крестики).
Размер крестиков пропорционален величине теплового потока.
4, *5* – номера геотраверсов (см. рис. 1), вдоль которых проведена статистическая обработка геотермических данных.

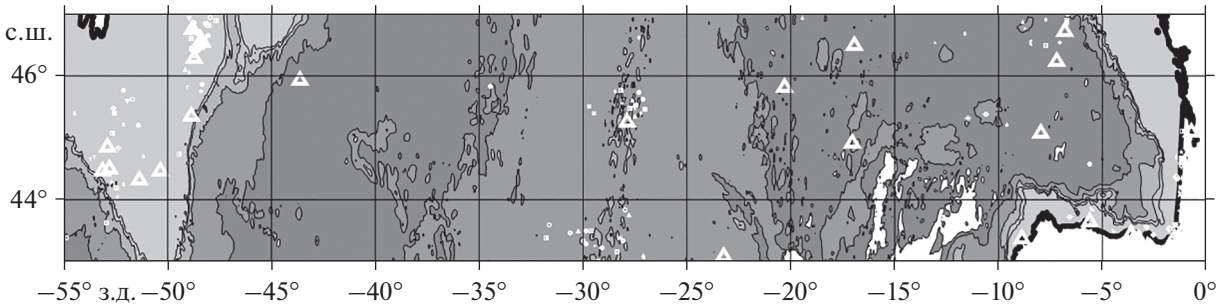


Рис. 5. Рельеф дна и пункты измерений теплового потока (треугольники) в районе геотраверса 45° с.ш.
Размер треугольников пропорционален величине теплового потока.

Подводя итоги статистического анализа асимметрии СОХ южного полушария, мы отмечаем, что для всех пересечений хребтов в трех океанах Земли западный фланг обладает более высоким тепловым потоком, чем восточный.

СЕВЕРНОЕ ПОЛУШАРИЕ ЗЕМЛИ

В северном полушарии рассматривались четыре геотраверса: 6) геотраверс 45° с.ш., 7) Канаро-Багамский геотраверс (28° с.ш.), 8) геотраверс 19° с.ш. – в Атлантике и 9) геотраверс 10° с.ш. в Тихом океане.

Атлантический океан. Геотраверс 45° с.ш. простирается от Бискайского залива на востоке до Ньюфаундлендской котловины – на западе, пересекая САХ на 28° з.д. Район достаточно хорошо изучен всеми геолого-геофизическими методами. Достаточно сказать, что только измерений теплового потока здесь выполнено более 250 (рис. 5).

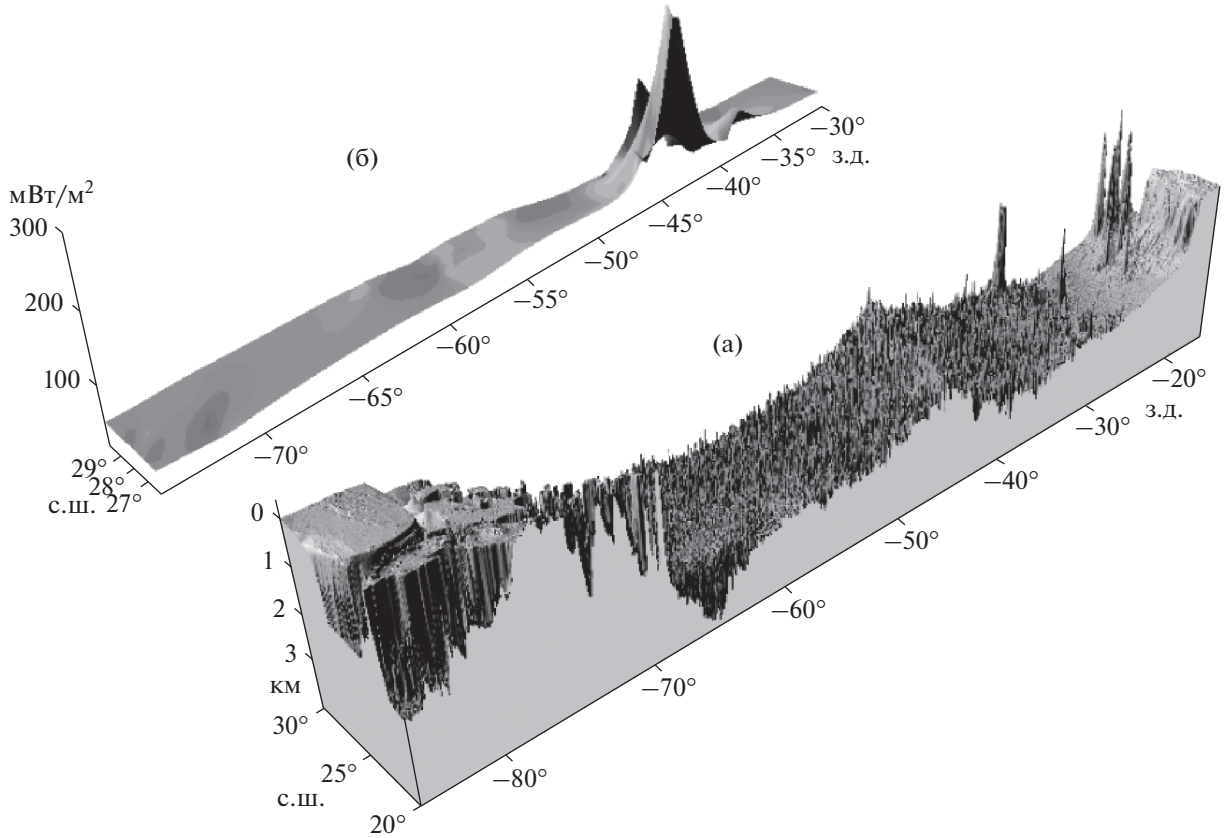


Рис. 6. Блок-диаграммы рельефа дна (а) и теплового потока (б) вдоль геотраверса № 7 (Канаро-Багамский).

Диапазон изменения теплового потока очень широкий. Минимальное значение составляет 25 мВт/м^2, а максимальное – 180 мВт/м^2. Заметим, что САХ в этом районе характеризуется не самыми экстремальными значениями, что обычно связывают с уменьшением кондуктивного теплового потока из-за тепломассопереноса в рифтовой долине хребта.

Максимальные значения теплового потока относятся к восточному склону САХ в районе 8–10-й магнитных аномалий. Далее на восток, в Бискайском заливе тепловой поток несколько уменьшается, но, тем не менее, остается повышенным по сравнению с Ньюфаундленской котловиной. Сравнение выборок теплового потока западнее и восточнее оси САХ показало, что выборка на востоке имеет статистически значимое превышение среднего теплового потока над тем, которое характеризует выборку на западе (табл. 4).

Таблица 4. Статистические характеристики для значений теплового потока (мВт/м^2) по геотраверсу № 6

№ геотраверса	№ 6 (45° с.ш.)	
запад/восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	69	84
Среднеквадратическое отклонение	57	43
Количество измерений	95	200
Значение критерия Крамера–Вэлча	2.6	
Доверительная вероятность	99%	

Позиция Канаро-Багамского геотраверса (23°–29° с.ш.) выбрана так, что им пересекается только одна дивергентная граница плит (САХ) (рис. 6), которая функционировала на протяжении всей истории раскрытия Атлантики. Расположенная между наиболее удаленными друг от друга атлантическими трансформными разломами Кейн и Атлантис, полоса геотраверса покрывает регион, наиболее представительный для рассмотрения процессов аккреции и эволюции океанической коры в обстановке медленного спрединга [6].

По результатам сейсмических работ, в районе геотраверса выделяется два типа земной коры, имеющих определенную структуру волнового поля и скоростные характеристики – нормальная и аномальная кора. Нормальная кора характеризуется наличием трех сейсмокомплексов: 1-й сейсмокомплекс, который по особенностям волнового поля сопоставляется с пиллоу-лавами и

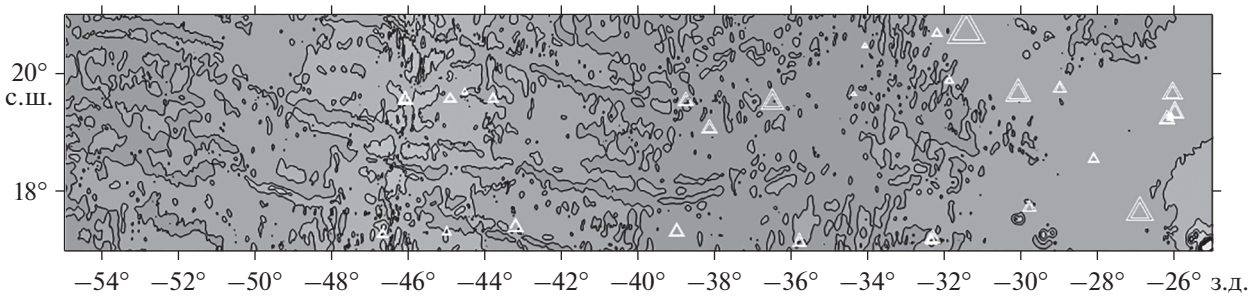


Рис. 7. Рельеф и положение точек измерения теплового потока (треугольники) вдоль геотраверса 19° с.ш. (размер треугольников пропорционален величине теплового потока).

базальтовыми потоками в разрезах офиолитов; 2-й – (акустически прозрачный горизонт) интерпретируется как комплекс параллельных даек; 3-й сейсмокомплекс по присутствию динамически выраженных отражающих площадок и наклонных рефлекторов отвечает габброидам нижних частей разреза типичных офиолитов. На большинстве временны́х разрезов МОВ выделяется раздел Мохо, отмечающий переход от “слоистой” к “неслоистой” записи. На профилях МОВ в полосе Канаро-Багамского геотраверса встречаются также участки, где волновые поля имеют аномальные особенности: насыщение осями дифракции или отражающие границы сложной структуры (наклонные и “шпорообразные” рефлекторы).

Проявления асимметрии на геотраверсе отмечались при анализе “корневой зависимости” рельефа на склонах САХ [6], гравитационных аномалий Фая [5] и теплового потока [11]. Однако, статистическое сравнение геотермических характеристик однотипных морфологических элементов вдоль Канаро-Багамского геотраверса выявило их неоднородность. Так, сравнение статистик теплового потока в абиссальных котловинах показало, что в Канарской котловине в полосе геотраверса тепловой поток статистически значимо выше, чем в южной части Северо-Американской (Багамской) котловины. В то же время, сравнение распределения теплового потока на склонах САХ не обнаружило значимого различия с восточной и западной стороны от оси хребта.

Появление новой, намного более представительной базы данных по тепловому потоку [26] позволило заметно увеличить анализируемую выборку по Канаро-Багамскому геотраверсу. Если раньше в полосе геотраверса мы анализировали 42 измерения, то в последней базе те же координаты включали 70 измерений.

В табл. 5 приведены результаты статистической обработки выборок теплового потока в западной и восточной периферии геотраверса. Расчеты показали, что, в суммарной выборке превышение среднего теплового потока восточнее САХ статистически значимо по сравнению с выборкой геотермических данных западнее хребта.

На рис. 7 показан рельеф дна в районе геотраверса 19° с.ш. (№ 8). Этот блок земной коры почти не затронут трансформными смещениями и может рассматриваться как тектонотип симметричного расположения морфологических элементов океанического дна: склонов САХ и смежных абиссальных котловин.

Тем не менее, сравнение выборок теплового потока, сформированных на основании измерений по разные стороны от оси САХ, показало статистически значимое различие – восточный фланг геотраверса обладает более высоким средним тепловым потоком (табл. 6).

Тихий океан. В Пацифике лишь один геотраверс в северном полушарии удовлетворяет условию достаточной геотермической изученности. Это геотраверс № 9, пересекающий ВТП на 10° с.ш. Вдоль этого геотраверса усилиями, в основном, американских исследователей, получено более 5000 измерений теплового потока [31, 33, 36]. Подавляющее число измерений лежит в пределах 65–100 мВт/м^2. Лишь около 20 точек характеризуются ураганными значениями 250–260 мВт/м^2, тяготеющими к оси ВТП. Статистический анализ показал хотя и небольшое, но значимое различие теплового потока флангов ВТП: восточный фланг имеет более высокое среднее значение, чем западный (табл. 7).

Таблица 5. Статистические характеристики для значений теплового потока (мВт/м^2) по геотраверсу № 7

Геотраверс № 7 Канаро-Багамский		
запад/восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	78	105
Среднеквадратическое отклонение	56	79
Количество измерений	565	36
Значение критерия Крамера–Вэлча	1.99	
Доверительная вероятность	95%	

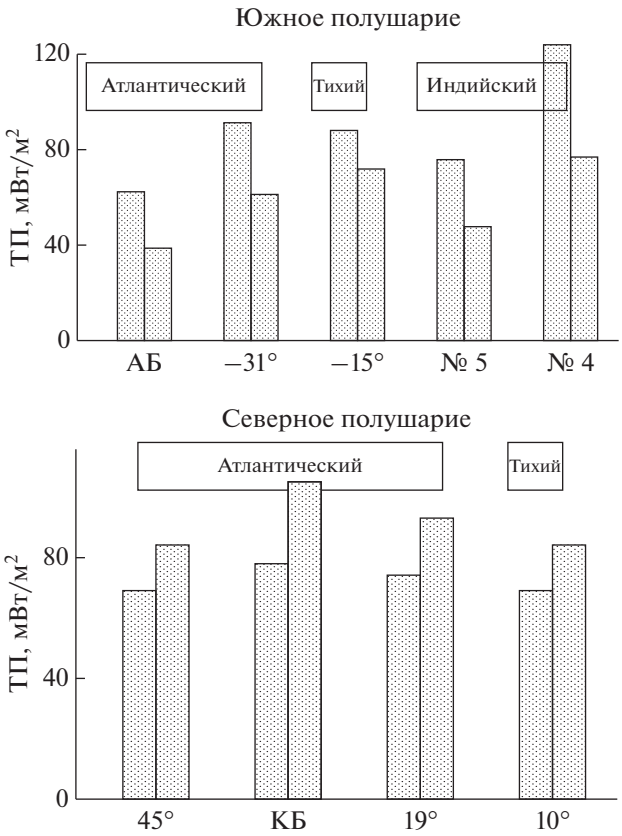


Рис. 8. Гистограммы распределения среднеарифметических значений теплового потока вдоль геотраверсов в Южном и Северном полушариях Земли.

Таблица 6. Статистические характеристики для значений теплового потока (мВт/м^2) по геотраверсу 19° с.ш. (№ 8)

№ геотраверса	№ 8 19° с.ш.	
запад/восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	74	93
Среднеквадратическое отклонение	51	54
Количество измерений	22	30
Значение критерия Крамера–Вэлча	2.04	
Доверительная вероятность	99%	

Таблица 7. Статистические характеристики для значений теплового потока (мВт/м^2) по геотраверсу 10° с.ш. в Тихом океане (№ 9)

№ геотраверса	№ 9 10° с.ш.	
запад/восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	69	84
Среднеквадратическое отклонение	53	56
Количество измерений	2829	3160
Значение критерия Крамера–Вэлча	2.09	
Доверительная вероятность	95%	

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление геотермических данных для флангов геотраверсов, пересекающих все СОХ в океанах Земли, выявило статистически значимую асимметрию теплового потока, различающуюся по направлению в южном и северном полушариях Земли: в южном полушарии западные фланги геотраверсов характеризуются более высоким тепловым потоком, а в северном – восточные (рис. 8).

Объяснение этого феномена требует не только корректировки основных положений парадигмы спрединга океанского дна, но и более глобальных, планетарных причин проявления асимметрии в быстро- и медленно спрединговых хребтах. Можно указать, как минимум, две возможные причины, осложняющие симметричный дивергентный механизм. Это различающийся возраст блоков тектонических плит по разные стороны от оси хребта и/или наложение вторичных процессов на первичный спрединг, которые идут с выделением или поглощением энергии. Среди таких процессов можно указать на растяжение коры в аккреционной зоне и в смежных абиссальных котловинах, которое сопровождается образованием листрических сбросов, а также образование шарьированных блоков, экранирующих глубинный тепловой поток. С этими тектоническими процессами неразрывно связано сложное перераспределение конвективных потоков в верхней части океанской литосферы, которое фиксируется в геотермическом поле наличием аномально высоких и аномально низких (и даже нулевых) значений теплового потока.

Существующая методика расчета возраста второго слоя океанской коры по геотермическим данным (см. напр., [4, 14]) основана на предположении о равной скорости спрединга по обе стороны от оси океанических хребтов. Именно на этом основании выведена формула, позволяющая рассчитать возраст дна (t) по измерениям теплового потока (q): $q = \lambda T_a / \sqrt{\pi a t}$, где λ – теплопроводность литосферы; T_a – температура астеносферы; a – температуропроводность, а также производную от этой другую формулу для оценки мощности литосферы (H_L): $H_L = (T_s/T_a)\sqrt{\pi a t}$, где T_s – температура солидуса мантийного вещества. Наличие геотермической асимметрии существенно осложняет применение этих формул и заставляет предположить другую, более сложную модель для количественных оценок параметров океанской литосферы. Проведенные ранее исследования поиска корреляционной зависимости возраста океанической коры по магнитным аномалиям и по величине теплового потока не установили значимую корреляцию [22]. Идея о суще-

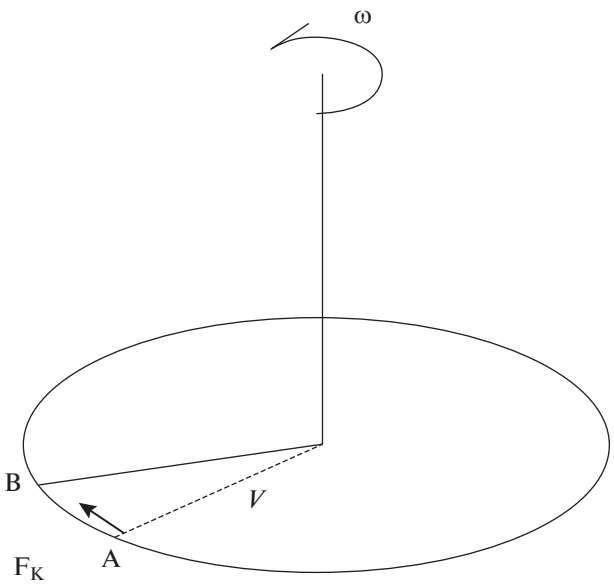


Рис. 9. Действие силы Кориолиса (пояснения в тексте).

ствовании геотермической асимметрии позволяет объяснить причину отсутствия корреляции.

Перечисленные факторы, несомненно, требуется учитывать при анализе геотермического поля океанской коры, но они не объясняют разное “направление асимметрии” в северном и южном полушариях.

Выше мы упомянули влияние силы Кориолиса, неизменно проявляющееся на вращающейся Земле.

На любую материальную точку Земли (m) из-за ее вращения против часовой стрелки с угловой скоростью (ω) будет действовать сила Кориолиса $F_K = 2mv\omega\sin\varphi$, которая в южном полушарии будет смещать массу влево относительно радиуса (рис. 9), а в северном, соответственно, вправо. В дивергентных зонах такой массой является магма, скопившаяся в астеносферном мантийном резервуаре и перемещающаяся внутри него под действием силы Кориолиса (рис. 10). Избыточная энтальпия этой массы обусловливает то специфическое распределение конвективного и кондуктивного теплового потока, которое мы наблюдаем в дивергентных зонах. Конвективная разгрузка глубинного тепломассопотока направлена строго вдоль разломной рифтовой зоны и выражается, в конечном итоге, в виде вулканических проявлений на морском дне. В то же время, главным источником кондуктивного теплового потока на флангах СОХ и в смежных абиссальных котловинах является присутствие фракционно расплавленного мантийного материала в астеносферном резервуаре. Концентрация магмы в этом резервуаре асимметрична, что обусловливается влиянием силы Кориолиса (см. рис. 10). Появление большего количества высоко энтальпийной массы на одном из флангов объясняет наблюдаемую асимметрию кондуктивного теплового потока.

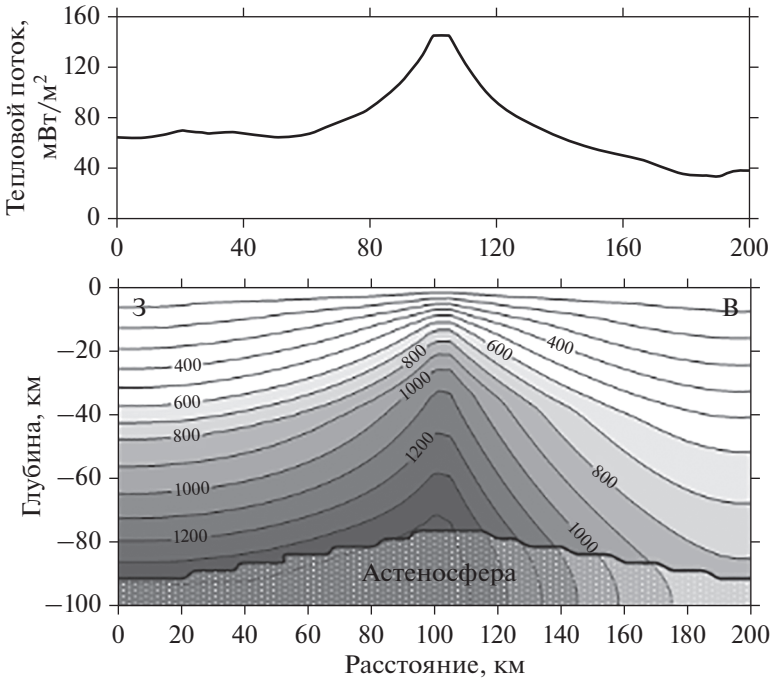


Рис. 10. Асимметрия геотемпературного поля, T, °C (внизу) и теплового потока (вверху) вкрест простирания срединно-океанического хребта (пример для Южного полушария Земли).

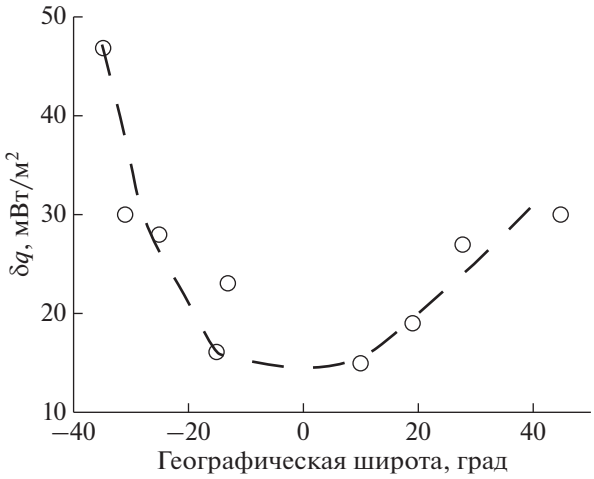


Рис. 11. Зависимость показателя геотермической асимметрии δq от географической широты расположения геотраверса.

Геотраверсы № 1–5 расположены в южном полушарии, поэтому магма в астеносферном резервуаре концентрируется на западном его фланге, что объясняет наблюдаемую “западную” асимметрию во всех океанах планеты.

Для геотраверсов № 6–9, расположенных в северном полушарии, более “прогретым” оказывается восточный фланг геотраверса, что также однозначно можно связать с влиянием силы Кориолиса, перераспределяющей магматические массы в астеносферном резервуаре.

Мы предлагаем ввести “количественный показатель геотермической асимметрии”, который характеризуется абсолютной величиной разницы средних значений теплового потока на разных флангах геотраверса: $\delta q = |q_1 - q_2|$. Из-за увеличения силы Кориолиса по направлениям к полюсам Земли, этот показатель должен быть больше для геотраверсов в высоких широтах, чем в приэкваториальных. На рис. 11 по оси ординат отложена величина δq для всех изученных геотраверсов как функция широты его расположения. Фиттинговая аппроксимация (пунктирная кривая) имеет форму параболы с минимумом на широте экватора.

Таким образом, мы подтвердили с помощью статистического анализа, что главным фактором, обусловливающим асимметрию теплового потока в дивергентных зонах Мирового океана, является действие силы Кориолиса на высоко энтальпийные магматические массы в астеносферном очаге.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы № 0135-2015-0021, гранта РФФИ № 19-05-00014 и Программы Президиума РАН № 49.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гайнанов А.Г.* Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: МГУ, 1980. 240 с.
2. *Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Осипов В.А.* Структура аномального магнитного поля от срединного хребта до Ангольского шельфа. Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: ВНИИОкеангеология, 1986. С. 70–80.
3. *Гмурман В.Е.* Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа, 2005. С. 327–349.
4. *Городницкий А.М.* Строение океанической литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
5. *Мащенков С.П., Погребицкий Ю.Е.* Симметрия и асимметрия САХ по материалам комплексных геофизических исследований на атлантических геотраверсах // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 64–79.
6. *Мащенков С.П., Погребицкий Ю.Е., Астафурова Е.Г. и др.* Глубинное строение и эволюция литосферы Центральной Атлантики (результаты исследований на Канаро-Багамском геотраверсе). СПб.; ВНИИОкеангеология, 1998. 290 с.
7. *Нарышкин Г.Д., Погребицкий Ю.Е.* Морфоструктура дна Юго-Восточной Атлантики. Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: ВНИИОкеангеология. 1986. С. 10–23.
8. *Погребицкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.И.* Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе // Сов. геология. 1990. № 3. С. 8–22.
9. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Планетарный тепловой поток (Карта масштаба 1 : 30000000 и объяснительная записка к ней) // Москва-Санкт Петербург: Оргсервис ЛТД, 1997. 65 с.
10. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Асимметрия распределения теплового потока вдоль Анголо-Бразильского геотраверса (Южная Атлантика) // Докл. РАН. 1998. Т. 355. № 4. С. 212–215.
11. *Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–42.
12. *Попова А.К., Смирнов Я.Б., Хуторской М.Д.* Геотермическое поле трансформных разломов. // Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. С. 78–87.
13. *Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 163 с. (Тр.ГИН РАН. Вып. 495).
14. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
15. *Хуторской М.Д., Тевелева Е.А.* Тепловой поток в абиссальных котловинах Пацифики и Атлантики // Мониторинг. Наука и технологии. 2016. № 4(29). С. 20–27.

16. *Хуторской М.Д., Поляк Б.Г.* Тепловой поток в трансформных разломах Северной Атлантики и Юго-Восточной Пацифики // Геотектоника. 2017. № 2. С. 55–66.
17. *Хуторской М.Д., Тевелева Е.А., Подгорных Л.В.* Геотермическая асимметрия трансформных разломов экваториальной части Атлантического океана // Докл. РАН. 2017. Т. 475. № 3. С. 325–328.
18. *Хуторской М.Д., Тевелева Е.А.* О геотермической асимметрии юго-западного Индийского хребта // Мониторинг. Наука и технологии. 2018. № 1. С. 6–16.
19. *Шрейдер А.А.* Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука, 2001. 320 с.
20. *Anderson R.N., Langseth M.G., Sclater J.G.* The mechanisms of heat transfer through the floor on the Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 3391–3409.
21. *Anderson R. N., Langseth M. G., Hobart M. A.* Geothermal convection through oceanic crust and sediments in the Indian Ocean // Science. 1979. V. 204. P. 828–832.
22. *Budanov V.G., Ermakov B.V., Podgornykh L.V.* Geophysical asymmetry of the wings of mid-Atlantic ridge(MAR): gravity, magnetic fields, heat flow //European Geophysical Society, Annales Geophysical, part I, Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Natural Hazards, Supplement I to Volume 15, SE27 Tectonic evolution and thermal structure at mid-ocean ridges. 1997. P. 161.
23. *Cannat M., Rommevaux-Jestin C., Sauter D. et al.* Formation of the axial relief at the very slow spreading Southwest Indian Ridge (49° to 69° E) // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 22825–22843.
24. *Courtney R.C., Recq M.* Anomalous heat flow near the Crozet Plateau and mantle convection // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79. P. 373–384.
25. *Hasterok D.* Thermal Regime of the Continental and Oceanic Lithosphere. Ph.D. Dissertation, University of Utah. 2010. 156 p.
26. *Hasterok D. et al.* http://heatflow.org/data
27. *Hosford A.* Crustal accretion and Evolution at slow and ultra-slow spreading mid-ocean ridges. Doct. Dissertation. Mass. Inst. Technology, Cambridge, Mass., 02139 & Woods hole ocean. Inst., Woods hole, Mass., 02543. 2001. 254 p.
28. *Hyndman R.D., Langseth M.G., Von Herzen R.P.* Deep - Sea Drilling project geothermal measurements: a review // Rev. Geophys. 1987. V. 2.5. P. 1563–1582.
29. *Jessop A.M., Hobart M.A., Sclater J.G.* The world heat flow collection—1975 // Geothermal Series 5, Energy, Mines and Resources, Earth Physics Branch, Ottawa, Canada, 1976. 124 p.
30. *Kuo B.-Y., Forsyth D.W.* Gravity anomalies of the ridge transform system in the South Atlantic between 31 and 34.5° S. Upvelling centers and variation in crustal thickness // Mar. Geophys. Res. 1988. V. 10. P. 205–232.
31. *McKenzie D.P., Sclater J.G.* Heat flow in the eastern Pacific and sea-floor spreading // Bulletin of Volcanology. 1969. V. 33. P. 101–118.
32. *Menard H.W.* Fracture zones and offsets of the East-Pacific rise // J.Geophys.Res. 1966. V.71. № 2. P. 682–685.
33. *Parsons B., Sclater J.G.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J.Geophys.Res. 1977. V. 82. № 5. P. 883–890.
34. *Patriat P., Sauter D., Munschy M., Parson L.* A survey of the Southwest Indian Ridge axis between Atlantis II Fracture zone and the Indian Ocean Triple Junction : Regional setting and large-scale segmentation // Mar. Geophys. Res. 1997. V. 19. P. 457–480.
35. *Pollack H.N., Hurter S.J., Johnston J.R.* Global heat flow data set // World Data Center A for Solid Earth Geophysics, NOAA E/GCI, 325 Broadway, Boulder, CO 80303, USA, 1992.
36. *Von Herzen R.P., Uyeda S.,* Heat flow through the eastern Pacific ocean floor // J. Geophys. Res. 1963. V. 113. № 68. P. 4219–4250.

Nature of Heat Flow Asymmetry on the Mid-Oceanic Ridges of the World Ocean

M. D. Khutorskoi[a, #], E. A. Teveleva[a]

[a] *RAS Geological Institute, Moscow, Russia*

[#] *e-mail: mkhutorskoy@ginras.ru*

A statistical analysis of heat flow distribution along nine geotravers crossing the mid-oceanic ridges in the Atlantic, Pacific and Indian oceans is carried out. A significant asymmetry of heat flow distribution is established-its mean values differ on opposite sides of the ridges axis. In geotraverses of the southern Earth's hemisphere, their western flank has a higher heat flow mean, and in the geotraverses of the northern hemisphere there is the eastern flank. Various tectonic factors that lead to such a distribution are taken into account, but the universal cause of this regularity is suggested to be the effect of the Coriolis force, which, when the planet rotates, redistributes the magmatic material amount in the asthenospheric reservoir.

Keywords: heat flow, geotraverses, World ocean, Earth's hemispheres, asymmetry, Coriolis force

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 138–145

МЕТОДЫ И ПРИБОРЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.46.077

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СТАЦИОНАРНОЙ СТАНЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ВОДНОЙ СРЕДЫ НА ПОЛИГОНЕ “ГЕЛЕНДЖИК” – ПЕРСПЕКТИВНОГО СРЕДСТВА ПРИБРЕЖНОЙ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОГРАФИИ

© 2020 г. В. И. Баранов[1, *], В. В. Очередник[1], А. Г. Зацепин[1, 2, **], С. Б. Куклев[1], В. В. Машура[1]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
[2]Московский физико-технический институт (государственный университет), Московская область, Долгопрудный, Россия
**e-mail: baranovwlad@mail.ru*
***e-mail: zatsepin@ocean.ru*

Поступила в редакцию 01.10.2019 г.
После доработки 20.11.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

В состав многофункционального измерительного комплекса на Полигоне “Геленджик” (ИО РАН) в 2019 г. включен новый прибор, позволяющий в автоматическом режиме производить измерения гидрофизических параметров водной среды от придонного слоя до поверхности водоема с оперативной передачей данных в береговой центр. Это стационарная станция для автоматического вертикального зондирования природных водоемов на основе донной лебедки. Макет станции разработан в 2018 г. Он обеспечивает измерение профилей температуры с помощью датчиков температуры и давления, размещенных в обтекаемом корпусе – посыльном зонде, который перемещается по запрограммированному алгоритму. Посыльный зонд обладает положительной плавучестью и соединен тонким прочным коаксиальным кабелем с донным блоком станции. Донный блок включает в себя лебедку и электронные блоки управления. По кабелю осуществляется электропитание датчиков посыльного зонда, передача и запись данных измерений в твердотельную память станции. Измерения параметров проводятся при движении зонда и вверх, и вниз с тонкоструктурным вертикальным разрешением. Полученные данные, с помощью проложенного по дну моря оптоволоконного кабеля, передаются в береговой центр Полигона “Геленджик”, расположенный в кунге на конце пирса ЮО ИО РАН, По этому кабелю осуществляется также электропитание станции. Первые результаты измерений показали качественно новые возможности измерения параметров морской среды во всей толще вод, включая приповерхностный слой.

Ключевые слова: Черное море, шельф, характеристики водной среды, автоматическая стационарная станция вертикального зондирования, онлайн передача данных

DOI: 10.31857/S0030157420010013

ВВЕДЕНИЕ

Оперативная океанография включает в себя наблюдательный сегмент, базирующийся на регулярных измерениях параметров морской среды с передачей данных измерений в центры обработки информации в реальном времени [2, 4]. Некоторые параметры усваиваются в математических моделях циркуляции вод, на основе расчетов которых делаются диагноз и прогноз состояния морской среды. Это дает возможность раннего выявления экстремальных явлений на море, прогнозирования и предотвращения экологических катастроф.

С целью получения длинных рядов данных измерений параметров морской среды, на Полигоне “Геленджик” (ИО РАН) [3] установлено несколько автоматизированных измерительных комплексов. Эти комплексы работают как в режиме внутренней записи данных на твердотельные носители, так и режиме оперативной передачи данных. Некоторые измерительные комплексы расположены на заякоренных буйковых станциях с подповерхностными плавучестями (с заглублением от поверхности от 7 до 20 м). Данная методика постановки приборов практически исключает возможность выполнения измерений в поверхностном слое водной среды, что существенно ограничивает возможность использования этих комплексов как средств проведения подспутниковых измерений [3].

С целью устранения указанного недостатка в 2018 г. в ЮО ИО РАН была разработана стацио-

Таблица 1. Технические характеристики станций VPS фирмы InterOcean

Модель	Глубина постановки, м	Скорость выборки кабеля, м/мин	Рекомендуемая плавучесть, кг	Максимальное потребление, Вт	Диаметр, разрывное усилие кабеля	Максимальная скорость течения
VPS25-1	25	5	68	145	9 мм 907 кгс	1.5 м/с
VPS100-1	100	10	150	640	9 мм 907 кгс	1.5 м/с
VPS200-1	200	10	68	350	9 мм 907 кгс	1 м/с
VPS300-1	300	10	150	670	9 мм 907 кгс	1 м/с

нарная станция вертикального зондирования (ССВЗ) водной среды, позволяющая выполнять измерения от придонного слоя до поверхности водоема. В состав станции входят подводное устройство – лебедка, предназначенная для подъема и опускания посыльного зонда на гибком прочном кабеле; сам посыльный зонд с датчиками, обладающий положительной плавучестью; блок электроники, управляющий лебедкой и осуществляющий сбор, хранение и передачу данных измерений по каналу связи. Эта станция может быть адаптирована к любым морским измерительным датчикам и, что немаловажно, она передает данные в береговой центр в режиме реального времени. В настоящее время макет станции прошел стадию лабораторных испытаний и предварительные натурные испытания, результаты которых, равно как и описание самой станции и ее технических характеристик, приводятся в данной статье.

Подобные станции выпускаются фирмой InterOcean [7], они имеют несколько модификаций со следующими характеристиками (см. табл. 1).

Из характеристик видно, что эти станции – громоздкие, хотя весьма мощные. Имеют интерфейс управления. Работают в автоматическом режиме. Очень энергоемкие, это не дает использовать их в автономном режиме. В них использован подводный токосъемник: это усложняет изготовление таких станций и значительно уменьшает долговечность. Применение масло-заполненного двигателя, также уменьшает долговечность работы станции.

Мы постарались, используя современные технологии и накопленный опыт, максимально учесть при конструировании недостатки и достоинства подобных станций.

ОПИСАНИЕ СТАЦИОНАРНОЙ СТАНЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ (ССВЗ)

Общий вид макета ССВЗ в лабораторных условиях изображен на рис. 1.

На прямоугольной прочной станине горизонтально крепится неподвижная катушка – барабан лебедки диаметром 450 мм, на котором в гладкой прорези шириной 5 мм намотан в один слой коаксиальный кабель диаметром 4 мм, усиленный изнутри кевларовой нитью. Прочность кабеля на разрыв составляет 1 кН. Под барабаном (катушкой), также горизонтально, на одной и той же с ним оси расположена широкая латунная шестерня диаметром 300 мм. Она не связана с барабаном механически, но вращается вокруг этой оси. Ее приводит в движение электродвигатель (привод) посредством червячной передачи. Применение червячной передачи дает возможность не использовать специальных механизмов для торможения шестерни лебедки: для этого достаточно остановить электродвигатель. На шестерне установлено “водило”, которое вместе с ней коаксиально вращается вокруг катушки и разматывает или наматывает на нее кабель. Отметим, что кабель имеет в воде плавучесть, близкую к нейтральной.

При работе лебедки ее барабан не вращается, внутренний конец кабеля надежно закреплен на катушке без токосъемника и герметично подсоединен к электронному блоку управления лебедкой и записи данных. Передача момента вращения двигателя на червячный механизм осуществляется через магнитную муфту, что избавляет от необходимости герметизации выходного вала привода. Эти инновации существенно упрощают условия герметизации основных узлов подводной лебедки и повышают надежность функционирования станции при долговременной работе.

Намотка кабеля в один слой исключает его “закусывание” на барабане лебедки, однако ограничивает его общую длину. Именно из-за этого для намотки 50 м кабеля (длина, необходимая для обеспечения работы донной лебедки при глубине постановки станции около 30 м) приходится использовать барабан такого большого диаметра.

При лабораторных испытаниях лебедки свободный конец намотанного на барабан кабеля был перекинут через подвешенный к потолку комнаты вращающийся блок и подвязан к пробному грузу (рис. 1). При включении лебедки на намотку кабеля осуществляется подъем груза,

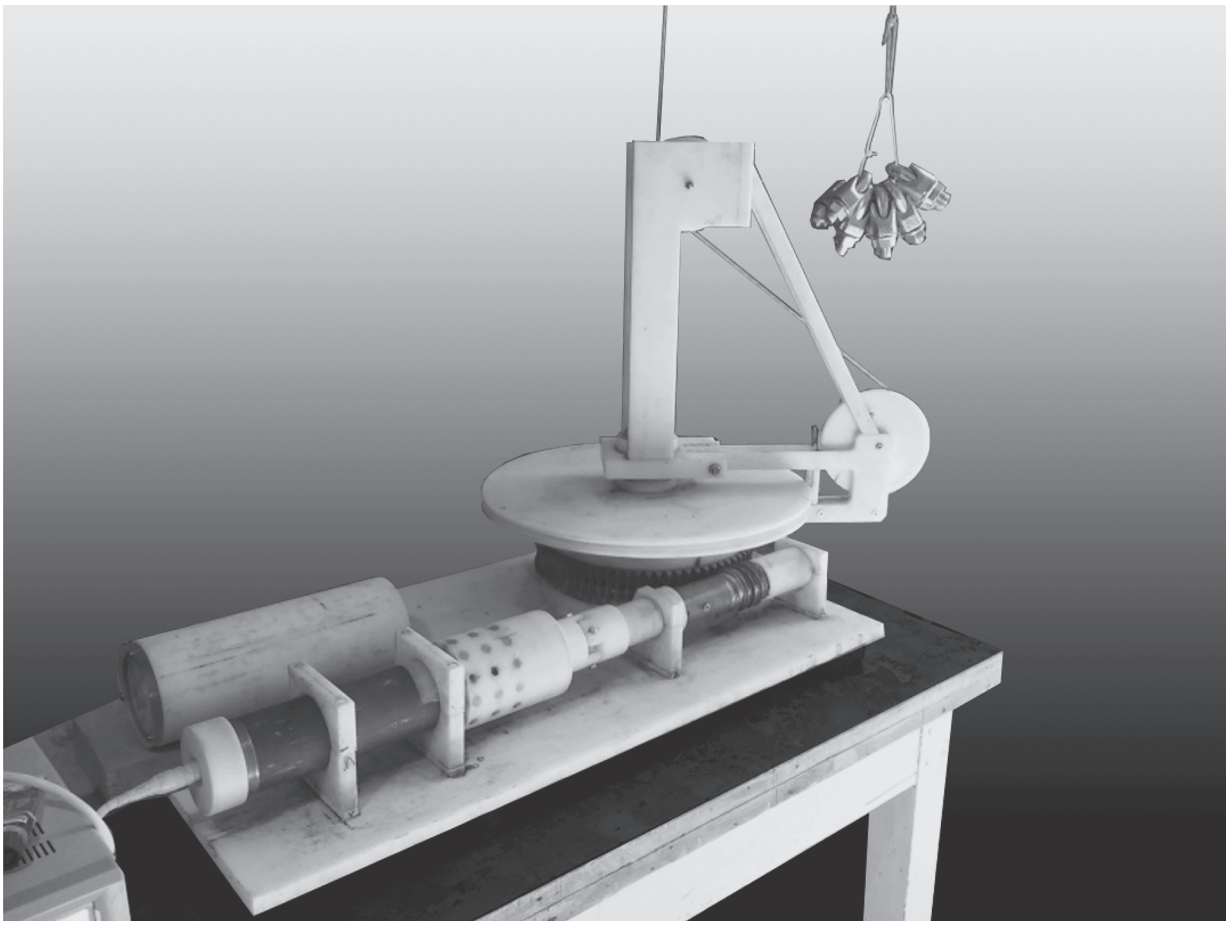


Рис. 1. Общий вид макета ССВЗ в лабораторных условиях. Пояснения в тексте.

масса которого изменяется от опыта к опыту. В результате эксперимента удалось установить, что лебедка способна поднимать груз весом до 15 кг.

При проведении натурных измерений “внешний” конец кабеля подсоединяется к блоку измерительных датчиков, размещенных в макете посыльного зонда с обтекаемой формой и положительной плавучестью (рис. 2). Минимальный состав датчиков в зонде включает в себя измерители давления и температуры воды.

Первоначально кабель полностью намотан на барабан лебедки, зонд находится вблизи донного блока станции, привод выключен. Питание на зонд в это время не подается, измерение параметров среды не производится. В заданное время на зонд подается электропитание, датчики переходят в режим измерения, после чего включается привод лебедки. Благодаря положительной плавучести зонд квазиравномерно поднимается к поверхности воды, сматывая кабель с барабана лебедки. Скорости подъема зонда (зондирования) и вращения “водила”, управляющего сматыванием кабеля с катушки, являются согласованными для того, чтобы обеспечить плавность движения зонда и предотвратить запутывание и зацепление кабеля за конструктив лебедки. Во время зондирования осуществляется измерение параметров водной среды и передача данных на электронный блок лебедки. В этом блоке проводится регистрация горизонта положения зонда и его изменения во времени. При надежном достижении зондом поверхности воды (определяется по показаниям датчика давления и по отсутствию тренда в изменении горизонта), подается команда остановки лебедки на запрограммированное время. Затем лебедка переключается на намотку кабеля на барабан, и зонд затягивается вниз к барабану донного блока лебедки в режиме проведения измерений.

Чуть ниже зонда на кабеле расположен магнитный ключ. Когда зонд опускается до уровня барабана донной лебедки, магнитный ключ подходит к блоку герконов, подавая сигнал электронному блоку на остановку лебедки и измерений. Станция, получив этот сигнал, автоматически останавливает наматывание кабеля, датчики и привод обесточиваются, и режим измерения прекращается до начала следующего цикла зондирования. Впрочем, можно не прекращать измерение параметров и в режиме нахождения зонда в

Рис. 2. Макет зонда с положительной (5 кгс) плавучестью. Черными стрелками показаны датчики давления и температуры.

придонном слое, если есть необходимость в получении таких данных.

В настоящее время посыльный зонд укомплектован датчиком температуры фирмы Honeywell серии 700 с платиновым напылением на керамическую основу и датчиком давления, представляющим собой тензопреобразователь Д-0.6, серийно выпускаемый в г. Орле. Технические характеристики датчиков и самой станции приведены в табл. 2.

В июне 2019 г. ССВЗ вошла в состав многофункциональной системы автоматического измерения параметров водной среды на Полигоне “Геленджик” (ИО РАН) ([3], см. рис. 3). Одно из достоинств этой станции заключается в том, что она не ограничена энергоресурсами, питание на нее поступает по проложенному на дне оптоволоконному кабелю, по которому также передаются данные измерений в береговой центр. ССВЗ может работать в автоматическом или в ручном режиме управления с берегового поста.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ССВЗ

На рис. 4 представлены результаты измерений ССВЗ вертикального распределения температу-

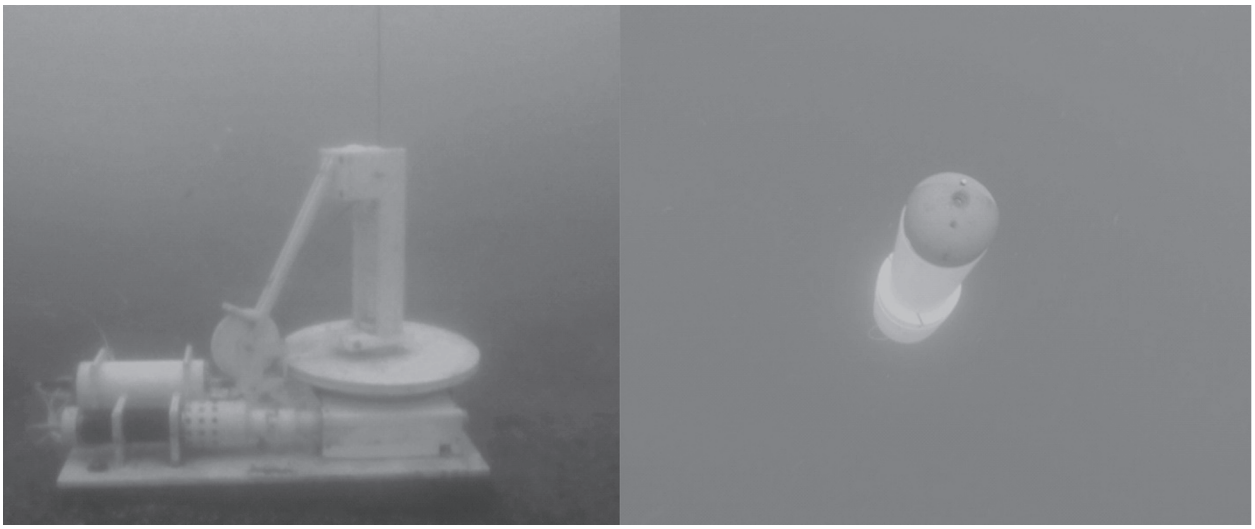


Рис. 3. ССВЗ на дне в районе Голубой бухты г. Геленджик. Лебедка с блоком управления (слева); плавучий посыльный зонд (справа).

ры и его изменения во времени от придонного слоя до поверхности моря.

Измерения проводились в течение 10-ти дней в конце июня–начале июля 2019 г. Глубина места постановки ССВЗ составляла 25.5 м. За счет размера станции (высота 0.5 м) и размера зонда (длина 0.5 м) измерения начинаются на расстоянии одного метра от дна с глубины 24.5 м. Скорость подъема зонда к поверхности моря составляла 12 см/с. При каждом зондировании частота измерений равнялась 1 Гц. Станция работала в автоматическом режиме. Зондирования проводились с периодичностью 2 ч.

Характерной чертой изменчивости вертикального распределения температуры на рис. 4 является наличие колебаний положения термоклина, с общей тенденцией его подъема от начала до конца декадного периода измерений. В значительной степени, это связано с изменчивостью динамики вод [6]. Фактором, свидетельствующим об отсутствии в период измерений сильных ветровых воздействий, является неоднородность вертикального распределения температуры в верхнем 10-метровом слое моря. Физические закономерности изменчивости вертикальных распределений температуры, измеренных с помощью ССВЗ, являются предметом дальнейших научных исследований.

Как уже указывалось выше, на полигоне “Геленджик” установлены и осуществляют регуляр-

Таблица 2. Технические характеристики макета ССВЗ

Параметр	Значение	Единицы измерения
Скорость движения плавучего зонда	12	см/с
Максимальная подъемная нагрузка	15	кгс
Длина кабеля на барабане	55	м
Скорость передачи данных через канал связи	70	Мбод
Диапазон измеряемых значений температуры	0–35	°C
Постоянная времени термодатчика	0.5	с
Диапазон измеряемой глубины датчиком давления	0–250	м
Погрешность измерения глубины датчиком давления	0.1	%
Разрывное усилие кабеля связи	1	кН
Частота измерений зонда	1–5	Гц
Потребляемая мощность	до 40	Вт
Габаритный размер посыльного зонда	200 × 800	Ø × L мм
Габаритный размер донного блока	500 × 1000 × 600	мм
Вес посыльного блока на воздухе	2	кг
Подъемная сила плавучего зонда	5	кгс
Вес донного блока на воздухе	60	кг
Вес донного блока в воде	40	кг

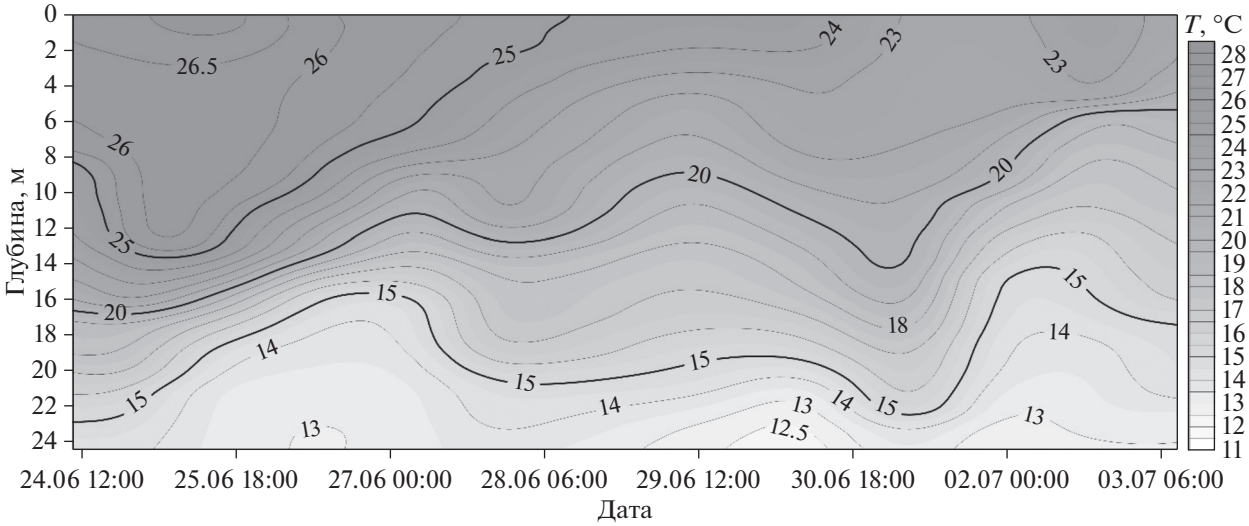


Рис. 4. Временно́й разрез изменения вертикального распределения температуры, построенный по данным измерений ССВЗ. Время – локальное.

ные измерения несколько измерительных комплексов. В состав одного из них входит кластер из трех цепочек термодатчиков (термокос) [5] и акустический измеритель скорости течений ADCP фирмы RDI (рис. 5). ССВЗ вошла в состав этого комплекса тоже. Все измерительные приборы данного комплекса обеспечиваются электропитанием, а также осуществляют оперативную передачу измеренных данных в береговой центр по проложенному по дну моря оптоволоконному кабелю. В береговом центре происходит первичная обработка и сохранение данных измерений. Из него также осуществляется управление всеми приборами, подключенными к оптоволоконному кабелю. Это дает возможность оперативно наблюдать за изменением подводной обстановки.

Датчики в термокосах расположены на расстоянии около одного метра друг от друга по вертикали и проводят измерения в автоматическом режиме с периодом 10 с. Верхние датчики термокос находятся на глубине около 5–6 м от поверхности. Соответственно термическая структура самого приповерхностного слоя не регистрируется при проведении измерении заякоренными термокосами. На дне в специальной пирамиде расположен профилограф скорости течения ADCP, который проводит измерения профиля скорости течения в водной толще над собой каждые 30 с.

Из схемы, изображенной на рис. 6, видно, что ближайшая термокоса А располагалась в 40 м от ССВЗ. Таким образом, есть смысл сравнить данные измерений температуры, полученные ближайшей к этой станции термокосой А, с измерениями температуры, полученными при проведении зондирований ССВЗ для одного и того же интервала времени (см. рис. 6).

Попарное сопоставление между собой профилей температуры, измеренных ССВЗ и близко расположенной термокосой в трех различных случаях, показывает, что они могут как практически совпадать друг с другом (рис. 6б), так и существенно отличаться друг от друга (рис. 6а и 6в). Практическое совпадение профилей наблюдается в случаях низкой пространственно-временно́й изменчивости поля температуры в окрестности кластера станций. Существенное различие профилей наблюдается в противоположных случаях, когда пространственно-временна́я изменчивость поля температуры высока. Высокая пространственно-временна́я изменчивость поля температуры может быть вызвана внутренними волнами [5], турбулентными возмущениями и субмезомасштабными вихрями.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

Разработана конструкция и изготовлен макет автоматической стационарной станции вертикального зондирования природных водоемов на основе донной лебедки. ССВЗ обеспечивает периодическое профилирование водного столба от придонного слоя до поверхности моря с измерением температуры воды с высоким разрешением. Полученные данные записываются в память станции и передаются по линии связи в прибрежный центр по кабелю, проложенному по дну водоема. По этому кабелю осуществляется также электропитание станции.

Проведены лабораторные и натурные испытания основных узлов станции. По результатам этих испытаний станция включена в состав многофункционального измерительного комплекса Полигона “Геленджик” (ИО РАН) как одно из

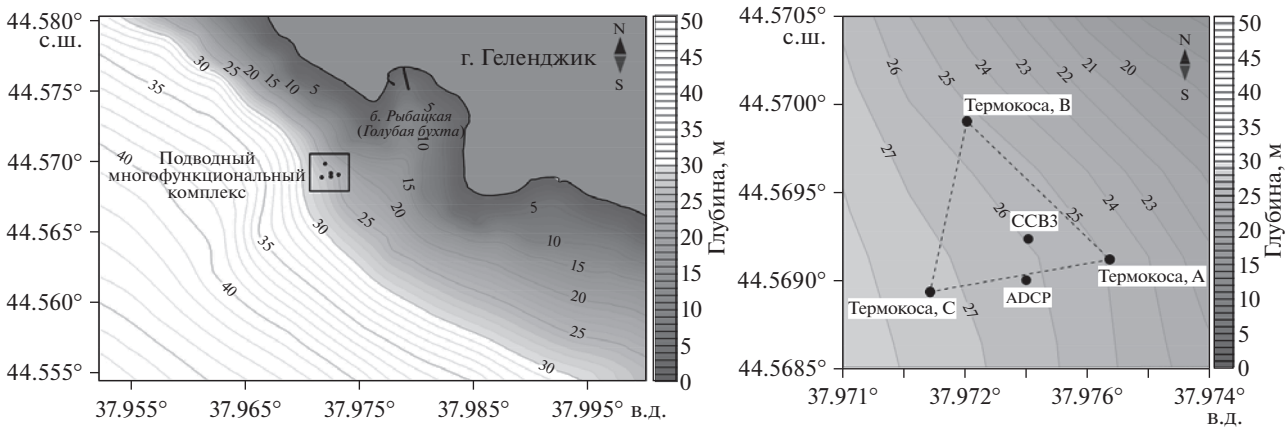


Рис. 5. Подводный многофункциональный комплекс, подсоединенный к оптоволоконному кабелю в районе Голубой бухты (слева) и расположение измерительных приборов в нем (справа).

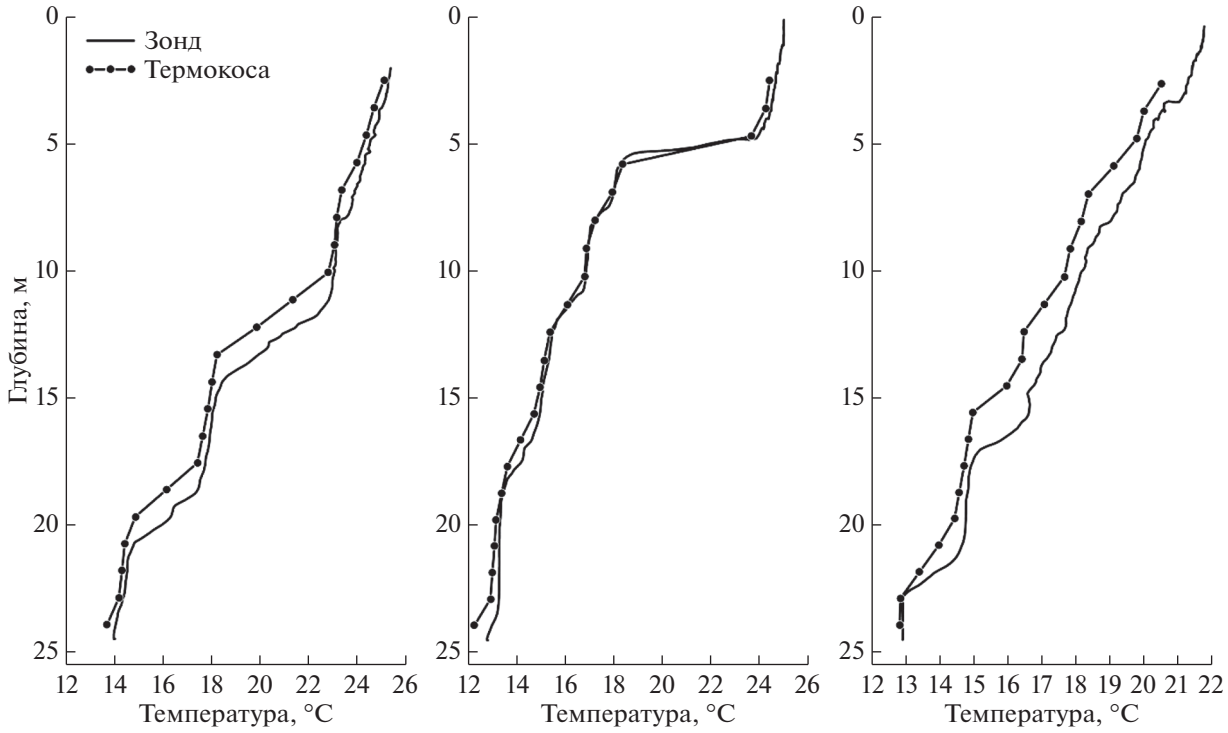


Рис. 6. Попарные профили температуры, полученные при помощи термокосы А и ССВЗ установленных в поблизости друг от друга для трех различных моментов времени. Измерения были проведены: слева (а)– 27.06.2019 15:42, в центре (б) – 02.07.2019 14:56, справа (в) – 03.07.2019 09:04. Время – локальное.

средств наблюдательного сегмента прибрежной оперативной океанографии.

Одним из недостатков данного макета ССВЗ является низкая скорость движения зонда (порядка 12 см/с). Из-за этого зонд подвержен сильному влиянию вертикальных движений воды, обусловленных поверхностными и внутренними волнами. Другим недостатком является небольшая емкость барабана лебедки, ограничивающая длину намотанного на барабан кабеля. Вследствие этого при большой скорости течения воды, зонд либо не доходит до поверхности моря, либо, достигнув ее, начинает “нырять” при полностью вытравленном кабеле. В силу этих обстоятельств данный макет ССВЗ нельзя устанавливать в море на глубину, превышающую 30 м.

По результатам тестирования данного макета ССВЗ выработаны рекомендации для усовершенствования этой станции. Планируется изготовить ее новый макет с многоходовой укладкой кабеля

на барабан емкостью до 150 м кабеля. Будет также в несколько раз увеличена скорость зондирования (до 40–50 см/с), снижено электропотребление станции, чтобы она могла работать в автономном режиме, питаясь от блока встроенных аккумуляторов. Посыльный зонд будет дополнен средствами мобильной связи, чтобы при всплытии на поверхность моря автономно работающая станция могла оперативно передавать измеренные данные. В дальнейшем планируется также дооснащение посыльного зонда дополнительными датчиками – гидрофизическими, гидрохимическими и биооптическими. В результате появится возможность более полного мониторинга ключевых параметров морской среды и проведения комплексных подспутниковых измерений с оперативной передачей данных потребителю.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках темы госбюджета № 0128-2019-0009 и при частичной поддержке грантов РФФИ № 17-05-00381, РФФИ № 19-45-230002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баранов В.И., Куклев С.Б., Зацепин А.Г. и др.* Кабельная система берегового мониторинга состояния водной среды в режиме реального времени // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2015). 2015. Т. 1. С. 14–16.
2. *Зацепин А.Г., Островский А.Г.* Заякоренные профилирующие океанологические станции и их роль в задачах оперативной океанографии // Морские информационно-управляющие системы. 2018. С. 84–89.
3. *Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др.* Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2014. № 1. С. 16–29.
4. *Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаев Г.К., Залесный В.Б.* Информационно-вычислительные технологии – новый этап развития оперативной океанографии // Изв. РАН. Физ. атм. океана. 2013. Т. 49. № 6. С. 629–642.
5. *Очередник В.В., Запевалов А.С., Баранов В.И. и др.* Результаты постановки кластера заякоренных цепочек температурных датчиков (термокос) // Сб. трудов Международного симпозиума “Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере” (МПС-2018). М.: ИО РАН, 2018. С. 265–267.
6. *Сильвестрова К.П., Зацепин А.Г., Мысленков С.А.* Прибрежные апвеллинги и даунвеллинги в Геленджикском районе Черного моря: связь с ветровым воздействием и течением // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 521–530.
7. Интернет ресурс https://www.yumpu.com/en/document/view/37450907/interocean-underwater-winch-brochure-1mb-pdf

First Results of Using the Automatic Stationary Station of Vertical Profiling of the Aquatic Media at the Gelendzhik Testing Site – a Perspective Tool for Coastal Operational Oceanography

V. I. Baranov[a, #], V. V. Ocherednik[a], A. G. Zatsepin[a, b, ##], S. B. Kuklev[a], V. V. Mashura[a]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology Russian academy of sciences, Moscow, Russia*

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

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

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

In 2019, a new instrument was included in the multifunctional measuring complex at the Gelendzhik Research Site (IO RAS), which allows automatic measurement of the hydrophysical parameters of the aquatic environment from the bottom layer to the surface of the reservoir with the on-line transfer of data to the coastal center. This is a stationary station for automatic vertical profiling of natural water bodies based on bottom winch. The model of the station was developed in 2018. It provides the measurement of temperature profiles with the help of temperature and pressure sensors located in a streamlined body - a carrier, which moves according to a programmed algorithm. The carrier has positive buoyancy and is connected by a thin strong coaxial cable to the bottom unit of the station. The bottom unit includes a winch and electronic control units. The cable provides power to the sensors of the carrier, the transmission and recording of measurement data in the solid-state memory of the station. Parameter measurements with a fine-structure vertical resolution are carried out with the probes moving up and down. The obtained data, using a fiber-optic cable laid along the bottom of the sea, are transmitted to the coastal center, located at the end of the pier of the Southern Branch of the IO RAS. The station is also supplied with power through this cable. The first results showed qualitatively new possibilities of the station for measuring the parameters of the marine environment in the entire water column, including the near-surface layer.

Keywords: Black Sea, shelf, characteristics of the aquatic environment, automatic stationary station for vertical sensing, online data transfer

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 146–153

МЕТОДЫ И ПРИБОРЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 550.83

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕЙ СЕЙСМОАКУСТИКИ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ПОЛОЖЕНИЯ ПОДВОДНЫХ ТРУБОПРОВОДОВ В РЕКАХ И НА ШЕЛЬФЕ МОРЕЙ

© 2020 г. Н. Н. Дмитревский[1, *], Р. А. Ананьев[1], В. В. Архипов[2]

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

[2]Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Москва, Россия

*e-mail: nnd2008@rambler.ru

Поступила в редакцию 01.02.2018 г.
После доработки 23.06.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Рассматриваются результаты акустического зондирования трасс подводных трубопроводов, полученные авторами в ряде экспедиций на речных акваториях и в морях Северного Ледовитого океана. Обсуждаются возможности использования узколучевых параметрических систем как компонента мониторинга природных обстановок в районах заглубленных под дном подводных трубопроводных переходов.

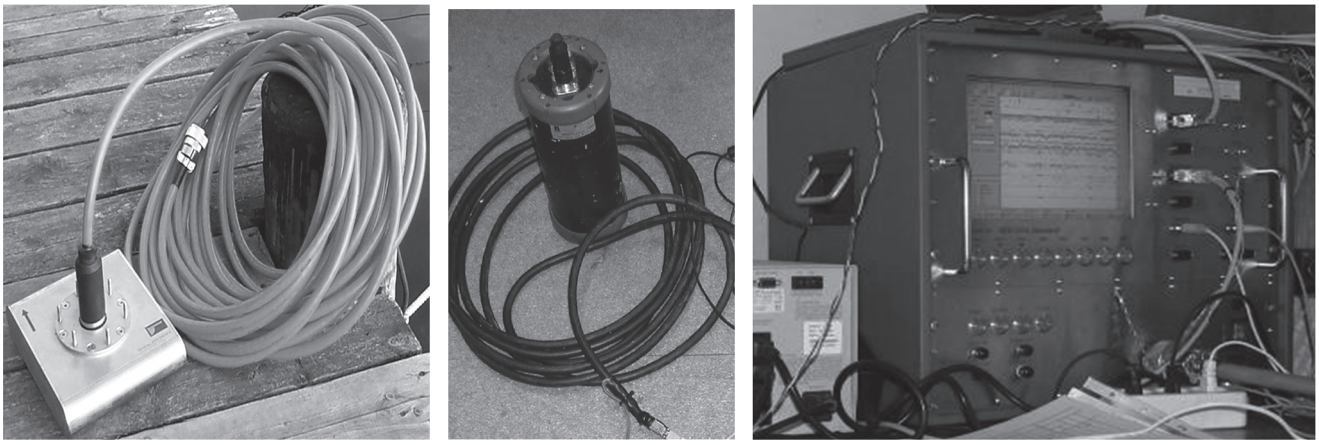
Ключевые слова: геофизические исследования, акустическое зондирование, подводный трубопровод, сейсмопрофилограф

DOI: 10.31857/S0030157420010086

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время, в связи с возрастающим значением для экономики страны разработки нефтегазовых месторождений, на арктическом шельфе и прилегающих руслах рек интенсивно развиваются инженерные инфраструктуры, включающие в себя значительное количество трасс трубопроводов, находящихся в стадии эксплуатации или строительства. Нитки магистральных нефте- и газопроводов на своем пути нередко пересекают водные участки: маленькие и большие реки, морские заливы и т.п. Гидродинамические процессы активно воздействуют на придонную часть акваторий, способствуя развитию аккумулятивных и эрозионных процессов, миграции русловых наносов. В результате влияния этих процессов всего за несколько месяцев могут существенно меняться рельеф поверхности дна, структура и состав донных отложений. Именно эти факторы определяют основные отличия и специфичность требований по контролю технического состояния подводных трубопроводных переходов по сравнению с их сухопутными участками.

В работе [1] подробно рассматривается методика инженерно-гидрографических работ по обследованию морских подводных трубопроводов (МПТ). Отмечено, что гидролокационный способ мониторинга является наиболее эффективным и информационным и заключается в проведении площадного обследования с судна, движущегося вдоль оси трассы МПТ. Используемые при этом многолучевые эхолоты (МЛЭ) и гидролокаторы бокового обзора (ГБО) позволяют определить пространственное положение трубопровода на дне, а также обнаружить малоразмерные детали рельефа. Использование МЛЭ для контроля за эксплуатацией МПТ рекомендовано Международной гидрографической организацией [6]. Вместе с тем в настоящее время отсутствует методическая база, позволяющая эффективно и надежно использовать МЛЭ и ГБО для проведения инженерно-гидрографических работ. Исполнители вынуждены планировать и выполнять промерные работы руководствуясь рекомендациями фирм изготовителей и собственным опытом. Указанная в работе [1] методика применима к лежащим на дне и только частично заглубленным или занесенным осадками трубопроводам. В тех же случаях, когда подводный трубопровод принудительно помещен в специально вырытую на дне траншею и присыпан сверху грунтом, связка МЛЭ–ГБО вообще перестает работать. Возможности метода для определения положения трубы в таком варианте ограничиваются только индикацией засыпанной траншеи, а в худшем случае вообще дают ложное представление о положение трубопровода. В связи со сказанным возникает самостоятельная задача – позиционирование принудительно или естественно засыпанных слоем грунта подводных трубопроводов, – опыту



Приемо-излучающая антенна | Компенсатор вертикальных перемещений | Набортная рабочая станция

Рис. 1. Основные компоненты эхолота-профилографа SES-2000 Standard.

практического решения которой и посвящена настоящая работа. Авторами накоплен достаточный большой опыт проведения подобных работ и, по нашему мнению, перспективным в этом направлении является применение узколучевых параметрических сейсмопрофилографов. Примером такого прибора является эхолот-профилограф SES-2000 производства немецкой компании Innomar Technologie GmbH, на использовании которого и основано настоящее сообщение.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время семейство профилографов SES-2000 включает в себя пять различных моделей для диапазона глубин воды от 1 до 6000 м. В приборе в результате ряда технических решений реализуются: достаточно низкая частота излучения (до 4 кГц), обеспечивающая хорошее проникновение зондирующего сигнала в грунт; высокая частота следования импульсов, что повышает достоверность распознавания объектов малых размеров; узкая диаграмма направленности излучаемого низкочастотного сигнала, что значительно повышает пространственное разрешение метода; а также возможность одновременного использования высокочастотного канала эхолота для получения точной батиметрической информации, а низкочастотного – для проникновения в верхнюю осадочную толщу или в засыпаемый в траншею грунт. В табл. 1 приводятся основные технические параметры сейсмопрофилографа SES-2000 Standard, а на рис. 1 – внешний вид составляющих его элементов.

В принципе, использование линейных сейсмопрофилографов для решения поставленных задач предлагалось рядом авторов и ранее [4], однако указанные выше очевидные преимущества параметрических приемо-излучающих систем перед линейными вполне оправдывают выбранное авторами техническое решение. Для проведения исследований антенна сейсмопрофилографа обычно закреплялась у борта судна на специальную опускающуюся в воду штангу, туда же дополнительно устанавливался гидролокатор бокового обзора. Указанная система крепления антенн ис-

Таблица 1. Основные технические параметры SES-2000 Standard

Характеристика	Величина
Высокочастотный канал, частота	~100 кГц
Низкочастотный канал, частотный диапазон	4–15 кГц
Период излучений	до 30 в с
Ширина луча	±1.8°
Диапазон глубин воды	1–1000 м
Глубина исследования (ниже дна)	До 50 м
Вертикальное разрешение	До 5 см
Точность измерения глубины	0.02 м + 0.02% глубины воды

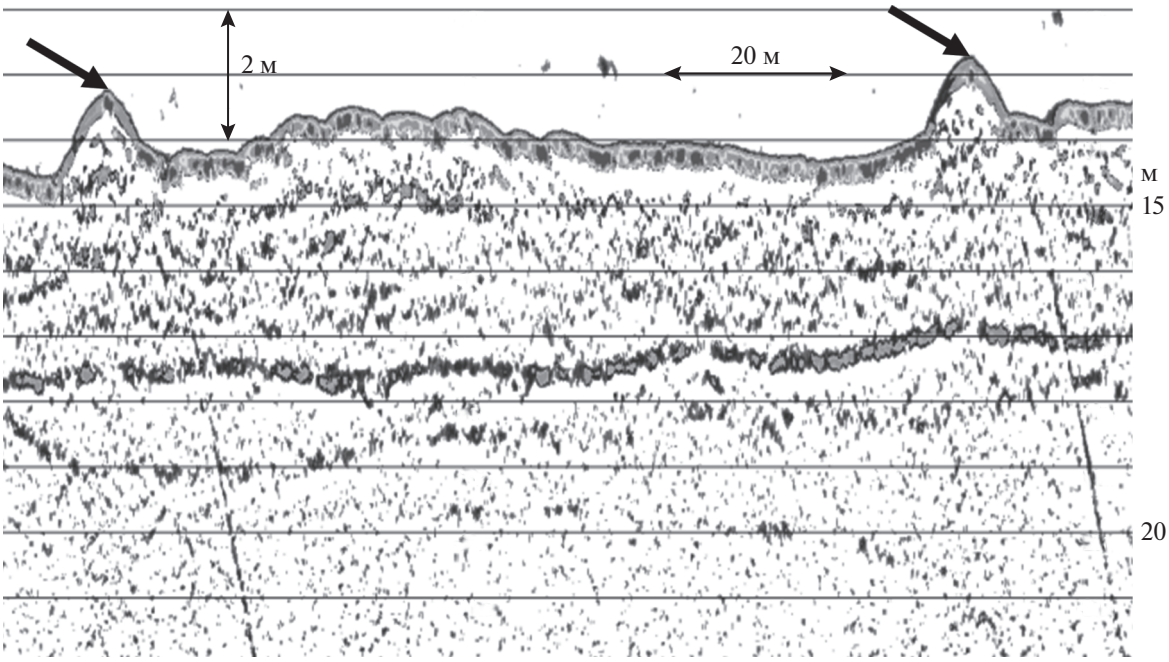


Рис. 2. Эхограмма сейсмопрофилографа при пересечении двух ниток трубопровода (показаны стрелками), лежащих на дне речного русла.

пользуется в ИО РАН в течение ряда лет на многих судах [2, 3], хорошо себя зарекомендовала и может эксплуатироваться при скоростях судна до 6 узлов. Одновременная работа двух антенн (сейсмопрофилографа и гидролокатора бокового обзора), расположенных практически в одном и том же месте, позволяет взаимно дополнить информативность каждого из используемых методов, а также расширить возможности интерпретации получаемых данных.

Принципиальным отличием предлагаемой методики от описываемой в [1] являлось то, что работы осуществлялись по системе галсов, пересекающих нитки трубопроводов в перпендикулярном направлении. На экран монитора при этом выводился низкочастотный сейсмоакустический разрез дна под судном. Одновременно с записью низкочастотного сигнала производилась запись батиметрической информации, получаемой с помощью высокочастотного канала профилографа. Данные ГБО при этом позволяли идентифицировать форму объектов, располагающихся на дне моря (нитка трубопровода, борозда и т.п.). Несмотря на то, что SES-2000 Standard изначально предназначался в основном для изучения слоистых структур в осадочной толще, выяснилось, что за счет высокой разрешающей способности его можно с успехом использовать для обнаружения отдельных относительно малоразмерных объектов, в том числе ниток трубопроводов, расположенных в толще осадков под дном.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ ПОДВОДНЫХ ТРУБОПРОВОДОВ

В наиболее простом случае расположения ниток трубопроводов непосредственно на дне (без заглубления), нитка трубопровода при пересечении ее в поперечном направлении на эхограмме будет эквивалентна локальному возвышению с характерным размером в продольном направлении равным диаметру трубы. Подобные малые в продольном направлении объекты всегда будут отображаться в виде расположенной у верхней границы объекта яркостной отметки, обрамленной загибающимися вниз параболическими ответвлениями – “усиками”, которые возникают как артефакты за счет конечной ширины направленности приемо-излучающей системы (рис. 2). В зависимости от конкретных параметров аппаратуры и геометрических размеров объекта подобные артефакты могут менять размеры и форму или практически пропадать, неизменной остается только яркостная отметка в месте расположения объекта.

Ситуация существенно усложняется при прокладке линий трубопроводов в специально вырытых траншеях с последующей их засыпкой или при полном заносе проложенной по дну трассы донными осадками. Укладка в траншеи применяется, в основном, в случаях, когда имеется опасность непосредственного физического воздействия на трубопровод в процессе его эксплуатации, например, за счет ледовой экзарации или

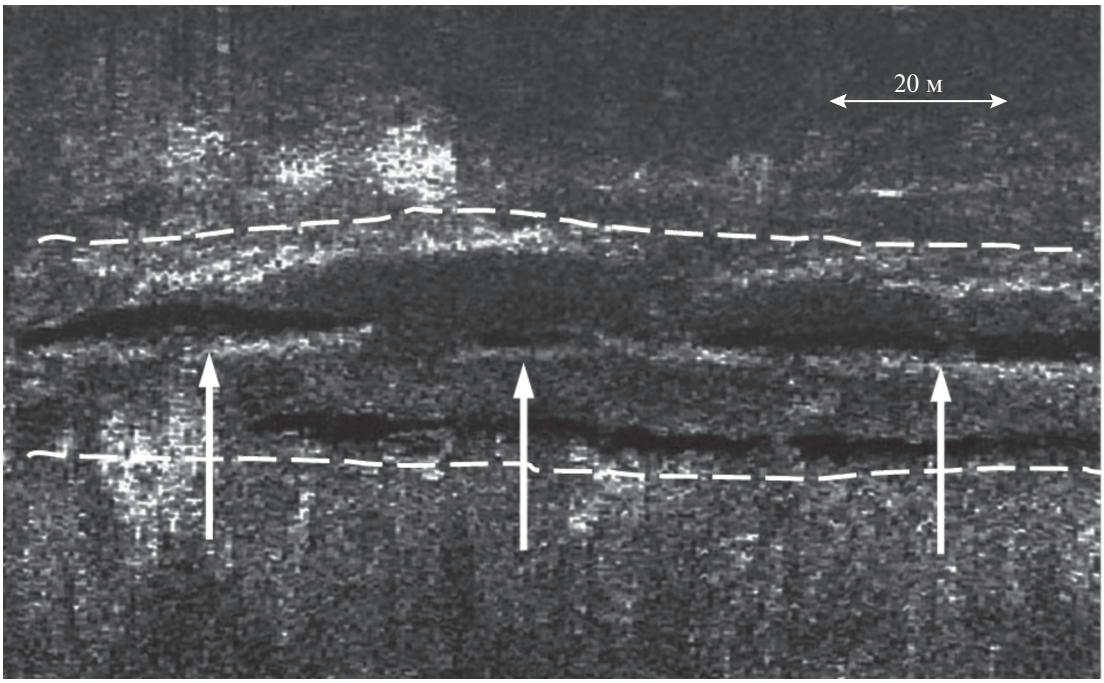


Рис. 3. Фрагмент сонограммы ГБО, пунктирными линиями показаны границы траншеи, а стрелками в ней – неравномерная отсыпка грунта.

интенсивного судоходства в мелководных районах. При устройстве подводного перехода необходимо, чтобы труба была уложена точно на дне заранее прорытой траншеи, засыпана грунтом и дополнительно пригружена. Однако во время прокладки пригрузочные дюкера могут оказаться в бортовой части траншеи или вообще за ее пределами, технология засыпки также может нарушаться. В результате высокой активности эрозионных процессов может происходить обнажение трубопровода на дне акватории, и даже образование участков с трубами, “висящими” в водной толще выше дна.

Даже при правильной и полной засыпке трубы, в связи с тем, что размеры траншеи в вертикальном и горизонтальном направлениях существенно превышают диаметр трубопровода, истинное положение трубы внутри засыпанной траншеи по результатам традиционного обследования остается неизвестным. Как было отмечено ранее, возможности гидролокации для определения положения трубы ограничиваются в лучшем случае индикацией засыпанной траншеи, а в худшем – дают ложное представление о положение трубопровода. Например, на рис. 3 показан фрагмент записи ГБО при движении судна вдоль траншеи, где стрелками показана неравномерная отсыпка грунта в траншее (что было определено с помощью сейсмопрофилирования), которая может быть принята за трубопровод, находящийся на поверхности дна.

Аналогично тому, как это было ранее показано для ниток, расположенных на дне акватории, в идеальном варианте однородного дна любой локальный объект, в том числе пересекаемый лучом профилографа трубопровод, расположенный в осадочной толще и отличающийся от донной структуры акустическими свойствами (акустическим импедансом), также будет отображаться на экране профилографа в виде расположенной в месте верхней отражающей части объекта яркостной отметки, обрамленной сверху загибающимися вниз параболическими “усиками”. Время экспозиции такого объекта при прохождении над ним с минимально возможной скоростью, при которой судно еще может управляться (около 3 узлов или 1.6 м/с), и при характерном диаметре трубопровода около 1.5 м составляет порядка одной секунды. При частоте излучения зондирующих импульсов прибора до 30 раз в секунду это позволяет надеяться на уверенную индикацию объекта на экране. Таким образом при прохождении судна над трубопроводом мы получаем на экране характерную отметку, расположенную в точке, соответствующей положению верхней части трубопровода по горизонтальным (x, y) и вертикальной (z) координатам. Набор таких точек на последовательных галсах формирует акустический “след” подводного трубопровода.

На рис. 4 приведен фрагмент записи сейсмопрофилографа при прохождении судна над двумя заглубленными и засыпанными линиями трубопроводов. Отчетливо видно, что левая на рисунке

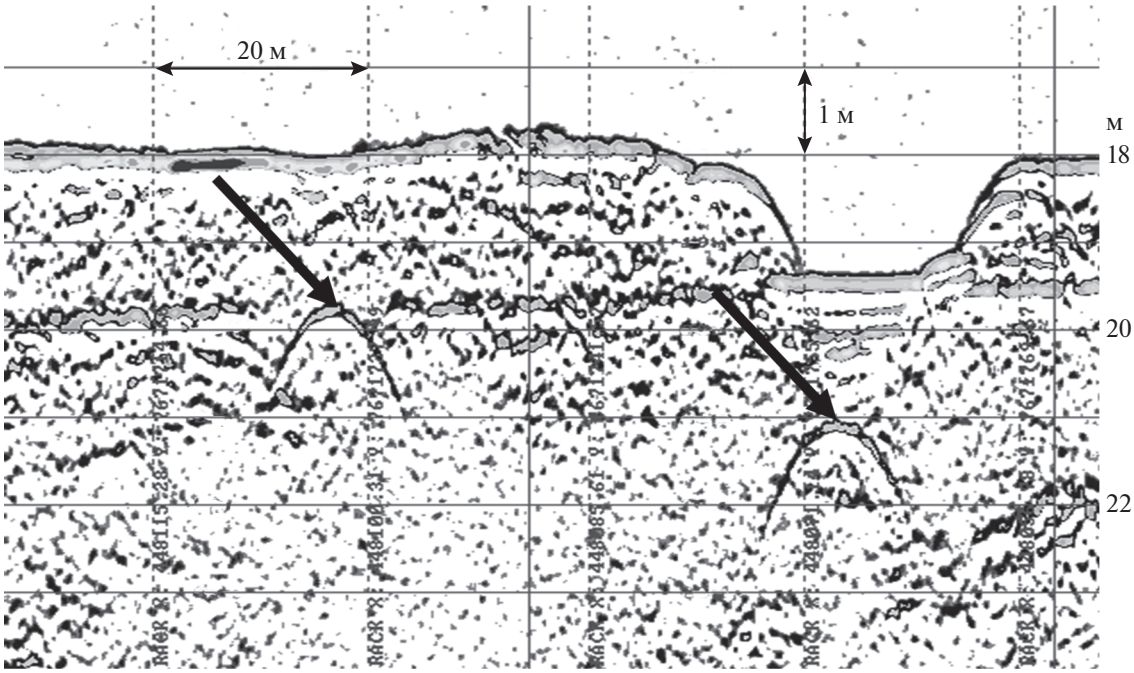


Рис. 4. Сейсмоакустический разрез при прохождении судна над двумя нитками трубопровода, уложенными в траншеи.

нитка находится в полностью засыпанной грунтом траншее на глубине порядка двух метров от дна. Правая на рисунке траншея в силу каких-то технологических причин засыпана примерно наполовину, а труба находится на глубине порядка 1.5 м от уровня засыпки и примерно в 3 м ниже среднего уровня дна. На рис. 5 приведено акустическое изображение трубопровода на речном переходе, четкая гипербола наблюдается на глубине 1. 3 м ниже дна при глубине воды 10.6 м. Труба лежит практически на дне, она занесена сверху осадочной волной современных мигрирующих неплотных речных наносов. Индикация положения ниток трубопровода отчетливая и сомнений не вызывает. Наличие траншеи регистрируется прибором либо по профилю рельефа морского дна в случае, если траншея засыпана не полностью, либо по характерному изменению структуры осадочных слоев в случае, если траншея засыпана полностью и по данным батиметрии не выделяется.

Все сказанное выше справедливо только для тех случаев, когда структура дна над обнаруживаемым объектом является ненарушенной и выполняются, по крайней мере, три условия: обеспечивается проникновение сигнала на глубину объекта, структура грунта вокруг объекта достаточно однородна и в ней отсутствуют другие сильные отражающие объекты. К сожалению, на практике указанные условия соблюдаются далеко не всегда.

Трубопровод обычно укладывают в траншеи, которые присыпают сверху различным обломочным материалом. В некоторых особо неблагоприятных случаях присыпка создает над трубой полностью акустически непрозрачный экран. При этом акустическое обнаружение линий трубопроводов становится практически невозможным и метод в принципе перестает работать. В других случаях качество и количество насыпанного сверху грунта хотя и обеспечивает проникновение акустического сигнала на нужную глубину и, соответственно, наличие полезного отражения от трубы, но создает большое количество ложных отражений, которые по виду подобны отражению от трубопровода, при этом выделение полезного сигнала из ряда ложных становится затруднительным (рис. 6).

ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ МЕТОДА

Следует отметить, что никакой другой информации, кроме того, что некий локальный объект находится в данном месте и имеет другие отражающие свойства по сравнению с окружающей средой, акустический метод зондирования дать не может. Точная форма объекта, материал, из которого он изготовлен, размеры и т.п. в подавляющем большинстве случаев определены быть не могут. В качестве аналогии могут быть приведены следы от целей на экранах гидро- или радиолокаторов, которые в любом случае представляют собой только цветовые метки, индицирующие наличие интересующего предмета в заданном месте.

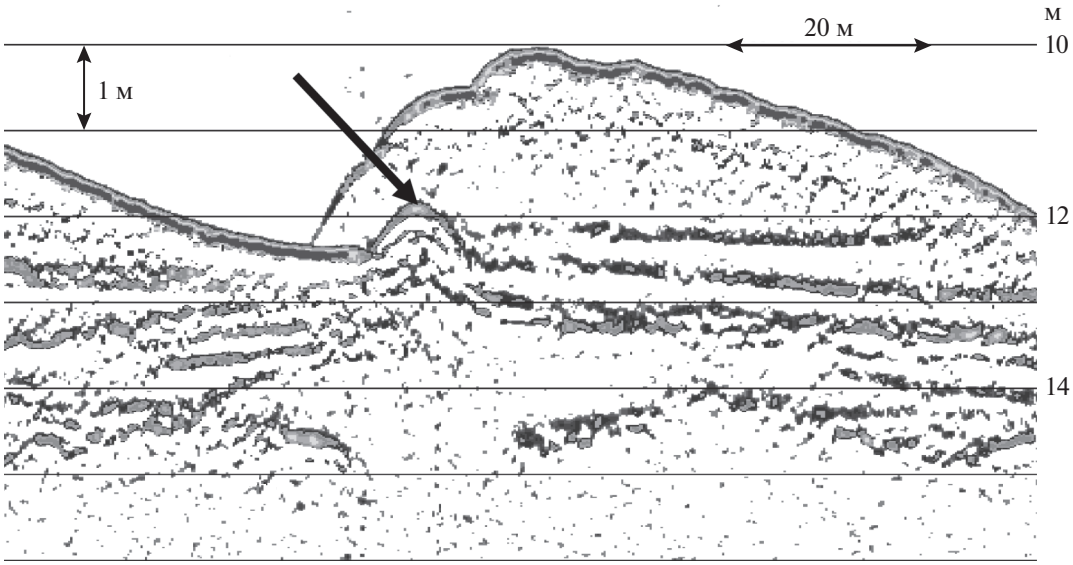


Рис. 5. Участок трубопровода, занесенный сверху слоем речных наносов.

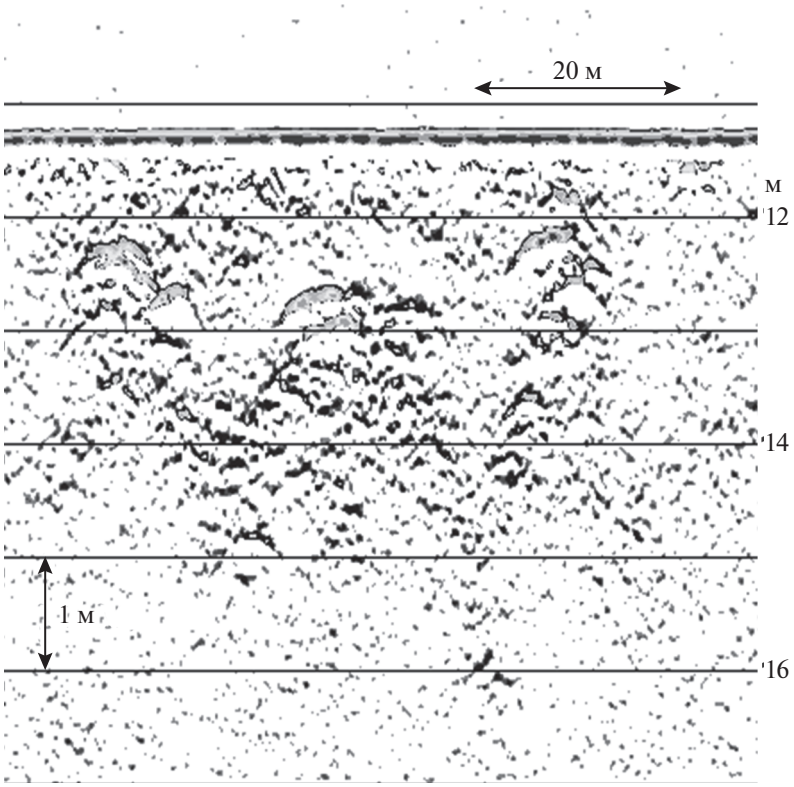


Рис. 6. Фрагмент сейсмоакустического разреза с многочисленными локальными отражающими объектами в осадочной толще.

Вследствие этого, одним из основных вопросов, возникающих при подобных исследованиях, является точность идентификации положения трубы акустическими методами. Точность определения трубы по всем трем координатам (x, y, z) будет определяться несколькими основными факторами:

– Инструментальная (паспортная) точность измерительной аппаратуры, что определяется ее

конструкцией, правильностью установки антенны, точностью измерения офсетов по всем трем координатам, точностью применяемой навигационной системы и т.п.

– Точность считывания данных со шкалы профилографа. Учитывая, что данные о месте расположения трубы, считываются с экрана обрабатывающего компьютера путем совмещения курсора с акустическим изображением объекта, а само изображение всегда до некоторой степени "размыто", возникает источник ошибок, связанный с неоднозначностью установки курсора в место расположения акустического изображения. Данная ошибка зависит от качества данных, качества монитора, опыта оператора и ряда других факторов.

– Значение скорости звука. При определении глубины залегания трубы акустический луч часть пути проходит в водной среде, а часть в грунте. Дополнительная трудность обусловлена тем, что грунт над трубой представляет собой не естественным образом сформировавшуюся структуру, по которой можно использовать, например, имеющиеся литературные данные, а насыпной материал, акустические свойства которого вообще неизвестны и, более того, могут существенно меняться со временем. Облегчает ситуацию тот факт, что глубина залегания труб под грунтом обычно невелика, и накапливающаяся величина ошибки не вносит существенную погрешность в результаты измерений. В работе [5] рассматривается возможность использования для измерения скорости звука в осадках параметрических многолучевых сейсмопрофилографов, однако эти работы пока не вышли за пределы чисто теоретических оценок.

– Правильность идентификации отражения от трубопровода является одной из самых трудных и зачастую неоднозначных задач в исследуемом методе. Причина этого кроется в том, что акустические отраженные сигналы от труб практически идентичны сигналам от любых других локальных объектов (например, отдельных валунов), имеющих близкие размеры в поперечном сечении (рис. 6). Поэтому одним из основных факторов правильности идентификации отражений является опыт оператора, который, предпочтительно, должен нарабатываться в течение многолетнего периода выполнения подобных работ.

В случае если оператор правильно идентифицировал метку на экране как соответствующую отражению от трубы, то дальнейшее определение глубины ее залегания и горизонтальных координат не представляет труда и может быть выполнено (с учетом указанных выше возможных источников погрешностей) с достаточно высокой точностью, составляющей, по нашим оценкам, порядка 20 см. Если же оператор ошибся в идентификации метки и принял за трубу нечто другое, то это может привести к грубой ошибке, которая не может рассматриваться как следствие недостаточной точности метода. Эта ошибка должна быть выявлена на этапе обработки результатов и устранена. Ключевым в данном методе является идентификация метки на экране, как соответствующей отражению от трубы, что в общем случае может быть выполнено корректно только при наличии некоей априорной информации о предполагаемом месте расположения трубопровода (фактическое положение траншеи, данные о первоначальных параметрах укладки трубы и т.п.). Если такая информация отсутствует полностью, т.е. при попытках найти трубу даже примерно не зная, где она может находиться, то метод будет работать только в исключительно благоприятных акустических условиях. Чем более полна априорная информация, тем более узок коридор поиска и тем более вероятна правильная идентификация метки на экране, соответствующей положению трубопровода.

Необходимо отметить большую полезность, а зачастую и необходимость проведения повторных многолетних исследований на одних и тех же участках трубопроводных систем. Такие данные способны помочь выполнить корректную переинтерпретацию предшествующих съемок, также они дают возможность проведения мониторинга объектов с целью выделения возможных участков существенных изменений пространственного положения трубопровода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье представлены результаты натурных экспериментов, выполненных на акваториях рек и морей Северного Ледовитого океана, по исследованию возможностей использования узколучевого параметрического эхолота-профилографа для мониторинга положения ниток подводных трубопроводов.

Несмотря на ряд ограничений и трудностей, описанных выше, использование высокоразрешающей сейсмоакустики в настоящее время является одним из лучших методов, позволяющих корректно и со вполне приемлемой для практических задач точностью определять положение участков подводных трубопроводных переходов при их нахождении над дном, на поверхности дна и в засыпанных слоем грунта траншеях.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках темы государственного задания № 0149-2019-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горбунов О.Н.* Методика инженерно-гидрографических работ по обследованию морских подводных трубопроводов // Геопрофи. 2011. № 1. С. 52–57.

2. *Дмитревский Н.Н., Ананьев Р.А., Либина Н.В., Росляков А.Г.* Использование сейсмоакустического комплекса для исследований верхней осадочной толщи и рельефа морского дна в Восточной Арктике // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 412–417.
3. *Дмитревский Н.Н., Ананьев Р.А., Мелузов А.А. и др.* Геолого-акустические исследования в море Лаптевых в рейсе судна "Владимир Буйницкий" // Океанология. 2014. Т. 54, № 1. С. 128–132.
4. *Касаткин Б.А., Косарев Г.В.* Опыт использования акустического профилографа для мониторинга морского дна // XIII Всероссийская научно-техническая конференция "Современные методы и средства океанологических исследований" (МСОИ-2013. М.: ИД Академии Жуковского, 2013. Сборник трудов конференции. Т. 1. С. 352–355.
5. *Сычев В.А.* Методологические особенности поиска поддонных объектов параметрическими гидролокаторами // XIV Всероссийская научно-техническая конференция "Современные методы и средства океанологических исследований" (МСОИ-2015). (МСОИ-2015). М.: ИД Академии Жуковского, 2015. Сборник трудов конференции. Т. 2. С. 92–96.
6. IHO Standarts for Hydrographic Survey. Special Publication No. 44, 4th Edition. // International Hydrographic Organization, Monaco, 1998.

Use of High-Resolution Seismoacoustic Methods for Monitoring the Position of Underwater Pipelines in Rivers and Sea Shelf

N. N. Dmitrevskiy[a, #], R. A. Ananiev[a], V. V. Arkhipov[b]

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

[b] *Zubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russia*

[#] *e-mail: nnd2008@rambler.ru*

The results of acoustic sounding of the underwater pipeline routes obtained by the authors in a number of expeditions on river water areas and in the seas of the Arctic Ocean are considered. The possibilities of using narrow-beam parametric systems as a component of natural environments monitoring in areas of underwater pipeline crossings are discussed.

Keywords: Geophysical research, acoustic sounding, underwater pipeline, seismic profiler

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 154–157

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 551.465

ЭКОСИСТЕМЫ МОРЕЙ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ – 2019: ВЕСЕННИЕ ПРОЦЕССЫ В КАРСКОМ МОРЕ (76-й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ”)

© 2020 г. М. В. Флинт[1, *], С. Г. Поярков[1], Н. А. Римский-Корсаков[1], А. Ю. Мирошников[2]

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

[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогиии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: m_flint@ocean.ru

Поступила в редакцию 10.10.2019 г.
После доработки 10.10.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

С 01 июля по 06 августа 2019 г. Институтом океанологии РАН проведена крупная экспедиция по программе “Морские экосистемы Сибирской Арктики” – 76-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” с участием 71 ученого из институтов РАН, МГУ и ВНИРО. Согласованные гидрофизические, гидрохимические, биооканологические, геохимические и радиоэкологические исследования были выполнены на шельфе и в области континентального склона Карского моря, в Обском эстуарии и в заливах восточного берега Новой Земли.

Ключевые слова: Арктика, Карское море, Обский эстуарий, шельф, континентальный склон, ледовые условия, экосистема, биологическая продуктивность

DOI: 10.31857/S0030157420010104

76-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” – 10-я крупная экспедиция, продолжающая многолетнюю программу “Морские экосистемы Сибирской Арктики”, начатую Институтом океанологии РАН в 2007 г. и направленную на исследование природных комплексов Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей [1–4]. Во всех экспедициях был использован единый методологический подход, что определило их преемственность и возможность объединить полученные данные для формирования целостных представлений об экосистемах эпиконтинентальной Арктики и их текущей изменчивости. Экспедиция началась в порту Архангельск 01 июля 2019 г. и завершилась там же 06 августа 2019 г.; протяженность маршрута составила – 4033 миль (рис. 1). В 2019 г. работы были сосредоточены в Карском море, Обском эстуарии и заливах восточного берега Новой Земли (Абросимова, Степового и Медвежьем). Экспедиция была организована Институтом океанологии РАН, в ней приняли участие 71 сотрудник институтов Российской академии наук (ИГЕМ РАН, ИФА РАН, ГЕОХИ РАН, ИГ РАН), МГУ, ВНИРО Росрыболовства, студенты МГУ, МФТУ и МИЭА. Руководителем экспедиции был академик РАН М.В. Флинт, судном командовал капитан дальнего плавания Ю.Н. Горбач.

Карское море – важнейшая область Сибирской эпиконтинентальной Арктики. Бассейн является ключевым районом в важнейших процессах, связанных с реакцией арктических экосистем на текущие климатические изменения, трансформации огромных объемов континентального стока, взаимодействия в системе материк–шельф–глубокий бассейн. Карская экосистема играет важную роль как промежуточный “дом” при вселении с запада чужеродных видов в сибирские арктические моря и содержит крупнейшие накопленные экологические риски, связанные с могильниками радиоактивных отходов в северо-западной части моря и заливах Новой Земли. При всем обилии данных о ключевых параметрах экосистемы, полученных в рамках предшествующих экспедиций, в наших представлениях об экосистеме Карского моря остается важнейший пробел. Он связан с практически полным отсутствием данных о структурных и функциональных параметрах экосистемы в период схода сезонного льда, когда биологическая продукция достигает годового максимума, и в море поступают основные объемы континентального стока. За весь почти вековой период исследований Карской экосистемы в этот важнейший весенний период ее годового цикла не получено ни единой оценки первичной продукции, количественных параметров зоопланктона, нет оценок уровня во-

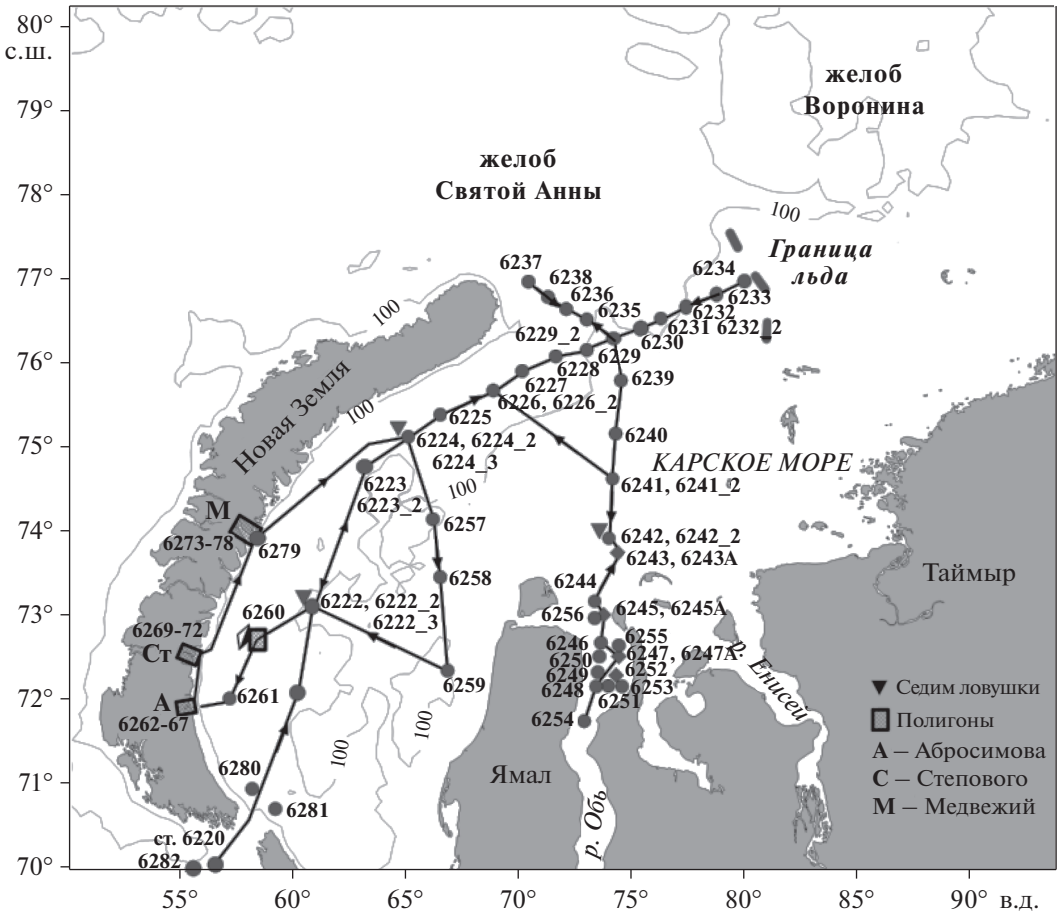


Рис. 1. Маршрут 76-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, положение станций и полигонов.

влечения первичной продукции в трофические цепи. Это не позволяет ответить на многие ключевые вопросы – оценить продукционный баланс, вскрыть причины крайне низкой общей биологической продукции Карского бассейна, выявить возможные механизмы воздействия климатических факторов на биологическую продуктивность экосистемы, оценить ее потенциал как акцептора чужеродных видов.

Перечисленные выше обстоятельства определили содержание научной программы экспедиции 76-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Основные задачи экспедиции состояли в:

оценке состояния морской среды, структуры, продуктивности и функциональных параметров экосистемы Карского бассейна в весенний сезон во время схода сезонного льда;

оценке физических, химических и биологических процессов в прикромочной области сезонного льда и их роли в сезонном цикле функционирования экосистем сибирского арктического шельфа;

оценке физических, химических и биологических процессов в эстуарии крупнейшей Сибирской реки – Оби – в период интенсивного сезонного стока;

изучении процессов развития биологических инвазий в разных районах Карского бассейна, включая заливы Новой Земли, и оценке их влияния на нативные донные экосистемы;

оценке физических, химических и биологических процессов в локальных экосистемах крупнейших заливов восточного берега Новой Земли, где сосредоточены захоронения радиоактивных отходов;

оценке радиационного загрязнения осадков и прибрежных почв разных районов Карского моря и эстуария Оби в результате глобальных выпадений и антропогенной деятельности;

выявлении локализации и оценке состояния особо опасных объектов захоронений радиоактивных отходов в Новоземельской впадине и заливах восточного берега Новой Земли.

В этой короткой информационной статье мы считаем важным отметить следующие результаты.

Отсутствие северо-западного переноса относительно теплых вод со стороны желоба Св. Анны вдоль восточного берега Новой Земли привело к сохранению обширного ледового массива у восточного берега Северного острова вплоть до первой декады августа. При этом высокая температура возду-

ха над Карским морем (до 16°С во второй декаде июля) и отсутствие сильных ветров привели к быстрому прогреву поверхностных вод в центральной части бассейна до 10°С. Непосредственно у границы тающего сезонного льда соленость составляла 30.6–32.3 psu, что с учетом солености под пикноклином в 34.8 psu, позволяет говорить о сохранении зимой на значительной части акватории моря небольшого опреснения верхнего слоя, связанного с влиянием речного стока. Содержание биогенных элементов в верхнем перемешанном слое у ледовой кромки было повсеместно крайне низким (NO_3 – от 0.0 до 0.16 мкг-ат/л), что указывало на условия, лимитирующие первичную продукцию.

В пределах Карского шельфа на всех станциях у ледовой кромки и в районах, освободившихся ото льда в течение 25 дней до наших наблюдений в вертикальном распределении хлорофилла был четко выражен глубинный максимум, приуроченный к горизонтам от 20 до 52 (!) м, близким к нижней границе эвфотической зоны (1% ФАР). При содержании хлорофилла в поверхностном слое <0.3 мг/м^3 его концентрация в глубинных максимумах достигала ~20 мг/м^3. Средние величины интегральной первичной продукции на шельфе и в глубоководных районах желоба Св. Анны составляли ~200 мгС/м^2. Вклад глубинного максимума хлорофилла в общую первичную продукцию достигал 54–91%. Формирование глубинных максимумов хлорофилла определялось, в основном, скоплениями диатомовых водорослей *Thalassiosira*, *Fragillaria* и *Bacterosira*, биомасса которых достигала 16–72 (!) г/м^3 и на 1.5–2 порядка превосходила биомассу в верхнем перемешанном слое. Столь высокие величины никогда ранее не отмечались в Сибирских Арктических морях, даже в сверхбогатых областях эстуарных фронтов [5].

Получены первые оценки биомассы пикофитопланктона в поверхностном слое Карского моря в весенний сезон – 4.8–3.9 мг С/м^3. Доля пикофракции автотрофного планктона в суммарном хлорофилле “а” в поверхностном горизонте доходила до 77% в районах, где лед сошел более, чем за 10 дней до начала работ и не превышала 7% в Обском эстуарии.

В период весеннего половодья эстуарная фронтальная зона в Обской губе была резко выражена и в солености, и в температуре. Ее южная периферия находилась на 72°40.0′ с.ш. и была ассоциирована, как и в другие сезоны, с областью резкого уменьшения глубины в эстуарии до 10–11 м (ст. 6246, рис. 1). Гидрохимические условия в области эстуарной фронтальной зоны характеризовались аномально высоким содержанием растворенного кремния (>200 μM) и всех минеральных форм азота (NO_3 > 12 μM). Севернее фронтальной зоны на расстоянии всего 120 км концентрации биогенных элементов резко снижались: SiO_2 до 60 μM, NO_3 – до ≤0.2 μM, что говорит об отсутствии обогащающего влияния весеннего стока на биогенный режим верхнего перемешанного слоя на Карском шельфе. В период активной фазы половодья характерный для Обского эстуария в другие сезоны максимум фитопланктона, сформированный аллохтонными пресноводными видами рода *Aaulacoseira*, отсутствовал, и биомасса фитопланктона была на порядок и более низкой, чем летом.

Биомасса зоопланктона в эстуарии и на шельфе была низкой и не превышала 3 мл/м^3. Заметное увеличение биомассы наблюдалось на южной периферии эстуарной фронтальной зоны, что является характерной чертой пространственной структуры сообществ зоопланктона в этом районе и в другие сезоны. Увеличение биомассы мезопланктона отмечено в области континентального склона желоба Св. Анны. Максимальные значения составляли 1.5–1.6 мл/м^3. Обнаружение этого феномена в весенний сезон в период схода сезонного льда позволяет говорить о его универсальности для всех сезонов. Роль зоопланктона в трансформации новосинтезированного органического вещества в период схода льда была в целом невысока, и выедание продукции фитопланктона не превышало 20%. Наиболее интенсивно процесс утилизации фитопланктона происходил в области континентального склона, где зоопланктоном потреблялось почти 100% продукции фитопланктона.

Оценки количественных характеристик ихтиопланктона в Карском море в 2019 г. дали величины более чем в 10 раз превышающие показатели, полученные нами для июля 2016 г. Наибольшая численность личинок сайки на шельфе достигала 37.8 экз/м^2.

Выполнен широкий спектр работ по оценке состояния популяции краба-вселенца *Chionoecetes opilio* в Карское море. Крабы были встречены практически во всех исследованных районах, их размеры за последние 5 лет значительно увеличились, в большинстве проб присутствовали самки с икрой на плеоподах. Личинки краба опилио были встречены практически повсеместно. Их численность в разных районах бассейна варьировала, в максимуме над склоном желоба Св. Анны достигала 17 экз/м^2. Все это позволяет констатировать существование в бассейне полноценной, репродуктивной популяции краба-вселенца.

На протяжении всего маршрута экспедиции были проведены непрерывные измерения приводной концентрации метана для определения возможных источников его поступления в атмосферу (аппаратура – G2132-i, Picarro, США). Фоновые значения составили 1.902 ppm. Были выявлены локальные области с повышенной концентрацией метана (до 2092 ppb) в приводном слое в районе эстуариев Оби и Енисея, что обусловлено разложением органики, обильно поступающей со стоком этих рек. Повышенные значения (до 2010 ppb) отмечены на шель-

фе Карского моря в районе полуострова Ямал, где происходит активная эмиссия метана из прибрежных водно-болотных экосистем.

В пределах Обской и Вайгачской зон повышенной активности радиоцезия отобраны колонки донных отложений мощностью от 400 до 600 мм. Оценка распределения ^{137}Cs в осадках позволит оценить современное радиационное состояние ранее загрязненных участков дна и установить величины естественного снижения удельной активности в результате полураспада радиоцезия (30.17 лет).

На поверхности ледника Витте (залив Медвежий, о. Северный архипелага Новая Земля) в зоне абляции отобрано 14 проб осадков из криоконитовых стаканов. На их основе будут получены оценки присутствия в теле ледника радиационно-загрязненного слоя, образованного в период проведения ядерных испытаний на Центральном полигоне РФ в начале 60-х годов XX века. В ходе ранее проведенных исследований на ряде других ледников Северного острова были установлены аномально высокие уровни удельной активности ^{137}Cs, достигающие 8000 Бк/кг и существенно превышающие плотность глобальных выпадений из атмосферы для широтного пояса 70°–75° с.ш. В криоконитовых стаканах, часть которых была еще покрыта тонкой ледяной коркой, обнаружена активное микросообщество: многочисленные клетки водорослей, их споры, споры хламидомонад и хлореллы, синезеленые водоросли, грибы, тихоходки, коловратки, несколько видов инфузорий.

В задачи экспедиции входило определение точной локализации и оценка состояния особо опасных объектов в составе захоронений радиоактивных отходов в приновоземельской части Карского моря. Была выполнена задача поиска реакторного отсека (РО) АПЛ К-19 затопленного в заливе Абросимова. Установлено, что объект находится в море на расстоянии около 3 км к востоку от входа в залив. Съемка радиационного поля с помощью чувствительного гамма-спектрометра РЭМ-26-2 НИЦ КИ, установленного на телеуправляемом необитаемом подводном аппарате “ГНОМ”, позволяют утверждать, что внутри РО находится мощный источник радиоактивности. Обследование АПЛ, захороненной в заливе Степового, показало, что радиационная обстановка на этом объекте не изменилась с момента последнего исследования в 2016 г.

Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиционных исследований), проектов РФФИ “Арктика” – № 18-05-60053, № 18-05-60069, № 18-05-60070, № 18-05-60228, № 18-05-60246, № 18-05-60302; проектов РНФ № 19-17-00196, № 19-17-00234; проектов РФФИ № 18-05-480 и № 18-05-740, ориентированных на исследование экосистем ключевых районов Российской Арктики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Экосистема Карского моря // Океанология. Спецвыпуск. 2010. Т. 50. № 5. С. 677–864.
2. Экосистема Карского моря: от эстуариев Оби и Енисея до желоба Святой Анны // Океанология. Спецвыпуск. 2015. Т. 55. № 4. С. 501–726.
3. Экосистемы Российской Арктики // Океанология. Спецвыпуск. 2017. Т. 57. № 1. С. 1–248.
4. Экосистемы морей Сибирской Арктики. 69-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 331–333.
5. *Суханова И.Н., Флинт М.В., Мошаров С.А., Сергеева В.М.* Структура сообществ фитопланктона и первичная продукция в Обском эстуарии и на прилежащем карском шельфе // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 785–800.

Ecosystems of Siberian Arctic Seas – 2019: Spring Processes in the Kara Sea (76-th Cruise of Research Vessel “Akademik Mstislav Keldish”)

M. V. Flint[a, #], S. G. Poyarkov[a], N. A. Rimsky-Korsakov[a], A. Yu. Miroshnikov[b]

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

[b] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

Large-scale expedition 76th cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldish” was performed by Shirshov Institute of Oceanology form 01 July to 06 August 2019 in a frame of the Program “Marine Ecosystems of Siberian Arctic”. 71 scientist from the institutes of Russian Academy of Sciences, Moscow State University and VNIRO participated. Coordinated hydrophysical, hydrochemical, biooceanological, geochemical and radioecological research were carried out over the shelf and continental slope in the Kara, in Ob estuary and in east coast bays of Novaya Zemlya.

Keywords: Arctic, Kara Sea, Ob estuary, Novaya Zemlya shelf, continental slope, ice conditions, ecosystem, biological productivity

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 158–161

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 551.3.051:551.35:551.795(262.54)

ИССЛЕДОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КОС АЗОВСКОГО МОРЯ (НА ПРИМЕРЕ КОСЫ ДОЛГОЙ)

© 2020 г. Г. Г. Матишов[1, *], В. В. Польшин[1], В. В. Титов[1]

[1]ФГБУН "Федеральный исследовательский центр Южный научный центр РАН", Ростов-на-Дону, Россия

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

Поступила в редакцию 02.10.2019 г.
После доработки 02.10.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Побережье мелководного Азовского моря характеризуется наличием серии песчаных кос. По результатам бурения, проведенного на косе Долгой, отделяющей акваторию Таганрогского залива от остальной части Азовского моря, рассмотрено строение верхней части геологического разреза этих береговых аккумулятивных форм. Полученные в ходе бурения образцы грунта позволили определить мощность голоценовых песчано-ракушечных отложений и подстилающих их среднеплейстоценовых слоев. Показано, что формирование тела косы началось более 5 тыс. лет назад в начальную стадию развития новочерноморской трансгрессии и происходило в результате последовательного присоединения к ней береговых валов.

Ключевые слова: Азовское море, коса Долгая, голоценовые отложения, новочерноморская трансгрессия

DOI: 10.31857/S0030157420010165

В геоморфологическом облике Азовского шельфа особое место занимают песчаные косы [5, 6]. Косы сформировались по всему побережью – от Керченско-Таманских обрывов до Таганрогского залива. На северном берегу выделяются: Бирючья (коса Федотьева, Бирючий остров), Обиточная, Бердянская, Белосарайская, Кривая и Беглицкая. Это так называемые косы "азовского типа". Их длина соответственно уменьшается от 40, 30, 18, 13, 6 и до 4 км по мере сокращения разгона волны восточных румбов. В Таганрогском заливе косы: Очаковская, Чумбурская, Долгая и Камышеватская, характеризуются меньшей протяженностью в мористом направлении (3, 4, 14 и 7 км соответственно). Они состоят из береговых валов, которые последовательно причленяются к коренному берегу.

Самая крупная отмель косы Долгой оконтуривается изобатой 1–2 м. Она сужается от 6 до 2 км к северо-западу. Общая протяженность системы коса – подводное поднятие цоколя – более 30 км. Длина собственно косы более 10 км, а ширина до 4 км. Коса Долгая фактически отгораживает Таганрогский залив от основной части моря. Косы Очаковская, Петрушина, Беглицкая имеют свои подводные продолжения в виде петлевидных валов-отмелей диной от 8 до 20 км. Имеют место современные изменения конфигурации кос, несмотря на общую изученность, строение и развитие их в голоцене остается дискуссионным.

В результате сейсмопрофилирования дна и бурения на косах Таганрогского залива, проведенных ЮНЦ РАН, выявлен денудационный срез. Особенно отчетливо он проявляется под пологим аккумулятивным телом банок Чумбурская, Очаковская, Сазальницкая и Песчаных островов. Мощность рыхлых осадков, перекрывающих абразионную платформу, изменяется от 1 до 6 м, а местами, возможно, и более. Береговые образования имеют незначительную высоту над уровнем моря (обычно 1–1.5 м), и лишь отдельные участки Ейской и Очаковской кос достигают отметок 2–2.5 м.

Все аккумулятивные формы Азовского моря сформированы или целиком, или в значительной степени раковинами моллюсков. Причина лежит в исключительной продуктивности Азовского бассейна [4]. Общая годовая продукция зообентоса в Азовском море оценивается в 19–20 млн т, до 2 кг/м^2 [3].

Для изучения кос и их подводных продолжений ЮНЦ РАН создал комплекс из двух типов буровых установок. Одна – плавучая платформа для работы на мелководьях, другая – малогабаритная буровая установка, предназначенная для бурения в береговой зоне. В рамках исследований колонки в прибрежье отбирались гравитационной трубкой с НИС "Денеб" и "Профессор Панов".

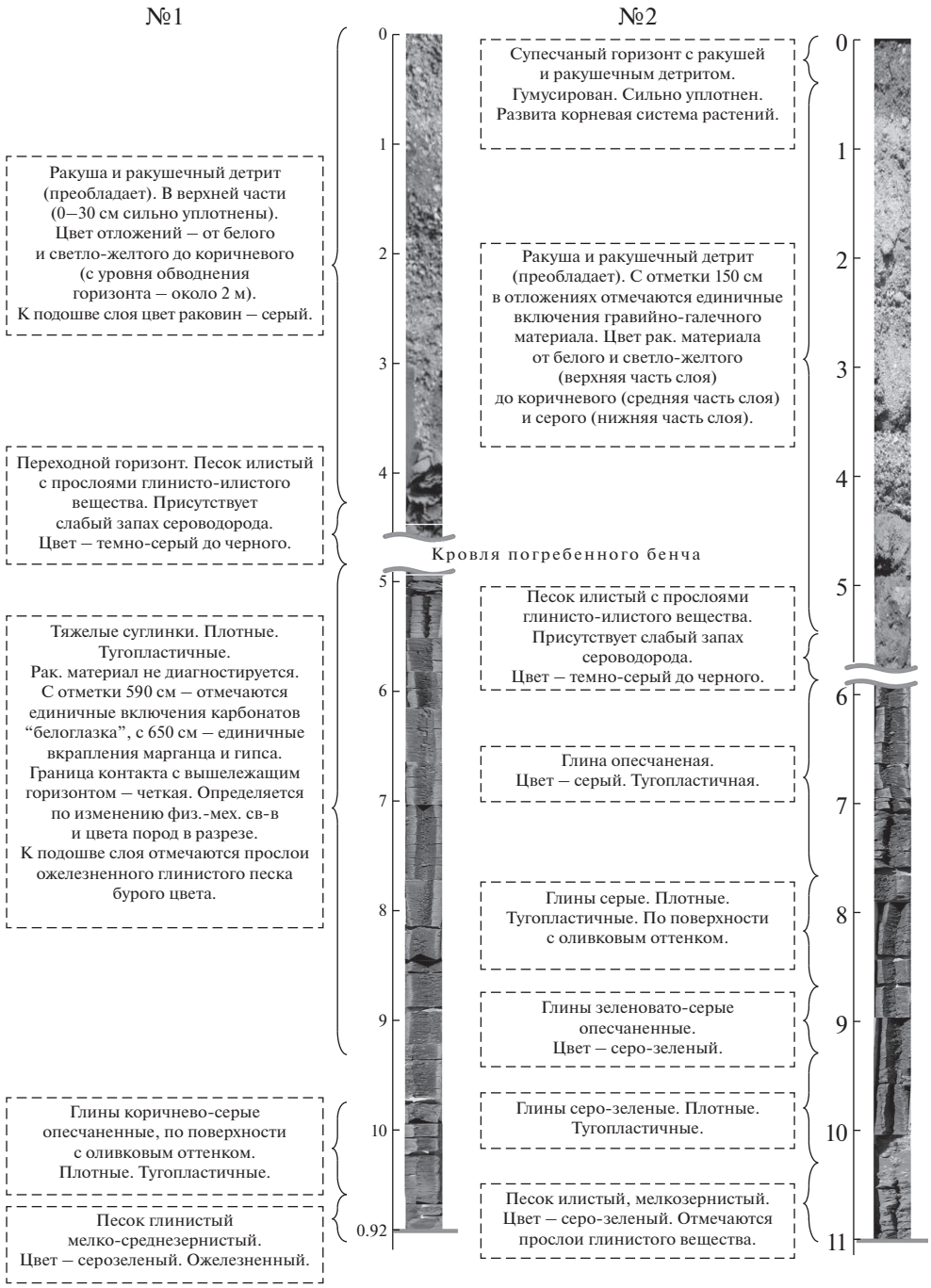


Рис. 1. Характеристика скважин № 1 и 2 с косы Долгая (Ейский район, Краснодарский край).

В период 2–7 августа 2019 г. проведено бурение и изучение выходов геологических отложений в естественных обнажениях (карьерах) на косе Долгой (рис. 1). При бурении скважин использовалась малогабаритная буровая установка на базе автомобильного прицепа "TRAILER-20". Колонковое бурение проводилось вращательным методом без промывки скважины водой. Пробы отбирались с выделенных литологических горизонтов. Конкретная привязка к формам рельефа выполнялась с помощью космических снимков World Imagery компании Esri (разрешение 1 м).

Коса Долгая ассиметрична – восточный берег длиной в 7 км на два километра короче западного. Поверхность косы представляет собой чередование валов и ложбин, фиксирующих стадии последовательного выдвижения аккумулятивной формы в море. В плане они образуют веер, расходящийся от юго-западного мыса косы к северо-востоку и северо-западу [1]. Анализ космических

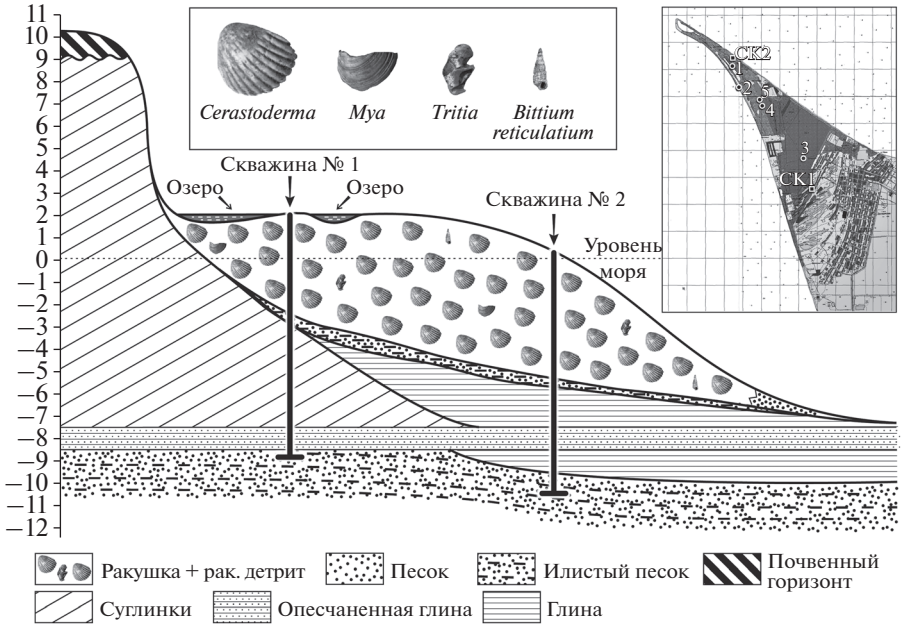


Рис. 2. Схема строения косы Долгой с местами расположения скважин и геологических обнажений.

снимков дает основание сделать подсчет количества береговых валов и их ориентацию (рис. 2). На профиле через точку 4 насчитывается 104 вала, на профиле через точку 3 – 75 валов, на профиле, проходящем через скважину № 2 – 56 валов. Скважина № 2 находится на 28 валу (счет со стороны Азовского моря). Площадь косы Долгой от изобаты рельефа с отметкой 5 м до дистального окончания составляет 16.5 км^2. Расположение обнажений и скважин на причлененных валах (счет валов велся с запада на восток, от берега Азовского моря до берега Таганрогского залива): скв. 1 – 133 вал; скв. № 2 – 28 вал; обн. 1 (в стенке карьера на берегу озера) – 14 вал.

Было пробурено 2 скважины глубиной 10.92 м (скв. 1; с.ш. 46°38.365′ в.д. 37°46.898′) и 11.0 м (скв. 2; с.ш. 46°40.598′ в.д. 37°44.829′), расположенными на расстоянии 5 км друг от друга. Также изучено 5 обнажений естественных выходов в центральной и северной части косы Долгой (рис. 2). Вскрытая скважинами, а также изученная в естественных обнажениях верхняя часть геологического разреза косы Долгой, повсеместно сложена ракушей и ракушечным детритом. Талассогенный материал поступал исключительно со дна моря. В прикорневой части биогенный осадок составляет до 50%, а на дистальном – до 95%. Мощность покрова ракушечных отложений в среднем достигает 4–5 м. Цвет ракушечного горизонта изменяется по вертикали разреза от белого и светло-желтого (в верхней части), и до коричневого (в средней) и от серого до серо-черного (в нижней части). В средней части толщи ракушечных отложений, отобранных из скв. 2, в незначительном количестве присутствует гравийно-галечный материал. Верхняя часть ракушечной толщи (0.2–0.3 м) уплотнена, а средняя – сильно обводнена. Уровень безнапорных грунтовых вод в районе бурения находится на отметке 1.5–2 м. В ракушечных отложениях по вертикали разреза отмечается резкое преобладание створок раковин и детрита моллюсков *Cerastoderma* (более 95%). В значительно меньшем количестве (единично) в ракушечных отложениях, слагающих аккумулятивное тело косы Долгой, встречены в виде обломков и раковин плохой сохранности: *Bittium reticulatium*, *Tritia* sp., *Mya* sp. и *Gastropoda* (рис. 2). Мористее оконечности косы на мелководье мощность раковинных отложений превышала 10 м, что выявлено морским бурением [8].

По отобранному керну можно видеть, что под ракушечными наносами прослеживается слой глинистого песка с прослоями глины серого цвета. Мощность этих отложений во вскрытых разрезах не превышает 0.5 м. Ниже, до глубины 11 м от уровня дневной поверхности, разрез преимущественно сложен суглинками и глинами. Погребенный глинистый бенч прослеживается на расстоянии до 3-5 км от южного берега Таганрогского залива. Его образование следует увязывать с фанагорийской регрессивной фазой, имевшей место 3.1–2.5 тыс. лет назад [7]. В береговой зоне Таганрогского залива под маломощным покровом современных осадков также залегают плотные коричневато-бурые глины и суглинки. Их возраст оценивается средним плейстоценом на основании сходного литологического состава отложений лиманно-лагунного происхождения,

вскрывающихся в основании береговых обрывов Таганрогского залива в районе Ейска [2]. Абсолютные датировки (^{14}C) отложений из нижних песчано-ракушечных горизонтов подтверждают, что косы стали формироваться в начальную стадию развития новочерноморской трансгрессии, т.е. раннее, чем 5 тыс. лет назад.

Анализ ориентации береговых валов на космических снимках, с учетом имеющихся датировок абсолютного возраста по раковинам моллюсков [1], указывает на то, что развитие косы Долгой происходило на протяжении последних 5–6 тыс. лет в условиях трансгрессивно-регрессивных изменений уровня Азовского моря. На всей площади косы можно наметить до 8 стадий наращивания береговых ракушечных валов. Вначале формировалась генерация валов у Ейского коренного выступа с направлением на северо-восток. В прикорневой зоне косы характерна система из порядка 30 чередующихся озер и лагун. Их разделяют валы высотой до 1 м. В завершающую стадию аккумулятивные дуги выстраивались в северо-западном направлении. Господствовали южные ветровые течения и вдольбереговые потоки наносов. В этот же период возникшие ранее валы активно срезались ветрами и течениями из Таганрогского залива. При двухстороннем питании происходило выдвижение оконечности косы в открытое море и формирование стрелки косы.

Возникновение и развитие кос происходило в период последовательного затопления азовского шельфа и заполнения водой долины Палео-Дона. За период голоценовых трансгрессий берега Азовского моря, и в частности Таганрогского залива, были срезаны абразией с обеих сторон на 1–5 км. Древнеазовская трансгрессия (от 8 до 3.1 тыс. л.н.) на пике своего развития 6–4 тыс. л.н. соотносится с климатическим оптимумом голоцена [7]. Черноморская адвекция “проталкивала” азовские воды вверх по Дону. Такого рода затоки подтверждают формирование дельты Дона и кос Таганрогского залива в условиях максимума новочерноморской (4–6 тыс. л.н.) и нимфейской (2.4–1.5 тыс. л.н.) трансгрессий.

Целый ряд нерешенных задач по геоморфологии и палеографии голоцена Азовского моря требует расширения исследований в бассейне, включающих бурение на косах и их подводных продолжениях, детальное сейсмопрофилирование дна Таганрогского залива, отбор проб для радиоуглеродных датировок и определения абсолютного возраста, другими методами, гидро- и литодинамические работы на шельфе.

Источник финансирования. Публикация подготовлена в рамках реализации гранта РНФ № 16-17-10170.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюхин Ю.В., Артюхина О.И., Родионова Н.Б.* Ейское морское побережье: история и проблемы освоения, природные основы реконструкции. Ейск: Изд-во “Фонд науки и образования”, 2015. 205 с.
2. *Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С. и др.* Особенности строения плейстоценовой лессово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 6. С. 815–819.
3. *Воробьев В.П.* Труды АзЧерНИРО. Вып. 13: Бентос Азовского моря. Симферополь: Крымиздат, 1949. 195 с.
4. *Зенкевич Л.А.* Биология морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 740 с.
5. *Мамыкина В.А., Хрусталев Ю.П.* Береговая зона Азовского моря. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1980. 176 с.
6. *Матишов Г. Г.* Новые данные о геоморфологии дна Азовского моря // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 3. С. 375–380.
7. *Матишов Г.Г., Польшин В.В., Титов В.В. и др.* Голоценовая история азовского шельфа // Наука Юга России. 2019. Т. 15. № 1. С. 42–53.
8. *Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П. и др.* Геология Азовского моря. Киев: Изд-во “Наукова думка”, 1974. 248 с.

Studies of the Sediments of the Sea of Azov (On the Example of the Dolgaya Spit)

G. G. Matishov[a, #], V. V. Pol’shin[a], V. V. Titov[a]

[a] *Federal Research Centre The Southern Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russia*

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

The coast of the shallow Azov Sea is characterized by a series of sand spits. According to the results of drilling conducted on the Dolgaya spit, separating the water area of the Taganrog Bay from the rest of the Sea of Azov, the structure of the upper part of the geological section of these coastal accumulative forms is considered. The core samples obtained during drilling made it possible to determine the change of the Holocene sand-shell deposits’ thickness and the Middle Pleistocene layers underlying them. It is shown that the formation of the spit body began more than 5 thousand years ago during the initial stage of development of the New Black Sea transgression and occurred as a result of the sequential attachment of beach ridges to it.

Keywords: Sea of Azov, Dolgaya spit, holocene sediments, new Black Sea transgression

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 162–164

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 551.35

ПОЛЕВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КОНТУРИТОВОМ КАНАЛЕ НА СЕВЕРЕ МАРОККО

© 2020 г. Д. Г. Борисов[1, *], В. де Вегер[2], Е. В. Иванова[1], Д. М. Коршунов[1], Е. И. Рязанова[3], Я. Астати[4]

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

[2]*Роял Холлоуэй, университет Лондона, Лондон, Великобритания*

[3]*Общество с ограниченной ответственностью "Геоэлемент", Москва, Россия*

[4]*Национальное агентство углеводородов и минеральных ресурсов, Рабат, Марокко*

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

Поступила в редакцию 24.10.2019 г.
После доработки 24.10.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

В статье представлена информация о геохимических и минералогических исследованиях осадочных пород, выполненных в апреле 2019 г. в северной части Марокко. В результате были получены данные о элементном и минеральном составе позднемиоценовых отложений в контуритовом палеоканале. Полученные данные позволили уточнить литологическое описание разрезов осадочных пород в обнажениях и подтвердить существенную роль придонных течений в формировании позднемиоценовых отложений южного Рифского коридора.

Ключевые слова: контуриты, придонные течения, Атлантический океан

DOI: 10.31857/S0030157420010037

Полевые исследования на севере Марокко (рис. 1) проводились в рамках экспедиции, организованной Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН совместно с колледжем Роял Холлоуэй Лондонского Университета (Великобритания) и Национальным агентством улеводородов и минеральных ресурсов Марокко, в период с 5 по 21 апреля 2019 г. (район г. Фес).

Работы выполнялись научной группой в составе 7 человек под руководством В. де Вегера и Д.Г. Борисова. Целью экспедиции было исследование элементного и минерального состава грубозернистых контуритов, сформированных в позднем миоцене под действием потоков придонной воды, движущихся из Средиземного моря в Атлантический океан через так называемый южный Рифский коридор (пролив). Данный коридор, ограниченный Атласскими горами на юге и Рифским орогеном на севере [1, 5], сформировался около 8 млн лет назад во время позднейшего коллизионного этапа формирования Бетско-Рифской дуги [3, 8, 9].

Режим тектонического сжатия (с конца тортонского века до голоцена) привел к закрытию Рифского коридора с последующим его поднятием и обнажением на суше [2]. Изучение грубозернистых контуритов Рифского пролива имеют большое значение для понимания процессов формирования и эволюции контуритовых систем, а также оценки потенциала контуритовых каналов как структур для поиска месторождений углеводородов. Кроме того, высокое содержание биогенного карбонатного материала в составе исследуемых отложений позволяет рассматривать контуриты на севере Марокко в качестве аналога карбонатных контуритов дрифта Иоффе в юго-западной Атлантике [6, 7].

В ходе экспедиции было проведено изучение элементного и минерального состава осадочных пород в четырех обнажениях с одновременным проведением измерений магнитной восприимчивости пород. Изучение элементного состава проводилось с помощью переносного рентгенофлуоресцентного анализатора Olympus Vanta C в режиме Geochem (время выполнения одного анализа – 2 мин) с шагом измерений от 2 до 100 см вверх по разрезу. Исследование минерального состава выполнялось на переносном рентгеновском дифрактометре Olympus Terra, предоставленном научной группе ООО "Олимпас Москва". Пробы для минералогического анализа отбирались с шагом 0.5–1 м по разрезу. Измерения магнитной

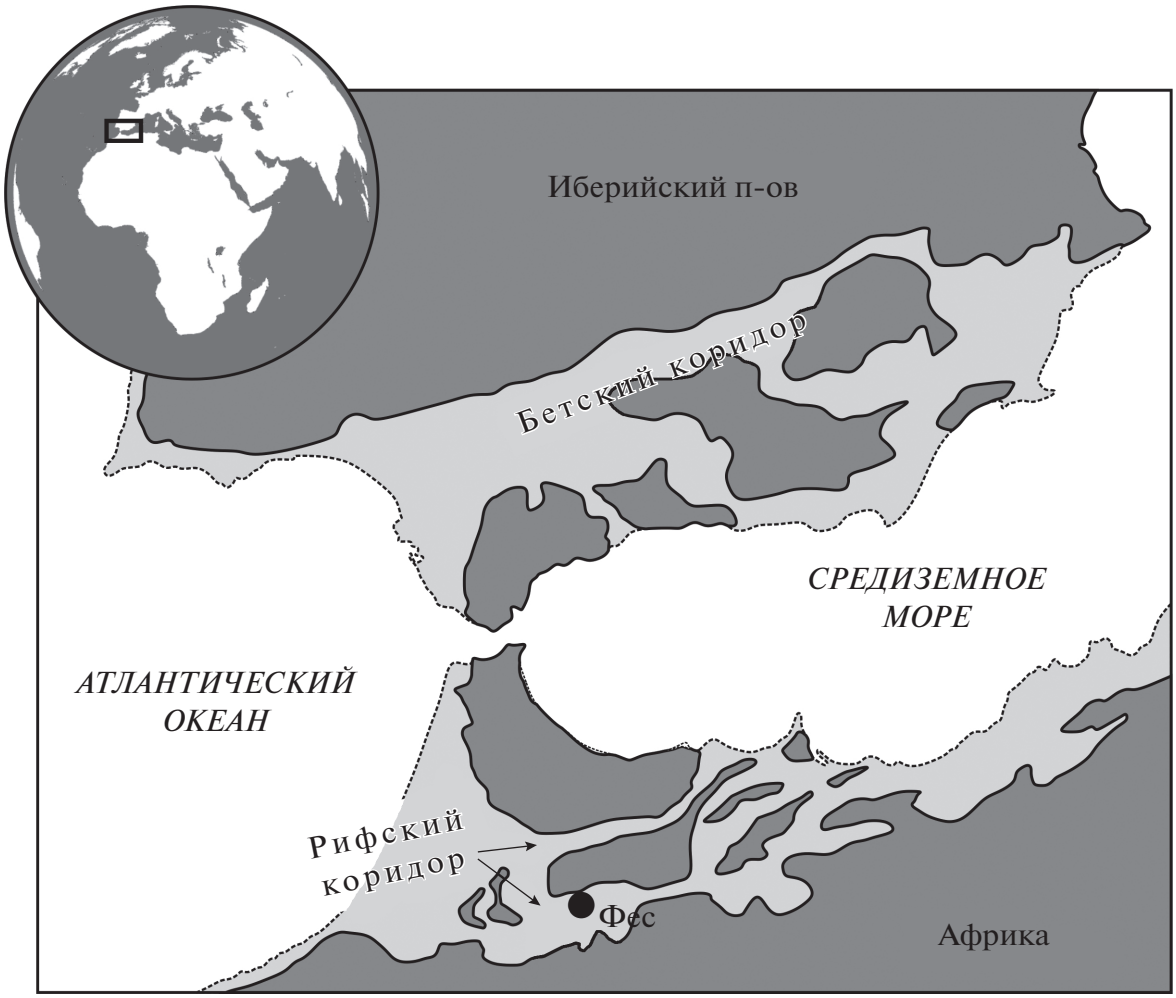


Рис. 1. Палеогеографическая карта района исследования с указанием положения береговой линии в позднем миоцене (сплошная линия) и в настоящее время (пунктирная линия) (по [2, 4]). Черным кружком отмечено расположение города Фес (Марокко), в районе которого проводились работы.

восприимчивости проводились с помощью системы Barington MS3 и точечного поверхностного датчика Bartington MS2E. Измерения выполнялись с шагом 2–50 см. В общей сложности было выполнено более 900 анализов химического состава, 148 анализов минерального состава, более 1100 измерений магнитной восприимчивости.

Предварительные научные результаты. Полученные данные позволили уточнить литологическое описание изученных обнажений. Для оценки вариаций интенсивности придонных течений и терригенного сноса в позднем миоцене, выявления различий между отложениями, ранее интерпретированными как контуриты и гравититы, результаты макроскопического изучения осадочных пород в обнажениях были сопоставлены с результатами измерения магнитной восприимчивости, геохимическими и минералогическими данными. Геохимические индикаторы Ca/Al и Ca/Ti, а также отношение содержания кальцита к кварцу были использованы для оценки доли биогенных и терригенных компонентов в составе исследуемых отложений. Отношение Zr/Al позволило оценить изменения гранулометрического состава по разрезам (отношение содержания песка и крупного силта к глине). Анализ полученных данных позволил выявить интервалы, отражающие периоды высокой активности гравитационных потоков, а также би-градационные последовательности, которые были предварительно проинтерпретированы как контуритовые циклиты. Данный комплекс полевых исследований был проведен впервые для данного региона. Результаты, полученные в экспедиции, подтвердили предположение о доминирующем влиянии придонных течений в формировании позднемиоценовых отложений южного Рифского коридора. Выявленные закономерностей изменения элементного и минерального состава в контуритовых циклитах Рифского коридора позволят более точно

интерпретировать геохимические данные для Южной Атлантики, в частности для миоцен-четвертичных контуритов дрифта Иоффе в контексте изучения влияния придонных течений на осадконакопление в этом районе.

Благодарности. Авторы благодарят Х. Эрнандес-Молина (Роял Холлоуэй, Университет Лондона, Великобритания), А. Манар (ONHYM, Марокко), В.И. Вермуса (ООО "Олимпас Москва", Россия) и Д.И. Юферова (ООО "Геоэлемент", Россия) за помощь в организации и проведении исследований.

Источники финансирования. Работы выполнялись при поддержке РНФ (проект № 18-17-00227, проведение геохимических и минералогических исследований), научной группы Drifters (совместный проект по изучению песчаных контуритов Joint Industry Project между Роял Холлоуэй, Университет Лондона и компаниями Total, BP, ENI, Exxonmobil, Spectrum/TGS, Wintershall), а также в рамках Госзадания № 0149-2019-0007 (измерения магнитной восприимчивости).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barbero L., Jabaloy A., Gómez-Ortiz D. et al.* Evidence for surface uplift of the Atlas Mountains and the surrounding peripheral plateaux: Combining apatite fission-track results and geomorphic indicators in the Western Moroccan Meseta (coastal Variscan Paleozoic basement) // Tectonophysics. 2011. V. 502. № 1–2. P. 90–104.
2. *Capella W., Matenco L., Dmitrieva E. et al.* Thick-skinned tectonics closing the Rifian Corridor // Tectonophysics. 2017. V. 710–711. P. 249–265.
3. *Feinberg H.* Les séries tertiaires des zones externes du Rif (Maroc): biostratigraphie, paléogéographie et aperçu tectonique // Éditions du Service géologique du Maroc. 1986. № 315. 192 p.
4. *Flecker R., Krijgsman W., Capella W. et al.* Evolution of the Late Miocene Mediterranean–Atlantic gateways and their impact on regional and global environmental change // Earth-Science Reviews. 2015. V. 150. P. 365–392.
5. *Iribarren L., Vergés J., Fernàndez M.* Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene // Tectonophysics. 2009. V. 475. № 1. P. 68–84.
6. *Ivanova E., Murdmaa I., Borisov D. et al.* Late Pliocene-Pleistocene stratigraphy and history of formation of the Ioffe calcareous contourite drift, Western South Atlantic // Mar. Geol. 2016. V. 372. P. 17–30.
7. *Ivanova E., Borisov D., Dmitrenko O., Murdmaa I.* Hiatuses in the late Pliocene–Pleistocene stratigraphy of the Ioffe calcareous contourite drift, western South Atlantic // Mar. Petr. Geol. 2020. V. 111. P. 624–637.
8. *Mutti E., Tinterri R., Benevelli G. et al.* Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins // Mar. Pet. Geol. 2003. V. 20. P. 733–755.
9. *Wernli R.* Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques // Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc. 1988. № 331. 266 p.

Geochemical and Minerological Field Study of Contourite Channel Deposits in the Northern Morocco

D. G. Borisov[a, #], W. de Weger[b], E. V. Ivanova[a], D. M. Korshunov[a], E. I. Riazanova[c], Y. Astati[d]

[a] *Sirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b] *Royal Holloway, University of London, London, United Kingdom*
[c] *"Geoelement" Ltd., Moscow, Russia*
[d] *National bureau of petroleum and mines – Office national des hydrocarbures et des mines (ONHYM), Rabat, Morocco*
[#] *e-mail: dborisov@ocean.ru*

The paper presents information on geochemical and mineralogical investigations of sedimentary rocks in the Northern Morocco (April, 2019). A set of data on mineral and chemical composition of the Late Miocene deposits was obtained in the region of the contourite paleo-channel. The obtained results improved lithological description of the studied outcrops and confirmed the significant role of bottom currents in formation of the Late Miocene deposits of the southern Rifian corridor.

Keywords: contourites, bottom currents, Atlantic Ocean

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 1, с. 165–168

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 550.83+550.84+551.46+599.745.1(265.54)

ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЯПОНСКОМ И ОХОТСКОМ МОРЯХ В 55-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК ОПАРИН”

© 2020 г. М. Г. Валитов[1, *], Н. С. Ли[1], А. Ф. Сергеев[1], С. Г. Сагалаев[1], А. А. Легкодимов[1], С. П. Захарков[1], П. А. Пермяков[1], С. Д. Рязанов[1], В. Б. Лобанов[1], Р. Б. Шакиров[1], П. А. Салюк[1], Т. Н. Колпащикова[1]

[1]*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия*

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

Поступила в редакцию 07.02.2019 г.
После доработки 15.02.2019 г.
Принята к публикации 18.06.2019 г.

Согласно Плану комплексных научных исследований Мирового океана на 2017–2022 гг., Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН продолжает изучение северной части Японского моря и Татарского пролива, выполняя трехлетнюю программу экспедиционных исследований этого района. Экспедиция выполнялась с 2 по 19 октября 2018 г. на НИС “Академик Опарин” (55-й рейс). Продолжено изучение геофизическими и газогеохимическими методами акватории в центральной и южной частях Татарского пролива. На лежбище о-ва Тюлений, в Охотском море, выполнен учет сивуча и ларги, три особи северного морского котика помечены радиомаяками для изучения путей их миграции. В Японском море выполнены гидрологические CTD-зондирования верхнего слоя (до 600 м) водной толщи на разрезах через синоптические вихри в северной части моря.

Ключевые слова: Японское море, Татарский пролив, геолого-геофизические исследования, газогеохимия, гидрология

DOI: 10.31857/S0030157420010244

Согласно Плану морских экспедиционных исследований на 2018 г., утвержденному Советом по гидросфере Земли и Министерством науки и высшего образования Российской Федерации, была организована комплексная экспедиция на НИС “Академик Опарин” в Японское и Охотское моря.

Программа экспедиционных исследований (2–19 октября 2018 г.) включала в себя геофизические, газогеохимические, гидрологические, гидробиологические и гидрооптические, а также биологические исследования (рис. 1). Геофизические и газогеохимические исследования являлись продолжением работ, проводимых в 2017–2018 гг. (54-й рейс НИС “Академик Опарин”, сентябрь–октябрь 2017 г. и 81-й рейс НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, май 2018 г.).

Геофизические поля исследуемой акватории контрастны, хорошо отражают вещественные неоднородности в верхней части земной коры и слабо коррелируют с рельефом. Исключение составляет Южный полигон, где из-за сильно изменяющегося рельефа в геофизических полях наблюдается “топографический эффект”. Однако и здесь уверенно выделяются Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс (ВСАВП) на западе и Монеронский блок консолидированного фундамента на востоке. Распределение аномалий магнитного и гравитационного полей на северном полигоне значительно сложнее. В западной части акватории, как в аномальном магнитном поле, так и в аномалиях силы тяжести, уверенно выделяется структура ВСАВП. Далее на восток в гравитационном поле наблюдается минимум, приуроченный к обширной осадочной депрессии, в то время как аномалии магнитного поля сохраняют мозаичную структуру, что может свидетельствовать о том, что осадочная депрессия заполнена продуктами разрушения вулканогена. В целом полученные новые геофизические данные позволят изучить выделенные ранее участки развития пород вулканогенно-осадочного комплекса, осадочные депрессии, поднятия кристаллического фундамента и проследить тектонические нарушения.

В задачи газогеохимических исследований входило изучение аномальных распределений га-

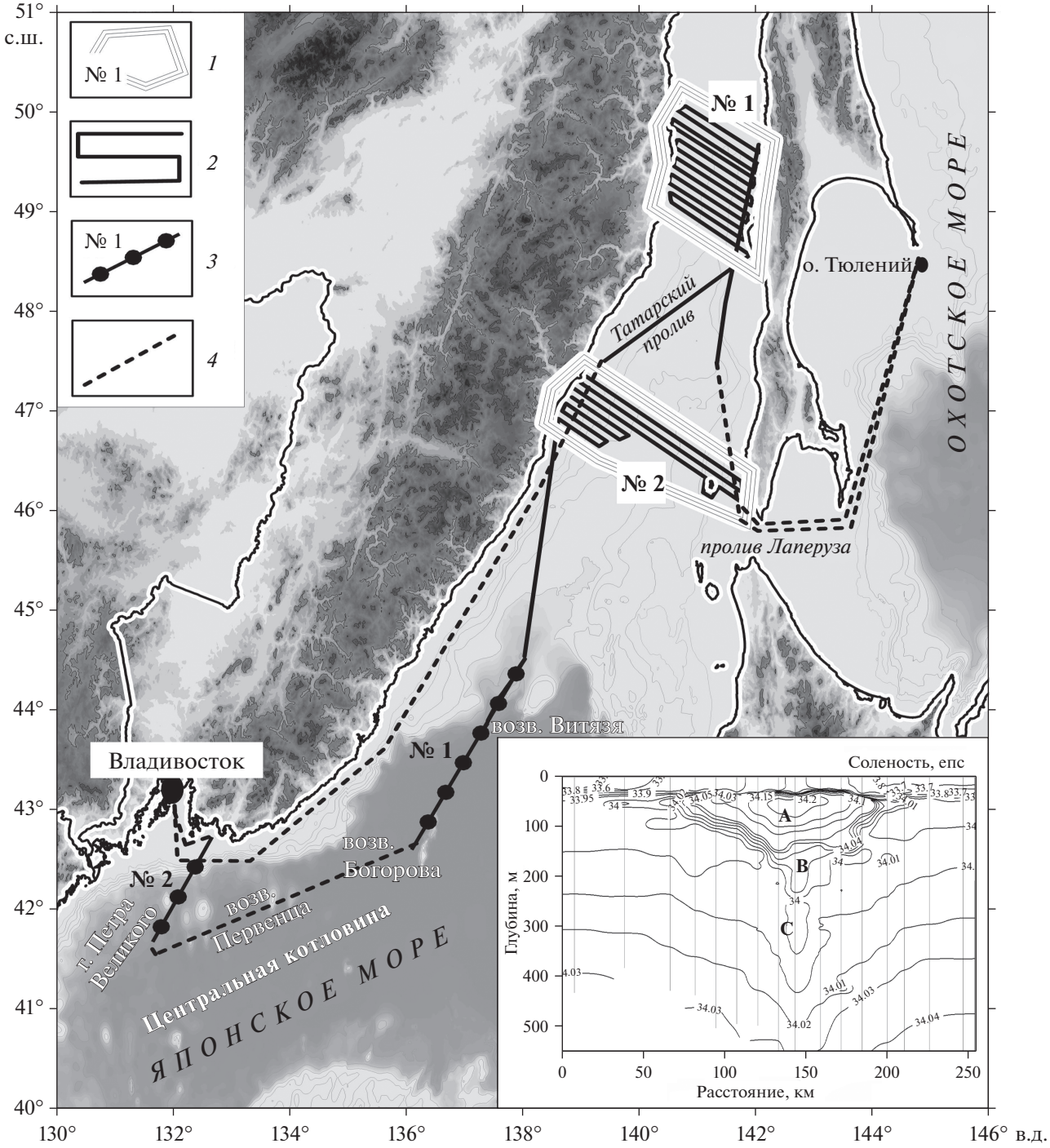


Рис. 1. Карта-схема маршрута плавания и районов работ в 55-м рейсе НИС “Академик Опарин”, 2–19.10.2018 г.: *1* – полигоны геофизических и газогеохимических исследований и их номер (№ 1 – Северный, № 2 – Южный), *2* – профили геофизической съемки, *3* – гидрологические разрезы и их номер, *4* – маршрут движения судна. На врезке вертикальное распределение солености на разрезе № 1 через антициклонический вихрь синоптического масштаба в северной части Центральной котловины Японского моря. A, B и C – области однородных ядер вихря. Вертикальные линии – CTD-зондирования.

зовой составляющей в водной толще изучаемой акватории, поиск и изучение участков газовой эмиссии и оценка потока парниковых газов (метан). Концентрации этого газа в поверхностном слое воды изменялись от 69 до 400 нл/л. Выявлены две наиболее контрастные зоны с высокими концентрациями метана в поверхностном слое и повышенной эмиссией в атмосферу. Концентра-

ции метана изменялись от 2.3 до 71.0 нмоль /л, со средним значением 6.7 нмоль/л. На большей части районов концентрации метана в поверхностном слое превышали равновесные с атмосферой значения в 2 раза. Потоки метана имели сильную пространственную изменчивость от поглощения –1.6 до эмиссии 134.9 моль/км^2/сут. Максимальные значения наблюдались на участке с ранее обнаруженными газогидратами 127 моль/км^2/сут и на акватории на юго-запад от о-ва Сахалин с максимумами 135 и 106 моль/км^2/сут. Полученные данные хорошо коррелируют с результатами предыдущих экспедиций. Благодаря этому сформирована представительная база данных по потоку метана в Татарском проливе.

Гидрологические работы выполнялись с целью получения новых данных о состоянии и изменчивости термохалинной и гидрохимической структур синоптических вихревых образований в северной части Японского моря. Для решения поставленных задач были выполнены CTD-зондирования от поверхности до 600 м, с отбором проб воды батометрами Нискина с трех горизонтов, вдоль двух разрезов (рис. 1, врезка) через вихревые образования в северной части Японского моря. Полученные в экспедиции результаты позволяют предполагать, что с областью Приморского апвеллинга связано формирование антициклонических вихрей, являющихся его компенсационным механизмом. Впервые выполненный детальный разрез через антициклонический вихрь в северо-восточной части моря показал наличие в нем трех ядер квазиоднородных по солености вод, имеющих различное происхождение. Важной особенностью вихря является ядро подповерхностных вод экстремально высокой солености (34.10–34.25 епс) в слое 40–120 м. Ниже него расположены ядра вод повышенной (180–220 м) и пониженной (270–350 м) солености. В поверхностном слое воды вихря также имеют повышенную в сравнении с окружающими соленость, что позволяет интерпретировать это в качестве канала, через который воды ядра, трансформируясь, поступают в поверхностный слой, идентифицируя центр вихря. Перемещаясь из района о. Хоккайдо к побережью Приморья в области северо-западной ветви Цусимского течения, эти вихри являются важным механизмом переноса вод.

Получены данные о распределении бактериальной продукции и численности бактерий в толще вод северо-западной части Японского моря. Проведены измерения поверхностной первичной продукции фитопланктона по ходу судна и измерение этого параметра в столбе воды при пересечении вихря. Выполнены непрерывные измерения приповерхностных концентраций хлорофилла “а” и окрашенного растворенного органического вещества на протяжении всего маршрута рейса.

Собран массив новых подспутниковых гидробиологических и гидрооптических данных по результатам измерений в водах различного оптического типа в Японском и Охотском морях, в которых существуют разные механизмы формирования цвета моря за счет непостоянных соотношений основных оптически активных компонентов морской воды благодаря различной стратификации вод. Данные будут использованы для классификации вод, для разработки региональных спутниковых алгоритмов восстановления концентрации хлорофилла “а” и оценки первичной продукции.

В ходе экспедиции специалисты ТОИ ДВО РАН провели учет численности сивуча (*Eumetopias jubatus*) и ларги (*Phoca largha*) на о. Тюлений, оценили состав сивучей-мигрантов и определили количество сивучей, травмированных инородными предметами.

Для определения путей миграции северного морского котика (*Callorhinus ursinus*) 3-х животных (2 самки и 1 молодой самец) пометили спутниковыми метками Argos SPOT (совместная программа с Институтом исследования китообразных, Республика Корея). Меченые самки совершали кормовые походы в различных направлениях от о-ва Тюлений и возвращались обратно. Самец сразу после установки спутниковой метки ушел с лежбища к северо-западному побережью Охотского моря, после чего проследовал на юг вдоль восточной кромки впадины Дерюгина.

На всем протяжении маршрута судна в светлое время суток проводили визуальные наблюдения за морскими млекопитающими. Таким образом, были собраны данные по их распределению и встречаемости. Наиболее часто встречали белокрылых морских свиней (*Phocoenoides dalli*), реже – малых полосатиков (*Balaenoptera acutorostrata*), северных морских котиков и обыкновенных морских свиней (*Phocoena phocoena*). Отмечены также сивуч, дельфин-белобочка (*Delphinus delphis*) и косатка (*Orcinus orca*).

Выполненные исследования показали, что комплексирование различных методов исследования акваторий наиболее оптимально позволяет использовать судовое время и получать разносторонние, взаимодополняющие друг друга научные результаты. ТОИ ДВО РАН планирует продолжать комплексное изучение одного из интереснейших мегаобъектов Японского моря – Татарского пролива и зону его сочленения с Центральной глубоководной котловиной с целью раскрытия его минералогического, углеводородного, сейсмогенного, климатического и биоресурсного потенциала.

Источник финансирования. Экспедиционные работы проведены при финансовой поддержке Минобрнауки России, в рамках Госзадания ТОИ ДВО РАН: Тема 0271-2019-0002 (АААА-А17-117030110032-3), Тема 0271-2019-0003 (АААА-А17-117030110042-2), Тема 0271-2019-0004 (АААА-А17-117030110038-5), Тема 0271-2019-0005 (АААА-А17-117030110033-0), Тема 0271-2019-0006 (АААА-А17-117030110035-4), Тема 0271-2019-0011 (АААА-А17-117030110037-8), а также Приоритетной программы ДВО РАН "Дальний Восток" (грант № 18-1-010) и гранта РФФИ 18-05-00153.

Expeditionary Researches in the Sea of Japan and the Sea of Okhotsk in Cruise 55th of the R/V "Akademik Oparin"

M. G. Valitov[a, #], N. S. Lee[a], A. F. Sergeev[a], S. G. Sagalaev[a], A. A. Legkodimov[a], S. P. Zakharkov[a], P. A. Permyakov[a], S. D. Ryazanov[a], V. B. Lobanov[a], R. B. Shakirov[a], P. A. Salyuk[a], T. N. Kolpashchikova[a]

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

According to the Plan of Complex Scientific Research of the World Ocean for 2017–2022, the V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences continues to study the northern part of the Sea of Japan and the Tatar Strait, carrying out a three-year plan of expeditionary research of this region. The expedition was carried out from 02 to 19 October 2018 at the R/V Akademik Oparin (cruse № 55). The study of geophysical and gas-geological methods of the water area in the central and southern parts of the Tatar Strait was continued. On the rookery of Tyuleniy Island, in the Sea of Okhotsk, a record of sea lions and larghas was made, three individuals of the northern fur seal were marked by satellite tracking tags to study the ways of their migration. CTD observations of upper layer (down to 600 m) were done along sections across mesoscale eddies in the northern part of the Japan sea. Expeditionary research was supported by the Council on the Earth's Hydrosphere and by the Ministry of Education and Science of Russian Federation.

Keywords: Sea of Japan, Tatar Strait, geological and geophysical studies, gas geochemistry, hydrology