СОДЕРЖАНИЕ

Том 60, номер 2, 2020

Физика моря

Примеры подходов к исследованию температурной изменчивости вод шельфа Черного моря при помощи кластера термокос
В. В. Очередник, А. Г. Зацепин, С. Б. Куклев, В. И. Баранов, В. В. Машура 173

Влияние горизонтальной неоднородности стратификации на внутренние приливы и индуцируемую ими диапикническую диффузию в безледном Карском море
Б. А. Каган, Е. В. Софьина, А. А. Тимофеев 186

Химия моря

Формирование изотопных (δD, $\delta^{18}O$, d) параметров ледников и водного стока с Северного острова архипелага Новая Земля
Е. О. Дубинина, Ю. Н. Чижова, С. А. Коссова, А. С. Авдеенко, А. Ю. Мирошников 200

Морская биология

Вертикальная изменчивость первичной продукции и характеристики подповерхностного хлорофильного максимума в море Лаптевых в августе–сентябре 2015, 2017 и 2018 гг.
А. Б. Демидов, В. И. Гагарин, В. А. Артемьев, Е. Г. Арашкевич, П. Н. Маккавеев, С. А. Щука, А. Н. Храпко, А. В. Григорьев, О. В. Воробьёва, И. В. Конюхов, А. В. Фёдоров 216

Моделирование и реконструкция биотического потока энергии в экосистеме Белого моря на основе балансового принципа
В. В. Бульон, В. Я. Бергер 233

Гидробиологические особенности заливов Шантарского района в связи с летним нагулом полярных китов охотской популяции
В. В. Мельников, Ю. В. Федорец, П. Ю. Семкин, П. П. Тищенко, П. Я. Тищенко 244

Закономерности использования берега ларгой в Японском море
В. А. Нестеренко, И. О. Катин 250

Морская геология

Распределение взвеси в поверхностном слое восточно-экваториальной Атлантики
Е. С. Бубнова, М. В. Капустина, В. А. Кречик, В. В. Сивков 259

Плиоцен-голоценовый щелочно-базальтоидный вулканизм Цусимской котловины Японского моря: новые данные по геохимии и геодинамике
Т. А. Емельянова, Е. П. Леликов, А. А. Пугачев 268

Коромантийный цикл углерода и происхождение абиогенных углеводородов
Н. О. Сорохтин, Л. И. Лобковский, Н. Е. Козлов 281

Роль континентальных склонов Бразилии в обеспечении углеводородных ресурсов
А. Забанбарк, Л. И. Лобковский 293

Состав и распределение осадков Анапской пересыпи
Р. Д. Косьян, А. Р. Косьян, В. В. Крыленко, Е. А. Федорова 302

Моделирование динамики берегов Анапской пересыпи
И. О. Леонтьев, Т. М. Акивис 315

Образование нового острова у берегов Крыма
Ю. Н. Горячкин, Р. Д. Косьян 323

Информация

Биологические исследования императорского хребта с использованием телеуправляемого аппарата “Команч”
С. В. Галкин, Т. Н. Даутова, К. В. Минин, К. Р. Табачник 331

Геолого-геофизические исследования в морях Северного Ледовитого океана в 41-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов” в 2019 г.
С. Л. Никифоров, Р. А. Ананьев, Н. Н. Дмитревский, Н. О. Сорохтин, Е. А. Мороз 334

CONTENTS

Vol. 60, No. 2, 2020

Marine Physics

Examples of Studying the Temperature Variability of the Black Sea Shelf Waters Using a Thermochains Cluster
V. V. Ocherednik, A. G. Zatsepin, S. B. Kuklev, V. I. Baranov, V. V. Mashura 173

Influence of Horizontal Non-Uniformity of Stratification on the Internal Tides and Their Induced Diapycnal Diffusion in the No-Ice Kara Sea
B. A. Kagan, E. V. Sofina, A. A. Timofeev 186

Marine Chemistry

Formation of Isotope Parameters (δD, $\delta^{18}O$, d) of Glaciers and Water Runoff from the North Island of the Novaya Zemlya Archipelago
E. O. Dubinina, Ju. N. Chizhova, S. A. Kossova, A. S. Avdeenko, A. Yu. Miroshnikov 200

Marine Biology

Vertical Variability of Primary Production and Features of Subsurface Chlorophyll Maximum in the Laptev Sea in August–September of 2015, 2017 and 2018
A. B. Demidov, V. I. Gagarin, V. A. Artemiev, E. G. Arashkevich, P. N. Makkaveev, S. A. Shchuka, A. N. Khrapko, A. V. Grigoriev, O. V. Vorobieva, I. V. Konyukhov, A. V. Fedorov 216

Modelling and Reconstruction of the Biotic Energy Flow in the White Sea Ecosystem on the Bases of Balance Principle
V. V. Boulion, V. Ja. Berger 233

Hydrobiological Features of the Shantar's Aquatic Area with Relation of Summer Feeding Bowhead Whales of the Okhotsk Population
V. V. Mel'nikov, Yu. Fedorets, P. Yu. Semkin, P. P. Tishchenko, P. Ya. Tishchenko 244

Regularities of Shore Use by Spotted Seals in the Sea of Japan
V. A. Nesterenko, I. O. Katin 250

Marine Geology

Suspended Matter Distribution in the Surface Layer of the East-Equatorial Atlantic
E. S. Bubnova, M. V. Kapustina, V. A. Krechik, V. V. Sivkov 259

Pliocene-Holocene Alkaline-Basaltoid Volcanism of the Tsusimskaya Basin of the Sea of Japan: New Data of Geochemistry and Geodynamics
T. A. Emelyanova, E. P. Lelikov, A. A. Pugachev 268

The Crust-Mantle Carbon Cycle and Origin of Abiogenic Hydrocarbons
N. O. Sorokhtin, L. I. Lobkovsky, N. E. Kozlov 281

Role of Brazil's Continental Slopes Being Provided with Hydrocarbon Resources
A. Zabanbark, L. I. Lobkovsky 293

Distribution and Composition of the Anapa Bay–Bar Sediments
R. D. Kosyan, A. R. Kosyan, V. V. Krylenko, E. A. Fedorova 302

Modelling of Coastal Dynamics of the Anapa Bay-Bar
I. O. Leont'yev, T. M. Akivis 315

The Formation of a New Island Near the Crimea Coast
Y. N. Goryachkin, R. D. Kosyan 323

Information

Biological Investigations of Emperor Seamount Chain Using a Remote Operated Vehicle *Comanche*
S. V. Galkin, T. N. Dautova, K. V. Minin, K. R. Tabachnik 331

Geological and Geophysical Studies on Cruise 41 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov in the Seas of the Arctic in 2019
S. L. Nikiforov, R. A. Ananiev, N. N. Dmitrevskiy, N. O. Sorokhtin, E. A. Moroz 334

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 173–185

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 551.465

ПРИМЕРЫ ПОДХОДОВ К ИССЛЕДОВАНИЮ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВОД ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ ПРИ ПОМОЩИ КЛАСТЕРА ТЕРМОКОС

© 2020 г. В. В. Очередник[1], А. Г. Зацепин[1, 2, *], С. Б. Куклев[1], В. И. Баранов[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: zatsepin@ocean.ru*

Поступила в редакцию 14.10.2019 г.
После доработки 28.10.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Описана методика исследования пространственно-временно́й изменчивости температуры водной среды шельфовой зоны Черного моря при помощи кластера заякоренных цепочек температурных датчиков (термокос). Этот кластер, состоящий из трех разнесенных в пространстве термокос, располагается на внутреннем шельфе северо-восточной части Черного моря и функционирует в составе Полигона "Геленджик" (ИО РАН). Показано, что кластер позволяет эффективно регистрировать короткопериодную пространственно-временну́ю изменчивость поля температуры. Установлены количественные характеристики этой изменчивости, а также внешние определяющие ее факторы, одним из которых являются внутренние волны. Изменчивость температуры позволяет определить амплитуду колебаний, а регистрация этих колебаний на разнесенных в пространстве термокосах – скорость и направление распространения внутренних волн. Приведены некоторые примеры регистрации цугов короткопериодных внутренних волн. С помощью различных методов визуализации показана временна́я изменчивость распределения температуры по вертикали.

Ключевые слова: Черное море, шельфовая зона, температура воды, пространственно-временна́я изменчивость, внутренние волны, фронты, кластер заякоренных цепочек температурных датчиков

DOI: 10.31857/S0030157420010189

Одной из актуальных задач гидрофизики морей и океанов является исследование короткопериодной и субмезомасштаюной изменчивости динамики вод и гидрологической структуры. Эта изменчивость связана с процессами, характеризующимися высоким уровнем диссипации энергии, которая поступает к ним от процессов большего пространственно-временно́го масштаба. Особенно велика важность исследования короткопериодных и субмезомасштабных процессов в шельфовой зоне, где диссипативные процессы особенно ярко выражены [13].

Для исследования короткопериодных и субмезомасштабных процессов необходимо использовать методы и средства измерений, обеспечивающие получение данных с высоким пространственно-временны́м разрешением. К средствам такого рода относятся так называемые "термокосы" – гирлянды термодатчиков, обеспечивающие получение вертикальных распределений температуры с разрешением порядка одного или нескольких метров по вертикали и с временны́м разрешением от десятков секунд до десятков минут [12]. Термокосы уже на протяжении многих лет используются для регистрации короткопериодной изменчивости вертикальных распределений температуры, в том числе, и в Черном море [1, 15]. При этом с их помощью исследовались, например, нелинейные внутренние волны на черноморском шельфе с платформы МГИ РАН в Кацивели [9].

С целью оснащения Полигона "Геленджик" ИО РАН различными видами автоматических гидрофизических измерительных средств, в 2012 г., на базе ЮО ИО РАН была осуществлена разработка и организовано производство термокос собственного изготовления. Термокосы, разработанные и изготовляемые в ЮО ИО РАН, за последние несколько лет зарекомендовали себя как надежный инструмент, используемый для изучения вертикальной термической структуры вод шельфа и ее пространственно-временно́й измен-

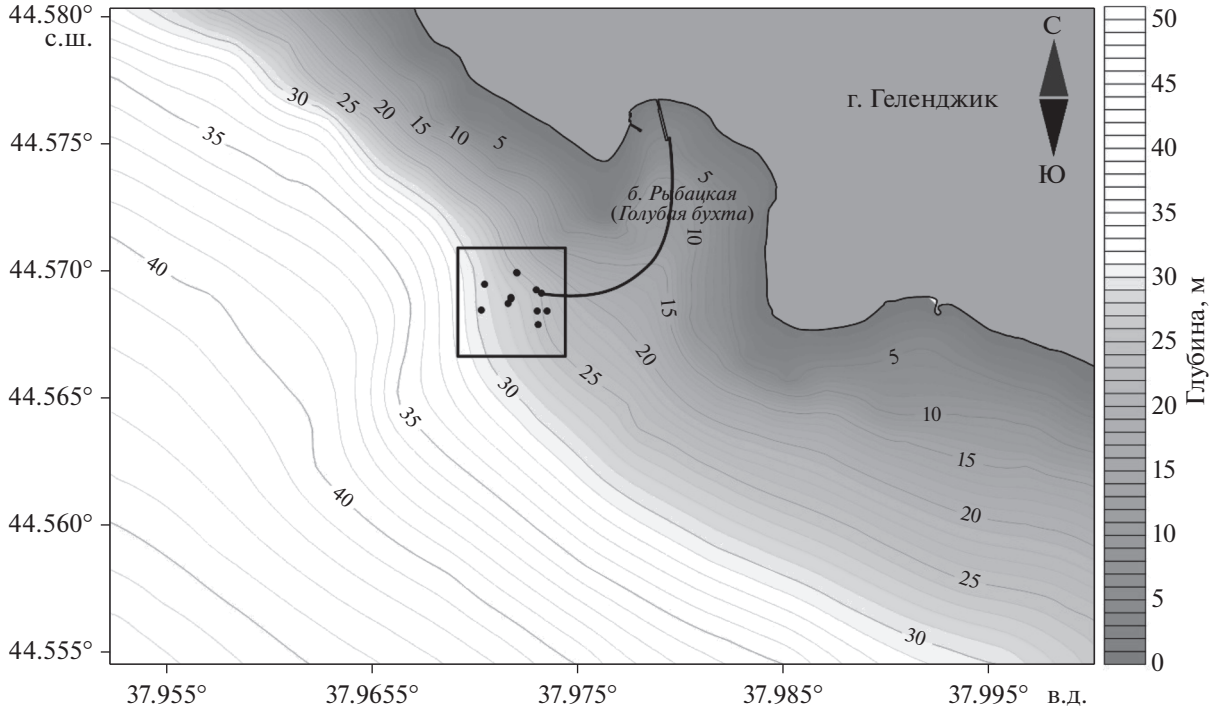

Рис. 1. Область расположения кластеров термокос (точки внутри квадрата) в период с весны 2018 г. по настоящее время. Черная изогнутая линия – оптоволоконный кабель, проложенный по морскому дну.

чивости [2–5, 10, 11]. По данным термокос на акватории Полигона "Геленджик" исследовались изменчивость температуры верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и сезонного термоклина, влияние на температуру воды ветрового воздействия, осадков, речного стока. К числу интересных явлений, которые надежно регистрируются этим инструментом, относятся короткопериодные внутренние волны (ВВ), температурные фронты различного происхождения [4, 8]. При этом кластером близкорасположенных термокос определяются не только амплитуда и частотные характеристики ВВ, но также скорость и направление их распространения.

В настоящей работе описываются результаты исследования внутрисезонной и короткопериодной изменчивости вертикальной термической структуры вод шельфа на акватории Полигона "Геленджик", полученные на основе анализа данных измерений разнесенного в пространстве кластера термокос. Очевидно, что использование данного измерительного комплекса возможно и в других местах Мирового Океана в том числе, на его разнообразном по своим характеристикам шельфе.

ОПИСАНИЕ КЛАСТЕРА ТЕРМОКОС ЮО ИО РАН – "ТЕРМОКЛАСТЕРА"

Кластер термокос размещен на акватории Полигона "Геленджик" [2] на глубине дна около 26 м (рис. 1). Здесь же расположена постоянно действующая донная станция в составе доплеровского акустического профилографа ADCP 600 Гц. Весь измерительный комплекс подсоединен к бронированному оптоволоконному кабелю с двумя токопроводящими жилами, по которому осуществляется питание приборов и оперативная передача данных измерений на береговой сервер. Термокосы состоят из 20 и более термодатчиков и нескольких датчиков давления, сопряженных в едином корпусе с термодатчиками. Все датчики располагаются на одинаковом расстоянии друг от друга, составляющем от 1 до 2-х м. Термокосы размещаются на шельфе, на глубинах от 22 до 88 м на заякоренных буйковых станциях с подповерхностной плавучестью представляющей собой буй, притопленный на глубину от четырех до восьми метров. Точность измерений температуры составляет 0.01°С, период измерения – 10 с для термокос, работающих в составе кластера и 2 мин для термокосы, установленной на бровке шельфа (86–88 м). С более подробным описанием термокос можно ознакомиться в работе [3].

Кластер термокос был установлен впервые на акватории Полигона "Геленджик" весной 2018 г. С тех пор по настоящее время (сентябрь 2019 г.), он переставлялся несколько раз. При этом изменялись его положение и конфигурация. Места постановки термокластера с приведенными гео-

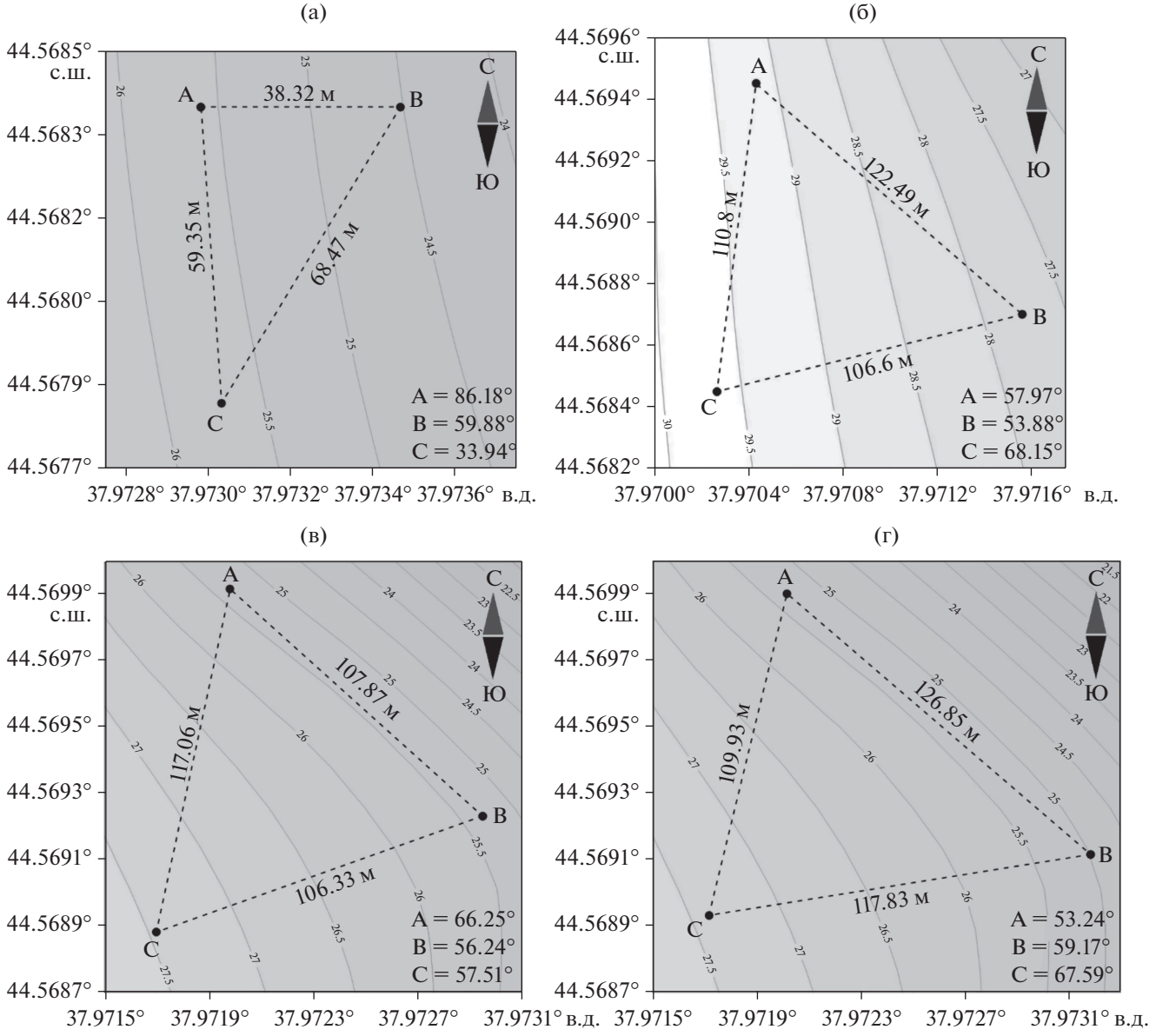

Рис. 2. Конфигурация кластера термокос, функционировавших в период: с 24.04.2018 г. по 10.07.2018 г. – (а); с 28.09.2018 г. по 17.02.2019 г;. – (б); с 24.04.2019 г. по 15.05.2019 г. – (в); с 17.05.2019 г. по настоящее время – (д).

графическими координатами показаны на рис. 1 и 2 соответственно.

Подробная ориентация кластера термокос и расстояние между термокосами в периоды различных их постановок показаны на рис. 2. Как видно из рис. 2, первичная постановка кластера термокос в апреле 2018 г. значительно отличалась от последующих постановок, не только формой треугольника и его пространственной ориентацией, но и своим масштабом, который охватывал площадь почти в 4 раза меньшую, чем последующие постановки.

Оптимальной формой установки кластера из трех термокос является равносторонний треугольник, чего в морских условиях на глубокой воде добиться крайне сложно. Поэтому геометрические формы кластера в разных постановках отличались друг от друга. Анализ результатов первого эксперимента, выполненного весной 2018 г., показал, что расстояние между термокосами в кластере (~50 м) было выбрано неудачно, т.к. такое расстояние не всегда является достаточным для определения характеристик ВВ. Было принято решение увеличить расстояние между термокосами в 2 раза. При последующих постановках оно составило около 100–120 м, что позволило повысить достоверность определения характеристик ВВ.

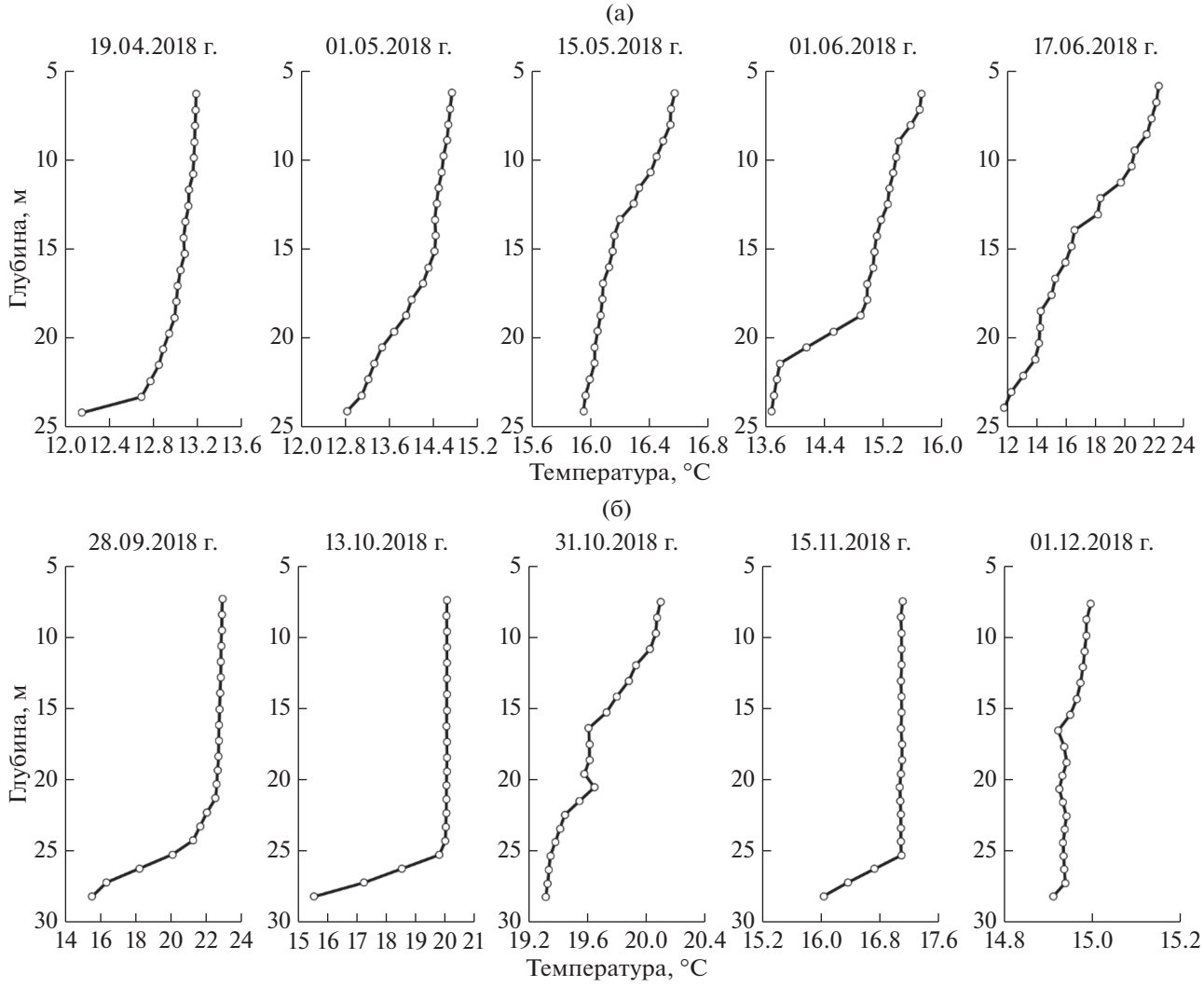

Рис. 3. Вертикальное распределение температуры весной–летом (а); осенью (б).

КОРОТКОПЕРИОДНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ЕЕ ГРАФИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ

Для графического представления изменчивости вертикального распределения температуры данные с термокос разделялись на циклы и отображались в различных видах, как то:

— вертикальное распределение температуры (профили);

— вертикальное распределение изотерм во времени;

— распределение температуры с привязкой к глубине расположения датчиков;

— комплексные вертикальные гистограммы;

— пространственные распределения температуры для 3-х термокос;

— временна́я изменчивость показаний датчиков давления.

На рис. 3а, 3б представлены не сглаженные (точечные) профили температуры для различных моментов времени измерения.

Профили строятся по данным регулярных синхронных измерений термодатчиков, проводящихся каждые 10 с. Для визуализации данных в реальном времени в среде Matlab написана программа, которая автоматически с интервалом в 0.5 с опрашивает последовательный порт (RS-232) и при получении пакета данных совершает расчеты по построению и сглаживанию профилей. Методом вычитания сглаженного профиля из несглаженного выявляются температурные аномалии. Производится анализ качества данных, выявляются и отбраковываются сбойные измерения.

Из рис. 3 видно, что весенне-летние распределения потенциальной температуры (рис. 3а) в большинстве своем характеризуются наличием сезонного термоклина в слое 5–25 м, тогда как осенние (рис. 3б) в основном характеризуются

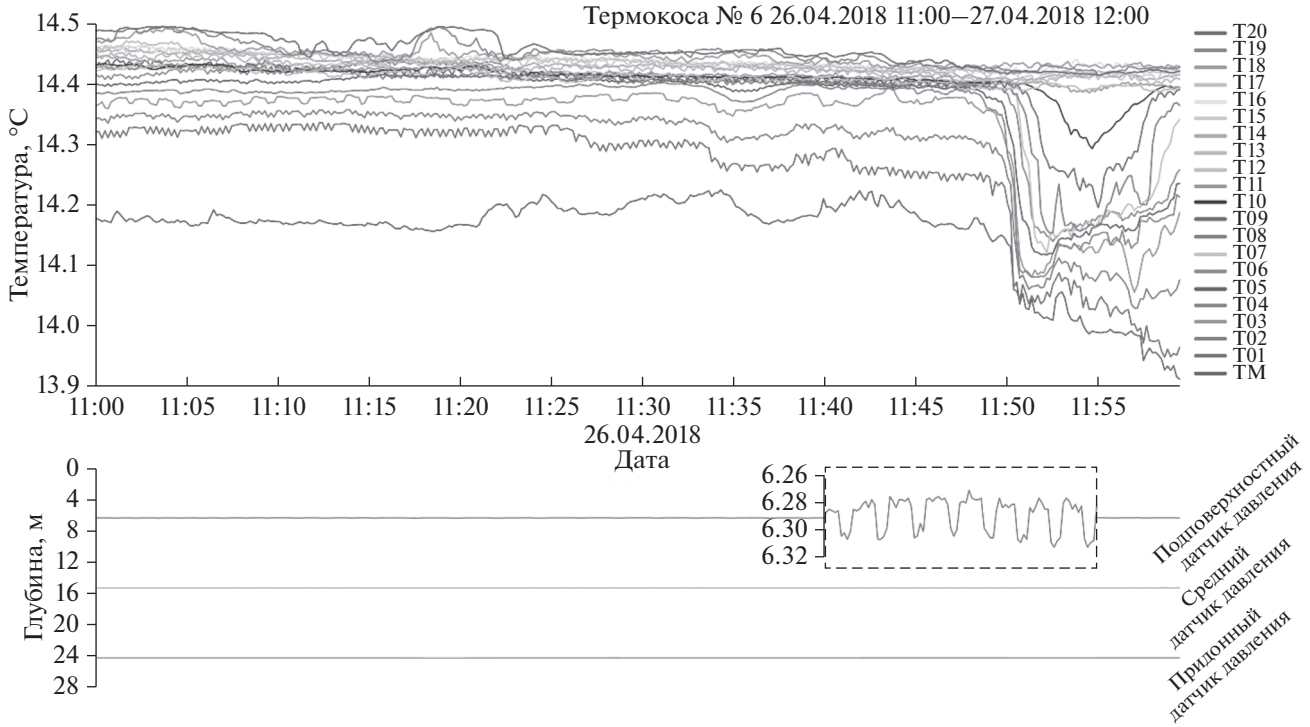

Рис. 4. Температура воды в часовом цикле измерений термодатчиков (а). Показания датчиков давления (б). Пунктирным прямоугольником выделен фрагмент масштабного увеличения показаний подповерхностного датчика давления. Видно, что масштаб колебаний не превышает 4 см.

отсутствием стратификации в этом слое: скачок температуры располагается ниже. В дальнейшем планируется более детально изучить сезонную эволюцию толщины ВКС и глубины залегания термоклина с использованием данных термокос.

При получении 360 пакетов данных, т.е. раз в час, строятся часовые циклы положения изотерм (рис. 4). После этого данные усредняются и сохраняются в долговременной памяти ПК, как среднечасовые значения.

На рис. 4 наглядно показано, как в течение одного часа изменяется температура на горизонте расположения каждого термодатчика. Легенда справа (в оттенках серого) показывает расположение датчиков по глубине относительно друг друга. TM (TemperatureMainSensor) расположен непосредственно над дном (60 см), T20 находится под подповерхностной плавучестью на глубине ~6 м. На графике отображаются показания 3-х датчиков давления, смежных с придонным (TM), приповерхностным (T20) и промежуточным (T10) датчиками температуры соответственно. Расстояние между каждым датчиком температуры составляет 1.0–1.1 м. Данные по давлению отображаются исключительно для контроля стабильности положения термокосы.

На более же продолжительных масштабах времени по ним можно визуализировать наличие сильного течения, наклоняющего термокосу и заглубляющего подповерхностную плавучесть, а также штормов, вызывающих волнение, которое колеблет подповерхностную плавучесть, дергает термокосу и иногда приподнимает донный якорь (рис. 5). При этом возможно перемещение термокосы, пример которого был приведен в работе [3].

В то же время приповерхностный и придонный датчики давления выступают как своего рода маркеры области измерения температуры. Они ограничивают зону температурного профиля, зону возможной интерполяции значений температуры, сглаживания профиля. Пример изменения расстояния между датчиками в результате штормовых воздействий приведен на рис. 5, на котором совмещены показания датчиков давления и температуры. Штормовые воздействия сопровождались румбами южных ветров и шквальным ветром до 17 м/с. Амплитуда волн достигала 4–6 м, подповерхностная плавучесть периодически оказывалась на поверхности воды. Все это отразилось в виде высокочастотного “шума” в показаниях верхнего и нижнего датчиков давления (см. рис. 5).

При стандартном графическом отображении данных используются два окна с выведенными значениями. Пример первого окна приведен на рис. 4. В нем отображаются последние 360 пакетов данных измерений термодатчиков. Во втором

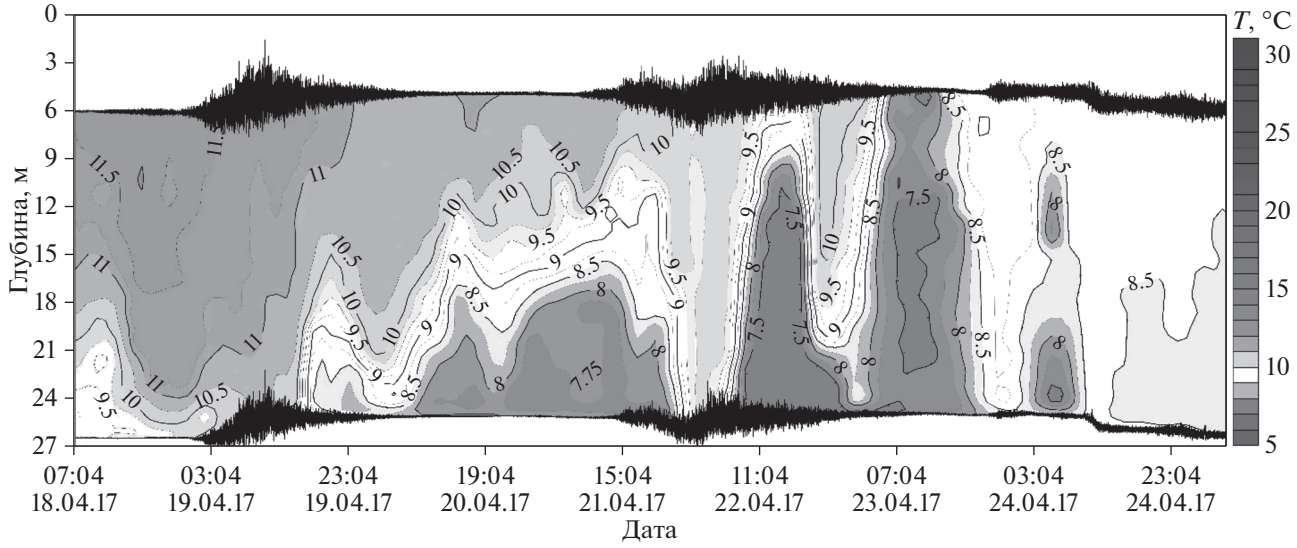

Рис. 5. Недельное (с 18.04.2018 г. 07:00 по 25.04.2018 г. 07:00) распределение изотерм по вертикали в период штормов, идентифицируемых по показаниям ("шуму") датчиков давления. Из-за перемещения термокосы штормовыми волнами изменяется глубина ее постановки, что также отражается на показаниях датчиков давления.

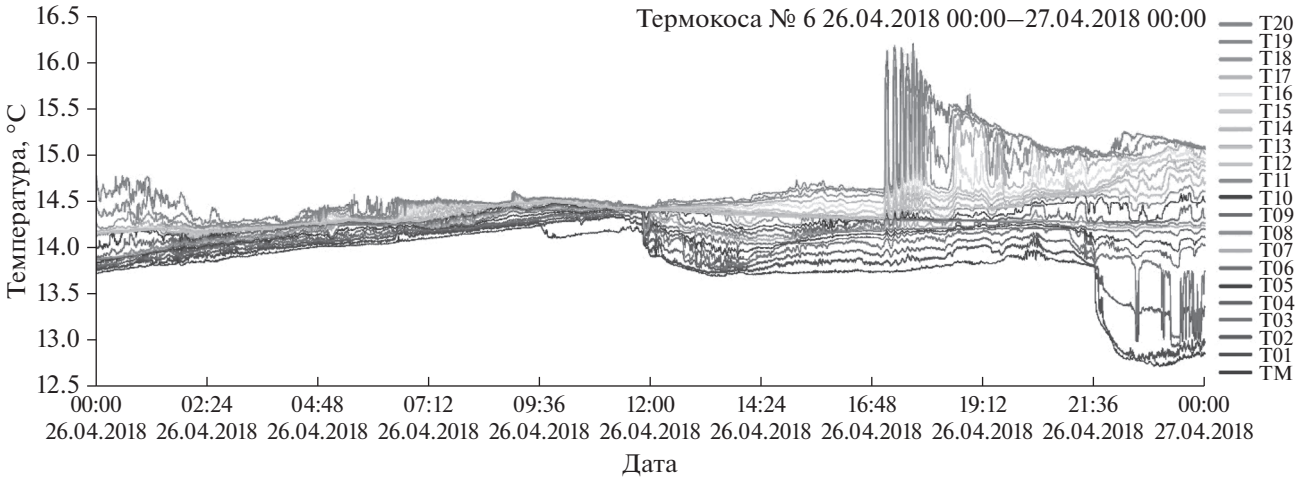

Рис. 6. Суточный цикл показаний термодатчиков 26.04.2018 г.

окне (рис. 6) представлены графики показаний термодатчиков в суточном цикле: с 00:00 до 24:00 ч.

Из рис. 4 и 6 видно, как быстро могут происходить изменения температуры на горизонтах расположения датчиков, какие сильные трансформации профиля температуры случаются за считанные минуты! Природа этих трансформаций нуждается в исследовании.

На рис. 7 представлены фрагменты записей показаний термодатчиков сделанных в разное время 24 апреля 2018 г. (см. также рис. 6). Из этого рисунка следует, что изменение показаний термодатчиков может иметь преимущественно квазирегулярный (рис. 7а), регулярный (рис. 7в) и нерегулярный (рис. 7 б, 7г) характер. При этом показания разных термодатчиков в одно и то же время демонстрируют различные виды изменчивости температуры, свидетельствующие о послойном характере происходящих процессов. Так, на рис. 7а на верхних четырех датчиках проявляется интенсивная квазирегулярная короткопериодная (несколько минут) изменчивость температуры, тогда как ниже, на следующих трех датчиках, она практически не проявляется. Затем квазирегулярная изменчивость опять усиливается, потом снова ослабевает и практически не проявляется на придонных горизонтах.

На рис. 7б показан пример разнонаправленного изменения температуры в верхней и нижней частях термоклина. В верхней его части темпера-

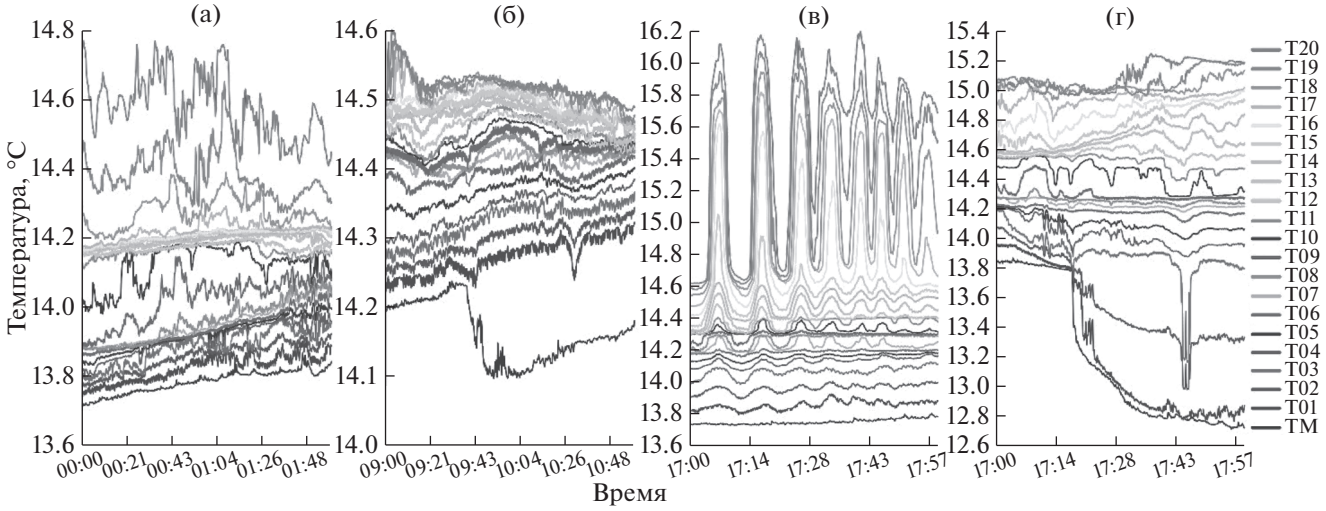

Рис. 7. Фрагменты записи измерений термодатчиков 26.04.2018 г. (см. также рис. 8): с 00:00 до 02:00 (а); с 09:00 до 11:00 (б); с 17:00 до 18:00 (в); с 21:00 до 23:00 (г).

тура убывает, а в нижнем – возрастает. При этом на нижнем датчике в середине цикла наблюдается резкое понижение температуры, по-видимому, обусловленное подтоком холодной воды снизу.

На рис. 7в представлен пример прохождения цуга короткопериодных волн через акваторию термокластера. Верхние три датчика показывают почти синхронное периодическое изменение температуры. Данный цуг состоял из 8 волн, наблюдавшихся на акватории термокластера на протяжении чуть более одного часа.

Температурная изменчивость, представленная на рис. 7г, имеет схожие черты с изменчивостью, представленной на рис. 7б. Здесь на нижних трех датчиках в середине цикла наблюдается резкое понижение температуры, свидетельствующее о развитии неполного апвеллинга [10, 11]. При этом на “средних” датчиках наблюдаются квазипериодические колебания, возможно обусловленные внутренними волнами, а на верхних датчиках во второй половине цикла имеет место небольшое повышение температуры, обусловленное, по-видимому, дневным прогревом.

Подытоживая обсуждение примеров короткопериодной изменчивости распределения температуры в весенний период года, представленных на рис. 7, следует еще раз отметить ее разнообразный и многомодовый характер, свидетельствующий о существовании различных физических процессов, действующих в области развивающегося сезонного термоклина.

Полезным методом графического представления данных измерений является шкала комплекса вертикальных гистограмм (Vertical Bar Charts – функция bar() в Matlab https://www.mathworks.com/help/matlab/ref/bar.html), которая наглядно показывает наличие термоклина и ВКС, изменчивость их положения и толщины соответственно (рис. 8).

Такое отображение данных измерений достигается путем наложения множества вертикальных гистограмм на временну́ю развертку таким образом, чтобы они плотно стыковались друг с другом: за счет этого на рисунке создается градиентная заливка. При многократной повторяемости температуры формируется плотная заливка в области термоклина, а отображение температуры выше термоклина остается достаточно прозрачным. Благодаря этому, ВКС можно четко идентифицировать и достаточно точно определить его толщину. Серой линией на рис. 8 отображается измерение температуры подповерхностным датчиком: значения и изменчивость температуры в приповерхностном слое моря.

Можно также анализировать изменчивость вертикального градиента температуры. Оценивая максимальное значение градиента, осуществлять при этом выборку глубины его залегания с тем, чтобы определять толщину ВКС. Данный метод показывает, что скачок температуры в верхней части термоклина присутствует далеко не всегда в ранневесеннее время. Кроме того, сгонно-нагонные процессы, порождают неоднородности температуры в области ВКС и затрудняют определение его толщины.

Представление временно́го хода в виде изотерм (рис. 9) позволяет достаточно подробно отобразить трансформацию вертикального распределения температуры в рассматриваемый период времени, выделить события апвеллинга и даунвеллинга, усиления и ослабления температурной стратификации. Однако, вследствие при-

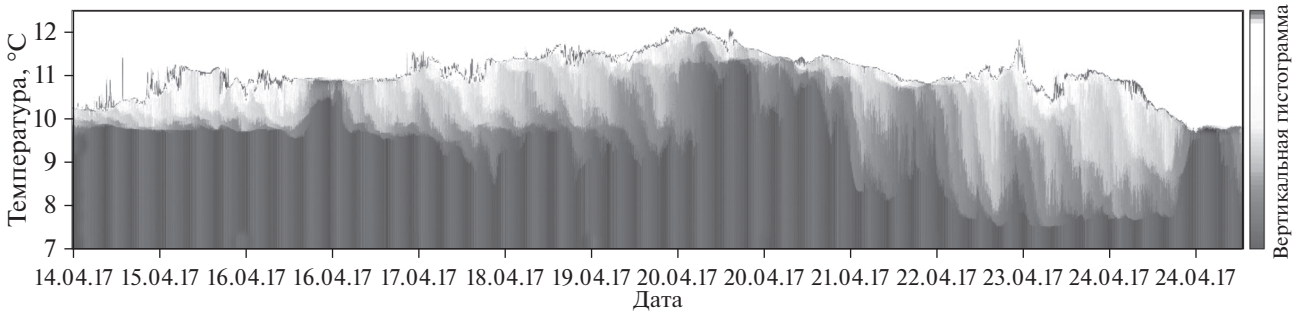

Рис. 8. Десятисуточная комплексная гистограмма изменения температуры (с 14.04.2018 по 24.04.2018 г.). Пояснения в тексте.

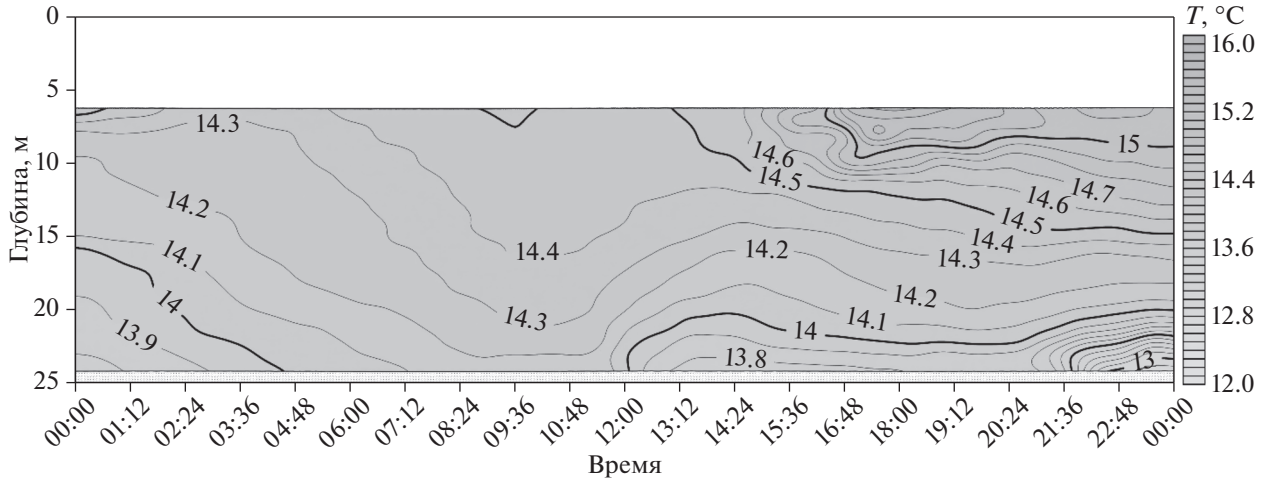

Рис. 9. Суточное отображение изменчивости температуры в виде изотерм.

менения процедур сглаживания и интерполяции при переходе от значений температуры на термодатчиках к изотермам, теряется острота пульсаций температуры, их послойный характер. Поэтому наиболее короткопериодную и мелкомасштабную изменчивость температуры гораздо легче проследить, используя представление ее временно́го хода на каждом из датчиков (рис. 4). При этом представлении удается выявить резкие температурные фронты как в верхнем, так и в придонных слоях моря, прохождение цугов внутренних волн, события турбулентного перемешивания, обусловленные ветровым воздействием и сдвиговой неустойчивостью течения. Очевидно, что при дальнейшем исследовании короткопериодной изменчивости температуры по данным термокос и факторов, вызывающих эту изменчивость, прежде всего, будет использоваться именно это представление данных с минимальным сглаживанием данных, или же вообще без их сглаживания.

Сопоставление между собой рис. 4 и 9, в частности, показывает, что цуг короткопериодных внутренних волн, наблюдающийся на рис. 4 между 17 и 18 часами, связан с вторжением на акваторию термокластера поверхностного языка теплой воды (рис. 9). Фактически, внутренние волны “сидят” на фронте этого языка. Поскольку он не проникает в глубинные и придонные слои моря, сильные колебания температуры наблюдаются только на верхних пяти – шести термодатчиках.

РАСЧЕТ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВНУТРЕННИХ ВОЛН

Как уже указывалось выше, термокластер является хорошим инструментом для регистрации и исследования характеристик термических фронтов и внутренних волн в сезонном термоклине. В частности, синхронные данные трех разнесенных на некоторое расстояние термокос позволяют определить фазовую скорость и направление распространения внутренних волн. Опишем подход, позволяющий это делать.

Будем считать, что фронт ВВ является двумерным, т.е. вытянут в направлении, перпендикулярном направлению распространения ВВ, и перемещается с постоянной скоростью на масштабе термокластера и в различные моменты времени отображается каждой из термокос в виде скачка

температуры. Параметры, используемые для расчета скорости и направления распространения ВВ, регистрируемых термокластером, изображены на рис. 10.

Направление распространения фронта ВВ указано пунктирной стрелкой и соответствует направлению снизу вверх; утолщенной стрелкой показано направление на север (N). A,B,C – точки постановки термокос; a, b, c – известные расстояния между термокосами; α, β, γ – углы между сторонами треугольника, образуемого термокосами; ψ – угол между одной из сторон треугольника (ВС) и направлением на север; $t1$, $t2$ – время прохождения фронта ВВ между термокосами В и С, и С и А соответственно; BD – кратчайшее расстояние по направлению распространения фронта ВВ от термокосы В к термокосе С.

По свойству прямоугольных треугольников, имеющих общую гипотенузу, угол $\eta = \zeta$, а угол $\lambda = \mu$, следовательно, угол $\beta = \eta + \lambda$. Исходя из этого, можно записать, что: $\lambda = \beta - \eta$.

Скорость для первого участка (путь фронта от термокосы В к термокосе С) можно выразить следующим образом:

$$V_1 = \frac{b\sin(\eta)}{t_1}, \quad (1)$$

для второго:

$$V_2 = \frac{c\sin(\beta - \eta)}{t_2}, \quad (2)$$

Используя тригонометрическую формулу для синуса разности двух углов, можно привести (2) к виду (3):

$$V_2 = \frac{c\sin(\beta)\cos(\eta) - c\cos(\beta)\sin(\eta)}{t_2}, \quad (3)$$

Считая, что $V_1 = V_2$ и приравнивая (1) и (3), получим:

$$\frac{b\sin(\eta)t_2}{t_1} = c\sin(\beta)\cos(\eta) - c\cos(\beta)\sin(\eta). \quad (4)$$

Используя ряд тригонометрических функций и преобразований, можно привести уравнение расчета направления распространения ВВ в термокластере к виду (5):

$$\mathrm{ctg}(\eta) = \frac{b\frac{t_2}{t_1} + c\cos(\beta)}{c\sin(\beta)}. \quad (5)$$

После нахождения направления распространения волнового фронта в кластере, определим его азимут относительно севера:

$$90 - (\eta + \psi). \quad (6)$$

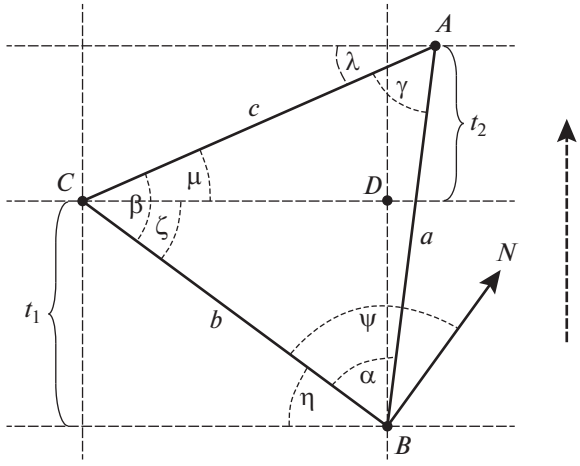

Рис. 10. Параметры, используемые для расчета скорости и направления распространения ВВ в области термокластера. Пояснения в тексте.

Начало волнового фронта можно определить, построив диаграмму изменения температуры на датчиках между двумя последовательными измерениями, интервал времени между которыми составляет 10 с. Крутизна температурного фронта будет определяться формулой:

$$\frac{T_2 - T_1}{\Delta t}. \quad (7)$$

Здесь Δt – интервал времени между последовательными измерениями, а T_1 и T_2 – последовательные значения температуры измеряемой датчиком.

Идентификация термических фронтов является наиболее очевидной, если температура изменяется резко и фронт можно визуализировать как “скачок” (рис. 11а, 11б).

При более плавном изменении температуры, проявляющемся на каждой из термокос, для оценки скорости распространения температурных возмущений, вызванных короткопериодными ВВ, можно использовать временны́е интервалы между соответствующими максимумами или же минимумами температуры, регистрируемыми термодатчиками на каждой из термокос.

Представим и проанализируем более детально цуг короткопериодных ВВ, наблюдавшийся между 17 и 18 часами 26 апреля 2018 г. (см. рис. 7в и 9б). Уже указывалось, что наиболее хорошо ВВ проявляются на верхних горизонтах от 6 до 12 м (сенсоры ТТ 20-15). При этом, благодаря использованию данных всех трех термокос, удается установить, что первое колебание температуры, связанное с этим цугом, фиксируется на термокосе С, которая расположена дальше всего от берега. Далее данное колебание прослеживается на термокосе А, затем на термокосе В (рис. 11а). Все-

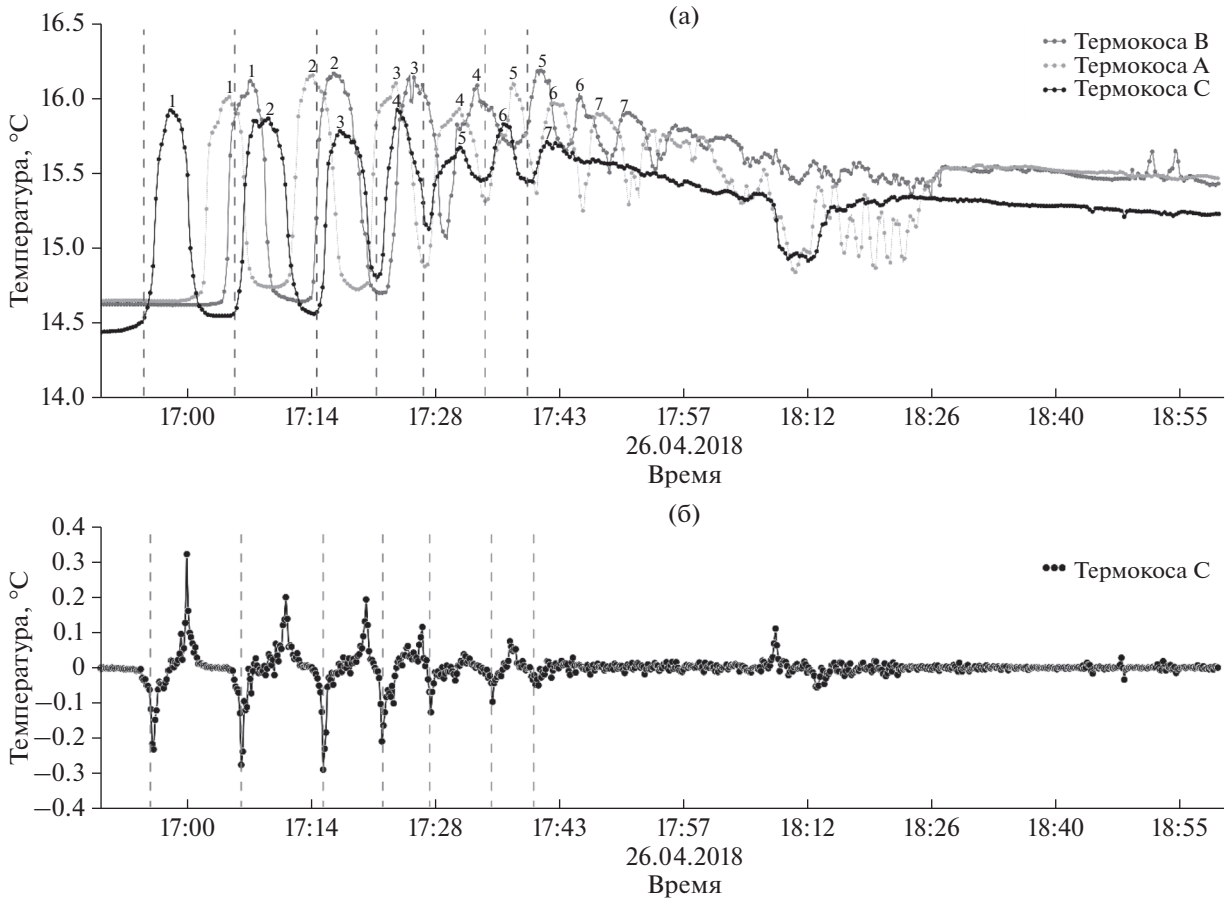

Рис. 11. (а) – совмещенные данные поверхностных датчиков термокос: регистрация прохождения цуга ВВ в течение одного часа. Цифры 1, 2, 3..., 7 – проходящие волны, пунктирные линии – начало проявления волн; (б) – градиент температуры от времени для термокосы С.

го было выявлено 7 четко выраженных колебаний температуры на всех термокосах, смещенных по времени друг от друга. Длительность регистрации этого пакета внутренних волн составляет около 70 мин. Размах изменения температуры составляет от 1.5°С для первого колебания и до 0.5°С для последнего. Период колебаний – около 10 мин.

Применяя к данной ситуации метод расчета, описанный в начале данного параграфа, получим, что направление распространения ВВ является северо-восточным (азимут = 31°) и приблизительно перпендикулярным изобатам. Скорость распространения волн составляет 0.11 м/с и не изменяется существенно от первого колебания до последнего.

Поскольку по метеоданным погода в Геленджике в этот день была маловетреной и малооблачной, цуг таких интенсивных и приближенных к поверхности ВВ должен был визуализироваться и на самой морской поверхности в виде чередующихся полос ряби и сликов [8, 9]. Фрагмент спутникового снимка исследуемой акватории Santinel-2, оснащенного оптико-электронным мультиспектральным сенсором для съемок с разрешением от 10 до 60 м в видимой области спектра, сделанный в этот же день, 26 апреля 2018 г., представлен на рис. 12.

Моменты времени пролета спутника и регистрации ВВ термокластером не совпадают: спутник сфотографировал морскую поверхность в 8:17 UTC, что на 5.5 ч раньше проявлений ВВ зарегистрированных кластером. Учитывая рассчитанную скорость распространения ВВ (0.11 м/с) и направление их распространения (31°), внутренние волны, проявившиеся на спутниковом снимке в двух километрах мористее термокластера (их примерное положение отмечено белой стрелкой и кругом на рис. 12), должны были достигнуть акватории термокластера к 17 ч, что и произошло в действительности.

Следует отметить, что наклон сликовых полос на снимке (рис. 12) не совсем совпадает с рассчитанным направлением распространения ВВ. Это не представляется удивительным, так как при приближении к берегу ВВ должны разворачиваться таким образом, чтобы направление их рас-

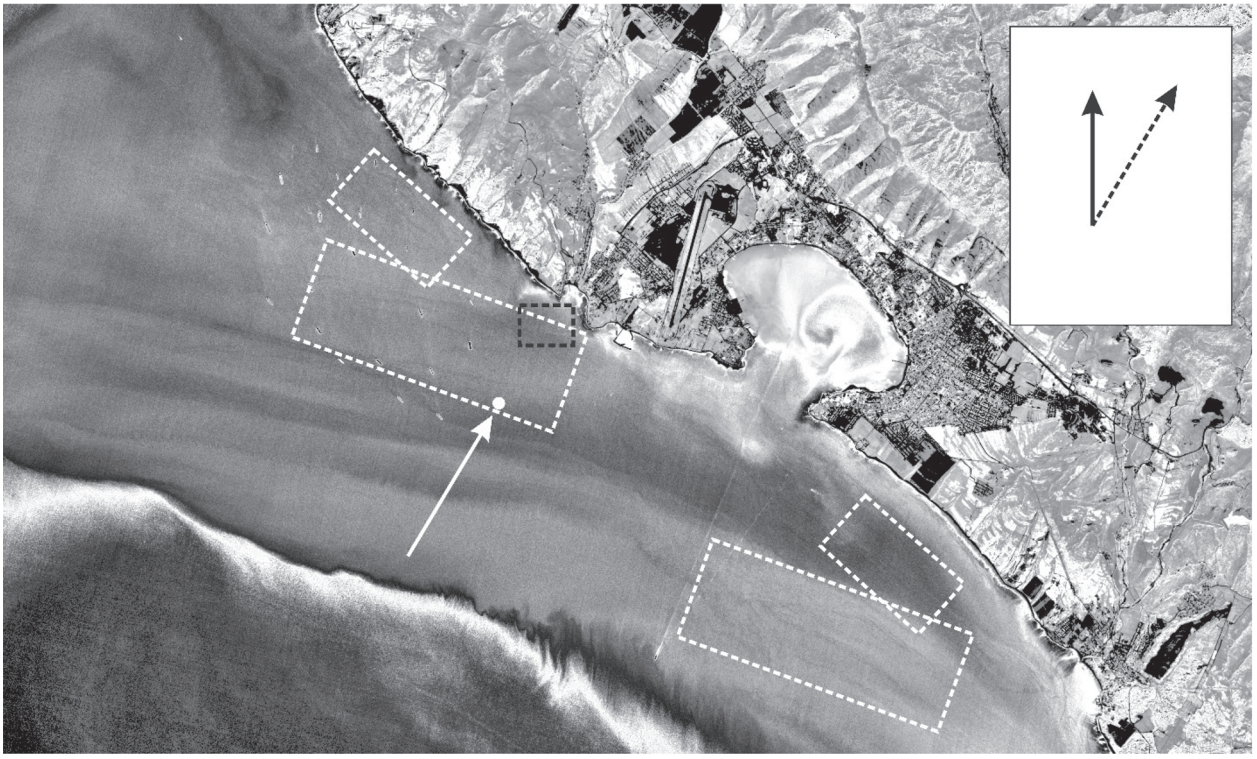

Рис. 12. Фрагмент спутникового снимка высокого разрешения Santinel-2 во время пролета спутника над акваторией Черного моря вблизи Геленджика от 26 04.2018 г., 08:17 UTC. Белые пунктирные прямоугольники – области проявления ВВ на морской поверхности, черный пунктирный прямоугольник – район постановки термокластера. На врезке: Черная толстая стрелка – направление на север, пунктирная стрелка – рассчитанное направление распространения ВВ в области термокластера. Белый кружок, на который указывает белая стрелка, – расчетное место, где могли бы находиться ВВ, позднее зарегистрированные термокластером.

пространения соответствовало перпендикуляру, направленному на берег.

В заключение работы, рассмотрим пример распространения термического фронта через акваторию термокластера. На рис. 13 приведена регистрация события, наблюдавшегося 27 апреля 2019 г. Было зарегистрировано распространение фронта теплой воды. Расчет по описанной выше методике показал, что скорость фронта волны равнялась 0.017 м/с. При этом направление распространения фронта составляло 276.2°, т.е. он перемещался с востока на запад.

Из этого же рисунка (рис. 13а) видно, что это же событие в инвертированном виде повторилось через некоторое время, при этом наблюдалось распространение фронта холодной воды. В этом случае, скорость фронта была больше чем в предыдущем в полтора раза – 0.031 м/с, а направление его распространения составляло 70°, что в большей степени соответствует направлению на берег. Можно предположить, что событие потепления воды на акватории кластера было связано с прохождением меандра течения.

Следует отметить, что близкий к вышеописанному эксперимент на Полигоне “Геленджик” (ИО РАН) проводился ранее с сильно разнесенными термокосами: расстояние между ними составляло 7 км [11]. Регистрация проводилась только на двух термокосах, но одна термокоса находилась на внутреннем шельфе на глубине постановки 25 м, а вторая на траверзе м. Толстый (р-н Геленджика) на глубине 86 м. Было установлено, что термический отклик на благоприятствующее апвеллингу юго-восточное течение происходит сначала на более удаленных от берега датчиках, а затем регистрируется на прибрежной термокосе. Также в работе [4] была показана регистрация цуга ВВ и приведены его характеристики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кластер близко расположенных заякоренных термокос, каждая из которых квазинепрерывно регистрирует температуру водной среды на различных горизонтах, позволяет не только отслеживать короткопериодные изменения вертикального профиля температуры, но и определять амплитуду, скорость и направление распространения внутренних волн [6] и термических фронтов. Данная система является достаточно эффективным инструментом для получения оценок

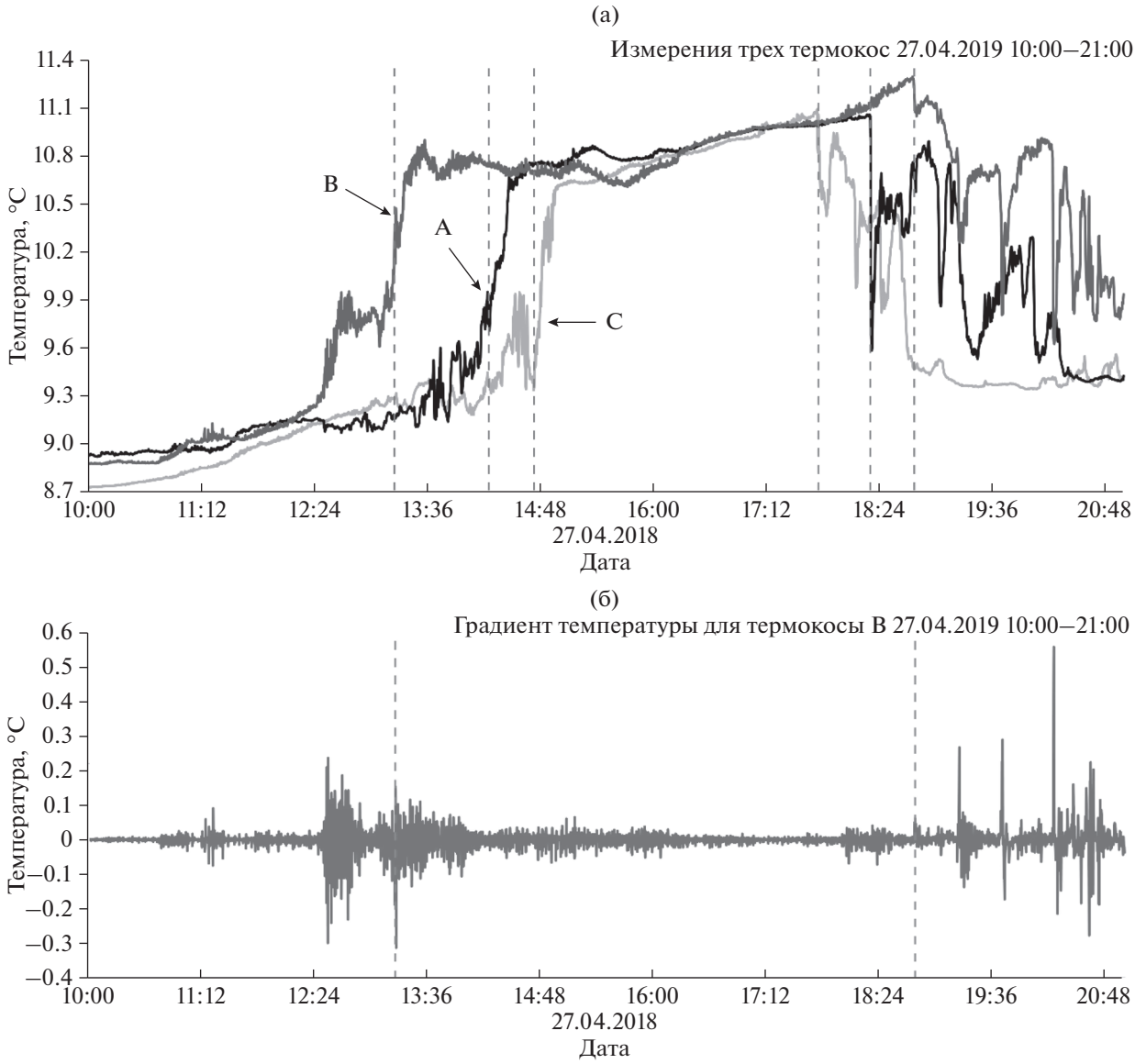

Рис. 13. (а) – совмещенные данные измерений трех термокос 27.04.2019 г. с 10:00 по 21:00: регистрация повышения и понижения температуры на 2°С на всей площади термокластера в течение 6-ти часов. A, B, C – данные с придонных датчиков (0.6 м) трех термокос, пунктирные линии – начало повышения температуры в левой части графика, в правой – ее понижения; (б) – градиент температуры от времени для придонного датчика термокосы B.

пространственно-временно́й изменчивости температуры вод шельфа, а также для изучения физических механизмов формирования этой изменчивости.

Непрерывные и круглогодичные высокочастотные измерения вертикальных профилей температуры позволяют детализировать закономерности развития неполного и полного прибрежного апвеллинга, а также их релаксацию [10].

Одним из результатов данной работы является демонстрация сложной структуры сезонного термоклина, в особенности, в весенний сезон года, когда происходит его формирование. Использованы различные методы графического представления данных измерений. Показана чрезвычайно высокая скорость трансформации термоклина, обусловленная процессами турбулентного перемешивания, апвеллингами и даунвеллингами, внутренними волнами и термическими фронтами.

Другим результатом является расчет амплитуды, скорости и направления распространения внутренних волн и термических фронтов по данным измерения кластера термокос. Данная методика позволит впоследствии получить репрезентативные оценки характеристик короткопериодных внутренних волн и термических фронтов на

северокавказском черноморском шельфе, а также изучить порождающие их механизмы.

Источники финансирования. Работа выполнена частично в рамках темы Госбюджета № 0149-2019-0004. Натурные измерения выполнены при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00381, обработка и анализ данных – при поддержке гранта РФФИ № 19-45-230002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блатов А.С., Иванов В.А.* Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря. К.: Наукова думка, 1992. 244 с.
2. *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.
3. *Очередник В.В., Баранов В.В., Зацепин А.Г., Куклев С.Б.* Термокосы ЮО ИО РАН: конструкция, методика и результаты метрологического исследования датчиков // Океанология. 2018. Т. 58. № 5. С. 719–730.
4. *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.
5. *Очередник В.В., Запевалов А.С.* Исследование короткопериодной изменчивости поля температуры на Черноморском гидрофизическом полигоне Института океанологии РАН // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. Вып. 1. С. 44–49.
6. *Очередник В.В., Запевалов А.С.* Определение скорости распространения волновых возмущений в двухкомпонентном поле // Процессы в геосредах. 2018. № 3. С. 1–8.
7. *Подымов О.И., Зацепин А.Г.* Сезонная и межгодовая изменчивость солености верхнего слоя в Геленджикском районе Черного моря // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 370–383.
8. *Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* “Горячие точки” в поле внутренних волн в океане // Акустический журнал. 2007. Т. 53. № 3. С. 410–436.
9. *Серебряный А.Н., Иванов В.А.* Исследования внутренних волн в Черном море с океанографической платформы МГИ // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6. № 3. С. 34–45.
10. *Сильвестрова К.П., Зацепин А.Г., Мысленков С.А.* Прибрежные апвеллинги в Геленджикском районе Черного моря: связь с ветровым воздействием и течением // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 521– 530.
11. *Сильвестрова К.П., Очередник В.В.* Изучение пространственных особенностей процессов апвеллинга и даунвеллинга на Черноморском гидрофизическом полигоне ИО РАН по данным заякоренных термокос // Материалы молодежной научной конференции. Морские исследования и рациональное природопользование. 2018. С. 165.
12. *H. van Haren* A fast and accurate thermistor string // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2001. V. 18. № 2. P. 256–265. https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0256:AFAATS>2.0.CO;2
13. *Lamb K.W.* Internal Wave Breaking and Dissipation Mechanisms on the Continental Slope/Shelf // Annual Review of Fluid Mechanics. 2014. V. 46. P. 231–254.
14. *Mityagina M., Lavrova O.* Satellite Survey of Inner Seas: Oil Pollution In The Black and Caspian Seas // Remote Sensing. 2016. V. 8. № 10. P. 875.
15. *Serebryany A.* Internal waves on a shelf // Hydroacoustics. 2014. V. 17. P. 187–198.

Examples of Studying the Temperature Variability of the Black Sea Shelf Waters Using a Thermochains Cluster

V. V. Ocherednik[a], A. G. Zatsepin[a, b, #], S. B. Kuklev[a], V. I. Baranov[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: zatsepin@ocean.ru*

A technique for studying the spatiotemporal variabilities of the temperature of the aquatic environment of the Black Sea shelf zone using a cluster of anchored of temperature sensors chains (thermochains) is described. Consisting of three spaced-apart thermochains, this cluster is employed in the inner shelf of the north-eastern part of the Black Sea and act as part of the “Gelendzhik” Suit (SIO RAS). This cluster allows to efficiently record the short-period spatiotemporal variabilities of the temperature. The quantitative characteristics of these variabilities, as well as the external factors determining it, one of which are internal waves, were established. The temperature variability allows to determine the amplitude of the fluctuations, and the registration of these ones on the thermochains – to assess the speed and direction of internal waves. Some examples of registration of short-period internal wave trains are given. Using various visualization methods the temporal variability of the vertical temperature distribution is shown.

Keywords: Black Sea, shelf zone, water temperature, spatio-temporal variability, internal waves, fronts, cluster of anchored chains of temperature sensors

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 186–199

ФИЗИКА МОРЯ

УДК 551.466.8

ВЛИЯНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ СТРАТИФИКАЦИИ НА ВНУТРЕННИЕ ПРИЛИВЫ И ИНДУЦИРУЕМУЮ ИМИ ДИАПИКНИЧЕСКУЮ ДИФФУЗИЮ В БЕЗЛЕДНОМ КАРСКОМ МОРЕ

© 2020 г. Б. А. Каган[1], Е. В. Софьина[1, *], А. А. Тимофеев[1]

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

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

Поступила в редакцию 17.11.2017 г.
После доработки 27.09.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4 используется для изучения влияния горизонтальной неоднородности стратификации на внутренние приливы и индуцируемую ими диапикническую диффузию в безледном Карском море. В рамках этой модели были выполнены два численных эксперимента. В первом из них стратификация предполагалась горизонтально-однородной и определяемой по данным *in situ* измерений эволюции температуры и солености морской воды в центральной части моря, во втором – горизонтально-неоднородной и определяемой значениями температуры и солености, найденными в процессе решения задачи. Показано, что при замене горизонтально-однородной стратификации неоднородной происходит увеличение амплитуд внутренних приливов и уменьшение амплитуд бароклинной составляющей приливной скорости в основании пикноклина над поднятием дна. Последнее обстоятельство (понижение амплитуд бароклинной составляющей скорости вместо их повышения, типичного для исследуемых волн в линейном приближении), вероятно, связано с дезинтеграцией внутренних приливных волн в районе критической широты в пакеты нелинейных короткопериодных внутренних волн. Похожая ситуация складывается при обращении к диссипации бароклинной приливной энергии: в зависимости от местоположения пункта в море она либо ослабевает, либо усиливается. Изменения диссипации и стратификации сопровождаются вариациями диапикнической диффузии, а вслед за ними соответствующими приливными изменениями климата исследуемой морской системы.

Ключевые слова: внутренние приливные волны, горизонтально-однородная и неоднородная стратификация, моделирование, Карское море

DOI: 10.31857/S0030157420020045

1. ВВЕДЕНИЕ

Известны две работы [1, 3], посвященные систематическому исследованию внутренних приливов (или, иначе, внутренних приливных волн, ВПВ) в Карском море. Во второй из них для воспроизведения ВПВ использовалась двумерная (в вертикальной плоскости) модель их генерации. ВПВ считались плоскими и распространяющимися под прямым углом к неровностям морского дна. Тем самым, изменчивость параметров ВПВ в направлении нормали к неровностям дна предполагалась много большей, чем по касательной к ним. Это предположение, безусловно, верно, что, однако, не исключает необходимости воспроизведения трехмерной структуры ВПВ, каковой она и является в действительности. Более того, имеются свидетельства (см., например, [9]), в соответствии с которыми горизонтальный волновой поток бароклинной приливной энергии, определяющий, помимо прочего, бюджет бароклинной приливной энергии, зависит от размерности модели (двумерная она или трехмерная).

В первой из названных работ для воспроизведения ВПВ привлекалась трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4. В обеих работах вертикальная стратификация задавалась горизонтально-однородной и принималась равной либо характерной вдоль вертикальной плоскости, как в [3], либо определялась усреднением вертикальных профилей температуры и солености морской воды в центральной части моря, лучше других обеспеченной данными *in situ* измерений, как в [1]. Такое же допущение о горизонтальной однородности стратификации используется и в более крупномасштабных (глобальных) моделях ВПВ (см. [6, 18]), где оно

оправдывается отсутствием ветрового и термохалинного форсингов, ответственных, как сейчас признается, за поддержание горизонтально-неоднородной стратификации.

Третьей работой, имеющей косвенное отношение к обсуждаемой теме, является работа [2], в которой по данным спутниковых радиолокационных зондирований морской поверхности устанавливается, где именно в Карском море генерируются короткопериодные внутренние волны (КВВ). Последние, в отличие от ВПВ, могут свободно перемещаться за пределами критической широты, на которой приливная и инерционная частоты совпадают. Естественно задаться вопросом: какое отношение имеют КВВ к интересующим нас ВПВ? В этой связи вспомним, что ВПВ вблизи критической широты теряют способность распространяться как свободные волны (захватываются критической широтой) и дезинтегрируются (распадаются в пакеты КВВ). В результате КВВ на морской поверхности можно рассматривать в качестве индикатора не только распада ВПВ и генерации КВВ, но и ориентировочно генерации ВПВ (если ВПВ удерживаются неподалеку от очагов их генерации). Однако если очаги генерации ВПВ совпадают или находятся неподалеку от очагов их распада, то они должны располагаться в прол. Карские Ворота, над юго-восточной частью Новоземельской впадины и вблизи м. Желания (о-ва Новая Земля), т.е. там, где проявления КВВ на морской поверхности наблюдаются чаще всего. Свидетельством этого могут служить данные спутникового радиолокационного зондирований морской поверхности [2] и результаты моделирования [1].

Особого упоминания заслуживает очаг генерации ВПВ в прол. Карские Ворота. В нем разность амплитуд ВПВ, предсказываемых двумерной и трехмерной моделями, оказывается наибольшей: судя по [3], здесь амплитуды ВПВ достигают 50 м, тогда как, согласно [1], очаг генерации ВПВ, расположенный в прол. Карские Ворота, ничем не отличается от других перечисленных выше. Отличия амплитуд ВПВ в прол. Карские Ворота в обоих случаях скорее всего связаны с выбором разных астрономических условий в течение сизигийно-квадратурного цикла.

Далее, в [5, 6] было показано, что задание горизонтально-однородной стратификации чревато искажением амплитуд ВПВ в высоких широтах океана. Причина – определение вертикальной стратификации в высоких широтах по типичным вертикальным профилям температуры и солености морской воды для субтропиков, где стратификация выражена сильнее (больше отличается от нейтральной), нежели в высоких широтах. Соответственно при горизонтально-однородной стратификации амплитуды ВПВ здесь будут меньше, чем при неоднородной, и потому занижение амплитуд ВПВ в высоких широтах есть следствие распространения на них стратификации, присущей субтропикам. Его результатом будут обязательные расхождения между предсказываемыми и наблюдаемыми значениями параметров ВПВ в высоких широтах.

Что касается влияния горизонтальной неодродности стратификации на ВПВ в Карском море, то о его последствиях совсем ничего не известно. С учетом этого обстоятельства, мы видели цель настоящей работы в том, чтобы попытаться оценить влияние горизонтально-неоднородной стратификации на динамику ВПВ и индуцируемую ими диапикническую диффузию в безледном Карском море и тем самым установить, как она отличается от динамики ВПВ, соответствующей горизонтально-однородной стратификации. Их отличия, на первый взгляд, представляются неизбежными.

2. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МОДЕЛИ И ИСТОЧНИКАХ ЭМПИРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ, ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ПРИ ЕЕ РЕАЛИЗАЦИИ

Подробное описание принятой модели QUODDY-4 дается в [7]. Поэтому во избежание повторений мы остановимся только на специфических особенностях модели, источниках эмпирической информации, используемой при ее реализации, и некоторых дополнительных подробностях, знание которых не обязательно, но желательно.

Специфическими особенностями модели являются: 1) подтверждаемое *a posteriori* предположение о том, что приливные колебания уровня в однородном и стратифицированном морях не очень сильно отличаются друг от друга; 2) колебания уровня определяются т.н. двумерным обобщенным волновым уравнением неразрывности; 3) бароклинные составляющие скорости (отклонения фактической скорости от средней по глубине (баротропной)), индуцируемые ВПВ, генерируются внутри стратифицированной области моря и распространяются к его открытой границе. Поэтому на ней оправдано задать условие излучения, сводящееся при достаточно высоких вычислительных фазовых скоростях распространения сигнала к градиентному условию; и 4) эволюционные уравнения для скорости, температуры и солености морской воды и характеристик турбулентности (кинетической энергии и масштаба турбулентности) могут быть решены в каждой узловой точке как одномерные (по вертикали) неоднородные обыкновенные дифференциальные уравнения. Использование такого способа сопряжено с необходимостью уменьшения (во избежание вычислительной неустойчивости) ша-

га по времени по сравнению с его общепринятым значением.

При оценивании ветрового форсинга поток импульса на границах раздела вода–воздух и вода–дно аппроксимируется квадратичным законом сопротивления с коэффициентом сопротивления, равным 1.3×10^{-3} в приводном и 5.0×10^{-3} в придонном слоях. Летние значения потоков тепла и соли, необходимые для задания термохалинного форсинга, аппроксимируются восстанавливающими (restoring) граничными условиями, описывающими потоки пропорциональными разностям климатических и предсказываемых значений переменных с коэффициентом пропорциональности, имеющим смысл обратного времени восстановления. Время восстановления для температуры и солености морской воды принимается одинаковым и равным 10^5 с, т.е. по классификации, принятой в [8], восстановление предсказываемых значений температуры и солености морской воды к их климатическим значениям считается сильным.

Климатические значения температуры и солености морской воды в летний сезон берутся из цифрового атласа Арктики [20], систематизирующего результаты *in situ* измерений за всю историю исследований Арктики. Отклонения уровня свободной поверхности океана от его среднего положения на открытых границах рассматриваемой области принимаются равными их значениям по данным CNES-CLS09 средней глобальной динамической топографии свободной поверхности, дополненными данными спутниковой альтиметрии и результатами *in situ* измерений [17]. Информация о скорости ветра в приводном слое заимствуется из данных NCEP-NCAR(R1) реанализа [10], который известен тем, что лучше большинства более современных реанализов согласуется с данными измерений скорости приземного ветра на дрейфующих станциях “Северный Полюс” [11]. Вертикальные профили частоты плавучести, характеризующие стратификацию, в начальный момент времени рассчитываются по климатическим полям температуры и солености морской воды для лета, а в последующем – с использованием предсказываемых их значений. Соответственно вертикальные профили частоты плавучести считаются эволюционирующими, а не фиксированными, как это имеет место при отсутствии ветрового и термохалинного форсингов, т.е. ответственность за формирование горизонтальной изменчивости стратификации возлагается на факторы неприливного происхождения.

Приливный форсинг, задаваемый приливными колебаниями уровня на открытой границе, идентифицируется по результатам моделирования, полученным в [14] в рамках высокоразрешающей арктической приливной модели. Модель в [14] ассимилирует всю имеющуюся эмпирическую информацию о приливах, включая TOPEX/Poseidon и ERS-1 данные спутниковой альтиметрии, в модели [1] использование этой процедуры не предусматривалось. Соответственно неявно предполагается, что поверхностные приливы в стратифицированном и однородном морях не очень сильно отличаются друг от друга.

Карское море дискретизируется неоднородной конечно-элементной сеткой с горизонтальным разрешением, в среднем по площади моря равным 2.5 км. В общем горизонтальное разрешение принимается зависящим от локальной глубины: чем меньше глубина, тем подробнее горизонтальное разрешение. В результате бароклинный радиус деформации Россби (или горизонтальный масштаб внутренних волн Кельвина), равный в безледном Карском море 11.1 км, дискретизируется посредством 4–5 конечных элементов. Вводится отслеживающая топографию дна вертикальная координата. В вертикальной плоскости толща моря делится на 40 слоев переменной толщины со сгущением слоев в поверхностном и придонных слоях моря. Топография дна берется из банка данных IBCAO. Шаг по времени полагается равным 4 с, частота ВПВ – совпадающей с частотой гармоники M_2 приливного потенциала. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии находятся по формуле Смагоринского [19], коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии оцениваются с использованием 2.5-уровенной схемы турбулентного замыкания [12].

Заметим, что, поскольку горизонтальная неоднородность стратификации считается поддерживаемой ветровым и термохалинным форсингами, решение задачи с учетом неоднородной стратификации ищется при задании суммарного (ветрового + термохалинного + приливного) форсинга, без ее учета – только приливного форсинга. В обоих случаях амплитуды ВПВ рассчитываются по формуле $a_{\text{ВПВ}} = W_a/\sigma_{M_2}$, вытекающей из определений вертикальной скорости и вертикальных смещений частиц жидкости как гармонических функций времени, здесь W_a – амплитуда приливных колебаний вертикальной скорости, σ_{M_2} – частота волны M_2. Для оценки W_a используется гармонический анализ временного ряда вертикальной скорости. Гармонический анализ применяется также для оценки амплитуд приливных колебаний горизонтальной скорости при задании суммарного форсинга. При этом существование стационарных баротропной и бароклинной составляющих горизонтальной скорости считается обусловленным непериодическими факторами ветрового и термохалинного происхождения и медленно эволюционирующей во времени остаточной приливной циркуляцией

вод, тогда как при задании приливного форсинга – только остаточной приливной циркуляцией, обязанной своим происхождением дополнительному приливному напряжению. Причина, почему вместо стандартного выражения для амплитуд ВПВ $a_{\text{ВПВ}} = g'/N^2$, где g' – редуцированное ускорение свободного падения и N – частота плавучести, привлекается выражение $a_{\text{ВПВ}} = W_a/\sigma_{M_2}$, кроется в присутствии в знаменателе первого из них квадрата обратной частоты плавучести, представляющего собой в морских системах высоких широт малую разность больших величин.

Уравнения модели интегрируются до установления квазистационарного режима с момента времени, когда море считается находящимся в состоянии покоя, а реликтовая турбулентность – отсутствующей. Квазистационарный и квазипериодический режимы предполагаются установившимися, когда средние (за приливный цикл) относительные значения баротропной и интегральной по глубине бароклинной энергии изменяются не более чем на 1%. Это условие, как показывают данные численных расчетов, выполняется за 15 и 25 сут для приливного и ветрового + термохалинного + приливного форсингов соответственно.

3. СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ, ПОЛУЧЕННЫХ ПРИ ГОРИЗОНТАЛЬНО-ОДНОРОДНОЙ И НЕОДНОРОДНОЙ СТРАТИФИКАЦИЯХ

Мы обсудим результаты двух численных экспериментов. В первом из них стратификация принимается горизонтально-однородной, во втором – неоднородной. Способ задания стратификации в первом эксперименте описывался во Введении, во втором – определялся в точности так же, как это сообщается в разделе 2, т.е. стратификация определялась в процессе решения задачи по предсказываемым вертикальным профилям температуры и солености морской воды. В качестве внешнего форсинга в первом случае задавался приливный форсинг, во-втором – суммарный (ветровой + термохалинный + приливный). Здесь, как обычно, предполагается, что за поддержание горизонтально-неоднородной стратификации ответственны ветровой и термохалинный форсинги. Все прочие параметры модели сохраняются такими же, как и в первом случае.

Начнем с обсуждения поля амплитуд ВПВ в основании пикноклина, глубина которого в центральной части моря равна 40 м. Оно представлено на рис. 1. Видно, что оба поля, отвечающие двум типам стратификации, остаются подобными друг другу как в качественном, так и в количественном отношениях. Это касается прежде всего общей картины, представляющей собой мозаику самых разнообразных пятен. Присущие им значения амплитуд ВПВ генерируются, главным образом, над поднятиями дна в окрестности юго-восточных о-вов арх. Земля Франца-Иосифа, в юго-западной, центральной и восточной частях и вырождаются в северо-западной, южной и юго-восточной частях моря. Амплитуды ВПВ в пятнах варьируются от 0.5 до 1.5 м. ВПВ с амплитудами, меньшими 0.25 м, считаются пренебрежимо малыми. Перечисленные амплитуды преобладают в Карском море. Это, однако, не означает, что в нем ВПВ с амплитудами, превышающими 1.5 м, невозможны. В этом отношении весьма показательны окрестности о. Ушакова, часть моря, примыкающая к северо-восточному побережью о-вов Новая Земля, и поднятие дна в центральной части моря, где при обоих типах стратификации амплитуды ВПВ могут достигать 4–8 м. Эти значения амплитуд еще меньше детектируемых по данным *in situ* измерений эволюций солености воды в верхнем 30–40-метровом слое в центральной части моря, свидетельствующими о существовании амплитуд ВПВ, равных 10–12 м [15], но уже меньше отличаются от наблюдаемых. В юго-западной части моря предсказываемые моделью амплитуды ВПВ близки к 2 м [4]. Приведенная оценка неплохо согласуется с данными измерений эволюции температуры воды в указанном районе моря. Судя по ним [4], амплитуды ВПВ составляют здесь 2.5 м. Если учесть, что обе оценки относятся к разным глубинам (к диапазону глубин 15–25 м по данным измерений и к фиксированной глубине, равной 40 м, по результатам моделирования), расхождения между ними можно считать приемлемыми или, во всяком случае, объяснимыми.

Разность амплитуд ВПВ при том или другом типах стратификации (рис. 1в) невелики и, как правило, не превышают ±0.5 м, где знак “+” означает, что амплитуда ВПВ, как и любой другой переменной, встречающейся в тексте, при горизонтально-неоднородной стратификации больше, чем при горизонтально-однородной, знак “–” – наоборот. Исключение – район о. Ушакова, где разности амплитуд могут составлять 1.0–1.5 м, что, по-видимому, связано с ослаблением горизонтально-неоднородной стратификации в этом районе. В общем, как уже говорилось, оба поля близки друг к другу как качественно, так и количественно.

Можно ожидать, что смена стратификации с горизонтально-однородной на неоднородную приведет к ослаблению стратификации в высоких широтах и, как следствие, к усилению перемешивания и увеличению амплитуд ВПВ и бароклинной составляющей скорости. Ожидания не оправдываются только для амплитуд бароклинной составляющей скорости (см. рис. 2). Из этого рисунка следует, что, как и ожидалось, переход от горизонтально-однородной к неоднородной страти-

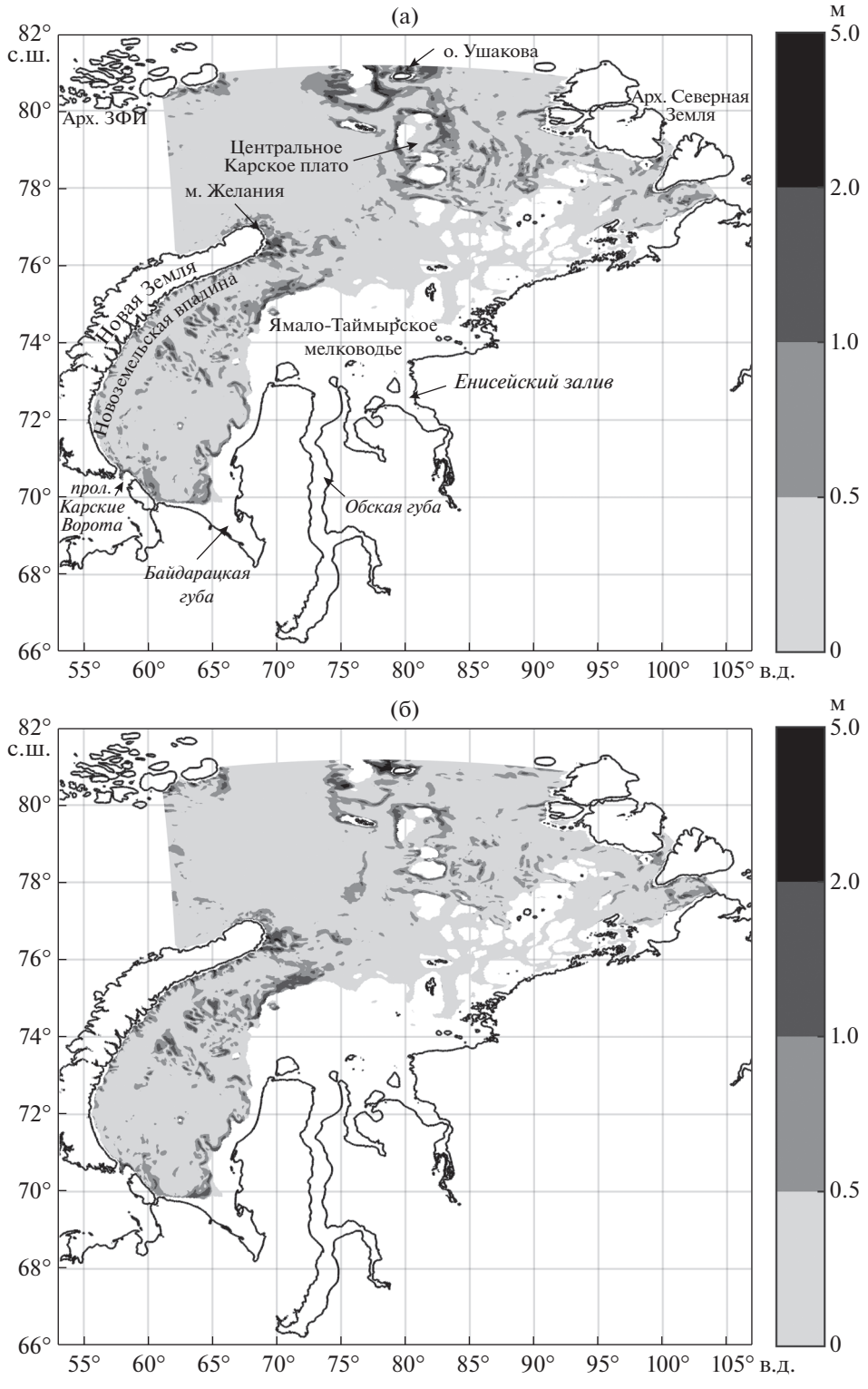

Рис. 1. Амплитуды ВПВ в основании пикноклина в безледном Карском море при горизонтально-однородной (а) и неоднородной (б) стратификациях. На фрагменте (в) приводится разность амплитуд ВПВ в основании пикноклина в сравниваемых случаях. Черным контуром отмечена береговая линия, белым цветом выделена подобласть с глубинами, меньшими 40 м.
Здесь также указаны местоположения географических объектов, которые встречаются в тексте.

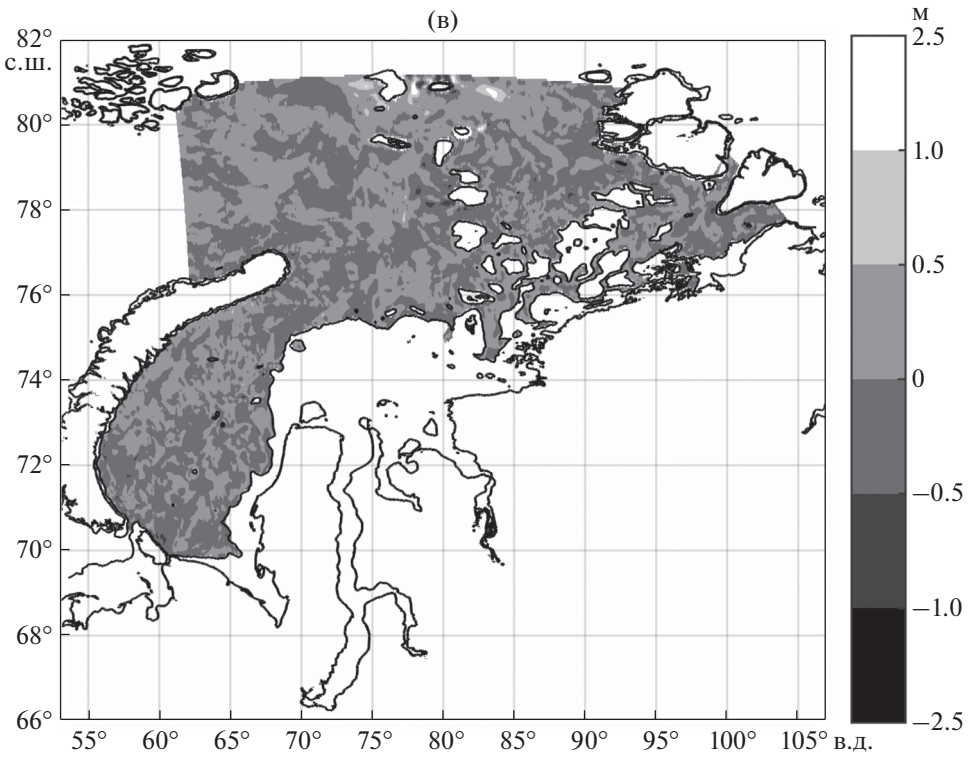

Рис. 1. Окончание

фикации сопровождается увеличением амплитуд ВПВ над поднятием дна и затем их быстрым вырождением над углублением дна (ср. отдельные фрагменты рис. 2, относящиеся к разным типам стратификации). В результате присутствие ВПВ над углублением дна почти не ощущается. Обратим внимание на то, что увеличение амплитуд ВПВ приводит не к подобному же изменению амплитуд бароклинной составляющей скорости, присущему волнам в линейном приближении, а к их небольшому уменьшению. Последний факт, вероятно, связан с уже упоминавшейся во Введении дезинтеграцией ВПВ в пакеты нелинейных КВВ в районе критической широты. Отметим также ослабление стратификации над поднятием дна при горизонтально-неоднородной стратификации. Это обстоятельство может служить дополнительным аргументом в пользу правдоподобности ожидаемых последствий смены горизонтально-однородной стратификации на неоднородную. Средняя (по площади моря) амплитуда ВПВ при горизонтально-однородной стратификации равна 0.32 м. Примерно такое же значение (0.33 м) она имеет при неоднородной стратификации, свидетельствуя о том, что смена стратификации не сказывается на поле амплитуд ВПВ сколько-нибудь заметным образом. Что касается котидальной приливной карты Карского моря, содержащей амфидромию левого вращения в его юго-восточной части, то типичным примером ее является та, которая приведена в [14].

Пространственные распределения амплитуд бароклинной составляющей приливной скорости в основании пикноклина при горизонтально-однородной и неоднородной стратификациях изображены на рис. 3а и 3б. Поля амплитуд ВПВ и бароклинной составляющей скорости приливного течения отличаются друг от друга: первое при горизонтально-однородной и неоднородной стратификациях обладает пятнистой структурой, второе при тех же стратификациях имеет более или менее равномерный характер с усилением скорости в отдельных районах моря, расположения которых остаются примерно одинаковыми. Наибольшие разности амплитуды бароклинной составляющей скорости, т.е. разности амплитуд этой переменной при горизонтально-неоднородной и однородной стратификациях, достигают 9–10 см/с в окрестности о. Ушакова, 7–8 см/с на Центральном Карском плато и в пятнах в северо-восточной части моря и 6 см/с в окрестности северной периферии Ямало-Таймырского мелководья. Наоборот, к северу и западу от о. Ушакова амплитуды бароклинной составляющей скорости при горизонтально-однородной стратификации выше на 8 см/с, чем при неоднородной. В осталь-

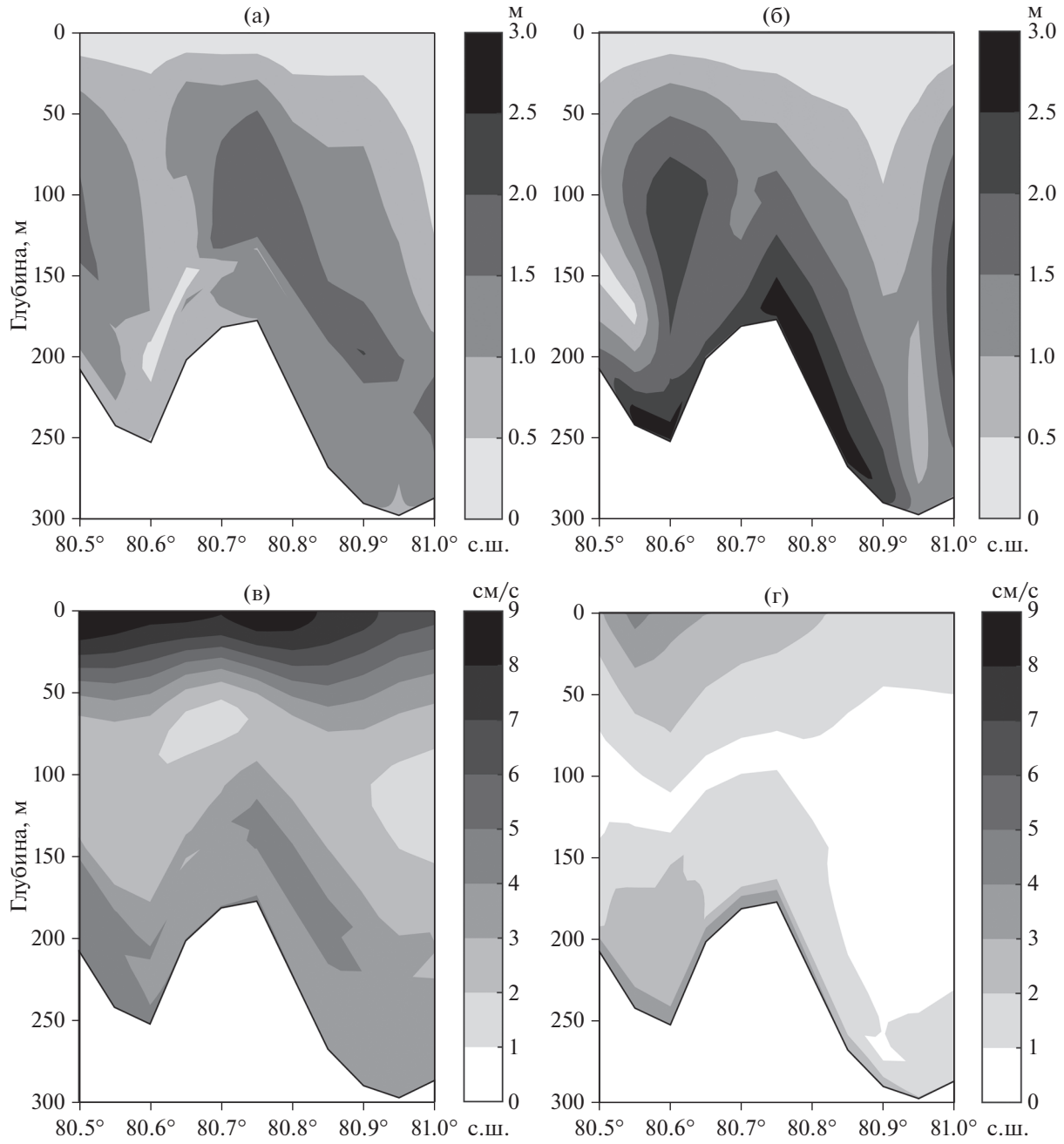

Рис. 2. Амплитуды ВПВ (а, б) и бароклинной составляющей скорости (в, г) вдоль меридионального разреза, а также вертикальные профили частоты плавучести (д) над поднятием дна с координатами вершины 80.75° с.ш., 74° в.д. Фрагменты (а, в) и черная кривая на фрагменте (д) относятся к горизонтально-однородной стратификации, фрагменты (б, г) и пунктир на фрагменте (д) – к неоднородной.

ной части моря их значения меньше ±5 см/с. Средние (по площади моря) амплитуды бароклинной скорости, как и амплитуды ВПВ, при обоих типах стратификации близки друг другу (1.6 см/с для горизонтально-однородной и 1.4 см/с для неоднородной стратификаций). Это говорит в пользу заключения о том, что в среднем по площади моря горизонтальная изменчивость стратификации практически не влияет на поля динамических характеристик ВПВ.

Основные особенности пространственного распределения средней (за приливный цикл) интегральной по глубине диссипации бароклинной приливной энергии при горизонтально-однородной стратификации были установлены в [1]. Они сохраняются такими же и при горизонтально-не-

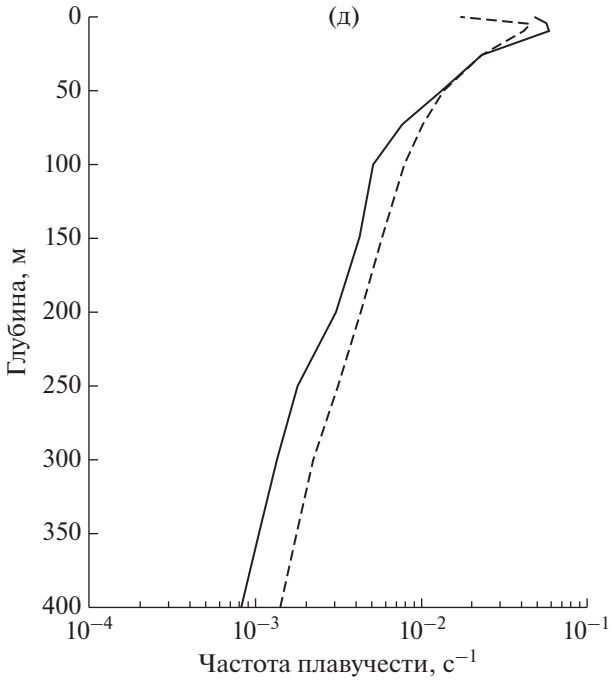

Рис. 2. Окончание

однородной стратификации (ср. рис. 4а и 4б). Это обстоятельство является основанием для того, чтобы напомнить их здесь кратко. Именно, в Карском море максимум интегральной диссипации бароклинной приливной энергии при горизонтально-однородной стратификации равен 10^{-1} Вт/м^2, минимум варьируется от 10^{-6} до 10^{-5} Вт/м^2, причем первый приурочен к Центральному Карскому плато, склонам дна Новоземельской впадины, к Байдарацкой и Обской губам и к Енисейскому заливу, второй – к отдельным пятнам, разбросанным преимущественно в северо-восточной части моря. Для остальной акватории моря характерны промежуточные значения. В общем интегральная диссипация бароклинной приливной энергии уменьшается от максимума во всех направлениях, кроме, пожалуй, восточного. Отметим в этой связи уменьшение до 10^{-4} Вт/м^2 интегральной диссипации в юго-западной части моря, где располагается амфидромия левого вращения, до 10^{-2}–10^{-4} Вт/м^2 в северо-западной части и до еще меньших значений к северо-востоку.

Для того чтобы количественно оценить зависимость интегральной диссипации от типа стратификации или, иначе, для ответа на вопрос, как изменится интегральная диссипация при переходе от горизонтально-однородной к неоднородной стратификации, можно воспользоваться отношением ее значений в этих двух случаях (рис. 4в). Из рисунка видно, что поле обратного отношения, как и другие поля рассмотренных выше характеристик, состоит из ряда районов, включающих склоны Новоземельской впадины и ее окрестности, центральную часть моря, крайний юго-восток, входы в Байдарацкую и Обскую губы и Енисейский залив, где обратное отношение больше единицы, т.е. интегральная диссипация при горизонтально-неоднородной стратификации здесь больше, чем при однородной. Напротив, например, в северо-западной и северо-восточной частях моря, разделенных Центральным Карским плато, обратное отношение меньше единицы, тем самым означая, что интегральная диссипация при горизонтально-неоднородной стратификации здесь меньше, чем при однородной. Следует иметь в виду, что каждый из упомянутых районов с разными значениями обратного отношения, либо превышающими единицу, либо меньшими ее, обладает своеобразной структурой, возникающей при наложении отдельных пятен, каждому из которых отвечает свое значение диссипации. Максимальное значение обратного отношения в пятнах, вырождающихся иногда в отдельные точки, встречаются в центральной части моря, в окрестности Новоземельской впадины и к западу от арх. Северная Земля, минимальные – на юге Новоземельской впадины, в юго-западной, центральной и северо-восточной частях моря. Среднее (по площади моря) его значение меньше 1, откуда на основании приведенных выше соображений заключаем, что при горизонтально-неоднородной стратификации интегральная диссипация должна быть меньше, чем при однородной.

Сказанное подтверждается непосредственными оценками средних (по площади моря) значений интегральной диссипаций бароклинной приливной энергии при горизонтально-неоднородной и однородной стратификациях. Эти оценки получились соответственно равными 5.5×10^{-4} и 8.2×10^{-3} Вт/м^2. Как видно, они заметно отличаются друг от друга. По их поводу можно задаться вопросом: как значения последних согласуются со средними (в том же смысле) амплитудами бароклинной составляющей скорости, предсказывающими, что при обоих типах стратификации они не очень сильно отличаются друг от друга. Иначе говоря, нет ли между этим выводом и заключением о заметной разнице между значениями интегральной диссипации при разных типах стратификации некоторого противоречия. Ответ на поставленный вопрос может быть только отрицательным по той причине, что оценки интегральной диссипации относятся ко всей толще моря, а оценки амплитуд бароклинной скорости – к конкретной глубине, значение в которой вряд ли может характеризовать вертикальные сдвиги скорости во всей толще моря (за пределами придонного слоя) и, следовательно, интегральную диссипацию бароклинной приливной энергии.

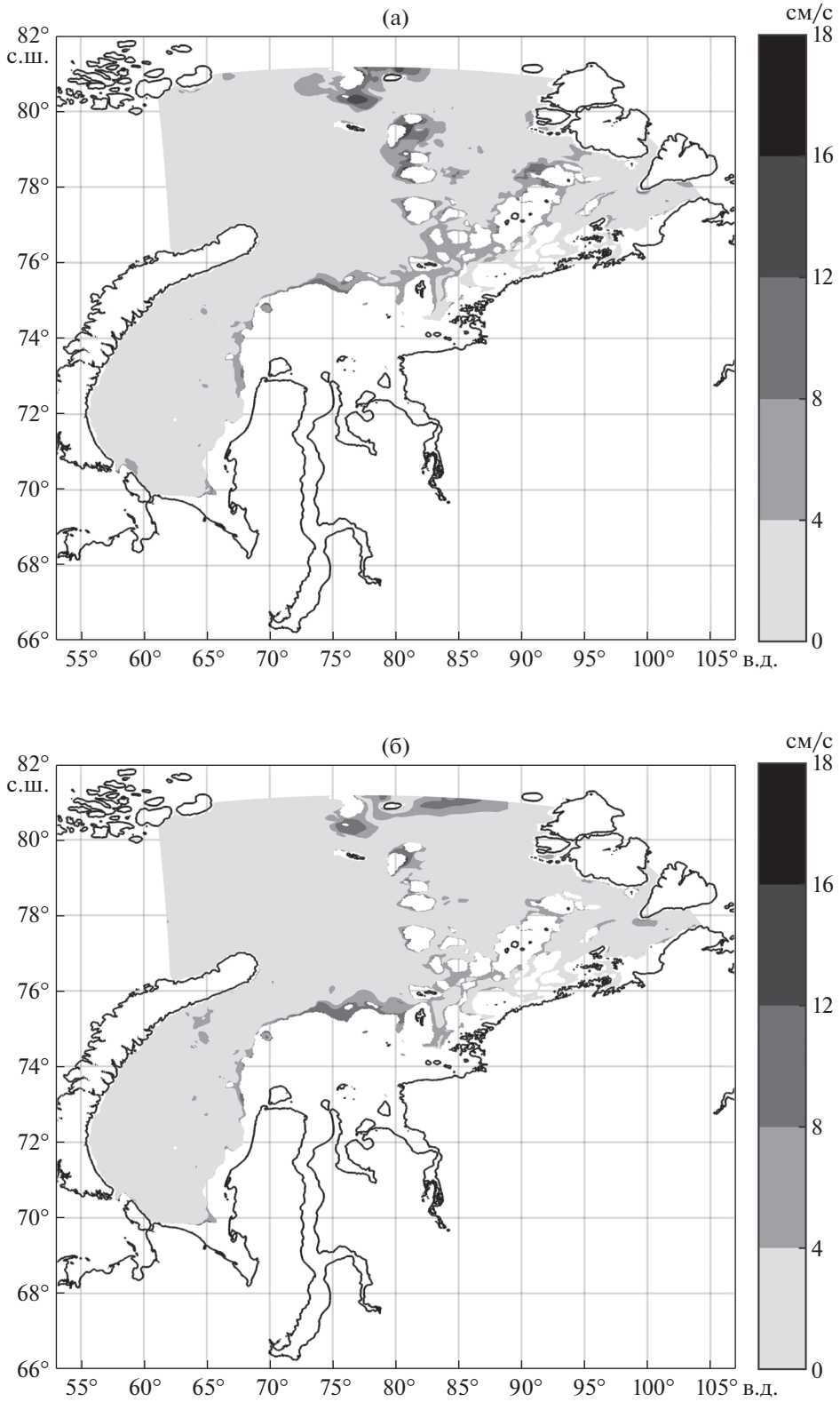

Рис. 3. Амплитуды бароклинной приливной скорости в основании пикноклина в безледном Карском море при горизонтально-однородной (а) и неоднородной (б) стратификациях. Черным контуром отмечена береговая линия, белым цветом выделена подобласть с глубинами, меньшими 40 м.

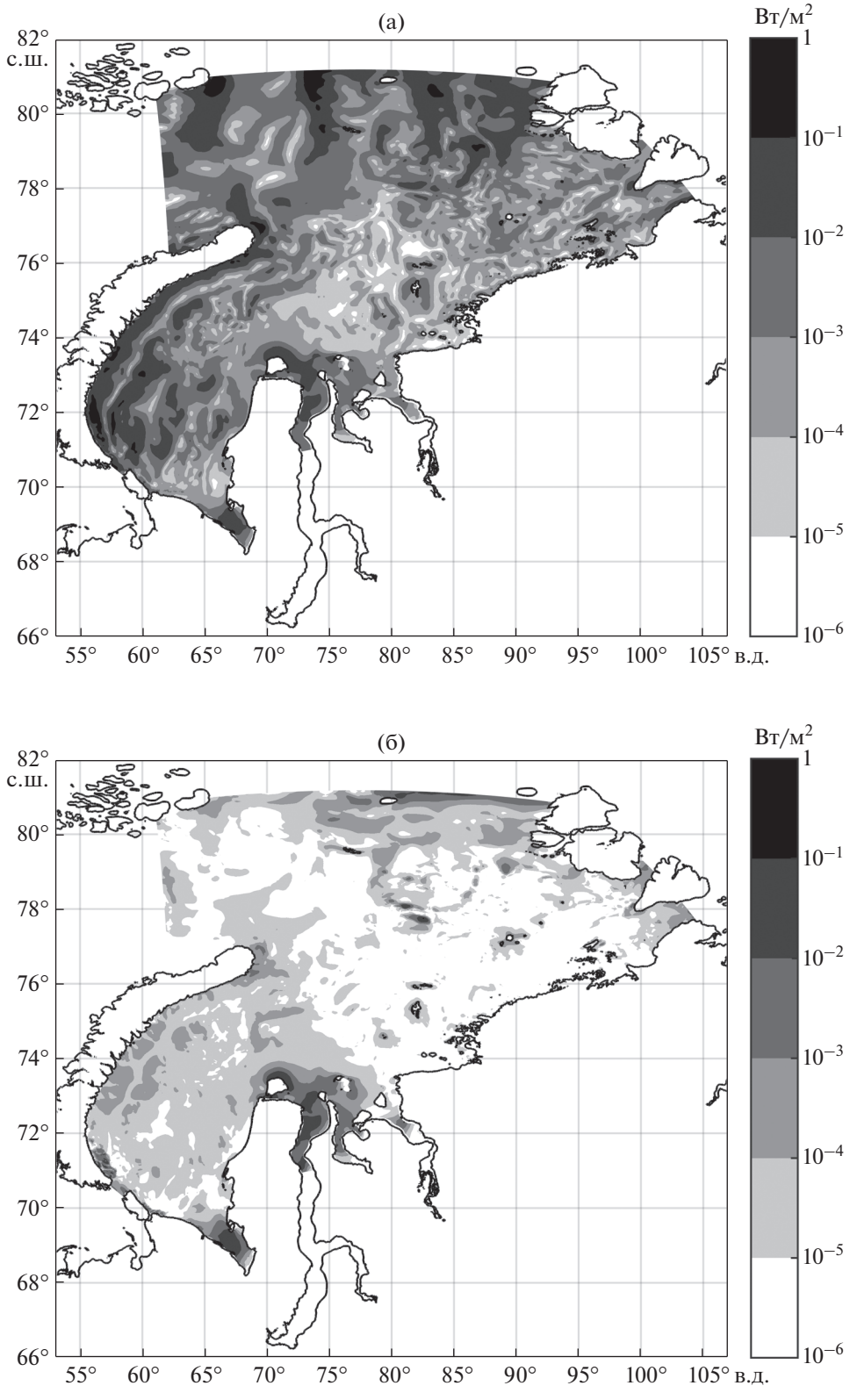

Рис. 4. Средняя (за приливный цикл) интегральная по глубине диссипация бароклинной приливной энергии в безледном Карском море при горизонтально-однородной (а) и неоднородной (б) стратификациях и их обратное отношение (в).

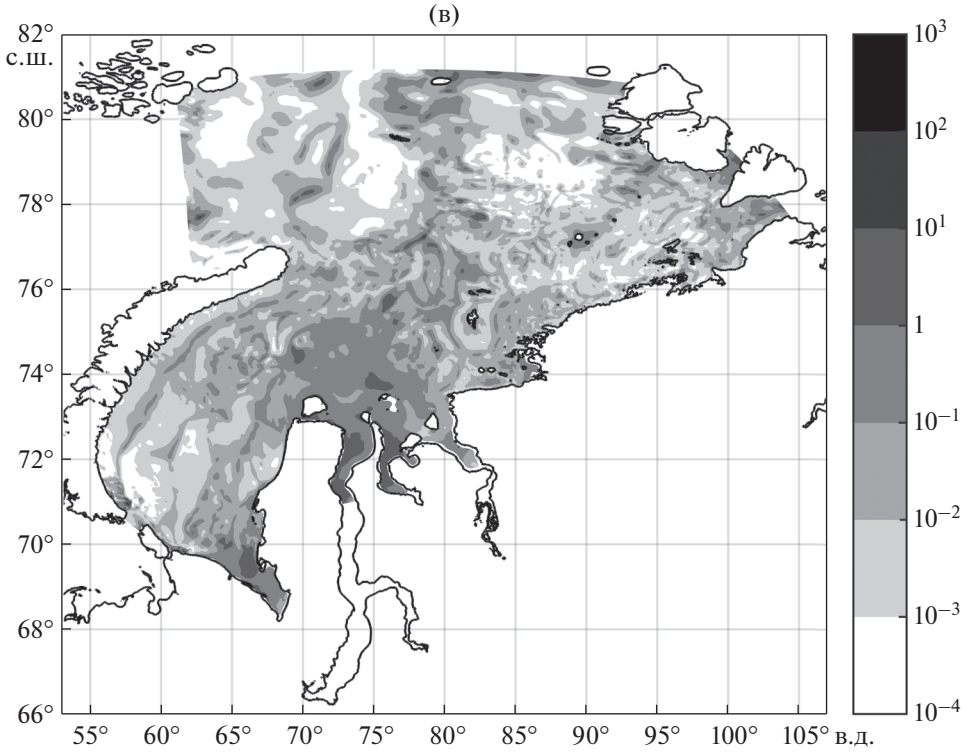

Рис. 4. Окончание

Опишем теперь предсказываемые вертикальные распределения средней (за приливный цикл) локальной диссипации бароклинной приливной энергии, которая вместе с квадратом обратной частоты плавучести фигурирует в выражении для интересующего нас коэффициента диапикнической диффузии $k_\rho = 0.2\langle -\dot{\varepsilon}/\rho_0 \rangle / N^2$, полученного Осборном [13]. Здесь k_ρ – коэффициент диапикнической диффузии, $-\dot{\varepsilon}/\rho_0$ – нормированная на среднюю плотность ρ_0 морской воды скорость локальной диссипации бароклинной приливной энергии, N – локальная частота плавучести; угловые скобки означают операцию усреднения в течение приливного цикла. Для различных узловых точек глубоководной и мелководной зон Карского моря профили локальной диссипации бароклинной приливной энергии изображены на рис. 5. Видно, что, во-первых, локальная диссипация, как правило, увеличивается с приближением ко дну – факт, подтверждаемый данными наблюдений (см., например, [16]). Во-вторых, вертикальные профили локальной диссипации отличаются между собой при горизонтально-однородной и неоднородной стратификациях: в верхнем 250-метровом слое моря локальная диссипация во втором случае меньше, чем в первом, причем разброс вертикальных профилей локальной диссипации бароклинной приливной энергии при горизонтально-неоднородной стратификации гораздо больше, чем при однородной. Вообще представленные на рис. 5а модельные вертикальные профили локальной диссипации типичны только для глубоководной зоны. В мелководной зоне (рис. 5б) соотношение между вертикальными профилями локальной диссипации может быть иным. Так или иначе, но заключение о том, что при горизонтально-неоднородной стратификации локальная диссипация бароклинной приливной энергии меньше, чем при однородной, остается в силе и в данном случае.

Располагая вертикальными распределениями локальной диссипации бароклинной приливной энергии и локальной частоты плавучести, можно найти вертикальные профили среднего (по площади моря) коэффициента диапикнической диффузии, отвечающего принятому типу стратификации. Полученные результаты моделирования изображены на рис. 6. Видно, что изменения локальных значений диссипации и стратификации должны приводить к вариациям интенсивности диапикнической диффузии, причем вклад горизонтальной изменчивости стратификации в глубинном слое моря может быть соизмеримым или даже больше величины фонового коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, определяемого ветровым и термохалинным форсингами. Отсюда следует, что роль ВПВ и индуцируемой ими диапикнической диффузии в поддержании климатов таких морских систем, каким

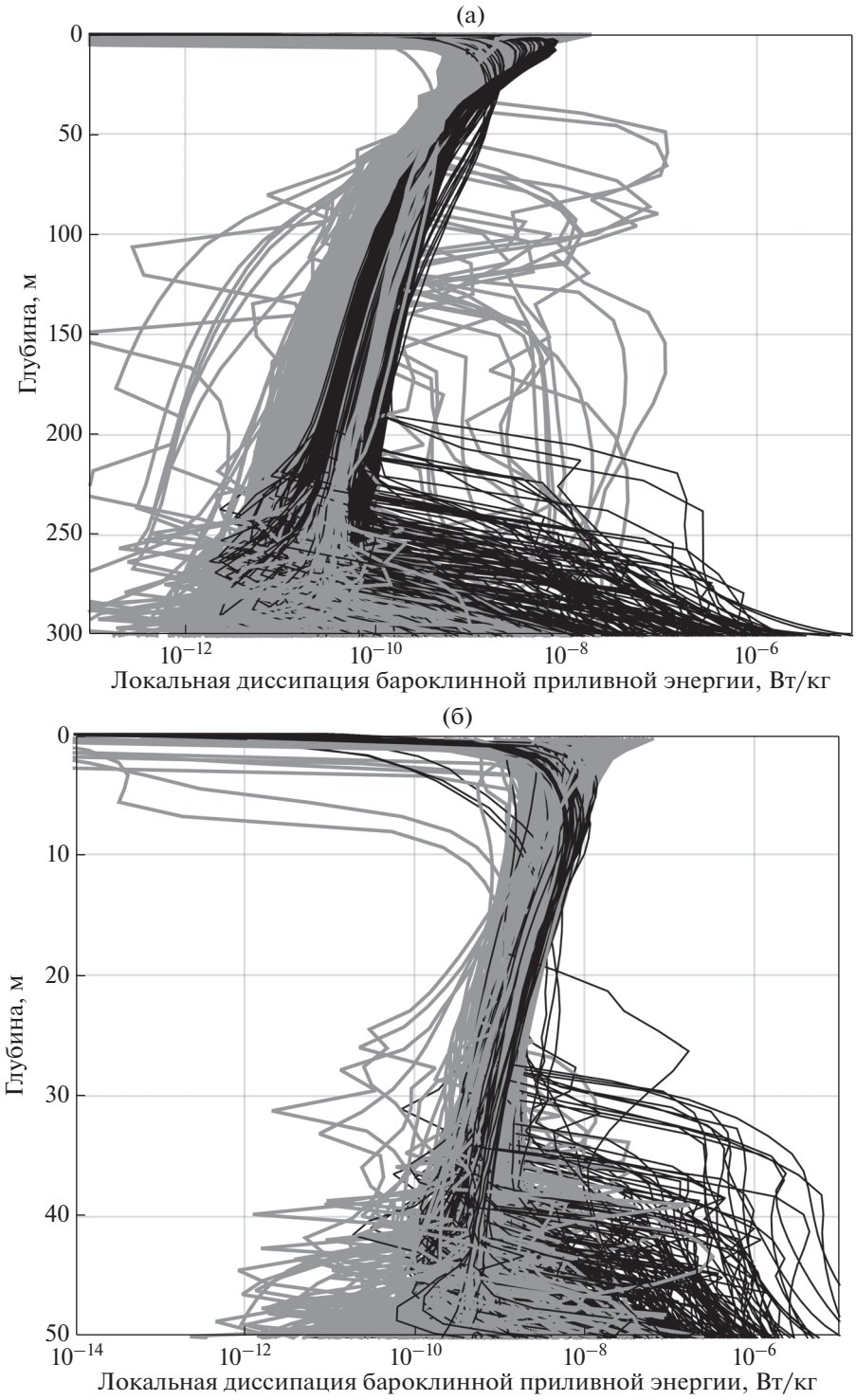

Рис. 5. Вертикальные профили средней (за приливный цикл) локальной диссипации бароклинной приливной энергии в различных узловых точках глубоководной (а) и мелководной (б) зон безледного Карского моря при горизонтально-однородной (черные кривые) и неоднородной (серые кривые) стратификациях.

является Карское море, недооценивается и что, стало быть, сложившиеся представления о механизмах формирования климатов этих морских систем, равно как и о самих климатах, нуждаются в ревизии.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 выполнены два численных эксперимента, предназначен-

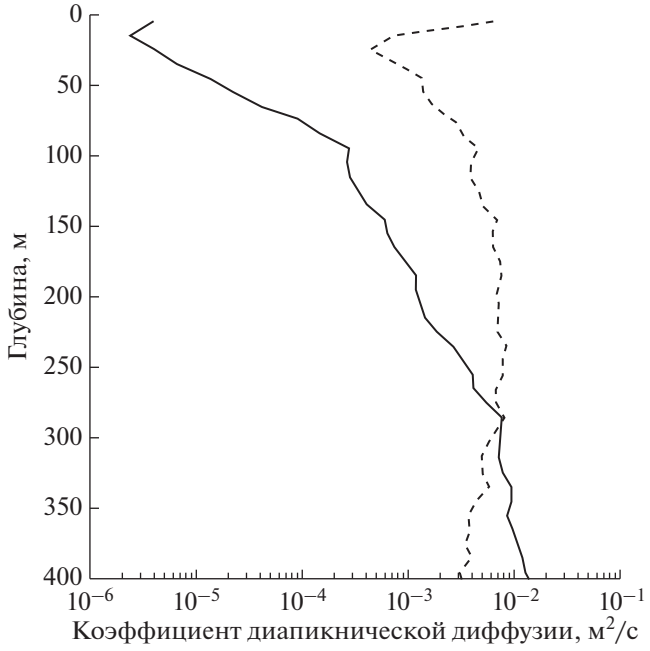

Рис. 6. Вертикальные профили среднего (по площади моря) коэффициента диапикнической диффузии в безледном Карском море при горизонтально-однородной (сплошная кривая) и неоднородной (пунктир) стратификациях.

ные для исследования влияния горизонтальной неоднородности стратификации на динамику ВПВ и индуцируемых ими диапикнической диффузии в безледном Карском море. В первом эксперименте стратификация полагается горизонтально-однородной и определяемой усреднением вертикальных профилей температуры и солености морской воды в центральной части моря, лучше других его частей обеспеченной данными *in situ* измерений. Во втором она считается горизонтально-неоднородной, определяемой в процессе решения задачи ветровым и термохалинным форсингами и потому изменяющейся в пространстве. Показано, что в среднем по площади моря замена горизонтально-однородной стратификации неоднородной не сопровождается изменениями амплитуд ВПВ и бароклинной составляющей скорости в основании пикноклина. Эти изменения составляют 0 м и –0.16 см/с соответственно. Приведенные оценки изменений амплитуд ВПВ и бароклинной составляющей скорости приливного течения относятся к средним (по площади моря) значениям. Поля амплитуд ВПВ для обоих типов стратификации не идентичны, но это вовсе не означает, что средние (по площади моря) изменения амплитуд не могут быть нулевыми или близкими к нулю. Этот факт имеет далеко идущие следствия. В противном случае (при больших изменениях амплитуд) решение приливной задачи было бы неотделимо от решения задачи о формировании климата морской системы под воздействием неприливных форсингов. К удовлетворению всех, кого это касается, ожидания не оправдались: изменения полей названных характеристик за счет объединения ветрового, термохалинного и приливного форсингов оказались не столь радикальными, в результате чего обращение к решению совместной задачи не понадобилось, по крайней мере, в данном конкретном случае.

Напротив, судя по результатам моделирования, переход от горизонтально-однородной к неоднородной стратификации сопровождается весьма заметными изменениями энергетических характеристик ВПВ и, в частности, средней (за приливный цикл) диссипации бароклинной приливной энергии (локальной и интегральной по глубине). В ряде районов моря эти изменения для интегральной диссипации составляют в относительных единицах от 1 до 10 и от 10^{-2} до 10^{-1}. Здесь выбор того или иного диапазона значений зависит от того, при горизонтально-неоднородной или горизонтально-однородной стратификации наблюдаются большие значения интегральной диссипации бароклинной приливной энергии. Соответствующие изменения диссипации и индуцируемой ими диапикнической диффузии способны вызвать заметные вариации коэффициента фоновой вертикальной турбулентной диффузии, определяемого ветровым и термохалинным форсингами, и связанных с ними изменений климата рассматриваемой морской системы, порождаемых неприливными климатообразующими факторами.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН I.49 (тема государственного задания № 0149-2018-0027).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Каган Б.А., Тимофеев А.А.* Моделирование поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Карском море // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2017. Т. 53. № 2. С. 265–275.
2. *Козлов И.Е., Кудрявцев В.Н., Зубкова Е.В. и др.* Характеристики поля короткопериодных внутренних волн в Карском море по данным спутниковых радиолокационных измерений // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 44–59.
3. *Морозов Е.Г., Писарев С.В., Ерофеева С.Ю.* Внутренние волны в арктических морях России. В сб.: Поверхностные и внутренние волны в Северном Ледовитом океане / Под ред. Лавренова И.В., Морозова Е.Г. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. С. 217–234.
4. *Сабинин К.Д., Становой В.В.* Интенсивные полусуточные внутренние волны в Карском море // Поверхностные и внутренние волны в Северном Ледовитом океане / Под ред. Лавренова И.В., Морозова Е.Г. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. С. 265–279.

5. *Arbic B.K., Garner S.T., Hallberg R.W., Simmons H.L.* The accuracy of surface elevations in forward global barotropic and baroclinic tide models // Deep-Sea Res. II. 2004. V. 51. № 25. P. 3069–3101.
6. *Arbic B.K., Wallcraft A.J., Metzger E.J.* Concurrent simulation of the eddying general circulation and tides in a global ocean model // Ocean Model. 2010. V. 32. № 3. P. 175–187.
7. *Ip J.T.C., Lynch D.R.* QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements. Nonlinear prognostic time-stepping model. Thayler School of Engineering. Dartmouth College. Report Number NML 95-1. Hanover. New Hampshire, 1995. 45 p.
8. *Jayne S.R.* The impact of abyssal mixing parameterizations in an ocean general model // J. Phys. Oceanogr. 2009. V. 39. № 7. P. 1756–1775.
9. *Katsumata K.* Two- and three-dimentional numerical models of internal tide generation at a continental slope // Ocean Model. 2006. V. 12. № 1-2. P. 32–45.
10. *Kistler R., Kalnay E., Collins W. et al.* The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2001. V. 82. № 2. P. 247–267.
11. *Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J.* Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic // J. Climate. 2014. V. 27. P. 2588–2606.
12. *Mellor G.L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. Space Phys. 1982. V. 20. № 4. P. 854–875.
13. *Osborn T.R.* Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // J. Phys. Oceanogr. 1980. V. 10. № 1. P. 83–89.
14. *Padman L., Erofeeva S.* A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // Geophys. Res. Let. 2004. V. 31. № 2. https://doi.org/10.1029/2003GL019003
15. *Pavlov V.K., Pfirman S.L.* Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution // Deep-Sea Res. II. 1995. V. 42. № 6. P. 1369–1390.
16. *Polzin K.L., Toole J.M., Ledwell J.R., Schmitt R.W.* Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean // Science. 1997. V. 276. № 5309. P. 93–96.
17. *Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. № C07018. https://doi.org/10.1029/2010JC006505
18. *Simmons H.L., Hallberg R.W., Arbic B.K.* Internal wave generation in a global baroclinic tide model // Deep-Sea Res. II. 2004. V. 51. № 25. P. 3043–3068.
19. *Smagorinsky J.* General circulation experiments with the primitive equations // Month. Weather Rev. 1963. V. 91. № 3. P. 99–164.
20. *Tanis E., Timokhov L.* (eds.). Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Summer Period. Environmental Working Group, University of Colorado, Media Digital, 1998.

Influence of Horizontal Non-Uniformity of Stratification on the Internal Tides and Their Induced Diapycnal Diffusion in the No-Ice Kara Sea

B. A. Kagan[a], E. V. Sofina[a, #], A. A. Timofeev[a]

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

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

The 3D finite-element hydrostatic model QUODDY-4 is used to study the influence of horizontally non-uniform stratification on the internal tides and their induced diapycnal diffusion in the no-ice Kara Sea. In the context of this model two numerical experiments have been performed. In the first of them, stratification is assumed to be horizontally uniform and determined by observations of seawater temperature and salinity in the central part of the sea, whereas in the second one stratification is considered as horizontally non-uniform and determined by predicted values of seawater temperature and salinity found during the problem solving. It is shown that when horizontally uniform stratification is replaced by horizontally non-uniform one, amplitudes of internal tides over a bottom uplift are increased, while amplitudes of baroclinic tidal velocities are decreased. These decreasing amplitudes of baroclinic tidal velocities instead of their increasing values, which are typical for the waves studied in a linear approximation, are apparently associated with the wave disintegration (in the region of the critical latitude) into trains of nonlinear short-period internal waves. A similar situation arises with baroclinic tidal energy dissipation: it is either enhanced or attenuated depending on location in the sea. These changes in dissipation and stratification lead to the variations of diapycnal diffusion, followed by the initiation of tidal changes in the climate of the marine system considered.

Keywords: internal tidal waves, horizontally uniform and non-uniform stratification, modeling, the Kara Sea

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 200–215

ХИМИЯ МОРЯ

УДК 551.324.8

ФОРМИРОВАНИЕ ИЗОТОПНЫХ (δD, $\delta^{18}O$, d) ПАРАМЕТРОВ ЛЕДНИКОВ И ВОДНОГО СТОКА С СЕВЕРНОГО ОСТРОВА АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

© 2020 г. Е. О. Дубинина[1, *], Ю. Н. Чижова[1], С. А. Коссова[1], А. С. Авдеенко[1], А. Ю. Мирошников[1]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

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

Поступила в редакцию 06.03.2019 г.
После доработки 04.06.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Проведены изотопные (δD, $\delta^{18}O$) исследования ледников Северного острова архипелага Новая Земля, особенностью которых являются аномально узкие интервалы вариаций величин $\delta^{18}O$ (−15.4...−17.6 ‰) и δD (−110.9...−127.1 ‰). Точки проб ледникового льда формируют пологие ($s < 7$) наклоны линейных трендов в координатах δD–$\delta^{18}O$. Изучены изотопные характеристики водного стока с Северного острова Новой Земли, которые указывают на их преимущественно ледниковое происхождение. По сравнению со льдом ледников других арктических архипелагов (Шпицберген, Северная Земля, Земля Франца Иосифа) изотопные параметры ледникового льда Новой Земли отклоняются от величин, которые можно ожидать при западном переносе воздушных масс на фоне широтного географического эффекта. Эти параметры аналогичны атмосферным осадкам, выпадающим над континентом, в районе п. Амдерма. Наклоны трендов, величина дейтериевого эксцесса и узкий диапазон вариаций величин δD и $\delta^{18}O$ ледникового льда Северного острова Новой Земли могут формироваться в результате сезонного замерзания талой воды в фирновом остатке в закрытой системе.

Ключевые слова: изотопы кислорода и водорода, дейтериевый эксцесс, Северный остров, Новая Земля, ледники

DOI: 10.31857/S0030157420010098

ВВЕДЕНИЕ

Изотопно-геохимические исследования опресненных вод арктического шельфа становятся все более интенсивными [10–12, 26], и изотопная ($\delta^{18}O$, δD) систематика основных потенциальных источников опреснения арктических акваторий является базой для развития данной области науки. Для характеристики стока с континента изучаются вариации изотопных параметров крупных северных рек Евразии [35, 2]. Для того, чтобы иметь представление об изотопных параметрах стока с архипелагов (водотоков и фрагментов разрушающихся ледников), необходимо изучение ледникового льда.

Современное оледенение Новой Земли по площади и объему – самое большое в Арктике после Гренландии. Общая площадь ледников Новой Земли, составляет 22127 км^2, и основная масса льда сосредоточена на площади 21840 км^2 в пределах Северного острова [33]. Годовой сток с архипелага Новая Земля составляет 35.7 км^3 [3], при этом большая его часть поступает в Баренцево море. В связи с высокой скоростью перемешивания баренцевоморских вод, пресноводный сток с архипелага постоянно вовлекается в циркуляцию вод арктического океана. Вклад этих вод невелик по сравнению с речным континентальным стоком в Арктике [20], однако он постоянно возрастает, что подтверждается динамикой сокращения ледников Новой Земли. С 1952 по 2001 гг. ледники в бассейне Баренцева и Карского морей отступали в среднем на 8.36 и 2.70 км^2/год соответственно. В период 2001–2015 гг. скорость их сокращения увеличилась почти вдовое – 13.88 и 6.32 км^2/год [1] и продолжает расти [29]. Изменение климата, приводящее к сокращению крупных ледниковых покровов в Арктике, усиливает свое влияние на опреснение акваторий шельфа, что вносит свой вклад в изменение термохалинной структуры Северного Ледовитого океана [5, 24].

По сравнению с ледниками соседних архипелагов – Шпицбергена, Земли Франца Иосифа и Северной Земли [7, 19, 25, 30, 31, 38], изотопная

геохимия кислорода и водорода ледников Новой Земли изучена слабо. Первые отрывочные данные по изотопному составу кислорода льда, снега и талых вод ледника Шокальского [28] показали, что общий интервал вариаций величины $\delta^{18}O$ льда, талой воды и снега составляет от –12 до –16 ‰, а в погребенном под боковой мореной льду – от –16 до –20‰. Первые систематические данные по изотопному составу кислорода и водорода ледников Новой Земли были опубликованы для Северного ледникового купола и ледника Серп и Молот в 2017 г. [4]. Интервалы величин $\delta^{18}O$ и δD составили –15.5...–17.8 ‰ и –113.1...–129.6 ‰ для ледника Серп и Молот и –13.9...–15.8‰ и –104...–116.8‰ для Северного ледникового купола. Авторами отмечалось закономерное уменьшение вариаций этих параметров с глубиной, обусловленное процессами таяния ледников.

В соответствии с общепринятыми представлениями, изотопные характеристики ледников Новой Земли должны отражать состав атмосферной влаги, источником которой являются воздушные потоки, движущиеся преимущественно с запада на восток [6]. Сравнение изотопных характеристик ледников Новой Земли с ледниками соседних архипелагов показывает, что представления об источнике атмосферной влаги, формирующей ледниковые отложения на Новой Земле, не являются столь простыми. Например, величины $\delta^{18}O$ в ледниковых кернах Ломоносовфонна и Аустфонна на архипелаге Шпицберген изменяются от –10.0 до –16.5‰ и от –15.1 до –20.8‰ соответственно [8, 19, 22], что полностью перекрывает интервал, полученный для ледников Северного острова Новой Земли. В то же время, для архипелага Северная Земля величины $\delta^{18}O$ во льду керна, отобранного с купола Академии Наук, существенно ниже, и варьируют от –16.6 до –24.6‰ [31]. Если предположить, что основным источником влаги, поставляемой в период аккумуляции снега на Новую Землю, являются окружающие акватории, то характерной чертой ледников должны быть высокие величины дейтериевого эксцесса (*d*). Это следует из результатов моделирования состава атмосферной влаги над поверхностью моря в зимнее время, для которой должен быть характерен дейтериевый эксцесс с величинами $d \approx 18–24$‰ [32]. Однако таких высоких величин *d* для льдов Северного ледникового купола и ледника Серп и Молот отмечено не было. Авторами предыдущего исследования был сделан вывод о преобладании влаги, сформированной над окружающими акваториями, в формировании ледников Новой Земли, хотя величины *d* не превышали 15 [4].

Вторым фактором, играющим большую роль в формировании изотопных параметров ледникового льда, но почти неизученным на Новой Земле, является их постседиментационная история. Высокая активность процессов таяния, отмечаемая по гомогенизации первичного изотопного сигнала выпадающего снега [4], должна приводить к изменению изотопно-геохимического облика ледникового льда, в том числе, к изменению величин дейтериевого эксцесса. Изучение двух основных факторов, определяющих изотопные параметры ледников Новой Земли – баланса континентального и морского источников атмосферной влаги и протекание постседиментационных процессов, является предметом настоящей работы. Не менее важным вопросом, рассмотренным в статье, является сравнение изотопных параметров водотоков и льда ледников, отобранных на Северном острове архипелага, что имеет большое значение для понимания процессов формирования стока с берегов архипелага.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Нами изучен лед четырех ледников: Серп и Молот, Голубой, Налли и Розе, расположенных на Карской стороне Северного острова (рис. 1). Материал для изотопных исследований был отобран в ходе арктических экспедиций НИС “Академик Мстислав Келдыш” (2016 г.) и НИС “Профессор Штокман” (2014 г.). В 2014 г. были отобраны пробы ледникового льда на ледниках Розе из боковой части ледяной стенки фронта ледника на высоте 1.5–2.5 м над уровнем моря (т.е. примерно на 20 м ниже поверхности ледника) и пробы водотоков в заливах Цивольки, Ога и Седова. В 2016 г. был отобран лед вдоль вертикальной трещины во фронтальной области ледника Серп и Молот. Образцы отбирались после удаления коры таяния. На леднике Налли пробы отбирались с поверхности (10–20 см) в зоне абляции и с глубин менее 45 см. Для ледника Голубой изучен один образец льда с поверхности (гл. 10–20 см) на удалении 200 м от фронта ледника.

Изотопный анализ кислорода проведен на приборном комплексе DELTA V+ (Thermo, Германия) с использованием опции GasBench II в режиме постоянного потока гелия. Изотопный анализ водорода проведен методом разложения на металлическом хроме (опция H/Device) и измерением в режиме двойного напуска на масс-спектрометре DELTAplus (Thermo, Германия). Все величины $\delta^{18}O$ и δD калиброваны в шкале “V SMOW – V SLAP” и определены с точностью ±0.05 и ±0.3 ‰ соответственно.

Результаты изотопного анализа ледникового льда и пресных вод, отобранных в заливах Северного острова Новой Земли, представлены в табл. 1 и 2.

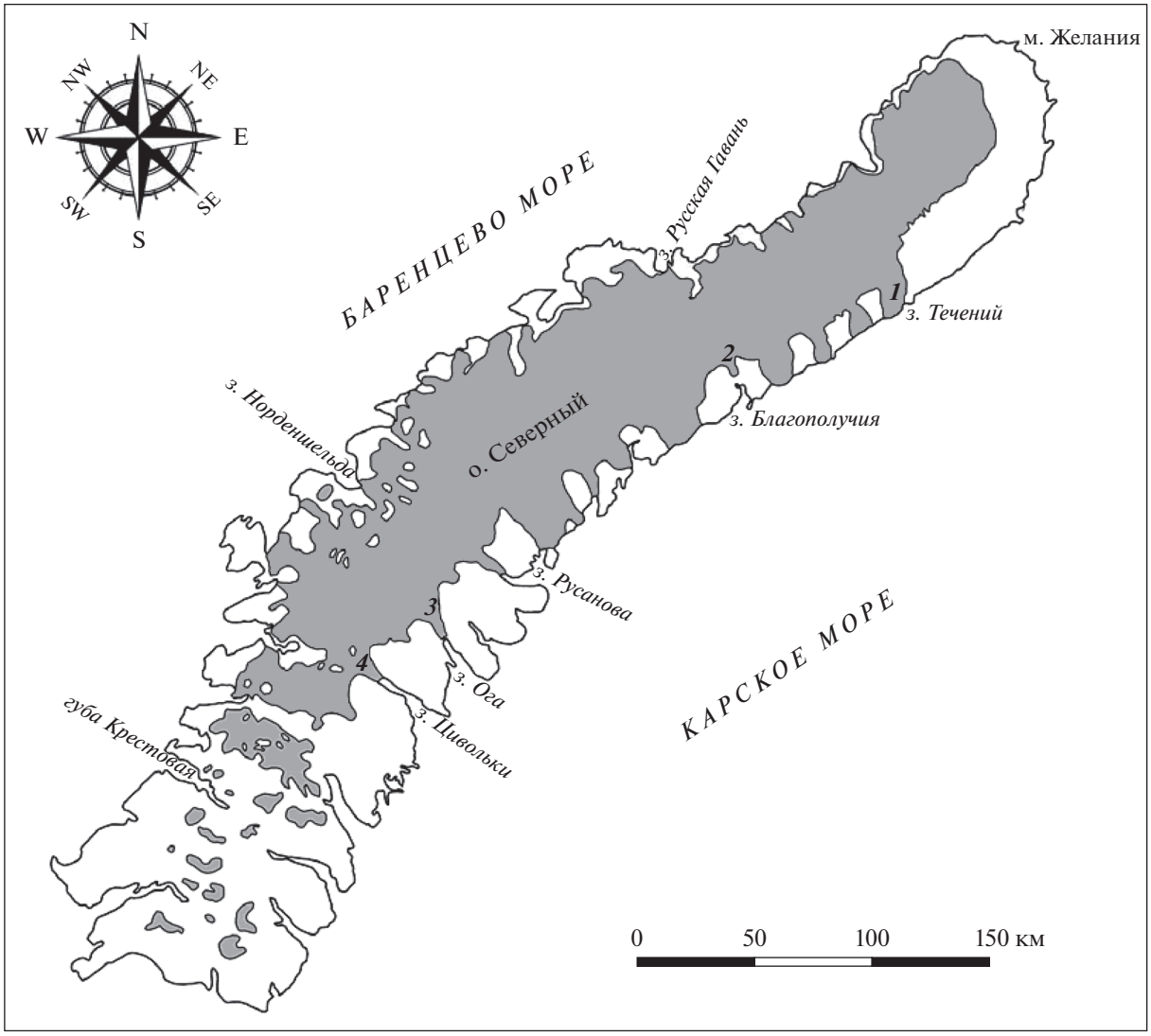

Рис. 1. Схема расположения исследованных ледников на о. Северный архипелага Новая Земля: *1* – ледник Розе, *2* – ледник Налли, *3* – ледник Голубой, *4* – ледник Серп и Молот.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Лед ледников. Величины $\delta^{18}O$ и δD ледникового льда на Новой Земле варьируют от −15.4 до −17.6‰ и от −110.1 до −127.1‰ соответственно (табл. 1). Диапазон изменения величин $\delta^{18}O$ (≈2.2‰) и δD (≈17.1‰) является очень узким, как для разных частей покровного оледенения Северного острова архипелага (от ледника Розе до ледника Серп и Молот), так и для изученных вариаций в пределах вертикального разреза ледника Серп и Молот (табл. 1). Прослеженная до глубины 10 м верхняя часть ледника Серп и Молот показывает тенденцию к затуханию амплитуды вариаций величин $\delta^{18}O$ и δD ледникового льда с глубиной (рис. 2). Аналогичный результат был получен при изучении этого ледника до глубины 15 м [4].

Сопоставление изотопных параметров льда ледников Новой Земли и соседних архипелагов (Шпицберген, Северная Земля и Земля Франца Иосифа) по величине $\delta^{18}O$ – единственной изотопной характеристике, имеющейся в литературе для кернов ледникового льда – показывает, что только ледники Новой Земли имеют столь узкий интервал вариаций изотопного состава кислорода (рис. 3). Возможно, что эта черта ледников Новой Земли является уникальной и не изменится при будущем изучении более представительного кернового материала.

Поскольку изотопные параметры ледников Новой Земли, как и других арктических архипелагов, отражают сигнал атмосферных снеговых осадков, выпадающих в период накопления льда, стоит ожидать закономерного распределения изотоп-

Таблица 1. Изотопные характеристики ($\delta^{18}O$, δD и d) ледников Новой Земли

Ледник	Координаты		Глубина отбора, м	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	d, ‰
	с.ш.	в.д.				
Серп и Молот	74°59.089′	58°22.738′	0.5–0	–17.2	–124.4	13.3
			1.0–0.5	–17.1	–123.8	12.8
			1.5–1.0	–15.7	–113.4	12.5
			2.0–1.5	–16.5	–118.3	13.9
			2.5–2.0	–17.6	–125.5	15.3
			3.0–2.5	–17.1	–124.8	11.7
			3.5–3.0	–16.1	–117.4	11.3
			4.0–3.5	–16.0	–117.5	10.8
			4.5–4.0	–16.3	–119.1	11.7
			5.0–4.5	–16.8	–119.4	15.0
			5.5–5.0	–16.2	–116.5	13.1
			6.0–5.5	–16.5	–120.6	11.6
			6.25–6.0	–16.8	–121.5	12.6
			6.5–6.25	–16.7	–120.8	12.9
			6.75–6.5	–16.7	–121.3	12.5
			7.0–6.75	–16.8	–120.8	13.7
			7.25–7.0	–16.8	–122.3	11.9
			7.5–7.25	–16.8	–121.7	13.1
			7.75–7.5	–17.5	–122.1	18.2
			8.0–7.75	–16.8	–119.2	15.0
			9.0–8.0	–16.3	–117.7	13.0
			10.0–9.0	–16.7	–118.2	15.4
Голубой	74°43.192′	59°04.552′	4	–16.8	–123.2	11.4
Налли	75°48.722′	63°22.798′	0.1	–16.2	–119.2	10.6
	75°48.364′	63°22.981′	0.1	–15.4	–110.9	12.0
	75°48.007′	63°24.183′	0.1	–16.5	–121.4	10.9
	75°46.743′	63°29.640′	0.1	–15.6	–112.2	12.3
	75°46.320′	63°31.082′	0.1	–17.4	–122.9	16.5
	75°45.721′	63°32.758′	0.1	–17.3	–124.1	14.1
	75°45.308′	63°34.561′	0–0.2	–17.3	–127.1	11.0
			0.2–0.5	–16.8	–122.5	11.7
Розе	75°59.210′	66°11.164′	10	–16.5	–119.0	13.2
			10	–16.3	–118.2	12.6
			10	–17.0	–122.8	13.1

ных характеристик ледникового льда Новой Земли и соседних архипелагов в пространстве. Такая закономерность прослеживается в зависимости от географической долготы – наблюдается понижение величины $\delta^{18}O$ ледникового льда архипелагов в направлении с запада на восток, что указывает на преобладание западного переноса воздушных масс с их последовательным изотопным исчерпанием (рис. 3а). Ледники Новой Земли лежат в общей последовательности, находясь на границе верхних значений поля, характерного для составов ледникового льда Земли Франца Иосифа. Однако в зависимости от географической широты, ледники Новой Земли выбиваются из общей последовательности, показывая более низкие величины $\delta^{18}O$, чем ожидаемые в рамках широтного изотопного эффекта (рис. 3б).

Соотношение величин $\delta^{18}O$ и δD ледникового льда Новой Земли также имеет особенности. На изотопной $\delta^{18}O$–δD диаграмме (табл. 3) точки

Таблица 2. Изотопные характеристики ($\delta^{18}O$, δD и d) поверхностных пресных вод Северного острова Новой Земли

Залив	Тип водотока	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	d, ‰
Цивольки	Ручей по правому борту ледника	−15.6	−111.5	13.3
	Водоток на поверхности воды в заливе, параметры экстраполированы на нулевую соленость (Дубинина и др., в печати)	−16.5	−118.2	13.8
	Водоток	−15.2	−107.5	14.1
Ога	Ручьи около ледника и на его поверхности	−16.4	−117.4	13.4
		−16.0	−115.7	12.5
		−16.6	−120.4	12.3
		−16.5	−119.9	12.1
Благополучия	Водотоки	−15.6	−111.9	13.0
		−14.2	−103.6	9.6
		−14.1	−101.5	11.1
		−14.6	−107.4	9.6
		−14.6	−106.6	10.0
		−13.2	−95.6	10.3
		−14.5	−103.7	12.5
Седова	Водотоки	−15.4	−112.8	10.5
		−15.6	−112.2	13.0
		−16.1	−116.3	12.5
	Небольшая речка	−16.0	−114.6	13.7
	Водоток на поверхности воды в заливе, параметры экстраполированы на нулевую соленость (Дубинина и др., в печати)	−14.6	−105.2	11.6

Таблица 3. Уравнения линий на изотопной диаграмме δD-$\delta^{18}O$ для ледников и водотоков Северного острова Новой Земли

	Уравнение связи δD–$\delta^{18}O$	R^2
Ледник Серп и Молот	$\delta D = 5.70\ \delta^{18}O - 25.31$	0.80
То же без пробы с глубины 7.75–7.5 м	$\delta D = 6.32\ \delta^{18}O - 14.96$	0.85
Ледник Налли	$\delta D = 6.94\ \delta^{18}O - 5.03$	0.90
Все опробованные ледники Северного острова	$\delta D = 6.67\ \delta^{18}O - 9.35$	0.87
Все опробованные водотоки Северного острова	$\delta D = 6.98\ \delta^{18}O - 3.6$	0.95

всех ледников Северного острова образуют линейный тренд с углом наклона 6.67, а точки отдельно взятого ледника Серп и Молот формируют еще более пологий тренд с углом наклона 5.70. Однако в статистику по леднику Серп и Молот входит одна точка с аномальными изотопными параметрами и максимальной величиной дейтериевого эксцесса (проба с глубины 7.75–7.5 м). Без учета этой пробы угол наклона тренда на изотопной диаграмме составляет 6.32. Столь низкие углы наклона линейных трендов на изотопной $\delta^{18}O$–δD диаграмме не могут быть унаследованы от атмосферных осадков, которые характеризуются зависимостью δD от $\delta^{18}O$ с угловым коэффициентом, близким к 8 [13].

Величина дейтериевого эксцесса во всех изученных пробах ледникового льда не опускается ниже 10‰, варьируя вокруг значений около 13‰. Эпизодически наблюдается повышение дейтериевого эксцесса до 15–18‰. Для 10-метрового разреза ледника Серп и Молот установлено три таких эпизода – на уровнях 2.5–2.0, 5.0–4.5 и 7.75–7.5 м (рис. 2). В последнем случае величина *d* оказалась максимальной среди всех изученных проб ледникового льда Северного острова (18.2‰).

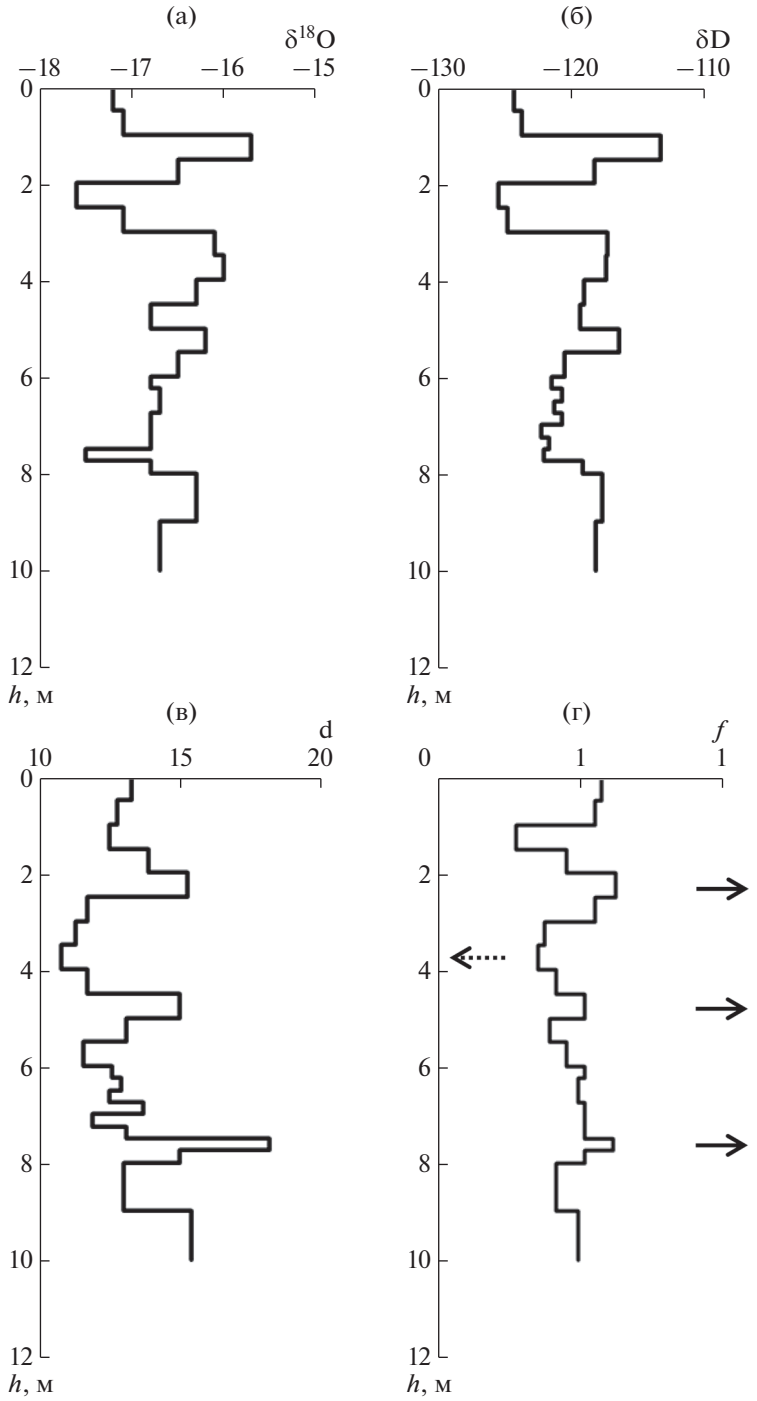

Рис. 2. Изменение изотопного состава кислорода (а), водорода (б), дейтериевого эксцесса (в) и степени замерзания талых вод (г) в вертикальном разрезе ледника Серп и Молот.

Водный сток с Северного острова. Воды водотоков Северного острова были опробованы в 4-х заливах – Цивольки, Ога, Седова и Благополучия. В целом, они имеют величины $\delta^{18}O$ и δD, близкие к ледниковому льду Новой Земли (табл. 3), что однозначно характеризует их как продукт таяния ледников архипелага. Однако, несмотря на очевидное ледниковое питание, для водотоков характерны более высокие величины δD и $\delta^{18}O$ и более низкие величины дейтериевого эксцесса по сравнению с ледниковым льдом (табл. 1 и 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отличием изотопных параметров ледникового льда Северного острова Новой Земли является

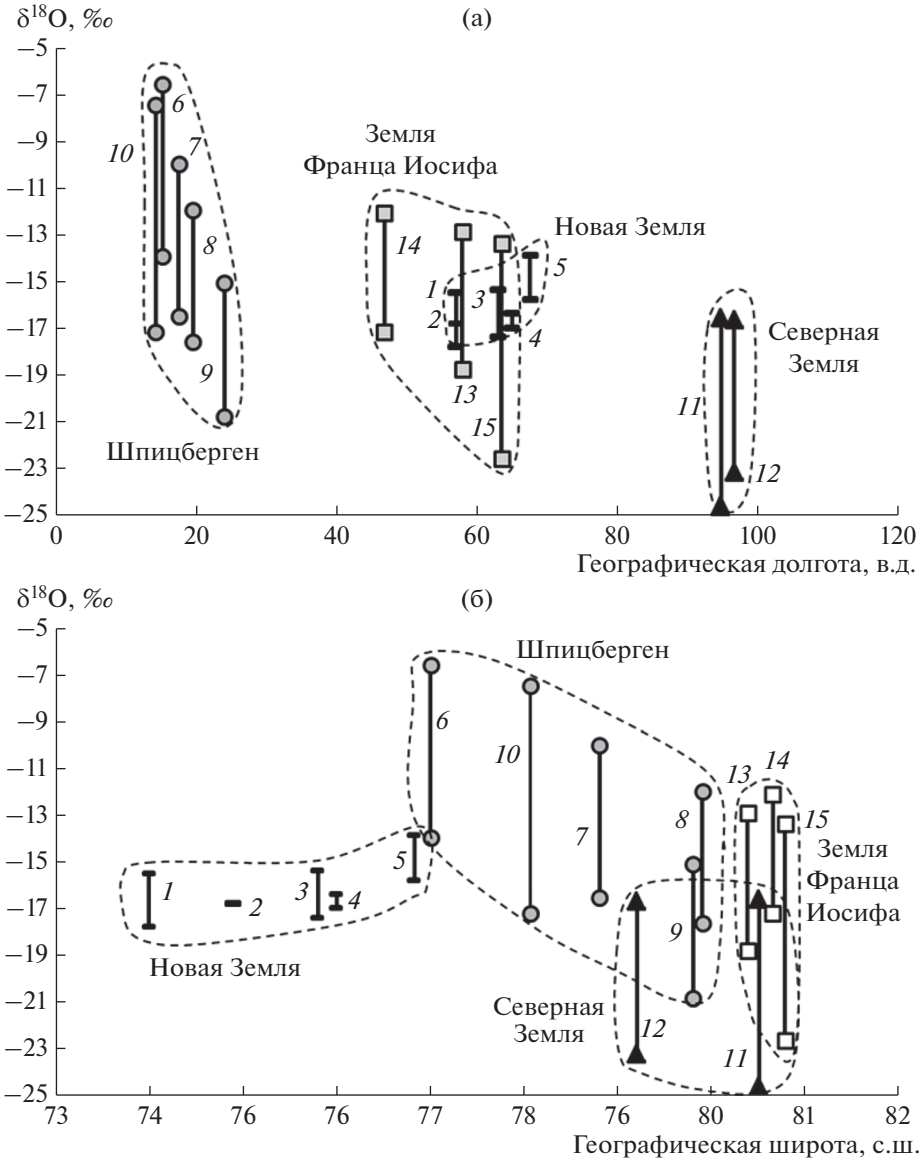

Рис. 3. Изотопный состав кислорода ледникового льда Северного острова Новой Земли и соседних архипелагов в зависимости от географической долготы (а) и широты (б). Ледники Новой Земли: *1* – Серп и Молот ([4] и данная работа), *2*, *3*, *4* – Голубой, Налли, Розе соответственно (данная работа), *5* – Северный купол [4]. Ледники архипелага Шпицберген: *6*, *7*, *8*, *9* – AMN80, Ломоносовфонна, VEF81 и Аустфонна соответственно [9], *10* – Баренцбург (цитирование по [4]). Ледники Северной Земли: *11* – купол Академии наук AN [31, 9], *12* – купол Вавилова VAV83 [9]. Ледники Земли Франца Иосифа: *13* – ледник на о. Галля, *14* – купол Лунный, *15* – купол Ветреный (цитирование по [4]).

отсутствие широтного эффекта относительно соседних архипелагов – Шпицбергена, Северной Земли и Земли Франца Иосифа (рис. 3б). Для ледников Новой Земли характерен крайне узкий диапазон вариаций величин $\delta^{18}O$ по сравнению с вариациями, наблюдаемыми в ледяных покровах соседних архипелагов (см. рис. 3). Еще одна характерная черта ледников Северного острова – пологие тренды в координатах δD–$\delta^{18}O$. И, если первая особенность ледников Новой Земли определяется источником атмосферных осадков, участвующих в аккумуляции ледникового льда, то остальные особенности, по-видимому, отражают процессы, протекающие после отложения снега.

1. Источики атмосферных осадков в период аккумуляции льда

Возраст всего льда на Северном острове Новой Земли не превышает 1000 лет, поскольку ледники данного архипелага отличаются высокой скоростью течения (60 м/год и выше [29]). Глубина от-

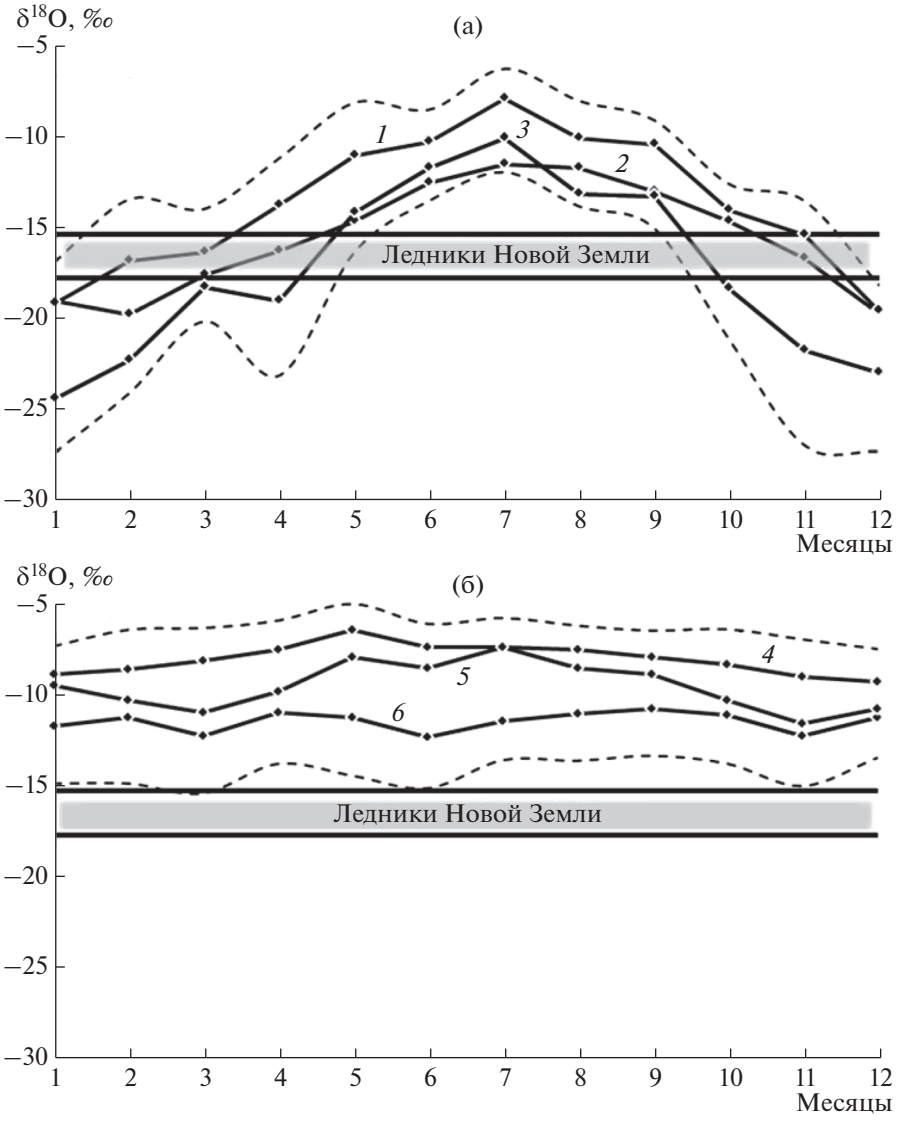

Рис. 4. Годовой ход среднемесячных значений величин $\delta^{18}O$ в атмосферных осадках на станциях метеонаблюдений сети GNIP, расположенных в континентальной части России (а): *1* – Архангельск, *2* – Амдерма, *3* – Салехард; и на островных территориях (б) – *4* – Рейкьявик (о. Исландия), *5* – Исфьорд Радио и *6* – Ню-Олесунн (арх. Шпицберген). Пунктирные линии – наблюдаемые вариации величин $\delta^{18}O$ в пределах групп *1–3* и *4–6*. Залитое поле – интервал вариаций величин $\delta^{18}O$ в ледниковых льдах Новой Земли по данным настоящей работы и [4].

бора проб льда, изученного в настоящей работе, не превышала 10 м, поэтому его можно считать продуктом современного накопления, а имеющиеся данные можно сравнивать с изотопными параметрами современных атмосферных осадков, выпадающих в районе ближайших к Новой Земле метеостанций [21]. Величины $\delta^{18}O$ ледникового льда Новой Земли соответствуют осадкам, выпадающим в районе континентальных станций метеонаблюдений (Амдерма, Салехард, Архангельск, рис. 4а). Величины $\delta^{18}O$ осадков, выпадающих в районе морских станций наблюдений на архипелаге Шпицберген и о. Исландия, даже в зимний период не опускаются до значений, наблюдающихся в ледниковом льду Новой Земли (рис. 4б). Таким образом, на формирование ледникового покрова Северного острова ключевое влияние оказывают континентальные воздушные массы.

Чтобы проверить это утверждение, были рассчитаны обратные траектории движения воздушных масс по модели HYSPLIT лаборатории NOAA [15]. Расчеты проведены на примере зимнего сезона 2015–2016 гг., предшествующего отбору проб ледников и водотоков Северного острова. За период аккумуляции с октября 2015 по май 2016 гг. на метеостанции Малые Кармакулы (Южный остров архипелага Новая Земля) было

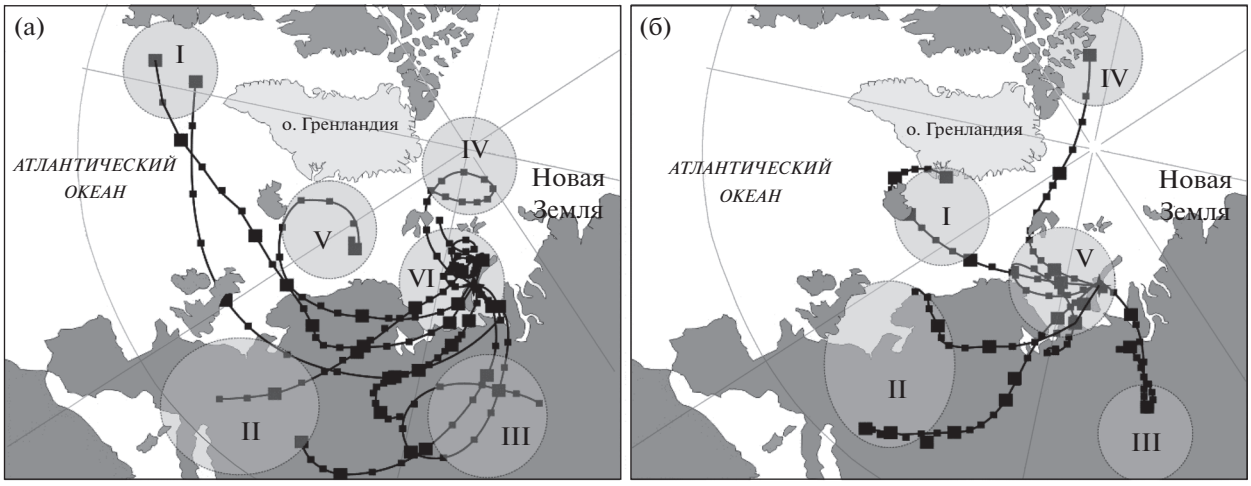

Рис. 5. Основные источники и пути переноса воздушных масс, приносивших осадки на Новую Землю в 2015–2016 гг.: (а) в период аккумуляции (октябрь–май 2015–2016 гг.); (б) в летний период (июнь–сентябрь 2016 г.). Римскими цифрами обозначены основные районы нахождения воздушных масс за 120 часов до выпадения из них атмосферных осадков на Северном острове Новой Земли (пояснения в тексте).

зафиксировано 104 даты выпадения осадков [39]. Эти даты были использованы для восстановления обратных траекторий движения воздушных масс с конечной точкой 74° с.ш., 57° в.д. на 12 ч всемирного времени. Обратные траектории продолжительностью 120 ч моделировались для высоты 3 км.

По району происхождения обратные траектории разделены на 6 групп. На поступление воздушных масс из северной Атлантики (45–50° с.ш., 60–30° з.д., район I на рис. 5а) указывают 17 обратных траекторий. На западный перенос атлантических воздушных масс над территорией центральной Европы указывает 19 траекторий (район II на рис. 5а). Значимым источником происхождения осадков являются воздушные массы, прошедшие над континентом – 22 обратные траектории иллюстрируют перенос воздушных масс с юга (район III на рис. 5а), т.е. за 120 ч до прихода к Новой Земле воздушные массы находились в секторе между южной Европой и северным Казахстаном. Высокоширотный сектор Арктики (район северного полюса, северной Гренландии, IV на рис. 5а) являлся источником поступления влаги в 12 случаях, в 15 случаях воздушные массы поступали из акватории Норвежского моря (район V на рис. 5а). Остальные 17 обратных траекторий берут начало в секторе между Шпицбергеном, Северной Землей и Салехардом.

Форма обратных траекторий (рис. 5а) характеризует пути переноса воздушных масс, которые в большинстве случаев проходят над континентальным побережьем Карского моря. По-видимому, это объясняет близкие величины δD и $\delta^{18}O$ ледникового льда Северного острова Новой Земли и атмосферных осадков, выпадающих над континентальными станциями метеонаблюдений. Особенности переноса воздушных масс, затрагивающего континентальные районы, могут объяснить и отклонение от широтного эффекта, наблюдаемое для Новой Земли (рис. 3б).

2. Формирование изотопных параметров ледникового льда Северного острова

Для ледников Новой Земли уже отмечалась значительная роль процессов летнего таяния, которые приводят к гомогенизации изотопных параметров [4]. Вода, образующаяся при таянии в центральной области ледяного щита, проникает в фирново-ледяную толщу. Здесь она может остаться, замерзнув в порах фирна, а может частично стечь по водонепроницаемым ледяным слоям. По некоторым оценкам, после летнего таяния около 75% всей массы талой воды может остаться в фирново-ледяной толще за счет инфильтрационного льдообразования [6]. Эта талая вода замерзает при наступлении зимнего сезона. По сравнению с ледниками других архипелагов, на Новой Земле процессы таяния и повторного замерзания проявлены очень активно, что приводит к эффективной гомогенизации исходного изотопного сигнала, наследуемого от атмосферных осадков (рис. 2, 3).

При замерзании в закрытой системе, соотношение величин δD и $\delta^{18}O$ во вновь сформированном льду изменится, что приведет к уменьшению угла наклона тренда, на изотопной диаграмме δD–$\delta^{18}O$ [23]. Допущение о реализации условий закрытой системы в данном случае оправдано тем, что замерзание талых вод в инфильтрационно-рекристаллизационной и инфильтрационной зонах ледника происходит внутри нестаявшего

снежно-фирнового остатка. При охлаждении сверху, в нем начинается образование льда, то время как в нижней части ЭТОГО СЛОЯ находится ледниковый лед, непроницаемый для талой воды. Вследствие того, что молекулы воды, содержащие тяжелые изотопы D и ^{18}O, преимущественного входят в кристаллизующийся лед, остающаяся вода обедняется относительно этих изотопов. Объяснение появления пологих наклонов на изотопной δD–$\delta^{18}O$ диаграмме в процессе кристаллизации льда в закрытой системе привлекалось для подошвенного льда ледников в Альпах и канадской Арктике, в качестве подтверждения этой модели были проведены и экспериментальные исследования [23]. Предложенная авторами модель изменения изотопного состава кислорода(водорода) при кристаллизации льда в закрытой системе описывается уравнениями рэлеевского исчерпания [14].

Расчеты динамики величин δD и $\delta^{18}O$ льда, формирующегося в закрытой системе, проводились нами по формулам:

$$\delta_L = (\delta^0 + 1000)(1-f)^{(\alpha-1)} - 1000, \quad (1)$$

$$\delta_S = \alpha(\delta^0 + 1000)(1-f)^{(\alpha-1)} - 1000, \quad (2)$$

$$\overline{\delta_S} = \left(\delta^0 + 1000\right)\left[\frac{1}{f} + \left(1 - \frac{1}{f}\right)(1-f)^{(\alpha-1)}\right] - 1000, \quad (3)$$

где δ^0 – изотопный состав кислорода или водорода воды до начала кристаллизации льда, δ_L – изотопный состав воды, δ_S – изотопный состав равновесного с ней льда и $\overline{\delta_S}$ – интегрального льда, α – коэффициент фракционирования, f – фракция воды, перешедшая в лед. Для численных расчетов нами использовались равновесные коэффициенты фракционирования в системе вода–лед ($\alpha_{18O} = 1.00291$, $\alpha_D = 1.0212$, [27]).

При расчете дейтериевого эксцесса (d) или наклона линейного тренда (s) на диаграмме $\delta^{18}O$–δD были использованы соотношения:

$$d = \delta D - 8\delta^{18}O \text{ и } s = \frac{d\delta D}{d\delta^{18}O}. \quad (4)$$

Расчеты показывают, что по мере кристаллизации льда происходит возрастание дейтериевого эксцесса, причем в порциях свежеобразованного льда и оставшейся воды величины d резко возрастают к концу процесса. Из уравнения (4) следует, что величина дейтериевого эксцесса, как и наклон на изотопной δD–$\delta^{18}O$ диаграмме, зависит не только от степени замерзания талой воды, но и от ее исходного изотопного состава. Величины s, рассчитанные для остаточной воды, локально-равновесного с ней льда и интегрального льда близки друг к другу и линейно снижаются по мере снижения величины $\delta^{18}O$ в исходной воде. Изотопные параметры исходной воды, заданные в расчете, соответствуют наклону линии метеорных вод, равному 8. Кристаллизация льда из воды с низкими величинами $\delta^{18}O$ (ниже –50 ‰) приводит к появлению наклонов, достигающих 5.5. Однако такие низкие наклоны соответствуют замерзанию экстремально облегченных вод, которые не характерны ни для ледников, ни для зимних осадков Новой Земли. Основная часть данных для ледников Северного острова формирует на диаграмме $\delta^{18}O$–δD тренд с наклоном около 6.67 (табл. 3), и наиболее представительную часть этих данных составляют пробы льда ледника Серп и Молот, фигуративные точки которого формируют тренд с наклоном, близким к 6.3.

Вся совокупность данных, полученных для ледников Северного острова, может быть описана с помощью модели замерзания воды в закрытой системе. Однако для численных оценок необходимо задать конкретные изотопные параметры талой воды. Исходя из соображений, что источником талой воды являются поверхностные зоны ледника, сложенные зимними осадками последнего сезона аккумуляции, можно в качестве исходной талой воды принять изотопные параметры средневзвешенных зимних осадков, выпадающих в районе близлежащих станций метеонаблюдений (табл. 4). Расчеты показывают, что изотопный состав кислорода и водорода зимних осадков, который может привести к формированию пологих трендов на изотопной диаграмме $\delta^{18}O$–δD для ледников Северного острова Новой Земли, соответствует данным, осредненным для наблюдений метеостанции в районе п. Амдерма (рис. 6). В расчете приведены два случая – для интегрального льда и льда, локально-равновесного с водой во время замерзания. Сравнение этих вариантов расчета позволяет понять, с какими именно составами мы имеем дело, измеряя изотопный состав кислорода и водорода в конкретной порции льда. Из этого сравнения следует, что все полученные составы для ледникового льда Северного острова близки к линиям и локального, и интегрального льда, сформированного из талой воды с составом, близким к составу зимних осадков в районе п. Амдерма (рис. 6а, 6б). Однако поведение дейтериевого эксцесса в аналогичных вариантах расчета позволяет заключить, что расчет для локально-равновесного льда описывает природные данные более точно (рис. 7). Принимая, что все изученные пробы представляют определенные порции локально-равновесного льда, кристаллизующегося на разных этапах замерзания единой порции талых вод, можно рассчитать степень замерзания талых вод на момент формирования изученных образцов льда, которая составляла от 33 до 87% (рис. 7б).

Интерес к тому, какой именно тип льда (интегральный или локально-равновесный) описывает

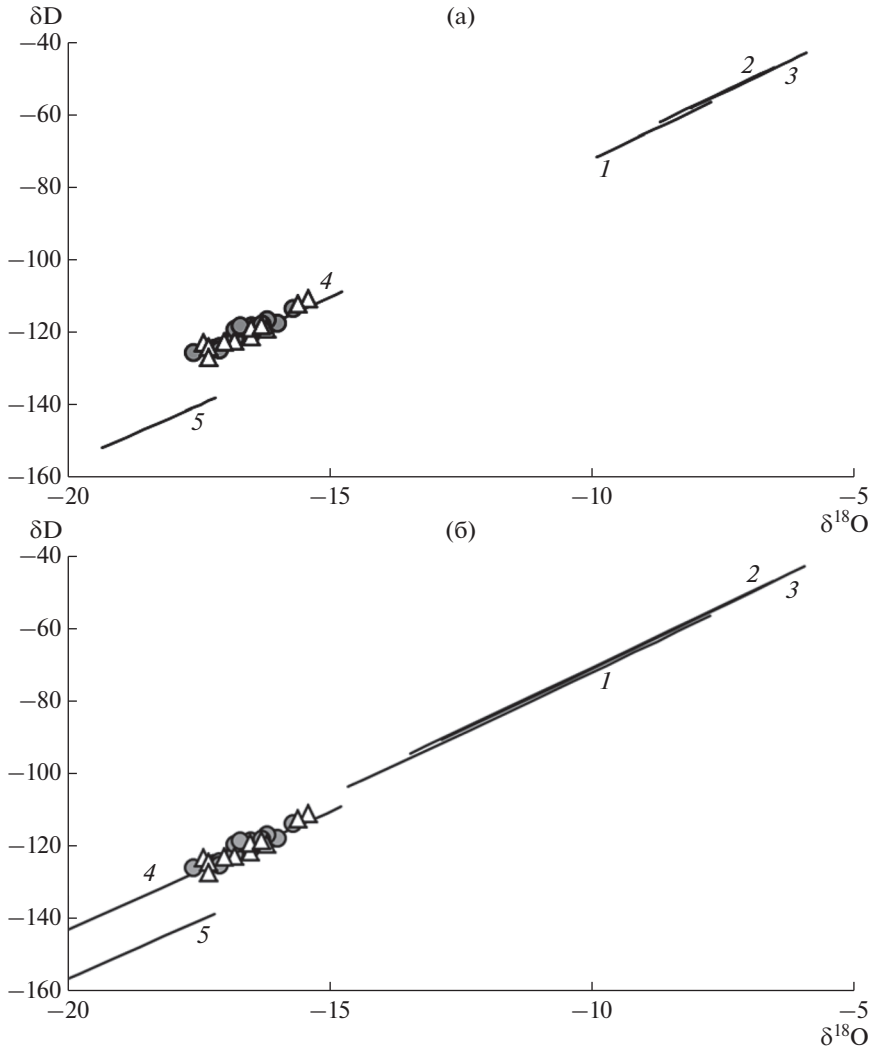

Рис. 6. Изменение изотопного состава кислорода и водорода интегрального (а) и локально-равновесного (б) льда, формирующегося при замерзании в закрытой системе вод, отвечающим средневзвешенным изотопным характеристикам атмосферных осадков, выпадающих в зимний период в районе метеостанций Ню-Олесунн (*1*) и Исфьорд Радио (*2*), Шпицберген; г. Рейкьявик (*3*), п. Амдерма (*4*) и г. Салехард (*5*). Наклон линий варьирует от 6.2 до 6.8.

Таблица 4. Средневзвешенные изотопные параметры атмосферных осадков летнего и зимнего сезонов, выпадавших в районе станций метеонаблюдений GNIP, расположенных вокруг архипелага Новая Земля

Станция, архипелаг, (число наблюдений)	Период наблюдений	Период осреднения	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	d, ‰	Уравнение связи δD–$\delta^{18}O$
Ню-Олесунн, Шпицберген, (305)	1990–2014	Зима Лето	−10.7 −11	−75.6 −85.3	9.6 4.2	$\delta D = 7.28\ \delta^{18}O + 0.96$
Исфьорд Радио, Шпицберген, (75)	1960–1976	Зима Лето	−9.4 −7.8	−64.0 −59.1	10.8 3.3	$\delta D = 6.46\ \delta^{18}O - 5.98$
Рейкьявик, Исландия, (380)	1962–2016	Зима Лето	−8.8 −7.9	−62.0 −58.5	8.4 5.0	$\delta D = 7.07\ \delta^{18}O - 0.66$
Амдерма, (31)	1980–1990	Зима Лето Год	−17.6 −11.9 −15.7	−121.9 −83.6 −110.1	18.6 12.0 13.9	$\delta D = 7.62\ \delta^{18}O + 6.86$
Салехард, (59)	1973–2000	Зима Лето	−19.9 −12.3	−154.5 −94.5	4.7 4.1	$\delta D = 7.86\ \delta^{18}O + 1.21$

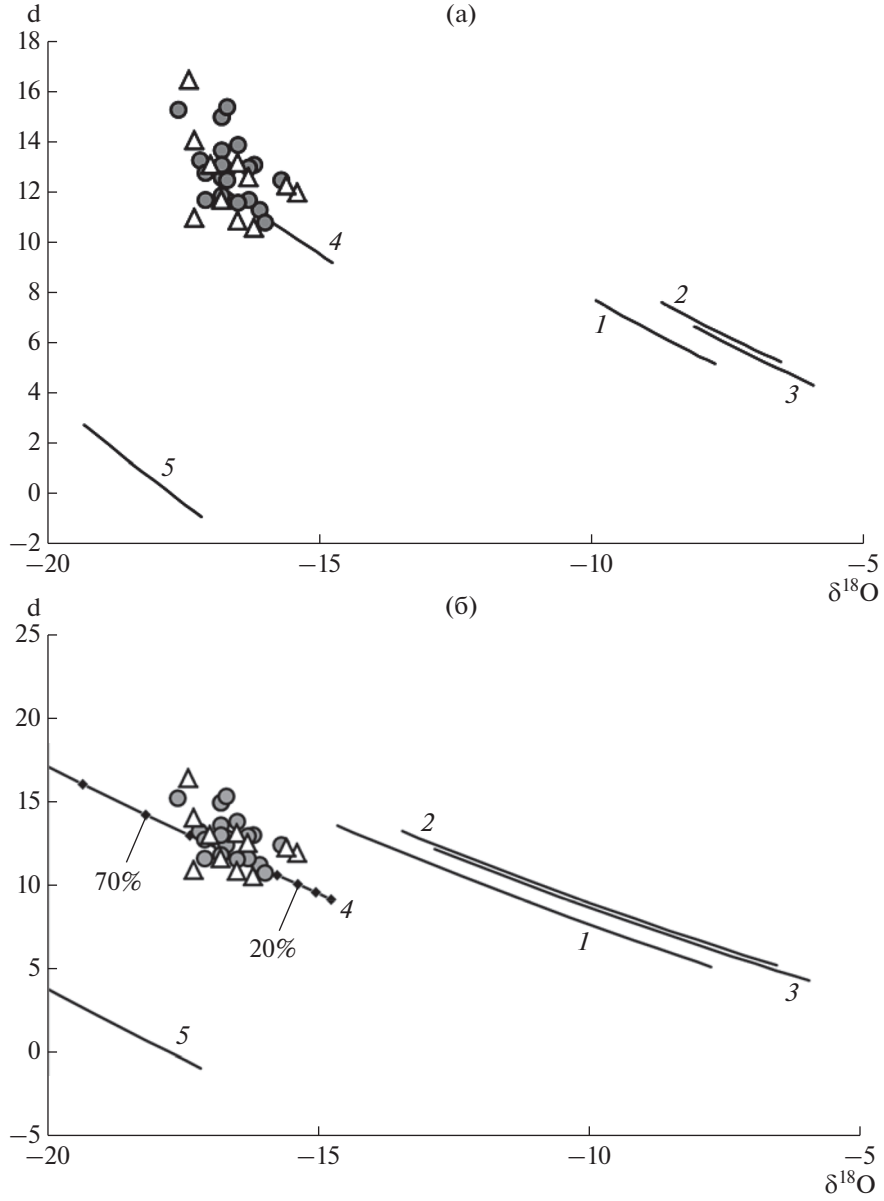

Рис. 7. Изменение изотопного состава кислорода и дейтериевого эксцесса интегрального (а) и локально-равновесного (б) льда, формирующегося при замерзании в закрытой системе вод со средневзвешенными изотопными характеристиками атмосферных осадков, выпадающих в зимний период в районе метеостанций Ню-Олесунн (*1*) и Исфьорд Радио (*2*), Шпицберген; г. Рейкьявик (*3*), п. Амдерма (*4*) и г. Салехард (*5*). Цифры на линии *4* рисунка (б) – доля замерзших талых вод в процентах.

наблюдаемые природные данные, состоит в том, что локально-равновесный лед является продуктом замерзания одной порции талой воды, и разные пробы льда соответствуют разным степеням замерзания этой порции. Изотопные параметры интегрального льда, напротив, соответствуют некой гипотетической усредненной пробе локально-равновесного льда, что, в принципе, трудно представить для реального объекта. Однако если происходит повторное или многократное таяние-замерзание льда, его изотопные параметры будут приближаться к составу интегрального льда. Аналогичный процесс был описан для модели многократной перекристаллизации минерала в закрытой системе [16]. Поскольку процесс сезонного таяния-замерзания ледников, по-видимому, не является однократным, наиболее вероятно, что природные образцы представлены смесью интегрального и локально-равновесного типов льда. Проявление признаков, указывающих на принадлежность к локально-равновесному типу льда, может говорить о том, что при конжеляционно-инфильтрационном льдообразовании на ледниках Северного острова таяние

льда, сформированного в предыдущие сезоны, происходит частично.

Расчеты показывают, что основной тип зимних атмосферных осадков в районе Северного острова Новой Земли аналогичен современным атмосферным осадкам, выпадающим в районе п. Амдерма. Это еще раз подтверждает, что в формировании изотопных параметров ледникового покрова Новой Земли огромную роль играет близость архипелага к континенту. Величины дейтериевого эксцесса осадков в районе п. Амдерма близки к величинам, установленным для ледникового льда Новой Земли, хотя, как можно видеть из вышеприведенных расчетов, этот фактор не является критичным – величина избытка дейтерия заметно возрастает при кристаллизации льда в закрытой системе. Характерной чертой зимних осадков в районе п. Амдерма является высокий дейтериевый эксцесс, около 18 ‰ (табл. 4). Возможно, что ритмичность экскурсов величины *d* в вертикальном разрезе ледника Серп и Молот (рис. 2в) связана с чередованием климатических циклов, в пределах которых процессы летнего таяния и последующего замерзания регулярно варьируют. На рис. 2г приведены результаты расчета степени замерзания по наблюдаемым величинам дейтериевого эксцесса во льду ледника Серп и Молот (табл. 1). В качестве исходных величин $\delta^{18}O$ и δD были приняты средневзвешенные величины зимних осадков, выпадающих в районе п. Амдерма (табл. 4). Расчет проведен для локально-равновесного льда. Вертикальное распределение рассчитанных значений *f* показывает, что условия промерзания талых вод во время накопления 10-метровой ледниковой толщи были примерно постоянными ($f \approx 0.5$, т.е. около половины талой воды успевало замерзнуть). Исключением являются ритмично повторяющиеся экскурсы в область высоких значений – до 0.76–0.87 (сплошные стрелки на рис. 2г). Данные экскурсы указывают как на малое количество талых вод, появившихся в летний период, так и на быстрое охлаждение осенью, что приводит к высокой степени замерзания. Кроме того, наблюдается хорошо выраженный эпизод резкого понижения *f* до 0.33 (пунктирная стрелка на рис. 2г), что может указывать на аномально теплый период с обилием талых вод и низкими скоростями осеннего охлаждения. Таким образом, расчет способен фиксировать вариации условий инфильтрационного льдообразования в разные годы – разное количество талых вод, остающихся в разрезе снежно-фирновой толщи и разную скорость охлаждения поверхности, которая определяется разным градиентом температуры в начале зимнего сезона. Необходимо отметить, что вероятность того, что расчетные величины *f* фиксируют колебания климатических условий, определяется тем, насколько механизм накопления льда ледников соответствует предлагаемой модели. В отличие от ледников с относительно непрерывными условиями аккумуляции, для ледников, подверженных сезонному таянию, только модельные подходы позволяют проследить климатические условия их накопления, и то лишь в первом приближении.

Подводя итог обсуждению, нужно отметить, что возможны и другие механизмы, способные дополнительно повлиять на дейтериевый эксцесс или изменить углы наклона трендов на изотопной $\delta^{18}O$–δD диаграмме. Например, на изотопное фракционирование в системе “лед–вода” может влиять изменение скорости замерзания [34, 37]. Кроме того, изменение угловых коэффициентов на изотопной $\delta^{18}O$–δD диаграмме может быть связано с кинетическим фракционированием при диффузионном переносе водяного пара во время метаморфизма снежной толщи [17, 18, 36]. Но так или иначе, все эти процессы реализуются на постседиментационном этапе жизни ледника.

3. Формирование изотопных параметров водотоков Северного острова

Соотношение изотопных ($\delta^{18}O$, δD и d) параметров между льдом ледников и водами водотоков Северного острова Новой Земли показывает, что кроме талого компонента в водотоках присутствует небольшая доля летних атмосферных осадков. Общая статистика для всех водотоков и ледников Северного острова показывает, что угол наклона точек, формируемых пробами водотоков, несколько выше, чем для льда ледников (6.98 и 6.67 соответственно, табл. 3).

Происхождение летних и зимних осадков, выпадающих в районе Новой Земли, может быть разным. Для установления источников атмосферной влаги в летнее время, были восстановлены обратные траектории движения воздушных масс по модели HYSPLIT за май–сентябрь 2016 г. (рис. 5б). По данным метеостанции Малые Кармакулы в этот период было зафиксировано 50 эпизодов осадков [39], даты которых были использованы для интерпретации формы обратных траекторий. Восстановленные обратные траектории движения воздушных масс свидетельствуют о преобладающем северо-западном переносе в это время. Из 50 эпизодов выпадения осадков, 16 были связаны с западным переносом воздушных масс из северной и центральной Европы (сектор I на рис. 5б), что в целом характеризует атлантический источник влаги. В 15 случаях осадки были связаны с поступлением воздушных масс из высокоширотного сектора Арктики, при этом путь движения воздушных масс, как правило, проходил над арх. Шпицберген (рис. 5б, сектор IV). Еще 10 случаев выпадения осадков были вызваны приходом воздушных масс из акватории Норвеж-

ского моря, из сектора между Исландией, Гренландией и Шпицбергеном (сектор I на рис. 5б). С континентальным источником (сектор III на рис. 5б) были связаны 6 траекторий воздушных масс. В трех случаях выпадение осадков на Новой Земле было связано с локальным источником – восстановленные обратные траектории указывают на то, что в течение 120 ч воздушные массы находились в районе Баренцева и Белого морей (сектор V на рис. 5б).

Общая картина происхождения и форм путей переноса воздушных масс в течение летнего сезона указывает на единый источник влаги для архипелагов Новая Земля и Шпицберген (в половине случаев) и, частично, Исландии. По сравнению с зимним сезоном, когда форма преобладающего числа обратных траекторий указывает на прохождение воздушных масс над континентальным севером России и их поступление к Новой Земле с юга, летом форма большинства траекторий указывает на поступление воздушных масс с запада и с севера.

Для осадков архипелага Шпицберген и Исландии характерны относительно высокие значения δD и $\delta^{18}O$ при низкой сезонной амплитуде. Однако сезонность величины дейтериевого эксцесса проявлена отчетливо в резком понижении в летнее время. Это обстоятельство позволяет идентифицировать летние атмосферные осадки с низким дейтериевым эксцессом в водотоках Северного острова Новой Земли, например, используя материальный баланс для изотопной системы кислорода. Для расчета можно принять, что средние величины $\delta^{18}O$ ледникового льда (талые воды) и водотоков составляют -16.6 и -15.3‰ соответственно (осредненные данные из табл. 1, 2), а величина летних атмосферных осадков варьирует от -8 до -11‰ (для арх. Шпицберген и о. Исландия, табл. 4). В этом случае вклад летних атмосферных осадков в водном стоке с Новой Земли может составлять от 16 до 25%.

Таким образом, пресноводный сток с архипелага Новая Земля, поступающий в Карское и Баренцево моря в летнее время, представлен не только талыми водами ледников, но и летними атмосферными осадками, которые могут составлять до четверти от общего пресного стока с берегов Новой Земли. Данное соотношение может быть учтено при дальнейших оценках динамики опреснения морских вод арктического шельфа России и составления соответствующих балансовых моделей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопные характеристики ледникового льда Северного острова Новой Земли определяются двумя факторами: спецификой переноса воздушных масс в сезон аккумуляции льда и процессами таяния – замерзания в летне-осенний сезон. В период аккумуляции льда большое влияние имеют воздушные массы, поступающие со стороны континента. Кроме морских территорий (Северная Атлантика, Северное море, высокоширотные районы Арктики) равноправным источником влаги являются воздушные массы, трансформированные над континентом в разных районах – от южной Европы до северного Казахстана. Пути переноса воздушных масс указывают на общие источники осадков для п. Амдермы и Новой Земли в зимний период.

Дальнейшая трансформация снеговых атмосферных осадков, связанная с частичным таянием в летнее время и замерзанием с наступлением зимы, приводит к уникально однородным изотопным параметрам ледникового льда Новой Земли и пологим наклонам трендов на изотопной $\delta^{18}O$–δD диаграмме.

Как показывает анализ обратных траекторий, в летний и зимний сезоны атмосферные осадки Новой Земли должны иметь контрастные изотопные параметры из-за разных источников и путей перемещения воздушных масс. Однако практически все изученные пробы ледникового льда указывают на активно протекающую гомогенизацию изотопных параметров льда в процессах постседиментационного таяния и замерзания. В результате, изотопный сигнал атмосферных осадков теряется, и такие ледники не могут быть использованы для палеоклиматических реконструкций. Тем не менее, применение соответствующих моделей, по-видимому, может дать ключ к расшифровке условий формирования ледников с выраженным летним таянием, по крайней мере, в первом приближении. Установленные ритмичные колебания дейтериевого эксцесса и рассчитанной степени замерзания льда позволяют отличить сезоны активного таяния и медленного охлаждения от сезонов слабого таяния и резкого охлаждения. Безусловно, для проверки данной гипотезы необходим более дробный отбор материала, в идеале – ледяного керна, что можно рассматривать как задачу будущих исследований.

Водный сток с Новой Земли, формируется при активном участии летних атмосферных осадков, вклад которых может достигать 25%. Однако основным его источником являются талые воды архипелага.

Благодарности. Авторы благодарны руководителю обеих экспедиций академику РАН РАН М.В. Флинту, а также экипажам НИС “Академик Мстислав Келдыш” и “Профессор Штокман”, создавшим благоприятные условия по сбору материала, составившего основу настоящей работы. Особую благодарность хотим выразить И. Лав-

рентьеву, А. Кудикову и Л. Радуну за проведенный отбор проб на ледниках.

Источник финансирования. Изотопные исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00740). Разработка подходов к интерпретации данных и модельные расчеты выполнены при частичной поддержке РНФ (грант № 18-17-00089).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипелаг Новая Земля и Карское море: геохимия, гляциология, радиационное состояние / Под. ред. Флинта М.В. М.: АПР, 2018. 152 с.
2. *Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Фяйзулина Р.В.* Изотопные (δD, $\delta^{18}O$) параметры и источники опресненных вод Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 38–48.
3. *Кренке А.Н.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 288 с.
4. *Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Екайкин А.А. и др.* Изотопный состав снега и льда на ледниках Новой Земли // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 293–306.
5. *Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х. и др.* Аномальные изменения термохалинной структуры Северного ледовитого океана // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 5. С. 688–690.
6. *Чижов О.П., Корякин В.С., Давидович Н.В. и др.* Оледенение Новой Земли. М.: Наука, 1968. 338 с.
7. *Andreev A.A., Nikolaev V.N., Bolshiyanov D.Yu., Petrov V.N.* Pollen and isotope investigations of an ice core from Vavilov ice cap, October Revolution Island, Severnaya Zemlya Archipelago, Russia // Geographie, Physique et Quaternaire. 1997. V. 51. № 3. P. 379–389.
8. *Arkhipov S.M., Vaykmyae R.A., Vasilenko E.V. et al.* Soviet glaciological investigation on Austfonna, Nordaustlandet, Svalbard in 1984-1985 // Polar Geography and Geology. 1987. V. 11. № 1. P. 25–49.
9. *Arkhipov S.M., Kotlyakov V.M., Punning Ya-M.K. et al.* Deep drilling of glaciers: Russian projects in the Arctic (1975–1995). Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 2008. Moscow, PANGAEA. https://doi.org/10.1594/PANGAEA.707363
10. *Bauch D., Erlenkeuser H., Stanovoy V. et al.* Freshwater distribution and brine waters in the southern Kara Sea in summer 1999 as depicted by $\delta^{18}O$ results // Siberian river run-off in the Kara Sea /Ed. Stein R. et al. 2003. P. 73–90.
11. *Bauch D., Erlenkeuser H., Andersen N.* Water mass processes on Arctic shelves as revealed from ^{18}O of H_2O // Global and Planetary Change. 2005. V. 48. P. 165–174.
12. *Bauch D., Schlosser P., Fairbanks R.F.* Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean inferred from the distribution of H218O // Prog. Oceanography. 1995. V. 35. P. 53–80.
13. *Craig H., Gordon L.* Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere // Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures: Spoletto, 1965. P. 9–130.
14. *Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V.16. P. 436–468.
15. *Draxler R.R. Rolph G.D.* HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model Access via NOAA ARL READY Website (NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 2011); http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php.
16. *Dubinina E.O., Lakshtanov L.Z.* A kinetic model of exchange in dissolution-precipitation processes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 2265–2273.
17. *Epstein S., Sharp R.P., Gow A.J.* Six-year record of oxygen and hydrogen isotope variations in South Pole firn // J. Geophys. Res. 1965. V. 70. P. 1809–1814.
18. *Friedman I., Benson C., Gleason J.* Isotopic changes during snow metamorphism // Stable Isotope Geochemistry: A Tribune to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication № 3. 1991. P. 211–221.
19. *Gordienko F.G., Kotlyakov V., Punning Ya-M K., Vaikmaye R.* Study of 200-m core from the Lomonosov Ice Plateau on Spitsbergen and the paleoclimatic Implications // Polar Geography and Geology. 1981. V. 5. P. 242–251.
20. *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. 2011. https://doi.org/10.10007/s12237-011-9386-6
21. IAEA/WMO. Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at: https://nucleus.iaea.org/wiser. 2019.
22. *Isaksson E., Hermanson M., Hicks S. et al.* Ice cores from Svalbard – Useful archives of past climate and pollution history // Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C. 2003. V. 28. P. 1217–1228.
23. *Jouzel J., Souchez R.A.* Melting-refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice // J. of Glaciology. 1982. V.28. № 98. P. 35–42.
24. *Kondrik, D., Popov A.V., Rubehenya A.* Specific features of the transport of freshwater anomalies in the Arctic Ocean // Russian Meteorology and Hydrology. 2016. V. 41. P. 285–292.
25. *Kotlyakov V.M., Arkhipov S.M., Henderson K.A., Nagornov O.V.* Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1371–1390.
26. *Laukert G., Makhotin M., Petrova M.V. et al.* Water mass transformation in the Barents Sea inferred from radiogenic neodymium isotopes, rare earth elements and stable oxygen isotopes // Chemge. 2018. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.10.002
27. *Lehmann M., Siegenthaler U.* Equilibrium oxygen– and hydrogen–isotope fractionation between ice and water // J. of Glaciology. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.
28. *Leibman M.O., Arkhipov S.M., Perednya D.D. et al.* Geochemical properties of the water–snow–ice complexes in the area of Shokalsky glacier, Novaya Zemlya, in relation to tabular ground-ice formation // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 249–254.
29. *Melkonian A.K., Willis M.J., Pritchard M.E., Stewart A.J.* Recent changes in glacier velocities and thinning at Novaya Zemlya // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 174. P. 244–257.

30. *Opel T., Fritzsche D., Meyer H.* Eurasian Arctic climate over the past millennium as recorded in the Akademii Nauk ice core (Severnaya Zemlya) // Clim. Past. 2013. V. 9. P. 2379–89.

31. *Opel T., Fritzsche D., Meyer H. et al.* 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change // J. of Glaciology. 2009. V. 55(189). P. 21–31.

32. *Pfahl S., Sodemann H.* What controls deuterium excess in global precipitation? // Clim. Past. 2014. V. 10. P. 771–781.

33. *Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A. et al.* The Randolph consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // J. of Glaciology. 2014. V. 60. № 221. P. 537–552.

34. *Posey J.C., Smith H.A.* The Equilibrium Distribution of Light and Heavy Waters in a Freezing Mixture // J. Am. Chem. Soc. 1957. V. 79. P. 555–557

35. *Shiklomanov, A.I., Holmes R.M., McClelland J.W. et al.* Arctic Great Rivers Observatory. Discharge Dataset. Version 20180523. 2018. https://www.arcticrivers.org/data.

36. *Sommerfeld R.A., Friedman I., Nilles M.* The Fractionation of Natural Isotopes During Temperature Gradient Metamorphism of Snow / Eds. Jones H.G., Orville-Thomas W.J. Seasonal Snowcovers: Physics, Chemistry, Hydrology. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), Springer, Dordrecht, 1987. V. 211.

37. *Toyota T., Smith I.J., Gough A.J. et al.* Oxygen isotope fractionation during the freezing of sea water // J. of Glaciology. 2013. V. 59. № 216. P. 697–710.

38. *Vaikmaye R., Punning, Ya-M.K.* Isotope and geochemical investigations on the Vavilov Glacier Dome, Severnaya Zemlya // Polar Geography and Geology. 1984. V. 8. Iss. 1. P. 73–79.

39. www.pogodaiclimat.ru, 2004-2019, Справочно-информационный портал “Погода и климат”.

Formation of Isotope Parameters (δD, $\delta^{18}O$, d) of Glaciers and Water Runoff from the North Island of the Novaya Zemlya Archipelago

E. O. Dubinina[a, #], Ju. N. Chizhova[a], S. A. Kossova[a], A. S. Avdeenko[a], A. Yu. Miroshnikov[a]

[a] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

The isotope signature (δD, $\delta^{18}O$) of glaciers and small rivers runoff of the North Island of the Novaya Zemlya archipelago has been studied. The characteristic feature of the glacial ice of Novaya Zemlya is the abnormally narrow ranges of $\delta^{18}O$ and δD values, which vary within −15.4...−17.6‰ and −110.9...−127.1‰ respectively. Glacial ice sample points form gentle (s <7) slopes in δD–$\delta^{18}O$ coordinates. The isotope signatures of the small rivers from the North Island of Novaya Zemlya indicate its mainly glacial origin. Compare to the ice of the glaciers of other arctic archipelagos (Spitsbergen, Severnaya Zemlya, and Franz Josef Land) the isotope parameters of the Novaya Zemlya glacier ice deviate from the values that can be expected with the western transfer of air masses taking into account latitudinal effect. The main isotope parameters of winter precipitation in the area of Novaya Zemlya are similar to the modern precipitation in Amderma GNIP station. Features of the isotopic parameters of glacier ice (trend slopes, deuterium excess) can be transformed as a result of melt water freezing in the residual firn. The model of closed system freezing of liquid water describes the observed characteristics of the Novaya Zemlya glacier ice.

Keywords: oxygen isotopes, hydrogen isotopes, deuterium excess, Novaya Zemlya archipelago, North Island, glaciers

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 216–232

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 581.132:574.583

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОДПОВЕРХНОСТНОГО ХЛОРОФИЛЬНОГО МАКСИМУМА В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ В АВГУСТЕ–СЕНТЯБРЕ 2015, 2017 и 2018 гг.

© 2020 г. А. Б. Демидов[1, *], В. И. Гагарин[1], В. А. Артемьев[1], Е. Г. Арашкевич[1], П. Н. Маккавеев[1], С. А. Щука[1], А. Н. Храпко[1], А. В. Григорьев[1], О. В. Воробьёва[2, 3], И. В. Конюхов[2], А. В. Фёдоров[4]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
[2]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, биологический факультет, Москва, Россия
[3]Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия
[4]Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
**e-mail: demspa@rambler.ru*

Поступила в редакцию 01.02.2019 г.
После доработки 01.02.2019 г.
Принята к публикации 18.06.2019 г.

По материалам трех экспедиций, проведенных в море Лаптевых в августе–сентябре 2015, 2017 и 2018 гг., исследовано вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла “а”. Максимум первичной продукции был отмечен на поверхности и на приповерхностных горизонтах. Подповерхностный хлорофильный максимум был зарегистрирован на 39% станций, на открытом шельфе на западе моря и в районе континентального склона. На разрезе по 130° в.д. от дельты реки Лена на север подповерхностный хлорофильный максимум не был обнаружен. Как и в других районах Мирового океана, он располагался ниже верхнего перемешанного слоя, в нитраклине, у границы эвфотической зоны (1% фотосинтетически активной радиации). Как правило, подповерхностный хлорофильный максимум не сопровождался вторичным максимумом первичной продукции. Концентрация хлорофилла “а” в нем не превышала 1 мг/м^3. Первичная продукция формировалась, в основном, в пределах верхнего перемешанного слоя (в среднем 72%). Вклад первичной продукции, создаваемой в подповерхностном хлорофильном максимуме, в интегральную первичную продукцию составил в среднем 23%. Такой несущественный вклад объясняется невысоким содержанием хлорофилла “а” и колимитированием первичной продукции низкой освещенностью и температурой на этих глубинах.

Ключевые слова: первичная продукция, хлорофилл, подповерхностный хлорофильный максимум, море Лаптевых

DOI: 10.31857/S0030157420010062

ВВЕДЕНИЕ

Оптические данные, полученные при дистанционном зондировании океана из космоса, относятся к сравнительно узкому приповерхностному слою. В величине спектрального коэффициента яркости, которую формирует этот слой, остаются не учтенными особенности вертикального распределения хлорофилла “а” (хл “а”), в частности его подповерхностный максимум (ПХМ). В то же время, для расчета величины первичной продукции в столбе воды (ИПП) с помощью алгоритмов, использующих спутниковые данные, необходимо установить связи поверхностных и интегральных величин продукционных параметров, на величину которых ПХМ может оказывать значительное влияние.

Вертикальное распределение хл “а” используется в моделях первичной продукции (ПП) с вертикальным разрешением. Форма кривой этого распределения зависит от трофического статуса вод, если за его показатель принимать концентрацию хл “а” на поверхности ($Хл_0$) [45, 64]. Роль ПХМ в ИПП и регулировании потока биогенов из глубины рассматривается также в сценариях

дальнейших климатических изменений в Арктике, которые могут привести к обострению пикноклина и ухудшению снабжения эвфотической зоны элементами минерального питания [59].

Присутствие ПХМ в Арктических морях принято считать характерным в летне-осенний период [4, 11, 12, 15–17, 22, 23, 28, 39–43, 62]. Причины образования ПХМ связывают с увеличением биомассы фитопланктона на этих горизонтах и/или возрастанием удельного содержания хл “а” в клетках, как адаптации к низкой освещенности [18]. В настоящее время, предметом дискуссии является вклад ПХМ в ИПП при ее расчете с помощью продукционных моделей. При решении этой проблемы обсуждается влияние ПХМ на годовую величину ИПП Арктического океана [5, 6, 29, 49, 54].

Следует отметить, что изучение ПХМ в Арктическом океане в основном проводилось в морях так называемого первого оптического типа (Case I), где оптические свойства воды формируются автохтонным органическим веществом, преимущественно фитопланктоном [25, 32]. В морях Сибирской Арктики, подверженных влиянию речного стока, который определяет высокое содержание растворенного и взвешенного вещества, а также минеральной компоненты взвеси, низкую прозрачность воды, небольшую толщину эвфотического слоя, подобных исследований значительно меньше. Первые работы, касающиеся этого вопроса, показали, что в Карском море в осенний период ПХМ выражен слабо, а его вклад в ИПП составляет от 1 до 27% [21]. Летом вклад первичной продукции, создаваемой в ПХМ, был выше и составлял в среднем 53%. Тем не менее, следует отметить что, его влияние было локальным и ограничивалось юго-западным районом моря [19].

В море Лаптевых исследования вертикального распределения ПП и хл “а” были немногочисленными и проводились, главным образом, на востоке акватории [27, 34, 56, 63] или в глубоководном районе за континентальным склоном [4, 10]. О недостаточной изученности вертикального распределения продукционных параметров в море Лаптевых свидетельствует также тот факт, что в работе [7] осреднение вертикальных профилей хл “а” для расчета годовой величины ИПП было проведено всего по двум станциям. Более того, в работе [5], в которой детально изучен ПХМ в региональном и сезонном аспектах, а также проведена оценка его вклада в годовую ИПП Арктического океана, море Лаптевых не представлено ни одной станцией.

Таким образом, проведенные в течение трех лет исследования вертикальной изменчивости продукционных параметров фитопланктона в море Лаптевых представляются актуальными. В рамках решения описанных выше проблем нами были сформулированы следующие цели работы: (1) – определение типов вертикального распределения хл “а” и ПП в районах, находящихся под влиянием речного стока и на континентальном склоне моря Лаптевых и (2) – оценка вклада ПХМ в величину первичной продукции в столбе воды.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Район работ и отбор проб. Работы проводились на разрезе от дельты реки Лены на север по 130° в.д. (далее разрез “Лена”, район работ I на рис. 1) в сентябре 2015 г., на разрезе от эстуария реки Хатанги в открытое море (далее разрез “Хатанга”, район работ II на рис. 1) в сентябре 2017 г. и на разрезах через континентальный склон моря Лаптевых (далее разрезы “Восточный склон” и “Западный склон”, районы работ III и IV на рис. 1) в августе–сентябре 2018 г. Работы были выполнены, соответственно, в 63-, 69- и 72-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

Пробы воды отбирали пластиковыми батометрами комплекса Carousel Water Sampler с 6–9-ти горизонтов верхнего 100-метрового слоя после предварительного зондирования температуры, электропроводности и флуоресценции CTD-зондами Seabird Electronics (SBE-19 и SBE-32). Проба из поверхностного слоя отбиралась пластиковым ведром одновременно с замыканием батометров у поверхности.

Определение первичной продукции и концентрации хл “а”. Первичная продукция измерялась при помощи радиоуглеродной модификации метода светлых и темных склянок [57]. Постановка опытов осуществлялась по схеме имитации световых условий [37, 58] либо согласно методу Райтера-Йенча [51] с модификациями [1, 19]. Определение содержания хл “а” проводили флуориметрическим методом [30]. Расчет концентрации хл “а” и феофитина “а” проводили согласно [31]. Подробно методы определения первичной продукции и хл “а” описаны в предыдущей работе, в которой были использованы материалы упомянутых выше экспедиций в море Лаптевых [2].

Методы определения надводной и подводной облученности и гидрохимических показателей. Интенсивность надводной и подводной облученности в диапазоне фотосинтетически активной радиации (ФАР) измеряли с использованием, соответственно, датчиков LI-190 и LI-192 (LI-COR, США). Измерения надводной облученности осуществляли в течение всего светового дня, подводная облученность определялась в режиме зондирования до глубин ~60–80 м, а на мелководных стациях – до дна.

Пробы для определения форм азота обрабатывались сразу после их отбора. Определение содер-

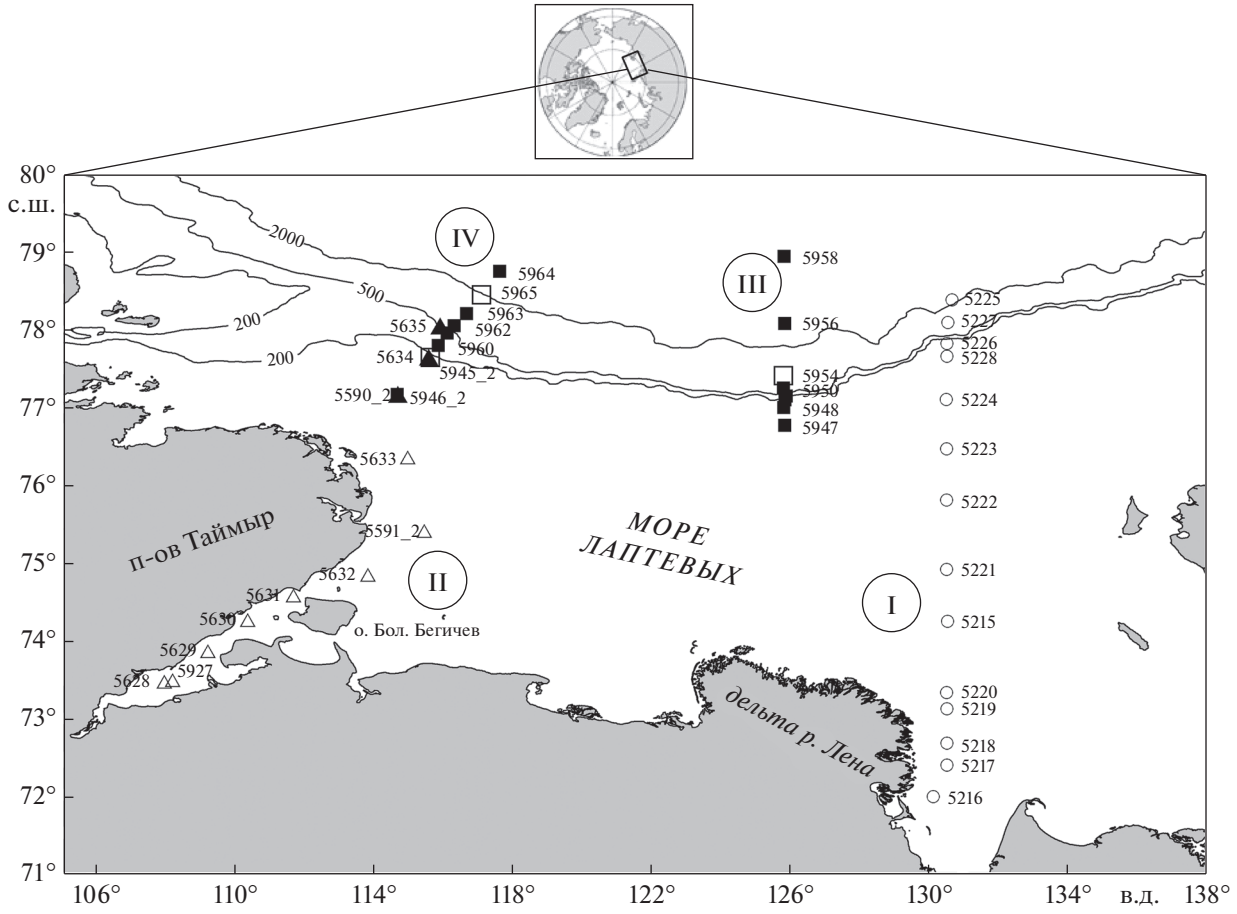

Рис. 1. Расположение станций в море Лаптевых. Кружки – 63-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” (сентябрь 2015 г.). Треугольники – 69-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” (сентябрь 2017 г.). Квадраты – 72-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш” (август–сентябрь 2018 г.). Темные символы маркируют станции, где был отмечен ПХМ. Римскими цифрами показаны: I – разрез “Лена”, II – разрез “Хатанга”, III – разрез “Восточный склон”, IV – разрез “Западный склон”.

жания нитритного (NO_2) и нитратного азота (NO_3) проводились согласно [26]. Расчет содержания растворенной двуокиси углерода и различных форм растворенного неорганического углерода проводилось pH-Alk методом по термодинамическим уравнениям карбонатного равновесия с применением концентрационных констант диссоциации угольной кислоты Роя [26, 44] с поправками [38].

Определение ПХМ, его границ, а также границ верхнего перемешанного слоя и нитраклина. Под ПХМ подразумевается слой, в котором горизонт с максимальным содержанием хл “а” для всего столба воды лежит ниже верхнего перемешанного слоя (ВПС) [12]. Верхняя и нижняя границы ПХМ определялись, исходя из допущения, что вертикальное распределение хл “а” описывается кривой Гаусса [48]. Тогда толщина ПХМ (σ) рассчитывается по формуле

$$\sigma = Хл_{инт}/Хл_{м}\sqrt{2\pi}, \quad (1)$$

где $Хл_{инт}$ – интегральное значение хл “а” в исследованном слое, $Хл_{м}$ – максимальное значение концентрации хл “а”. Следует отметить, что мы считали значение $Хл_{м}$ достоверно превышающим величину на поверхности ($Хл_0$), когда $Хл_{м}/Хл_0 \geq \geq 1.15$ [64].

За нижнюю границу ВПС принимался горизонт, на котором плотность воды (σ_t) впервые превысила поверхностную величину на 0.3 кг/м^3 [60]. Верхней границей нитраклина считался горизонт, ниже которого значения суммы ($NO_2 + NO_3$) начинали возрастать.

Устойчивость водного столба оценивали по значениям частоты Брента–Вяйселя

$$N^2 = ((g/\rho)(d\rho/dz)), \quad (2)$$

где g – ускорение свободного падения, принятое равным для широты моря Лаптевых 9.81 м/с^2, а ρ – плотность воды на глубине z.

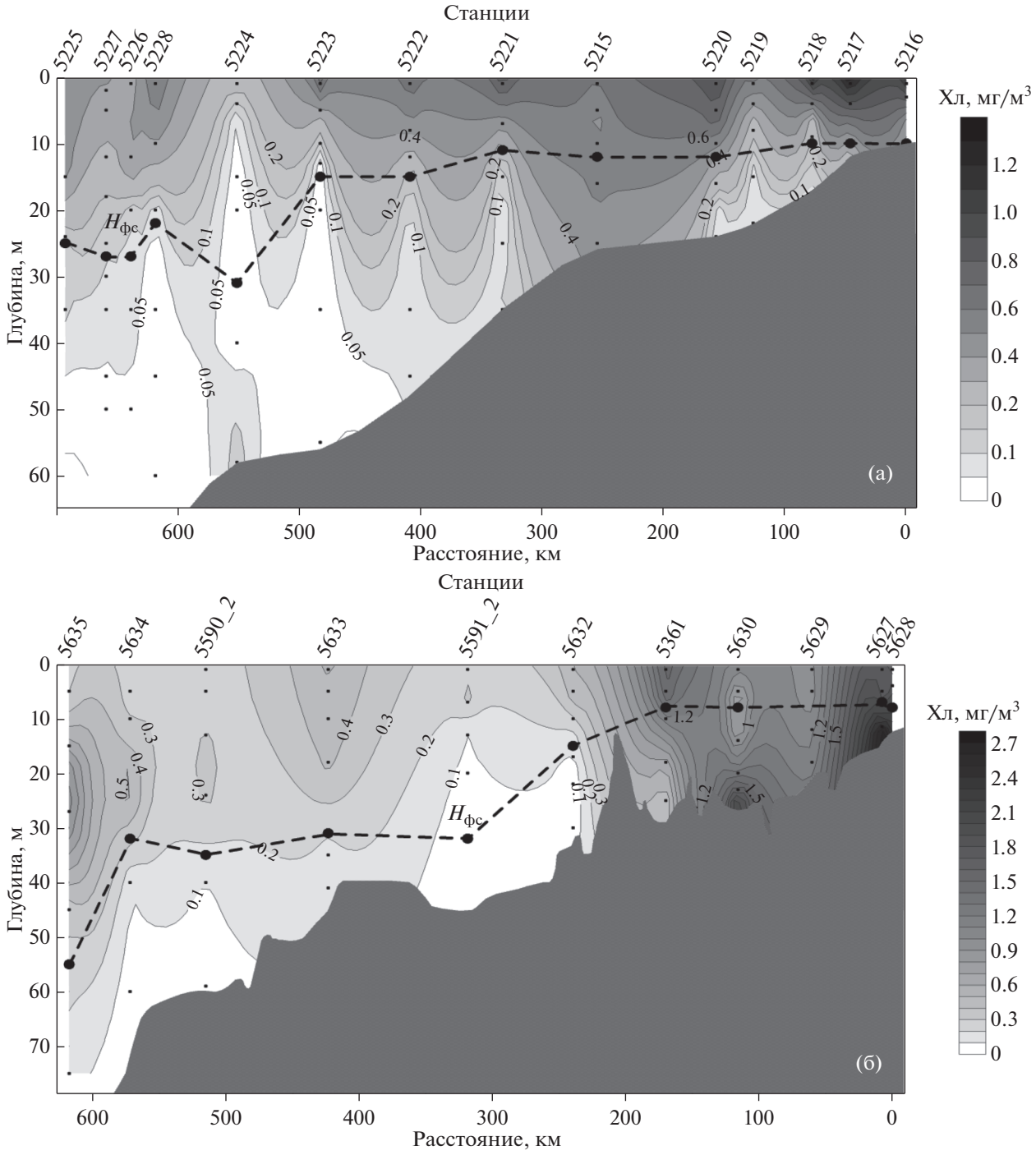

Рис. 2. Вертикальное распределение хл “а” на разрезах “Лена” (а) и “Хатанга” (б). $H_{фс}$ – слой фотосинтеза.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Вертикальное распределение хл “а” на разрезах. На разрезе “Лена” концентрация хл “а” на разных горизонтах изменялась больше, чем на два порядка, от 0.01 до 1.39 мг/м^3 (рис. 2а). Максимальные значения отмечались на поверхности. От 50 до 100% хл “а”, в среднем 81%, содержалось в слое фотосинтеза, нижняя граница, которого лежала на глубинах от 10 до 31 м (рис. 2а).

Похожий масштаб изменчивости Хл был зарегистрирован на разрезе “Хатанга”. Варьирование составляло более двух порядков, а величины концентрации хл “а” находились в диапазоне от 0.02 до 2.78 мг/м^3 (рис. 2б). На станциях, расположенных в южной части эстуария Хатанги, отмечался придонный максимум хл “а”. На прилегающем шельфе (<50 м) хлорофильный максимум отмечался на поверхности или в пределах ВПС. На от-

крытом шельфе (50–200 м) и в районе континентального склона (рис. 1) на глубинах от 15 до 30 м формировался ПХМ. В пределах слоя фотосинтеза, нижняя граница которого лежала на глубинах 14–32 м, находилось в среднем 69% хл “а” (от 42 до 100%).

На разрезе “Восточный склон” диапазон изменчивости хл “а” на разных глубинах был меньше, чем на первых двух разрезах, а максимальные величины не превышали 1 мг/м^3. Концентрация хл “а” варьировала в 70 раз, от 0.01 до 0.70 мг/м^3. ПХМ был отмечен на всех станциях, за исключением ст. 5954, от 67 до 93% (в среднем 80%) хл “а” находилось в слое фотосинтеза, глубина которого составляла 39–65 м (рис. 3а).

Еще меньший диапазон изменений хл “а” зарегистрирован на разрезе “Западный склон”. Отношение максимального и минимального значений составило 59 раз, величины концентрации хл “а” на разных горизонтах были в диапазоне от 0.01 до 0.59 мг/м^3. ПХМ, также как и на разрезе “Восточный склон”, был характерной чертой вертикального распределения хл “а”, он отсутствовал только на двух станциях (станции 5945_2 и 5965) (рис. 1). В слое фотосинтеза (32–59 м) находилось от 77 до 92% (в среднем 83%) хл “а” (рис. 3б).

Вертикальное распределение первичной продукции, типичные вертикальные профили хл “а” и характеристики ПХМ. На разрезе “Лена” максимальные величины ПП отмечались на поверхности или в приповерхностном слое (0–5 м) (рис. 4). С глубиной ПП постепенно убывала, не образуя дополнительных максимумов. Граница слоя фотосинтеза находилась, как правило, на глубине между 1 и 0.1%-ным уровнями подповерхностной ФАР. Вертикальные профили хл “а” можно разделить на четыре типа. Первый тип характеризовался равномерным распределением Хл в ВПС и резким его уменьшением ниже этого слоя (рис. 4а). Для второго типа было характерно экспоненциальное уменьшение величин хл “а”, начиная с поверхности (рис. 4б). Третий тип характеризовался максимумом в приповерхностном слое, в пределах ВПС (рис. 4в). Четвертый тип был выделен благодаря постепенному уменьшению значений хл “а” в ВПС и слое максимальных градиентов пикноклина и резкому их снижению ниже этих слоев (рис. 4г). Общим для всех типов было отсутствие ПХМ.

Также как и в описанном выше районе, ПП на разрезе “Хатанга” образовывала максимум на поверхности или близко к ней (рис. 5). Значения ПП уменьшались с глубиной. Граница слоя фотосинтеза находилась либо близко к горизонту с 1%-м уровнем ФАР, либо залегала глубже 0.1% подповерхностной ФАР (ст. 5635). На этом разрезе было выделено три типа вертикального распределения хл “а”. Первый тип характеризовался увеличением содержания этого пигмента ко дну (рис. 5а). Для второго типа характерен максимум в ВПС, в хорошо освещенном слое (>10% подповерхностной ФАР) (рис. 5б), который не может быть квалифицирован, как ПХМ, согласно критериям, описанным выше. И, наконец, для третьего типа вертикального распределения хл “а” характерен ПХМ, в котором горизонт с $Хл_м$ расположен ниже ВПС, близко к нитраклину и 1%-му уровню подповерхностной ФАР (рис. 5в).

Первичная продукция на разрезе “Восточный склон” образовывала два пика, у поверхности и в ПХМ (рис. 6а) или убывала с глубиной без образования вторичных максимумов (рис. 6б, 6в). Граница слоя фотосинтеза располагалась между 1 и 0.1% подповерхностной ФАР или находилась близко к ее 0.1%-му уровню. На большинстве станций разреза был отмечен ПХМ. Он располагался в нитраклине, в хорошо освещенной зоне (близко к 10% ФАР) (рис. 6а), либо залегал глубже, близко к границе эвфотической зоны (1% ФАР). На единственной станции разреза (ст. 5954) ПХМ отмечен не был (рис. 6в). Здесь вертикальное распределение хл “а” в ВПС и пикноклине было близким к гомогенному, его величины уменьшались ниже этих слоев.

На большинстве станций разреза “Западный склон” ПП имела один максимум на поверхности (рис. 7). Исключение представляет ст. 5964, где было отмечено увеличение первичной продукции в ПХМ (рис. 7в). Граница слоя фотосинтеза находилась на глубинах между 1 и 0.1%-ным уровнями подповерхностной ФАР. На станциях без выраженного ПХМ, величины концентрации хл “а” уменьшались с глубиной по экспоненте (рис. 7а) либо образовывали более сложный, близкий к описанию синусоидой, профиль (рис. 7г). На станциях с хорошо выраженным ПХМ, он располагался, также как и в других районах, в нитраклине между 1 и 0.1%-ным уровнями подповерхностной ФАР (рис. 7б, в).

ПХМ был зарегистрирован на 39% станций, выполненных в море Лаптевых в августе–сентябре, толщина его составляла 9–19 м. Величина $Хл_м$ зарегистрирована на глубинах от 10 до 38 м (табл. 1). Максимальная концентрация хл “а” в ПХМ варьировала в 2.9 раза, от 0.34 до 0.98 мг/м^3. Степень проявления ПХМ можно определить по отношению $Хл_м/Хл_0$. Величина этого отношения изменялась от 1.19 до 4.38, составив в среднем 2.1 (табл. 1). Величина ПП на горизонте $Хл_м$ ($ПП_{пхм}$) никогда не превышала поверхностное и подповерхностное значение ($ПП_м$). Отношение $ПП_м/ПП_{пхм}$ варьировало от 1.5 до 100 и в среднем оказалось равным 15.8. Содержание феофитина “а” на горизонте $Хл_м$ изменялось от 7 до 66% от суммы хл “а” и феофитина “а”, составив в среднем 41%.

В августе–сентябре ПХМ в море Лаптевых, как правило, располагался в слое максимальных гра-

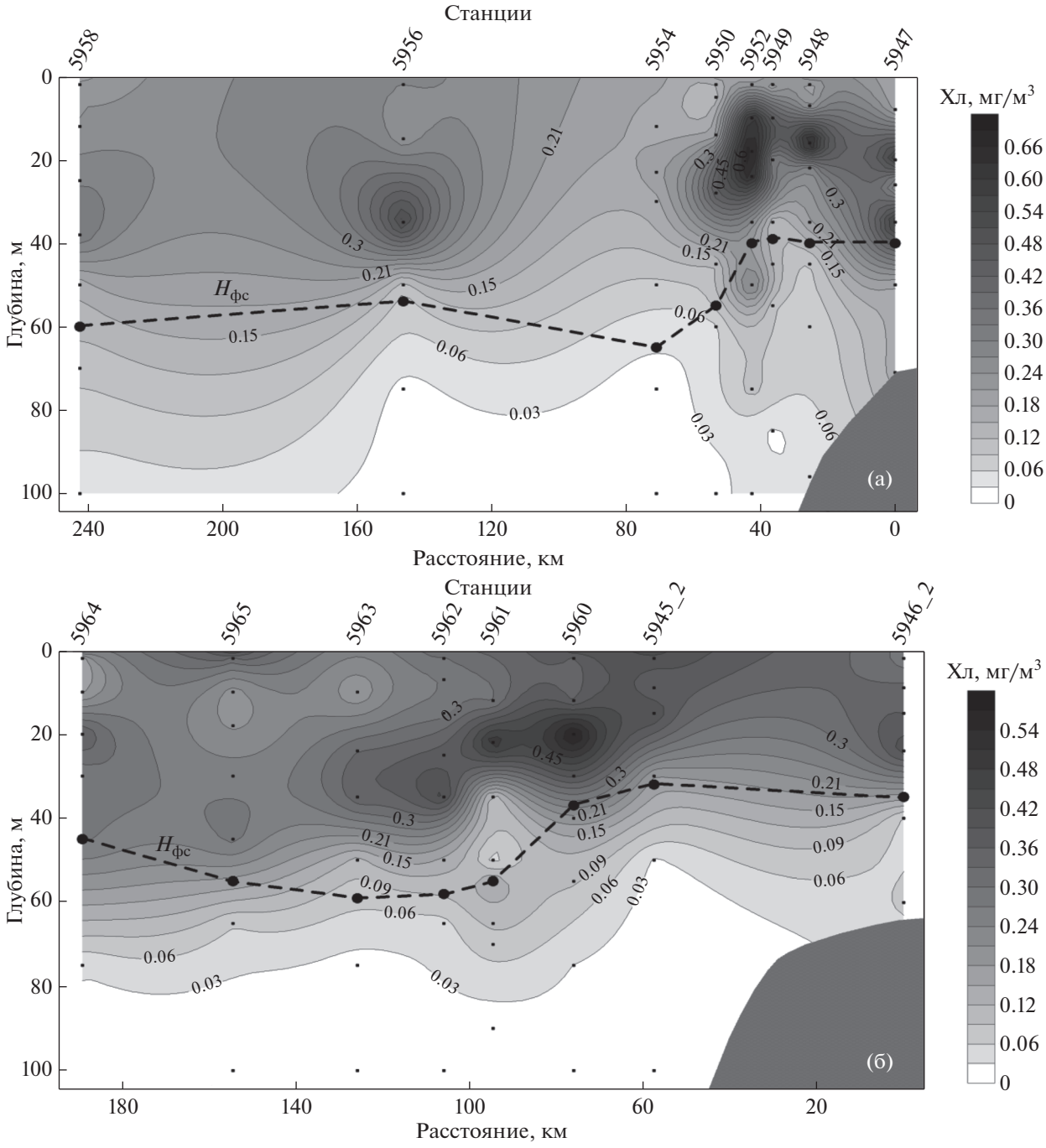

Рис. 3. Вертикальное распределение хл “а” на разрезах “Восточный склон” (а) и “Западный склон” (б). $H_{фс}$ – слой фотосинтеза.

диентов пикноклина с отрицательной или близкой к отрицательной температурой воды (табл. 2). Содержание $NO_2 + NO_3$ на горизонте $Хл_м$, обычно, было выше лимитирующих рост и фотосинтез фитопланктона [61]. Исключениями были станции 5590_2 и 5634 на разрезе “Хатанга” и станции 5949 и 5952 на разрезе “Восточный склон” (табл. 2), на которых ПХМ был отмечен непосредственно над верхней границей нитраклина. Абсолютные значения облученности (I_z) на глубине $Хл_м$ изменялись от 0.03 до 3.22 Ein/м^2 в день, что составляло от 0.88 до 21.02% от подповерхностной облученности в диапазоне ФАР.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Среди исследователей, которые изучают вертикальное распределение хл “а” в Арктическом

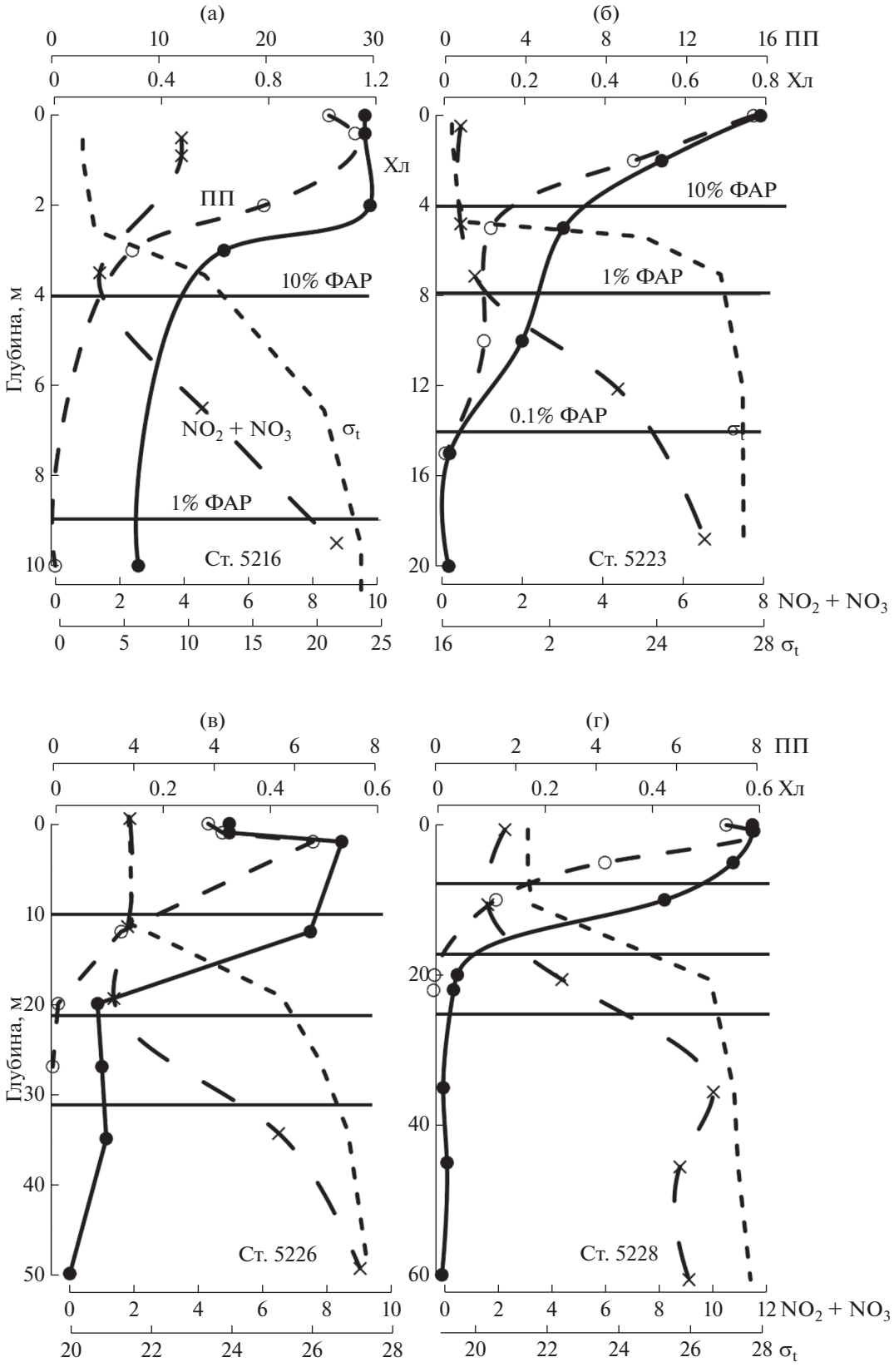

Рис. 4. Типы вертикальных профилей первичной продукции (ПП, мгС/м^3 в день), хл “а” (Хл, мг/м^3), суммы нитритов и нитратов ($NO_2 + NO_3$, μМ) и плотности воды (σ_t, кг/м^3) на разрезе “Лена”. Горизонтальные линии маркируют горизонты 10, 1 и 0.1%-ной облученности от подповерхностной ФАР.

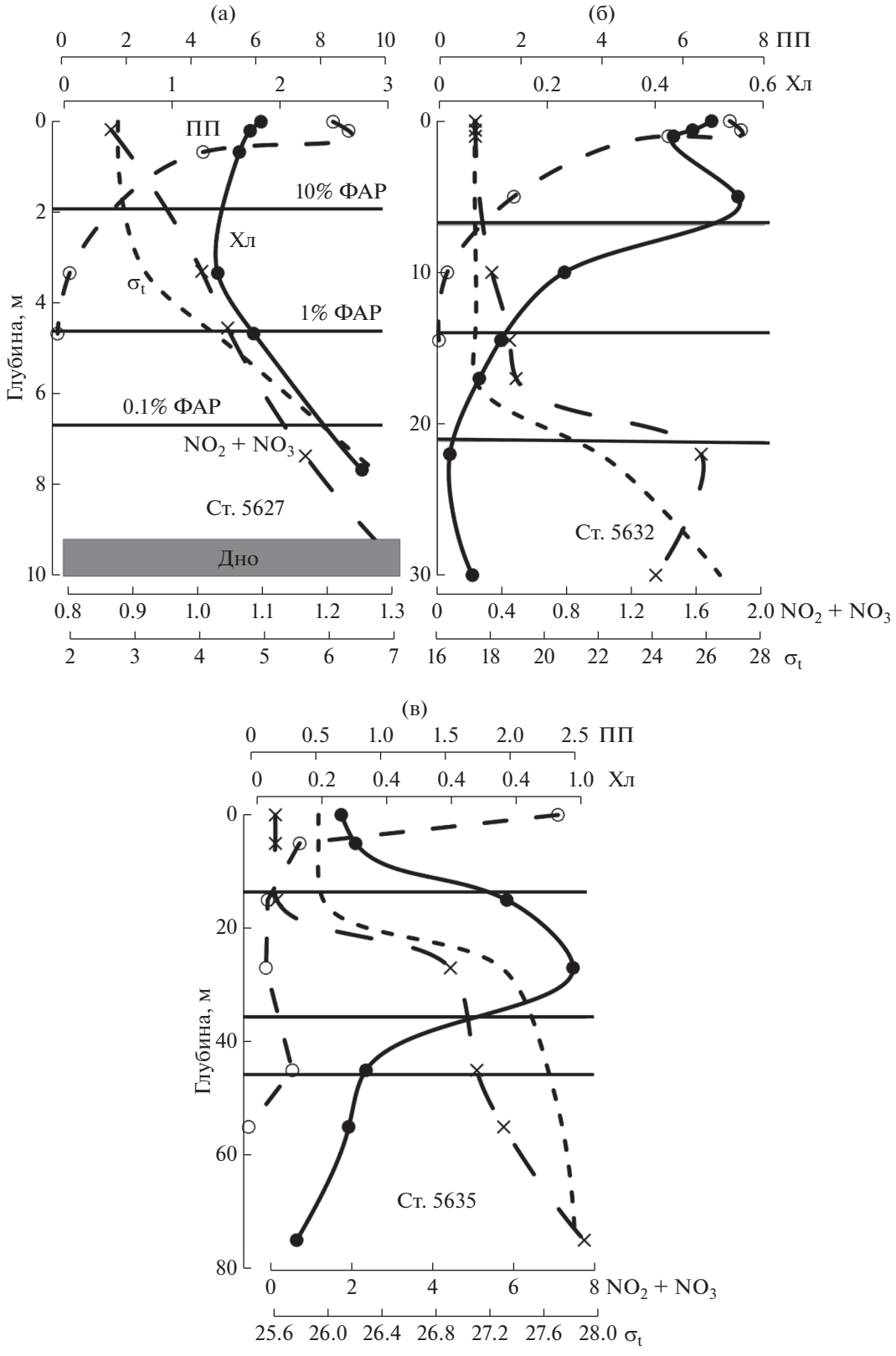

Рис. 5. Типы вертикальных профилей первичной продукции (ПП, мгС/м^3 в день), хл “а” (Хл, мг/м^3), суммы нитритов и нитратов ($NO_2 + NO_3$, μM) и плотности воды (σ_t, кг/м^3) на разрезе “Хатанга”. Горизонтальные линии маркируют горизонты 10, 1 и 0.1%-ной облученности от подповерхностной ФАР.

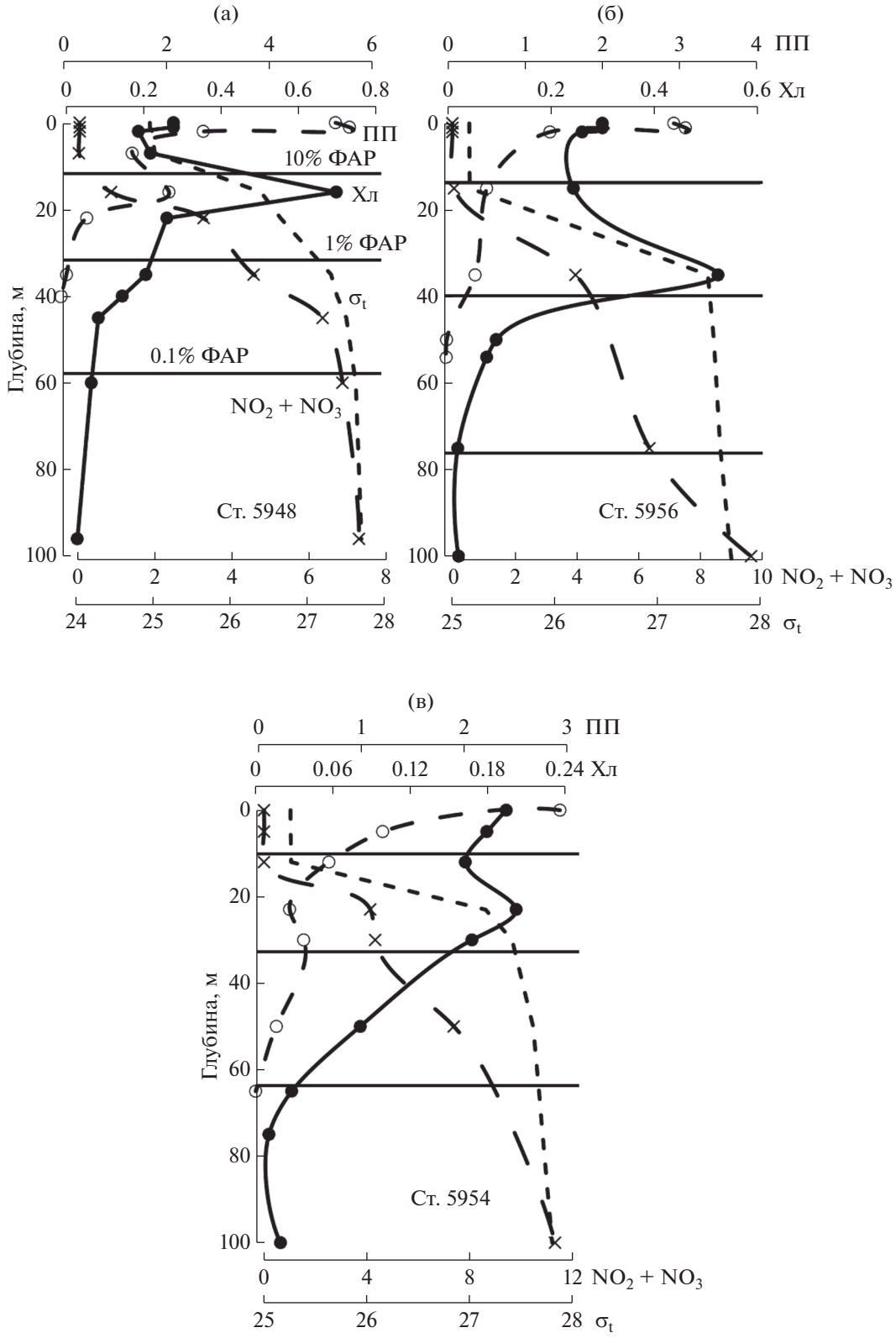

Рис. 6. Типы вертикальных профилей первичной продукции (ПП, мгС/м^3 в день), хл “а” (Хл, мг/м^3), суммы нитритов и нитратов ($NO_2 + NO_3$, μМ) и плотности воды (σ_t, кг/м^3) на разрезе “Восточный склон”. Горизонтальные линии маркируют горизонты 10, 1 и 0.1%-ной облученности от подповерхностной ФАР.

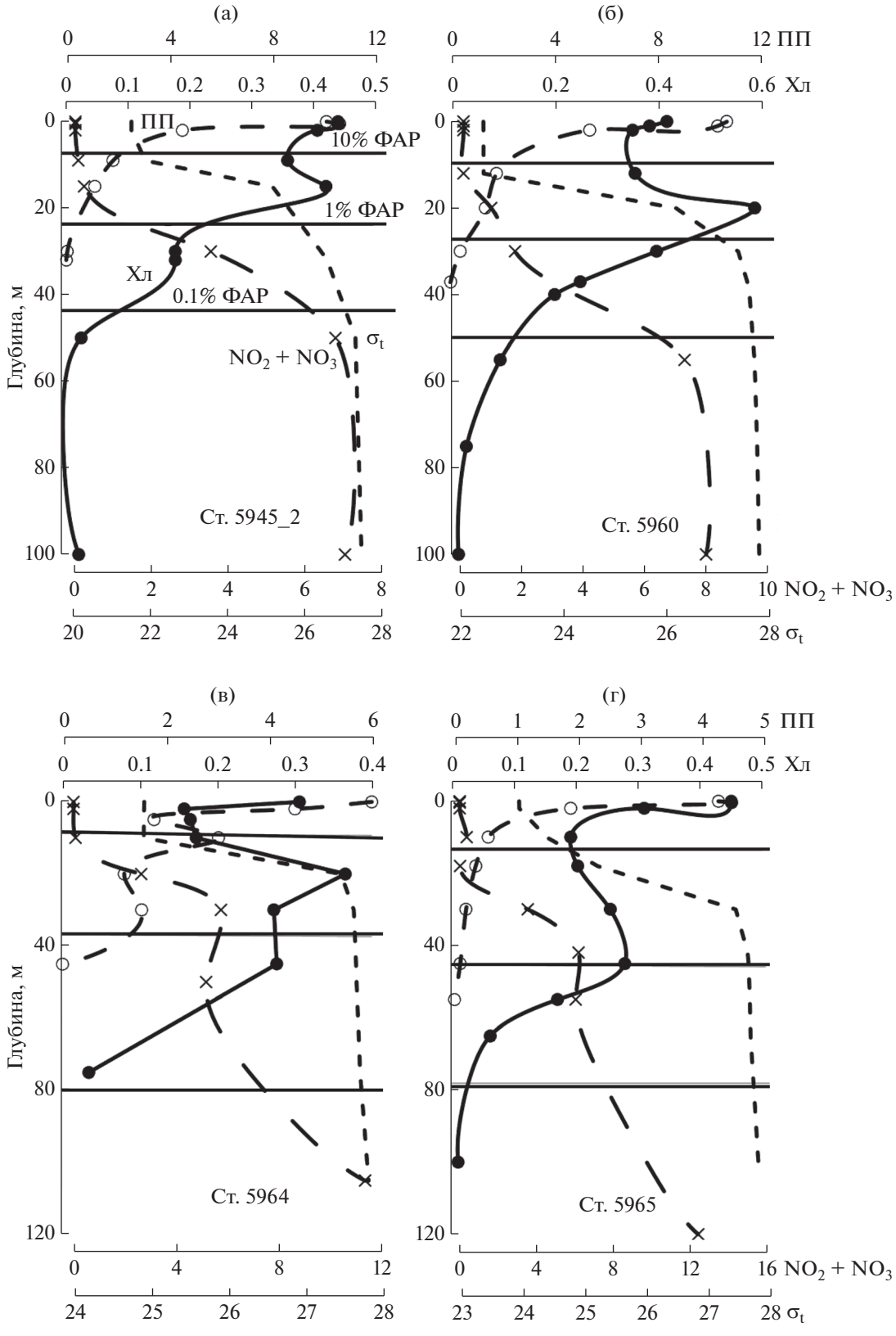

Рис. 7. Типы вертикальных профилей первичной продукции (ПП, мгС/м^3 в день), хл “а” (Хл, мг/м^3), суммы нитритов и нитратов ($NO_2 + NO_3$, μM) и плотности воды (σ_t, кг/м^3) на разрезе “Западный склон”. Горизонтальные линии маркируют горизонты 10, 1 и 0.1%-ной облученности от подповерхностной ФАР.

Таблица 1. Характеристики подповерхностного хлорофильного максимума (ПХМ) в море Лаптевых в августе–сентябре

Разрез	Ст.	Дата	$Хл_м$	Глубина $Хл_м$, м	$Хл_м/Хл_0$	Толщина ПХМ, м	Пределы ПХМ, м	$ПП_м/ПП_{пхм}$	Ф
“Хатанга”	5590_2	19.09.17	0.34	24	1.70	12	18–30	12.5	7
	5634	19.09.17	0.58	22	2.42	10	17–27	8.3	38
	5635	20.09.17	0.98	27	3.69	14	20–34	20	14
“Восточный склон”	5947	26.08.18	0.58	20	3.05	15	13–28	100	21
	5948	26.08.18	0.70	16	2.50	9	11–20	2.7	39
	5949	26.08.18	0.45	10	1.83	12	4–16	1.5	35
	5950	27.08.18	0.45	28	2.30	12	22–34	20	41
	5952	27.08.18	0.70	18	4.38	17	9–36	5.9	36
	5956	29.08.18	0.53	35	1.77	14	28–42	8.3	48
	5958	29.08.18	0.33	38	1.83	22	22–44	12.5	57
“Западный склон”	5946_2	31.08.18	0.41	24	1.41	13	17–30	11.1	45
	5960	31.08.18	0.59	20	1.40	14	13–27	7.7	44
	5961	31.08.18	0.51	22	1.50	12	16–28	8.3	39
	5962	01.09.18	0.43	35	1.26	17	26–43	8.3	60
	5963	01.09.18	0.35	35	1.40	18	26–44	9.1	66
	5964	02.09.18	0.37	20	1.19	19	9–28	5.0	62

Примечание. $Хл_м$ – максимальная концентрация хл “а” в столбе воды, мг/м^3; $Хл_м/Хл_0$ – отношение максимальной и поверхностной величин концентрации хл “а”; ПХМ – подповерхностный хлорофильный максимум; $ПП_м/ПП_{пхм}$ – отношение максимальной величины ПП в столбе воды и ее значения на горизонте $Хл_м$; Ф – содержание феофитина “а” в % от суммы хл “а” и феофитина “а” на глубине $Хл_м$.

океане, существует представление о практически повсеместном существовании ПХМ в толще воды в летне-осенний период, после “цветения” при возникновении дефицита биогенных элементов в ВПС. Как и во всем Мировом океане, в Арктическом океане ПХМ образуется в нитраклине у границы эвфотической зоны (1% от подповерхностной ФАР) [18]. Таким образом, фитопланктон развивается в слоях воды при хороших условиях минерального питания и еще достаточной для фотосинтеза освещенности [41].

Профиль хл “а” используется в моделях первичной продукции с вертикальным разрешением. Один из подходов при этом предполагает допущение, что концентрация хл “а” равномерно распределяется ВПС, а ниже этого слоя экспоненциально убывает с глубиной [46]. Другой подход предусматривает сезонные изменения вертикального распределения хл “а”. Весной его распределение по глубинам гомогенно, а для лета и осени принимается упомянутое выше допущение [29]. Точка зрения на то, что распространение ПХМ в Арктическом океане является повсеместным, приводит к необходимости учитывать его вклад в ИПП в биогеохимических моделях [33, 50, 54].

В море Лаптевых ПХМ был зарегистрирован ранее только в крайних северных точках разреза от дельты реки Лены осенью 1991 г. [27] и за континентальным склоном в глубоководных районах [4, 10]. В настоящей работе впервые проанализированы результаты исследования вертикального распределения хл “а” практически на всей акватории моря. На разрезе по 130° в.д. на север от дельты реки Лены, выполненном в сентябре 2015 г., ПХМ не был зарегистрирован. Здесь практически на всех станциях содержание $NO_2 + NO_3$ в ВПС превышало лимитирующие значения [2, 3]. На разрезе “Хатанга” в сентябре 2017 г. ПХМ не был выражен в эстуарии реки и на прилегающем шельфе, в распресненной речными водами зоне ($S < 28$ psu). В этом районе, как правило, создавались неблагоприятные условия для образования ПХМ, связанные с невысокой прозрачностью воды, определяющейся повышенными концентрациями растворенного и взвешенного органического вещества. Напротив, на разрезах через континентальный склон (районы работ III и IV) (рис. 1) были отмечены благоприятные условия для формирования ПХМ. Величины $NO_2 + NO_3$ на горизонте $Хл_м$, как правило, превышали лимитирующие (табл. 2). При этом ПХМ формировался в слоях, где устойчивость водного столба, оцененная по значению частоты Брента-Вяйселя (N^2), была в среднем в 2.7 выше, чем среднее ее значение в ВПС ($\bar{N}^2$) (табл. 2). На трех станциях разре-

Таблица 2. Некоторые абиотические факторы, характеризующие подповерхностный хлорофильный максимум (ПХМ) в море Лаптевых в августе–сентябре

Разрез	Ст.	Дата	Глубина $Хл_м$, м	$T_м$	N^2_{max}	$\bar{N}^2$	N^2	$NO_2 + NO_3$	$I_z Хл_м$ абсолют.	$I_z Хл_м$ отн.
"Хатанга"	5590_2	19.09.17	24	–0.55	1.18×10^{-3}	3.80×10^{-4}	5.34×10^{-4}	0.12	0.09	3.64
	5634	19.09.17	22	–1.01	5.36×10^{-3}	4.45×10^{-4}	6.67×10^{-4}	0.35	0.09	3.45
	5635	20.09.17	27	–1.50	2.41×10^{-3}	1.73×10^{-4}	3.63×10^{-4}	4.48	0.08	2.40
"Восточный склон"	5947	26.08.18	20	–0.8	3.01×10^{-3}	2.01×10^{-4}	8.32×10^{-4}	1.36	0.68	4.42
	5948	26.08.18	16	–0.39	2.50×10^{-3}	4.00×10^{-4}	7.22×10^{-4}	0.91	0.80	5.23
	5949	26.08.18	10	2.28	1.96×10^{-3}	6.03×10^{-4}	1.19×10^{-3}	0.25	3.22	21.02
	5950	27.08.18	28	–1.34	2.38×10^{-3}	2.12×10^{-6}	5.73×10^{-4}	3.42	0.20	1.32
	5952	27.08.18	18	1.75	1.63×10^{-3}	7.60×10^{-5}	1.63×10^{-3}	0.59	0.76	6.65
	5956	29.08.18	35	–1.79	4.46×10^{-3}	2.73×10^{-6}	9.43×10^{-5}	3.99	0.05	1.58
	5958	29.08.18	38	–1.80	1.58×10^{-3}	4.83×10^{-4}	1.01×10^{-5}	5.14	0.18	2.82
"Западный склон"	5946_2	31.08.18	24	–0.56	6.26×10^{-3}	1.12×10^{-4}	7.20×10^{-4}	1.42	0.13	1.43
	5960	31.08.18	20	0.19	7.96×10^{-3}	9.23×10^{-4}	1.46×10^{-3}	1.07	0.09	2.25
	5961	31.08.18	22	–1.09	8.36×10^{-3}	1.23×10^{-4}	3.89×10^{-4}	5.01	0.07	1.90
	5962	01.09.18	35	–1.73	6.83×10^{-3}	2.44×10^{-4}	9.07×10^{-5}	5.09	0.03	0.88
	5963	01.09.18	35	–1.76	4.09×10^{-3}	4.67×10^{-4}	6.14×10^{-5}	6.12	0.07	1.83
	5964	02.09.18	20	–1.52	6.10×10^{-3}	2.76×10^{-4}	6.49×10^{-4}	2.68	0.28	3.57

Примечание. $Хл_м$ – максимальная концентрация хл "а" в столбе воды, мг/м^3; $T_м$ – температура воды на глубине $Хл_м$, °С; N^2_{max} – максимальная для столба воды частота Брента–Вяйселя, с$^{-2}$; $\bar{N}^2$ – среднее значение частоты Брента–Вяйселя в ВПС, с$^{-2}$; N^2 – частота Брента–Вяйселя на глубине $Хл_м$, с$^{-2}$; $NO_2 + NO_3$ – сумма нитритов и нитратов на глубине $Хл_м$, μM; $I_z Хл_м$ абсолют. – абсолютное значение ФАР на глубине $Хл_м$, Ein/м^2 в день; $I_z Хл_м$ отн. – относительное значение ФАР на глубине $Хл_м$, %.

за "Восточный склон" (станции 5950. 5952 и 5956) это превышение составило более одного и двух порядков. Исключением из такой закономерности были станции 5958, 5962 и 5963, на которых N^2 была меньше $\bar{N}^2$. Абсолютные величины облученности на горизонте $Хл_м$ были выше, чем компенсационная интенсивность света для фитопланктона [61] (табл. 2). Кроме этого, следует отметить, что популяция в ПХМ содержит клетки очень хорошо адаптированные к низкой облученности [41]. Также следует отметить, что водоросли на глубине $Хл_м$ находились, как правило, в хорошем физиологическом состоянии, которое можно оценить по содержанию феофитина "а" (в среднем 41% от суммы хл "а" и феофитина "а").

Одна из классификаций моделей ИПП подразумевает их деление на интегрированные по глубине и модели с вертикальным разрешением [8, 13, 14, 24, 35, 52, 53]. Ранее было показано, что учет вертикального распределения хл "а" в продукционных моделях улучшает результаты расчетов ИПП незначительно [9, 20, 52], а пропуск ПХМ приводит к незначительной ошибке в расчетах ее годовых величин в Арктическом океане [5, 6]. Другие авторы считают, что учет ПХМ может почти вдвое увеличить величину ИПП в масштабах Арктического океана [29]. В любом случае, ПХМ является существенной характеристикой вертикального распределения хл "а" в сезоны года, когда водный столб резко стратифицирован, биогены лимитируют ПП в ВПС, а вклад ПХМ в ИПП может быть значителен [41].

Представляют несомненный интерес результаты расчетов вклада ПП на горизонтах ПХМ, в также различных слоев в ИПП водного столба моря Лаптевых, где подобных исследований ранее не проводилось. Данные, представленные в табл. 3, показывают, что в слое воды, формирующем сигнал, регистрируемый сканером цвета океана ($1/K_d$) ($H_{сп}$), где K_d – коэффициент диффузного ослабления нисходящего потока ФАР,

Таблица 3. Вклад различных слоев водного столба в интегральную первичную продукцию моря Лаптевых в августе–сентябре

Разрез	Ст.	Дата	$H_{фс}$	ИПП	$H_{сп}$	$ИПП_{сп}$/ ИПП, %	ВПС	$ИПП_{впс}$/ ИПП, %	$ИПП_{пхм}$/ ИПП, %
“Лена”	5216	08.09.15	10	92	2	55	1.5	43	–
	5217	08.09.15	10	111	2	53	3	78	–
	5218	08.09.15	10	66	1.5	56	2	70	–
	5220	08.09.15	12	68	2	44	10	99	–
	5215	09.09.15	12	45	2	47	4	76	–
	5221	09.09.15	11	64	2	45	4	77	–
	5222	09.09.15	15	71	2.5	44	11	97	–
	5223	10.09.15	15	57	1.5	37	12	98	–
	5224	10.09.15	31	37	5	78	4	76	–
	5228	14.09.15	22	54	4	50	11	89	–
	5226	12.09.15	27	58	4.5	43	13	95	–
	5227	13.09.15	27	56	3	21	13	71	–
	5225	11.09.15	25	58	4	41	15	95	
“Хатанга”	5627	17.09.17	7	17	1.5	53	6	94	–
	5628	17.09.17	8	14	1.5	50	5	86	–
	5630	18.09.17	8	21	1.5	52	8	100	–
	5631	18.09.17	8	49	1.5	51	10	100	–
	5632	18.09.17	15	28	3.0	57	10	96	–
	5591_2	18.09.17	32	32	7	72	7	72	–
	5633	19.09.17	31	20	3	35	5	60	–
	5590_2	19.09.17	35	20	7	50	10	60	15
	5634	19.09.17	32	16	6.5	50	15	82	13
	5635	20.09.17	55	17	5	41	15	59	12
“Восточный склон”	5947	26.08.18	40	26	6	77	8	81	8
	5948	26.08.18	40	48	5	33	6	38	33
	5949	26.08.18	39	85	6	35	8	46	56
	5950	27.08.18	55	38	5	34	13	58	11
	5952	27.08.18	40	54	6.5	31	15	65	46
	5954	28.08.18	65	34	4	26	15	56	–
	5956	29.08.18	54	29	6	34	15	62	17
	5958	29.08.18	60	48	22	79	13	73	15
“Западный склон”	5946_2	31.08.18	35	77	3.5	31	9	56	18
	5945_2	31.08.18	32	56	3.5	41	9	68	–
	5960	31.08.18	37	77	4	36	11	69	23
	5961	31.08.18	55	57	4	39	13	53	19
	5962	01.09.18	58	111	4	31	10	48	19
	5963	01.09.18	59	31	6.5	42	11	55	16
	5964	02.09.18	45	78	4	22	13	51	44
	5965	02.09.18	55	26	6	50	6	50	–

Примечание. $H_{фс}$ – толщина слоя фотосинтеза, м; ИПП – первичная продукция в столбе воды, мгС/м^2 в день; $H_{сп}$ – толщина слоя, формирующего поток восходящего излучения, регистрируемого сканером цвета океана ($1/K_d$), м; $ИПП_{сп}$/ИПП – вклад первичной продукции в слое $H_{сп}$ в первичную продукции в столбе воды; ВПС – верхний перемешанный слой, м; $ИПП_{впс}$/ИПП – вклад первичной продукции в ВПС в первичную продукции в столбе воды; $ИПП_{пхм}$/ИПП – вклад первичной продукции в ПХМ в первичную продукции в столбе воды (толщина ПХМ приведена в табл. 1).

образуется от 21 до 79% (в среднем 45%) ИПП, вклад ВПС в ИПП составляет 38–100% (в среднем 72%), а ПХМ – от 8 до 56% (в среднем 23%). Следовательно, приповерхностные слои моря Лаптевых в конце лета и в начале осени вносили основной вклад в интегральную первичную продукцию. Близкие результаты были получены осенью в Карском море [21], которое похоже с морем Лаптевых по гидрофизическим и биогеохимическим параметрам. Наши результаты также похожи на полученные ранее в сентябре оценки вклада ПХМ в ИПП для залива Баффина (5.1–15.8%), а также для моря Бофорта (20.4%) и Гренландского моря (16.6%) [6]. Следует заметить, что в середине лета вклад ПХМ в ИПП Карского моря в отдельных районах может быть значительным и доходить до 95% [19]. Большое значение первичной продукции, создаваемой в ПХМ (от 43 до 76%, в среднем 62%) было отмечено также в водах Канадской Арктики [41].

Нашими исследованиями показано, что в августе–сентябре в море Лаптевых вклад ИПП, создаваемой в ПХМ, в среднем был несущественным. Максимум ПП регистрировался на поверхности и в приповерхностных слоях, а ПХМ, как правило, не сопровождался вторичным пиком первичной продукции. Эти результаты несколько противоречат представлениям, составленным по данным из других районов Арктического океана, где ПХМ сопровождался максимумом первичной продукции [17, 28, 40]. Следует отметить также, что вклад ПХМ в ИПП превышал 20% только в тех случаях, когда он располагался достаточно высоко (горизонт с $Хл_м \le 20$ м), как правило, в хорошо освещенных слоях воды (табл. 3). Содержание $NO_2 + NO_3$ на этих глубинах могло быть как выше, так и ниже лимитирующих значений (табл. 2). Различными также были величины T (от –1.52 до 2.28°C). В предыдущих работах был сделан вывод о том, что содержание нитратов в ПХМ не является фактором, лимитирующим первичную продукцию [41]. Такое заключение было сделано на основании того, что, во-первых, уровень светового насыщения при потреблении нитратов в ПХМ ниже, чем при ассимиляции углерода, и, во-вторых, отсутствует зависимость скорости ассимиляции углерода от концентрации NO_3. При этом уровень освещенности в ПХМ в большинстве случаев был ниже светового насыщения. Таким образом, свет может являться основным фактором, лимитирующим первичную продукцию в ПХМ [41]. Другой причиной, по-видимому, служит низкая температура воды. Известно, что, с одной стороны, температурный оптимум для роста фитопланктона находится выше 10°C [36], а с другой, не было выявлено адаптации фотосинтетических параметров к низким температурам в Арктике [47, 55].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные в конце августа–начале сентября исследования вертикальной изменчивости первичной продукции и хл “а” в море Лаптевых выявили разнообразие форм кривых последнего показателя. Распределение первичной продукции по глубине было более однообразным с максимумом на поверхности или близко к ней. Не было обнаружено повсеместного присутствия ПХМ в вертикальном распределении хл “а”. Он был отмечен на открытом шельфе (>50 м) и в районе континентального склона. Первичная продукции формировалась, в основном, в ВПС. Вклад ПХМ в интегральные значения ПП на большинстве станций не превышал 20%. Более значительный вклад (до 56%) в ИПП был отмечен, когда ПХМ располагался в верхних, хорошо освещенных слоях эвфотической зоны.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания № 0149-2019-0008. Данные по продукционным показателям фитопланктона получены при поддержке Гранта РФФИ № 18-05-60069. Гидрофизические данные получены при поддержке Гранта РФФИ № 18-05-60302.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ведерников В.И.* Особенности распределения первичной продукции и хлорофилла в Черном море в весенний и летний периоды // Изменчивость экосистемы Черного моря: естественные и антропогенные факторы / Ред. Виноградов М.Е. М.: Наука, 1991. С. 128–147.
2. *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. С. 755–770.
3. *Суханова И.Н., Флинт М.В., Георгиева Е.Ю. и др.* Структура сообществ фитопланктона в восточной части моря Лаптевых // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 86–102.
4. *Ahn S.H., Whitledge T., Stockwell D.A. et al.* The biochemical composition of phytoplankton in the Laptev and East Siberian seas during the summer of 2013 // Pol. Biol. 2019. V. 42. № 1. P. 133–148.
5. *Ardyna M., Babin M., Gosselin M. et al.* Parameterization of vertical chlorophyll a in the Arctic Ocean: impact of the subsurface chlorophyll maximum on regional, seasonal and annual primary production estimates // Biogeosciences. 2013. V. 10. № 3. P. 1345–1399.
6. *Arrigo K.R., Matrai P.A., van Dijken G.L.* Primary productivity in the Arctic Ocean: Impacts of complex optical properties and subsurface chlorophyll maxima on large-scale estimates // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C11022. https://doi.org/10.1029/2011JC007273

7. *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
8. *Babin M., Bélanger S., Ellingsen I. et al.* Estimating of primary production in the Arctic Ocean using ocean color remote sensing and coupled physical-biological models: strengths, limitations and how they compare // Progr. Oceanogr. 2015. V. 139. P. 197–220.
9. *Behrenfeld M.J., Falkowski P.G.* A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models // Limnol. and Oceanogr. 1997. V. 42. P. 1479–1491.
10. *Bhavya P.S., Lee J.H., Lee H.W. et al.* First in situ estimations of small phytoplankton carbon and nitrogen uptake rates in the Kara, Laptev and East Siberian seas // Biogeosciences. 2018. V. 15. № 18. P. 5503–5517.
11. *Booth B.C., Larouche P., Bélanger S. et al.* Dynamics of *Chaetoceros socialis* in the North Water // Deep-Sea Res. II. 2002. V. 49. № 22–23. P. 5003–5025.
12. *Brown Z.W., Lowry K.E., Palmer M.A., van Dijken G.L., Mills M.M., Pickart R.S., Arrigo K.R.* Characterizing the subsurface chlorophyll *a* maximum in the Chukchi Sea and Canada Basin // Deep-Sea Res. II. 2015. V. 118. P. 88–104.
13. *Campbell J., Antoine D., Armstrong R. et al.* Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature, and irradiance // Global Biogeochem. Cycles. 2002. V. 16. https://doi.org/10.1029/2001GB001444
14. *Carr M.-E., Friedrichs M.A.M., Schmeltz M. et al.* A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color // Deep-Sea Res. II. 2006. V. 53. P. 741–770.
15. *Carmack E.C., Macdonald R.W., Jasper S.* Phytoplankton productivity on the Canadian Shelf of the Beaufort Sea // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2004. V. 277. P. 37–50.
16. *Cherkasheva A., Nöthig E.M., Bauerfeind E., Melsheimer C., Bracher A.* From the chlorophyll-a in the surface layer to its vertical profile: a Greenland Sea relationship for satellite applications // Ocean Science. 2013. V. 9. P. 431–445.
17. *Cota G.F., Pomeroy L.R., Harrison W.G. et al.* Nutrients, primary production and microbial heterotrophy in the southeastern Chukchi Sea: Arctic summer nutrient depletion and heterotrophy // Mar. Ecol. Progr. Ser. 1996. V. 135. P. 247–258.
18. *Cullen J.J.* Subsurface chlorophyll maximum layers: enduring enigma or mystery solved? // Annu. Rev. Mar. Sci. 2015. V. 7. P. 207–239.
19. *Demidov A.B., Gagarin V.I., Vorobieva O.V. et al.* Spatial and vertical variability of primary production in the Kara Sea in July and August 2016: The influence of the river plume and subsurface chlorophyll maxima // Pol. Biol. 2018. V. 41. № 3. P. 563–578.
20. *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.
21. *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.
22. *Erga S.R., Ssebionga N., Hamre B. et al.* Environmental control of phytoplankton distribution and photosynthetic performance at the Jan Mayen Front in the Norwegian Sea // J. Mar. Sys. 2014. V. 130. P.193–205.
23. *Ferland J., Gosselin M., Starr M.* Environmental control of summer primary production in the Hudson Bay system: The role of stratification // J. Mar. Sys. 2011. V. 88. P. 385–400.
24. *Friedrichs M.A.M., Carr M.-E., Barber R. et al.* Assessing the uncertainties of model estimates of primary productivity in the tropical Pacific Ocean // J. Mar. Sys. 2009. V. 76. P. 113–133.
25. *Gordon H.G., Morel A.* Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery: a review. New York: Springer, 1983. 114 p.
26. *Hansen H.P., Koroleff F.* Determination of nutrients // Methods of Seawater Analysis / Eds. Grashoff K. et al. Weinheim, NewYork, Chichester, Brisbane, Singapore, Toronto: Wiley-VCH, 1999. P. 149–228.
27. *Heiskanen A.-S., Keck A.* Distribution and sinking rates of phytoplankton, detritus and particulate biogenic silica in the Laptev Sea and Lena River (Arctic Siberia) // Mar. Chem. 1996. V. 53. P. 229–245.
28. *Hill V., Cota G.* Spatial patterns of primary production on the shelf, slope and basin of the Western Arctic in 2002 // Deep-Sea Res. II. 2005. V. 57. № 24–26. P. 3344–3354.
29. *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. Oceanogr. 2013. V. 110. P. 107–125.
30. *Holm-Hansen O., Lorenzen C.J., Holmes R.W., Strickland J.D.H.* Fluorometric determination of chlorophyll // J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer. 1965. V. 30. P. 3–15.
31. *Holm-Hansen O., Riemann B.* Chlorophyll *a* determination: improvements in methodology // Oikos. 1978. V. 30. P. 438–447.
32. *Jerlov H.G.* Optical oceanography. New York: Elsevier, 1968. 194 p.
33. *Jin M., Deal C., Lee S.H. et al.* Investigation of Arctic sea and ocean primary production for the period 1992–2007 using a 3-D global ice-ocean ecosystem model // Deep-Sea Res. II. 2012. V. 81–84. P. 28–35.
34. *Juterzenka K.V., Knickmeier K.* Chlorophyll *a* distribution in water column and sea ice during the Laptev Sea freeze-up study in Autumn 1995 // Land-ocean systems in the Siberian Arctic: Dynamics and history / Eds. Kassens et al. Berlin: Springer, 1999. P. 153–160.
35. *Lee Y.J., Matrai P.A., Friedrichs M.A.M. et al.* An assessment of phytoplankton primary productivity in the Arctic Ocean from satellite ocean color/in situ chlorophyll-a based models // J. Geophys. Res. 2015. V. 120. https://doi.org/10.1002/2015/JC11018
36. *Li W.* Photosynthetic response to temperature on marine phytoplankton along a latitudinal gradient (16° N to 74° N) // Deep-Sea Res. 1985. V. 32. № 11. P. 1381–1391.

37. *Lohrenz S.E.* Estimation of primary production by the simulated *in situ* method // ICES mar. Sci. Symp. 1993. V. 197. P. 159–171.

38. *Makkaveev P.N.* The total alkalinity in the anoxic waters of the Black sea and in sea-river mixture zones. Intergovermental Oceanographic Commission. Joint IOC-JGOFS CO2 Advisory Panel Meeting. Seven Session. Annex V. UNESCO, 1998.

39. *Martin J., Dumont D., Tremblay J.-E.* Contribution of subsurface chlorophyll maxima to primary production in the coastal Beaufort Sea (Canadian Arctic): A model assessment // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. № 11. P. 5873–6318.

40. *Martin J., Tremblay J.-E., Gagnon J. et al.* Prevalence, structure and properties of subsurface chlorophyll maxima in Canadian Arctic waters // Mar. Ecol. Progr. Ser. 2010. V. 412. P. 69–84.

41. *Martin J., Tremblay J.-E., Price N.M.* Nutritive and photosynthetic ecology of subsurface chlorophyll maxima in Canadian Arctic waters // Biogeosciences. 2012. V. 9. № 12. P. 5353–5371.

42. *Martini K.I., Stabeno P.J., Ladd C.* Dependence of subsurface chlorophyll on seasonal water masses in the Chukchi Sea // J. Geophys. Res. 2016. V. 121. P. 1755–1770.
https://doi.org/10.1002/2015JC011359

43. *McLaughlin F.A., Carmack E.C.* Deepening of the nutricline and chlorophyll maximum in the Canada Basin interior, 2003–2009 // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L24602.
https://doi.org/10.1029/2010GL045459

44. *Millero F.J.* Thermodynamics of the carbon dioxide system in oceans // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 4. P. 661–677.

45. *Morel A., Berthon J.-F.* Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote-sensing applications // Limnol. Oceanogr. 1989. V. 34. № 1. P. 1545–1562.

46. *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

47. *Platt T., Harrison W.G., Irwin B. et al.* Photosynthesis and photoadaptation of marine phytoplankton in the Arctic // Deep-Sea Res. 1982. V. 29. № 10. P. 1159–1170.

48. *Platt T., Sathyendranath S., Ulloa O. et al.* Ocean primary production and available light: further algorithms for remote sensing // Deep-Sea Res. I. 1988. V. 35. P. 855–879.

49. *Popova E.E., Yool A., Coward A.C. et al.* Control of primary production in the Arctic by nutrients and light: insights from a high resolution ocean general circulation model // Biogeosciences. 2010. V. 7. № 11. P. 3569–3591.

50. *Popova E.E., Yool A., Coward A.C. et al.* What controls primary production in the Arctic Ocean? Results from an intercomparison of five general circulation models with biogeochemistry // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C00D12. 16 PP.
https://doi.org/10.1029/2011JC007112

51. *Ryther J.H., Yentsch C.S.* The estimation of phytoplankton production in the ocean from chlorophyll and light data // Limnol. Oceanogr. 1957. V. 2. P. 281–286.

52. *Saba V., Friedrichs M.A.M., Antoine D. et al.* An evaluation of ocean color model estimates of marine primary productivity in coastal and pelagic regions across the globe // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 489–503.

53. *Saba V., Marjorie S., Friedrichs M.A.M. et al.* Challenges of modeling depth-integrated marine primary productivity over multiple decades: A case study at BATS and HOT // Global Biogeochem. Cycles. 2010. V. 24. GB3020.
https://doi.org/10.1029/2009GB003655

54. *Schourup-Kristensen V., Wekerle C., Wolf-Gladrow D.A., Völker C.* Arctic Ocean biogeochemistry in the high resolution FESOM 1.4-REcoM2 // Progr. Oceanogr. 2018. V. 168. P. 65–81.

55. *Smith W.O., Harrison W.G.* New production in polar regions: the role of environmental controls // Deep-Sea Res. 1991. V. 38. № 12. P. 1463–1479.

56. *Sorokin Yu.I., Sorokin P.Yu.* Plankton and primary production in the Lena river estuary and in the south-eastern Laptev Sea // Estuar. Coast. Shelf Sci. 1996. V. 43. P. 399–418.

57. *Steemann Nielsen E.* The use of radioactive carbon (C^{14}) for measuring organic production in the sea // J. Cons. Perm. Ins. Explor. Mer. 1952. № 18. P. 117–140.

58. *Steemann Nielsen E.* Experimental methods for measuring organic production in the sea // Rapp. P.-v. Réun. Cons. perm. int. Explor. Mer. 1958. V. 144. P. 38–46.

59. *Steiner N.S., Sou T., Deal C. et al.* The future of the subsurface chlorophyll-a maximum in the Canada Basin—A model intercomparison // J. of Geophys. Res. V. 121. P. 387–409.
https://doi.org/10.1002/2015JC011232

60. *Timmermans M.L., Cole S., Toole J.* Horizontal density structure and restratification of the Arctic Ocean surface layer // J. Phys. Oceanogr. 2012. V. 42. № 4. P. 659–668.

61. *Tremblay J-É., Michel C., Hobson K.A.* Bloom dynamics in early opening waters of the Arctic Ocean // Limnol. Oceanogr. 2006. V. 51. № 2. P. 900–912.

62. *Tremblay J-É., Simpson K., Martin J. et al.* 2008. Vertical stability and the annual dynamics of nutrients and chlorophyll fluorescence in the coastal, southeast Beaufort Sea // J. of Geophys. Res. 2008. V. 113. C07S90.
https://doi.org/10.1029/2007JC004547

63. *Tuschling K.* Phytoplankton ecology in the arctic Laptev Sea – a comparison of three seasons // Ber. Polarforschung. 2000. № 347. 144 p.

64. *Uitz J., Claustre H., Morel A., Hooker S.B.* Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean: An assessment on surface chlorophyll // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. C08005.
https://doi.org/10.1029/2005JC003207

Vertical Variability of Primary Production and Features of Subsurface Chlorophyll Maximum in the Laptev Sea in August–September of 2015, 2017 and 2018

A. B. Demidov[a, #], V. I. Gagarin[a], V. A. Artemiev[a], E. G. Arashkevich[a], P. N. Makkaveev[a], S. A. Shchuka[a], A. N. Khrapko[a], A. V. Grigoriev[a], O. V. Vorobieva[b, c], I. V. Konyukhov[b], A. V. Fedorov[d]

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

[b] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[c] *Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia*

[d] *South Branch of Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Gelendzhik, Russia*

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

Vertical distribution of phytoplankton primary production (PP) and chlorophyll a (Chl) was studied based on the data of three cruises carried out in August–September of 2015, 2017 and 2018. PP maximum was located at the surface or within 0–5 m of subsurface layer. Subsurface chlorophyll maximum (SCM) was registered at 39% sites on the outer shelf and in vicinity of the continental slope. Along the northward transect (130° E) from the Lena`s river delta SCM was not detected. As in the other areas of the World Ocean SCM was located below upper mixed layer (UML), in nitracline, near an euphotic depth (1% photosynthetically available radiation). Generally, SCM was not accompanied by additional maximum of PP. Chl concentration at SCM not exceeded 1 mg m^{-3}. PP produced within UML and SCM contributed 72% and 23% to water column primary production (IPP), respectively. Our results suggest that impact of SCM on IPP was insufficient due to low Chl concentration and PP co-limitation by light and temperature.

Keywords: primary production, chlorophyll, subsurface chlorophyll maximum, Laptev Sea

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 233–243

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 574.55:574.524

МОДЕЛИРОВАНИЕ И РЕКОНСТРУКЦИЯ БИОТИЧЕСКОГО ПОТОКА ЭНЕРГИИ В ЭКОСИСТЕМЕ БЕЛОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ БАЛАНСОВОГО ПРИНЦИПА

© 2020 г. В. В. Бульон[1, *], В. Я. Бергер[1]

[1]*Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия*

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

Поступила в редакцию 13.04.2019 г.
После доработки 29.10.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Представлены результаты анализа масс–балансовой модели, имитирующей биотический поток энергии в экосистеме Белого моря. Модель предназначена для прогнозирования годовой продукции автотрофных организмов, редуцентов и консументов разного порядка, включая рыб и морских млекопитающих. Результаты анализа модели даются в табличной форме и включают в себя биотический баланс моря, т.е. биомассу и продукцию ключевых групп гидробионтов и значения энергетических потоков, текущих по трофическим цепям по типу "жертва–хищник". При прогнозировании продукции бактериопланктона учитывалось, что бактерии ассимилируют не только продукцию фитопланктона, но и аллохтонное РОВ. Продукция морских млекопитающих (белух), прогнозируемая моделью, близка по значению к продукции, рассчитанной по данным авиаучета численности животных и количеству потребленной ими пищи. Согласно модели продукция рыбного сообщества ≈1.2 ккал/(м^2 год). По статистическим данным продукция рыб примерно в 5 раз меньше прогнозируемой величины. Это связано, по-видимому, с существенной недооценкой запаса рыб в Белом море, на основании которого рассчитывалась продукция всего рыбного сообщества. Согласно прогнозу, годовой вылов рыбы в Белом море мог бы составлять 4 кг/га (0.4 ккал/м^2 год), что очень близко к тому, что имело место в далеком прошлом, около 150 лет назад (по архивным данным). В настоящее время промысел рыб в Белом море резко сократился, либо плохо учитывается.

Ключевые слова: Белое море, биотический поток энергии, моделирование, продукция гидробионтов

DOI: 10.31857/S003015742002001X

Знания о механизме функционирования водных экосистем нуждаются в обобщении, которое может быть исполнено путем моделирования трофических связей и биотического потока энергии при строгом соблюдении первого закона термодинамики. Биотические и абиотические факторы через систему соподчиненных связей формируют поток энергии от фотосинтезирующих организмов и редуцентов к консументам разного порядка. Такой системный подход в сочетании с балансовым принципом был использован при создании масс–балансовой модели Белого моря. Первоначально модель предназначалась для прогнозирования скорости биотических процессов в экосистемах озерного типа. Она успешно прошла тестирование по эмпирическим данным для озер Белоруссии, Карелии, Карельского перешейка и водохранилищ Дальнего Востока [10, 12–14, 23]. Данная работа – первый опыт применения модели для оценки биологической продуктивности Белого моря, которое, будучи внутренним морем, по морфологическим и гидрологическим параметрам имеет некоторое сходство с крупными озерными экосистемами: сравнительно слабый водообмен с Северным Ледовитым океаном, сток рек играет большую роль в формировании гидрохимического режима [33]. Результаты модели сопоставлены с опубликованными материалами по Белому морю [3, 4, 26–28].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Модель представляет собой трофическую пирамиду (рис. 1), в основании которой – первичные продуценты (фитопланктон B_{php}, микрофитобентос B_{phb}, макрофиты B_{mac} и эпифиты B_{epi}). Следующий трофический уровень представлен редуцентами (бактериопланктоном B_{bcp} и бактериобентосом B_{bcb}), за которыми следуют консументы 1-го и 2-го порядка (нехищный B_{hzo} и хищный B_{pzo} зоопланктон и зообентос B_{zbe}) и консументы 3-го порядка (планктоноядные B_{plf} и бентосоядными рыбами B_{bef}). В вершине трофической пирамиды – хищные рыбы B_{psf} и морские

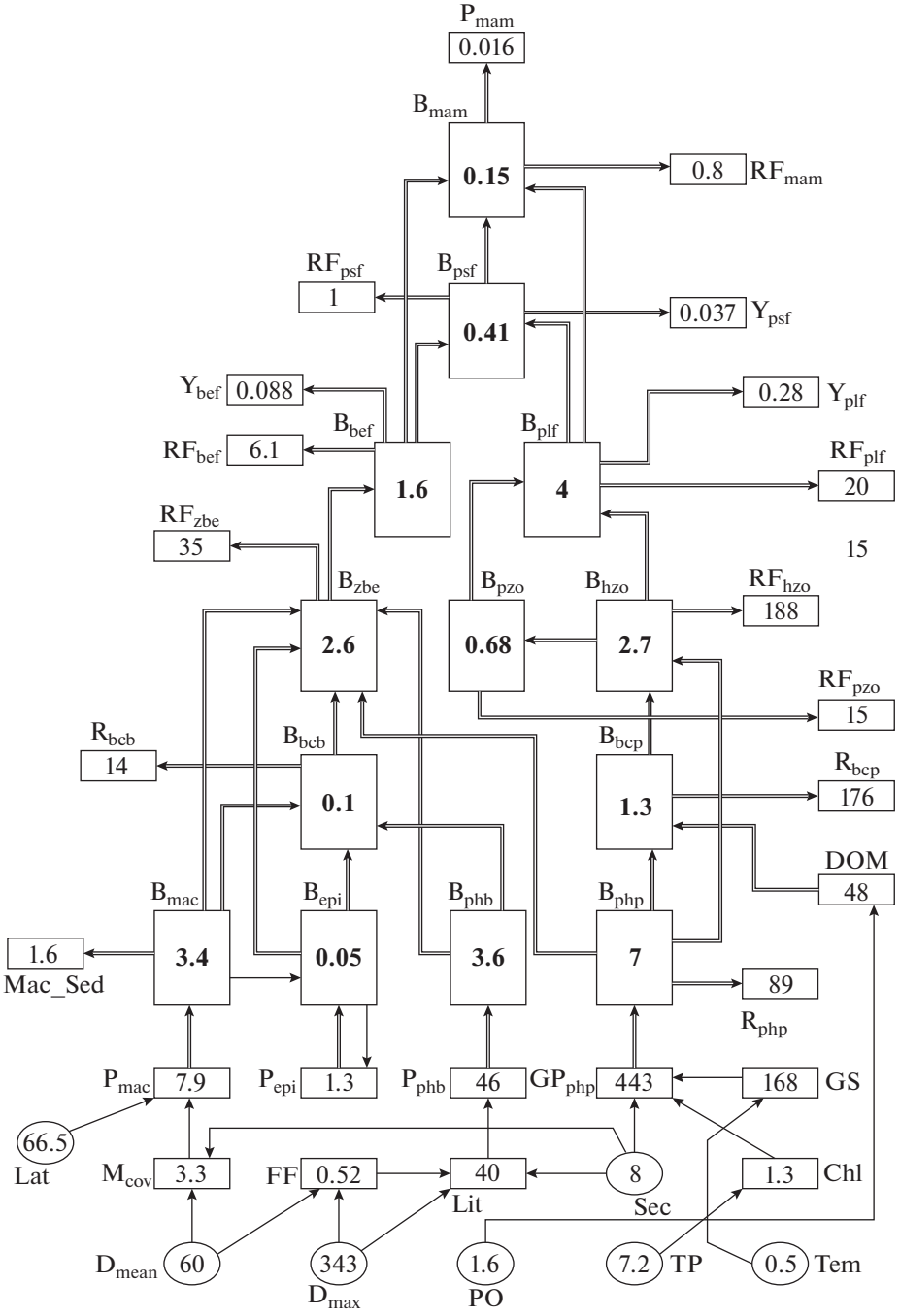

Рис. 1. Схема модели для прогнозирования биомассы и продукции ключевых групп гидробионтов (Lat, Tem, D_{mean}, D_{max}, Sec, PO, TP – входные параметры). Объяснения символов в тексте.

млекопитающие B_{mam}. Связи между компонентами модели изображены одинарными стрелками, каналы потока энергии – двойными стрелками. В качестве входных параметров модели используются следующие независимые переменные.

Абиотические факторы: Lat – географическая широта, °с.ш.; Tem – среднегодовая температура воздуха, °C; D_{mean} и D_{max} – средняя и максимальная глубина моря, м; Sec – прозрачность воды по диску Секки, м; PO – перманганатная окисляемость воды, мг O_2/л; TP – содержание в воде общего фосфора, мкг/л (табл. 1).

Биотические факторы: Скорость оборота биомассы гидробионтов, суточное ассимиляционное число хлорофилла "*a*" фитопланктона (табл. 2).

Эффективность использования водными организмами потребленной энергии на рост (эффективность роста) (табл. 2).

Таблица 1. Средние значения входных абиотических параметров модели экосистемы Белого моря: [2, 4, 16, 24, 25]

Географическая широта, Lat	66.5 °с.ш.
Среднегодовая температура воздуха, Tem	0.5°C
Средняя глубина, D_{mean}	60 м
Максимальная глубина, D_{max}	343 м
Прозрачность воды, Sec	8 м
Перманганатная окисляемость воды, PO	1.6 мг O_2/л
Содержание в воде общего фосфора, TP	7.2 мкг/л

Таблица 2. Средние значения входных биотических параметров модели: [1, 4, 5, 17, 19, 20, 27, 30, 35, 41, 42, 50, 52]

Трофическое звено	Скорость оборота биомассы, $сут^{-1}$		Эффективность роста	
Фитопланктон	V_{php}	0.30	E_{php}	0.8
Макрофиты	V_{mac}	0.014	–	–
Эпифиты	V_{epi}	0.15	–	–
Микрофитобентос	V_{phb}	0.075	–	–
Бактериопланктон	V_{bcp}	0.4	E_{bcp}	0.33
Бактериобентос	V_{bcb}	0.4	E_{bcb}	0.33
Нехищный зоопланктон	V_{hzo}	0.08	E_{hzo}	0.16
Хищный зоопланктон	V_{pzo}	0.06	E_{pzo}	0.32
Зообентос	V_{zbe}	0.015	E_{zbe}	0.16
Планктоноядные рыбы	V_{plf}	0.0025	E_{plf}	0.08
Бентосоядные рыбы	V_{bef}	0.0020	E_{bef}	0.08
Хищные рыбы	V_{psf}	0.0016	E_{psf}	0.1
Млекопитающие	V_{mam}	0.0006	E_{mam}	0.019
	DAN*	25		

* DAN – ассимиляционное число для фитопланктона, мг С/ мг хлорофилла *a* за сутки.
Примечание. Прочерк – отсутствие данных.

Коэффициенты распределения продукции гидробионтов между потребителями (табл. 3).

Уравнения, используемые в модельном алгоритме:

$GS = 8.7\ Tem + 164$ – длительность вегетационного сезона, дни (рис. 2).

$Chl = 0.103\ TP^{1.29}$ – концентрация хлорофилла *a*, мкг/л [9].

$M_{cov} = 25\ (Sec/D_{mean})$ – площадь зеркала водоема, занимаемая макрофитами, % [8].

$Lit = (1 - ((D_{max} - 2\ Sec)/(D_{max} + 2\ Sec\ EXP(3 - FF^{1.5})))^{(0.5/FF)})\ 100$ – отношение площади литоральной зоны к площади зеркала водоема, % [40].

$FF = 3D_{mean}/D_{max}$ – фактор формы котловины водоема.

Модельный алгоритм:

Фитопланктон

$B_{php} = E_{php}GP_{php}/(V_{php}GS)$ – биомасса фитопланктона, ккал/м^2.

$GP_{php} = DAN\,Chl\,Sec \times GS/100$ – валовая продукция фитопланктона, ккал/(м^2 год).

$R_{php} = GP_{php}\ (1 - E_{php})$ – потери энергии фитопланктоном при дыхании, ккал/(м^2 год).

Макрофиты

$B_{mac} = P_{mac}/(V_{mac}GS)$ – биомасса макрофитов, ккал/м^2.

$P_{mac} = 10\ \hat{}\ (2.21 + 1.08\ LOG10(M_{cov}) - 0.49\ (90/(90 - Lat)))$ – чистая продукция макрофитов, ккал/(м^2 год) [8].

$Mac_Sed = P_{mac}\ (1 - DC_{mac_bcb} - DC_{mac_zbe})$ – продукция макрофитов, захороненная в донных отложениях, ккал/(м^2 год)

Микрофитобентос

$B_{phb} = P_{phb}/(V_{phb}GS)$ – продукция микрофитобентоса, ккал/м^2.

$P_{phb} = E_{php}GP_{php} \times 0.32\ Lit$ – чистая продукция микрофитобентоса, ккал/(м^2 год), как функция продукции фитопланктона и относительной площади литоральной зоны [8].

Таблица 3. Коэффициенты распределения (DC) продукции гидробионтов между потребителями: [4, 6, 35, 41]

Трофические цепи	Коэффициенты распределения	
Макрофиты:		
бактериобентос	DC_{mac_bcb}	0.3
зообентос	DC_{mac_zbe}	0.5
донные отложения	$1 - DC_{mac_bcb} - DC_{mac_zbe}$	0.2
Эпифиты:		
бактериобентос	DC_{epi_bcb}	0.4
зообентос	$1 - DC_{epi_bcb}$	0.6
Микрофитобентос:		
бактериобентос	DC_{phb_bcb}	0.4
зообентос	$1 - DC_{phb_bcb}$	0.6
Нехищный зоопланктон:		
хищный зоопланктон	DC_{hzo_pzo}	0.6
планктоноядные рыбы	$1 - DC_{hzo_pzo}$	0.4
Планктоноядные рыбы:		
хищные рыбы	DC_{plf_psf}	0.5
млекопитающие	DC_{plf_mam}	0.33
вылов*	$1 - DC_{plf_psf} - DC_{plf_mam}$	0.17
Бентосоядные рыбы:		
хищные рыбы	DC_{bef_psf}	0.5
млекопитающие	DC_{bef_mam}	0.33
вылов*	$1 - DC_{bef_psf} - DC_{bef_mam}$	0.17
Хищные рыбы		
млекопитающие	DC_{psf_mam}	0.67
вылов*	$1 - DC_{psf_mam}$	0.33

* Вылов рыбы человеком и/или естественная смертность рыб.

Эпифиты

$B_{epi} = 0.015\ B_{mac}$ – биомасса эпифитов, ккал/м^2. Принято, что биомасса эпифитов составляет ≈1.5% биомассы макрофитов [8].

$P_{epi} = 0.015\ P_{mac}V_{epi}/V_{mac}$ – чистая продукция эпифитов, ккал/(м^2 год).

Бактериопланктон

$B_{bcp} = E_{bcp}$ (Php_Bcp + DOM)/(V_{bcp}GS) – биомасса бактериопланктона, ккал/м^2.

Php_Bcp = $(0.2/E_{bcp})P_{php}$ – продукция фитопланктона, ассимилированная бактериопланктоном, ккал/(м^2 год), где $P_{php} = B_{php}V_{php}$GS. Принято, что ≈20% чистой продукции фитопланктона включается в бактериальную продукцию [7].

DOM = ((0.3 PO) × 0.001D_{mean}GS) 10 – аллохтонное РОВ, ассимилированное бактериопланктоном, ккал/(м^2 год). Принято, что константа скорости ассимиляции бактериопланктоном гуминовых соединений составляет ≈0.001 сут$^{-1}$ [15, 36–38, 49]. Концентрация в воде гуминовых веществ, мг С/л, оценивалась по перманганатной окисляемости воды [31, 32].

R_{bcp} = (DOM + Php_Bcp)(1 – E_{bcp}) – потери энергии бактериопланктоном при дыхании, ккал/(м^2 год).

Бактериобентос

$B_{bcb} = E_{bcb}$(Mac_Bcb + Epi_Bcb + Phb_Bcb)/(V_{bcb}GS) – биомасса бактериобентоса, ккал/м^2.

Mac_Bcb = $DC_{mac_bcb}P_{mac}$ – продукция макрофитов, ассимилированная бактериобентосом, ккал/(м^2 год).

Epi_Bcb = $DC_{epi_bcb}P_{epi}$ – продукция эпифитов, ассимилированная бактериобентосом, ккал/(м^2 год).

Phb_Bcb = $DC_{phb_bcb}P_{phb}$ – продукция микрофитобентоса, ассимилированная бактериобентосом, ккал/(м^2 год).

R_{bcb} = (Epi_Bcb + Mac_Bcb + Phb_Bcb)(1 – E_{bcb}) – потери энергии бактериобентосом при дыхании, ккал/(м^2 год).

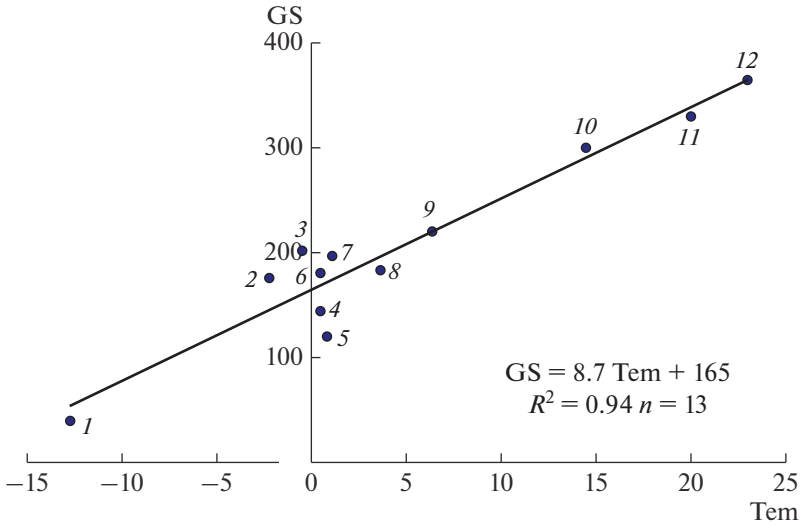

Рис. 2. Зависимость длительности вегетационного сезона (GS, дни) от среднегодовой температуры воздуха (Tem, °C). Озеро на о-ве Хейса в архипелаге Земля Франца-Иосифа (*1*), Зейское (*2*) и Бурейское (*3*) водохранилища, озера Кривое в Северной Карелии (*4*) и Зеленецкое на Кольском п-ве (*5*), Белое море (*6*), Богучанское водохранилище (*7*), озера Красное на Карельском перешейке (*8*), Нарочь в Беларуси (*9*), Инкити в Грузии (*10*), Киннерет в Израиле (*11*), Джордж в Уганде и Кодаи в Индии (*12*) [12, 13, 23, 48, 51].

Нехищный зоопланктон

$B_{hzo} = E_{hzo}(Php_Hzo + Bcp_Hzo)/(V_{hzo}GS)$ – биомасса нехищного зоопланктона, ккал/м^2.

$Php_Hzo = P_{php} - Php_Bcp - Php_Zbe$ – продукция фитопланктона, потребленная нехищным зоопланктоном, ккал/(м^2 год).

$Bcp_Hzo = P_{bcp}$ – продукция бактериопланктона, потребленная нехищным зоопланктоном, ккал/(м^2 год), где $P_{bcp} = B_{bcp}V_{bcp}GS$.

$RF_{hzo} = (Bcp_Hzo + Php_Hzo)(1 - E_{hzo})$ – потери энергии нехищным зоопланктоном при дыхании и с неусвоенной пищей, ккал/(м^2 год).

Хищный зоопланктон

$B_{pzo} = E_{pzo}Hzo_Pzo/(V_{pzo}GS)$ – биомасса хищного зоопланктона, ккал/м^2.

$Hzo_Pzo = DC_{hzo_pzo}P_{hzo}$ – продукция нехищного зоопланктона, потребленная хищным зоопланктоном, ккал/(м^2 год), где $P_{hzo} = B_{hzo}V_{hzo}GS$.

$RF_{pzo} = Hzo_Pzo(1 - E_{pzo})$ – потери энергии хищным зоопланктоном при дыхании и с неусвоенной пищей, ккал/(м^2 год).

Зообентос

$B_{zbe} = E_{zbe}(Mac_Zbe + Epi_Zbe + Phb_Zbe + Bcb_Zbe + Php_Zbe)/(V_{zbe}GS)$ – биомасса зообентоса, ккал/м^2.

$Mac_Zbe = DC_{mac_zbe}P_{mac}$ – продукция макрофитов, потребленная зообентосом, ккал/(м^2 год).

$Epi_Zbe = (1 - DC_{epi_bcb})P_{epi}$ – продукция эпифитов, потребленная зообентосом, ккал/(м^2 год).

$Phb_Zbe = (1 - DC_{phb_bcb})P_{phb}$ – продукция микрофитобентоса, потребленная зообентосом, ккал/(м^2 год).

$Php_Zbe = 0.1\ B_{php}GS/D_{mean}$ – продукция фитопланктона, осевшая на дно и потребленная зообентосом, ккал/(м^2 год). 0.1 – скорость седиментации фитопланктона, м/сут.

$Bcb_Zbe = P_{bcb}$ – продукция бактериобентоса, потребленная зообентосом, ккал/(м^2 год), где $P_{bcb} = B_{bcb}V_{bcb}GS$.

$RF_{zbe} = (Bcb_Zbe + Epi_Zbe + Mac_Zbe + Phb_Zbe + Php_Zbe)(1 - E_{zbe})$ – потери энергии зообентосом при дыхании и с неусвоенной пищей, ккал/(м^2 год).

Планктоноядные рыбы

$B_{plf} = E_{plf}(Hzo_Plf + Pzo_Plf)/(V_{plf}GS)$ – биомасса планктоноядных рыб, ккал/м^2.

$Hzo_Plf = (1 - DC_{hzo_pzo})B_{hzo}V_{hzo}GS$ – продукция нехищного зоопланктона, потребленная планктоноядными рыбами, ккал/(м^2 год).

$Pzo_Plf = P_{pzo}$ – продукция хищного зоопланктона, потребленная планктоноядными рыбами, ккал/(м^2 год), где $P_{pzo} = B_{pzo}V_{pzo}GS$.

$Y_{plf} = (1 - DC_{plf_psf} - DC_{plf_mam})P_{plf}$ – вылов человеком и (или) естественная смертность планктоноядных рыб, ккал/(м^2 год), где $P_{plf} = B_{plf}V_{plf}GS$.

$RF_{plf} = (Hzo_Plf + Pzo_Plf)(1 - E_{plf})$ – потери энергии планктоноядными рыбами при дыхании и с неусвоенной пищей, ккал/(м^2 год).

Таблица 4. Средние значения биомассы (B), продукции (P), скорости оборота биомассы (P/B) и отношения продукции к суммарной первичной продукции (P/P_{prim}) для организмов разных трофических групп Белого моря. Результаты моделирования

Трофическое звено	B, ккал/м^2	P, ккал/м^2 за вегетационный сезон	P/B, за вегетационный сезон	P/P_{prim}, %
Фитопланктон	7	354	51	87
Макрофиты	3.4	7.9	2.4	1.9
Эпифиты	0.05	1.3	25	0.31
Микрофитобентос	3.6	46	13	11
Первичные продуценты	–	409	–	100
Бактериопланктон	1.3	87	67	21
Бактериобентос	0.1	7	67	1.7
Нехищный зоопланктон	2.7	36	13	8.8
Хищный зоопланктон	0.68	6.9	10	1.7
Сообщество зоопланктона	–	21	–	5.1
Зообентос	2.6	6.6	2.5	1.6
Планктоноядные рыбы	4	1.7	0.42	0.42
Бентосоядные рыбы	1.6	0.53	0.34	0.13
Хищные рыбы	0.41	0.11	0.27	0.027
Сообщество рыб	–	1.2	–	0.27
Морские млекопитающие	0.15	0.016	0.1	0.0038

Бентосоядные рыбы

$B_{bef} = E_{bef}ZbeBef/(V_{bef}GS)$ – биомасса бентосоядных рыб, ккал/м^2.

$Zbe_Bef = P_{zbe}$ – продукция зообентоса, потребленная бентосоядными рыбами, ккал/(м^2 год), где $P_{zbe} = B_{zbe}V_{zbe}GS$.

$Y_{bef} = (1 - DC_{bef_psf} - DC_{bef_mam})P_{bef}$ – вылов человеком и (или) естественная смертность бентосоядных рыб, ккал/(м^2 год), где $P_{bef} = B_{bef}V_{bef}GS$.

$RF_{bef} = Zbe_Bef(1 - E_{bef})$ – потери энергии бентосоядными рыбами при дыхании и с неусвоенной пищей, ккал/(м^2 год).

Хищные рыбы

$B_{psf} = E_{psf}(Plf_Psf + Bef_Psf)/(V_{psf}GS)$ – биомасса хищных рыб, ккал/м^2.

$Plf_Psf = DC_{plf_psf}P_{plf}$ – продукция планктоноядных рыб, потребленная хищными рыбами, ккал/(м^2 год).

$Bef_Psf = DC_{bef_psf}P_{bef}$ – продукция бентосоядных рыб, потребленная хищными рыбами, ккал/(м^2 год).

$Y_{psf} = (1 - DC_{psf_mam})P_{psf}$ – вылов человеком и (или) естественная смертность хищных рыб, ккал/(м^2 год), где $P_{psf} = B_{psf}V_{bef}GS$.

$RF_{psf} = (Bef_Psf + Plf_Psf)(1 - E_{psf})$ – потери энергии хищными рыбами при дыхании и с неусвоенной пищей, ккал/(м^2 год).

Морские млекопитающие

$B_{mam} = E_{mam}(Plf_Mam + Bef_Mam + Psf_Mam)/(V_{mam}GS)$ – биомасса морских млекопитающих, ккал/м^2.

$Plf_Mam = DC_{plf_mam}P_{plf}$ – продукция планктоноядных рыб, потребленная морскими млекопитающими, ккал/(м^2 год).

$Bef_Mam = DC_{bef_mam}P_{bef}$ – продукция бентосоядных рыб, потребленная морскими млекопитающими, ккал/(м^2 год).

$Psf_Mam = DC_{psf_mam}P_{psf}$ – продукция хищных рыб, потребленная морскими млекопитающими, ккал/(м^2 год).

$P_{mam} = B_{mam}V_{mam}GS$ – продукция морских млекопитающих, ккал/(м^2 год).

$RF_{mam} = (Plf_Mam + Bef_Mam + Psf_Mam)(1 - E_{mam})$ – потери энергии морскими млекопитающими при дыхании и с неусвоенной пищей, ккал/(м^2 год).

Биотические параметры V, E и DC, заданные как *x*-переменные, выведены на связанные с моделью панели, аналогичные табл. 2 и 3. Результаты анализа модели даются в табличной форме и включают в себя биотический баланс моря, т.е. биомассу и продукцию ключевых групп гидробионтов (табл. 4) и значения энергетических потоков, текущих по трофическим цепям по типу “жертва–хищник” (табл. 5).

Таблица 5. Распределение биотического потока энергии между компонентами трофической сети в экосистеме Белого моря. Результаты моделирования

Трофические цепи	Поток, ккал/(м^2 год)	Трофические цепи	Поток, ккал/(м^2 год)
Фитопланктон:		**Нехищный зоопланктон:**	
бактериопланктон	215	хищный зоопланктон	23
нехищный зоопланктон	138	планктоноядные рыбы	14
зообентос*	2	**Хищный зоопланктон:**	
Макрофиты:		планктоноядные рыбы	6.9
бактериобентос	2.4	**Зообентос:**	
зообентос	4	бентосоядные рыбы	6.6
донные отложения	1.6	**Планктоноядные рыбы:**	
Эпифиты:		хищные рыбы	0.85
бактериобентос	0.51	млекопитающие	0.57
зообентос	0.76	вылов**	0.28
Микрофитобентос:		**Бентосоядные рыбы:**	
бактериобентос	18	хищные рыбы	0.26
зообентос	27	млекопитающие	0.18
Аллохтонное РОВ:		вылов**	0.088
бактериопланктон	87	**Хищные рыбы:**	
Бактериопланктон:		млекопитающие	0.074
нехищный зоопланктон	48	вылов**	0.037
Бактериобентос:			
зообентос	7		

* Зообентос потребляет осевший на дно фитопланктон. Принято, что линейная скорость седиментации фитопланктона ≈0.1 м/сут.

** Вылов рыбы человеком и/или естественная смертность рыб.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На основании РО оценивалось содержание в воде растворенного органического вещества РОВ, поступающего в море извне, преимущественно, с речным стоком. По М.П. Максимовой [22], РО в Белом море изменяется по акватории и глубинам в узких границах – 1.4–2.0 при средней 1.6 мг O_2/л. Для перехода величины РО к содержанию аллохтонного РОВ, представленного гуминовыми соединениями (в мг С/л), применялся коэффициент 0.3 (в соответствии с дыхательным коэффициентом 0.8).

По И.Ю. Потаповой и Ю.Л. Сластиной [26], содержание TP в море достаточно стабильно, в границах 12–18, в среднем 15 мкг/л. Соотношение масс TN и TP значительно выше 7, молярное соотношение >15 [11, 26], что свидетельствует о роли фосфора как фактора, лимитирующего продукцию фитопланктона. По В.В. Сапожникову и М.П. Метревели [29], если принять во внимание все формы азота, а также прямую фиксацию азота из атмосферы, то положение с азотом в морских водах не так катастрофично, как принято считать. Показано, что лимитирование роста водорослей фосфором может чередоваться ограничительной ролью азота, то есть вопрос о том, в каком из двух элементов (азоте или фосфоре) более нуждаются растительные организмы, не является корректным [45].

Содержание хлорофилла *a* в планктоне Белого моря обычно варьирует от 0.9 до 2 мкг/л при средней ≈1.3 мкг/л [21, 24, 34, 46], соотношение Chl/TP = 0, 11 ± 0.04. Такое соотношение может применяться для оценки Chl по TP только в условиях Белого моря. Зависимость концентрации Chl от содержания фосфора в северных морских водах, в том числе в Белом море демонстрируется на рис. 3. Видно, что на фоне линий регрессий, описывающих зависимость Chl от TP в природных водах [9, 39, 43, 47], значения TP и Chl для Белого моря неплохо согласуются между собой, хотя некоторое отклонение от линий регрессий имеет место.

Обсуждаемая в данной работе модель позволяет реконструировать содержание TP по концентрации Chl в планктоне: если, согласно [21, 24, 34, 46], Chl = 1.3 мкг/л, то TP = 7.2 мкг/л. На этом основании нами было сделано предположение, что в Белом море только около половины TP находится в биологически доступной форме. Нело-

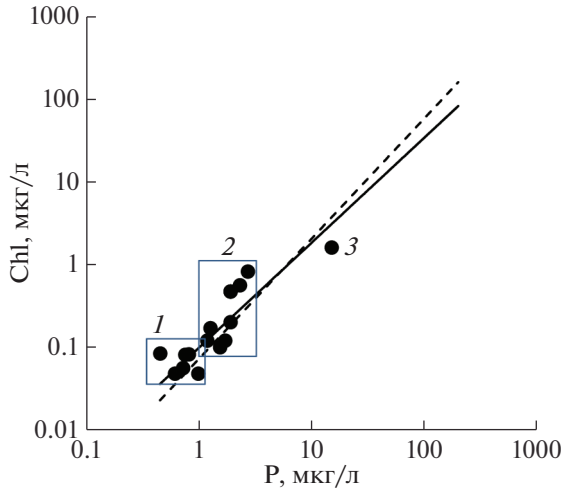

Рис. 3. Зависимость концентрации хлорофилла *a* от содержания взвешенного (*1*, *2*) и общего фосфора (*3*) в морских водах. *1* – пролив Ермак, о-в Хейса, *2* – Баренцево море 69°16′–80°40′ с.ш. [9], *3* – Белое море [26]. Линии регрессии: сплошная – Chl по PP [9], пунктирная – Chl по TP [39].

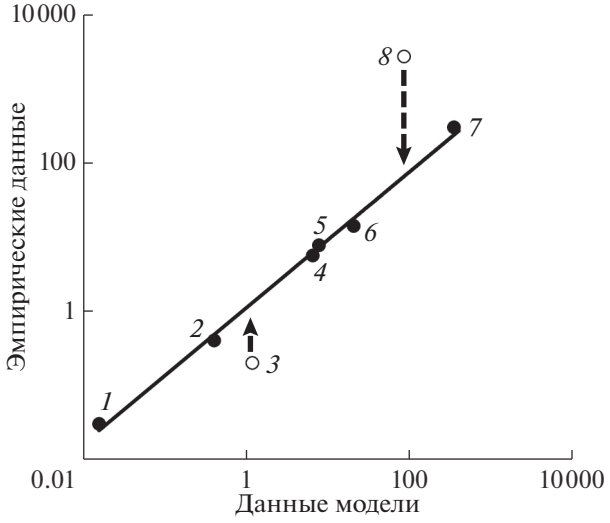

Рис. 4. Сравнение эмпирических данных по продукции гидробионтов Белого моря [4] с результатами модели. *1* – морские млекопитающие, *2* – вылов рыбы (по архивным данным), *3* – продукция рыб, *4* – зообентоса, *5* – макрофитов, *6* – зоопланктона, *7* – фитопланктона, *8* – бактериопланктона (ккал/м^2 год).

гично искать биологически активный фосфор в свободной растворенной форме, так как при дефиците фосфора и вследствие быстрого его оборота биологически доступный P практически весь ассимилируется фитопланктоном и таким образом трансформируется во взвешенную фракцию (PP). Такая точка зрения согласуется с моделью Смита [47], согласно которой существует вполне определенная достаточно тесная связь между PP и Chl, не зависящая от отношения TN/TP. Кроме того, TP ≈ PP при крайне высоких отношениях TN/TP. Значения всех входных абиотических параметров модели указаны в табл. 1.

В среднем за сезон суточная продукция фитопланктона варьирует от 115 до 670 мг C/(м^2 сут) и составляет в среднем ≈ 250 мг C/(м^2 сут) [4, 18]. Если глубина эвфотной зоне в Белом море 15–20 м [18] при Sec ≈ 8 м [16, 25], то скорость фотосинтеза на глубине с оптимальными световыми условиями, регистрируемая, как правило, у самой поверхности, может быть оценена как частное от деления суточной продукции фитопланктона на прозрачность воды по диску Секки, т.е. ≈30 мкг C/(л сут). Средняя концентрация Chl в поверхностных водах акватории Белого моря составляет, как показано выше, 1.3 мкг/л, следовательно, DAN ≈ 25 мг C/мг (табл. 2).

Исходя из значений входных биотических и абиотических параметров (табл. 1–3), суммарная первичная продукция Белого моря, включающая продукцию фитопланктона, макрофитов, эпифитов и микрофитобентоса, P_{prim} ≈ 410 ккал/(м^2 год). Основная часть суммарной первичной продукции (87%) создается фитопланктоном. На долю микрофитобентоса приходятся 11%, на долю макрофитов и эпифитов лишь 2% суммарной первичной продукции. Согласно модели, величины чистой продукции фитопланктона и макрофитов очень близки к данным натурных наблюдений (рис. 4).

При прогнозировании продукции бактериопланктона учитывалось, что бактерии ассимилируют не только продукцию фитопланктона, но и аллохтонное POB. Бактерии, согласно модели, ассимилируют около 50 ккал/(м^2 год) из фонда аллохтонного POB и 215 ккал/(м^2 год) из фракции POB, продуцируемого фитопланктоном (табл. 5). Таким образом, общая ассимиляция POB бактериопланктоном ≈ 265 ккал/(м^2 год).

По модели продукция бактериопланктона за счет ассимиляции аллохтонного POB и продукции фитопланктона ≈ 85 ккал/(м^2 год). По натурным наблюдениям продукция бактерий почти в 30 раз превышает показания модели (рис. 4). Этот факт легко объясняется тем, что продукция бактерий измерялась в районе мидиевых хозяйств, где наблюдалось повышенное содержание POB и более высокая бактериальная активность по сравнению с пелагической зоной Белого моря. Если продукцию бактериопланктона, измеренную в узкой прибрежной зоне, занимающей около 3% площади моря, равномерно распределить по всей акватории моря, то ее величина приблизится к величине, прогнозируемой моделью, и практически не будет отличаться от результатов, полученных в серии экспедиций 2002–2006 гг. [28].

Модель позволяет раздельно оценивать продукцию нехищного и хищного зоопланктона (табл. 5). Продукция сообщества зоопланктона в целом (P_{zpl}) равна сумме продукций нехищного и хищных животных за вычетом рациона хищных животных. По модели P_{zpl} составляет 20 ккал/(м^2 год). Эта величина близка к эмпирически установленной продукции зоопланктона – 14 ккал/(м^2 год). Продукция зообентоса по данным модели ≈6.6 ккал/(м^2 год). Она практически неотличима от данных, опубликованных В.Я. Бергером [3] (рис. 4).

Модель позволяет прогнозировать раздельно продукцию планктоноядных, бентосоядных, хищных рыб, а также продукцию сообщества рыб в целом (табл. 4). Согласно модели продукция рыбного сообщества ≈1.2 ккал/(м^2 год). По статистическим данным [4], продукция рыб ≈0.2 ккал/(м^2 год), т.е. примерно в 5 раз меньше прогнозируемой величины. Это связано, по-видимому, с существенной недооценкой запаса рыб в Белом море, на основании которого рассчитывалась продукция всего рыбного сообщества. Согласно прогнозу, годовой вылов рыбы в Белом море мог бы составлять 4 кг/га (0.4 ккал/м^2 год), что очень близко к тому, что имело место в далеком прошлом, около 150 лет назад (по архивным данным [4]). В настоящее время промысел рыб в Белом море резко сократился, либо плохо учитывается.

Среди морских млекопитающих основной ихтиофаг – белуха. На втором месте по потреблению рыбы – кольчатая нерпа, морской заяц и, в малой мере, гренландский тюлень. Продукция морских млекопитающих, прогнозируемая моделью, близка по значению к продукции, рассчитанной косвенным способом – по данным авиаучета численности животных и количеству потребленной ими пищи (рис. 4).

По результатам модели, в основание которой заложен балансовый принцип, расходование продукции рыб протекает следующим образом: потребление морскими млекопитающими ≈0.82, хищными рыбами ≈1.1, оптимальный допустимый улов людьми в сумме с естественной смертностью рыб ≈0.4 ккал/(м^2 год). По расчетам В.Я. Бергера [4], морские птицы используют лишь малую долю продукции зообентоса (≈1.4%) и рыб (≈1.2%), поэтому ролью птиц в биотическом балансе экосистемы Белого моря можно пренебречь.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модель экосистемы Белого моря, созданная с учетом накопленных за многие десятилетия знаний о механизме функционирования водных экосистем, сама становится “экосистемой”, которая подлежит исследованию. Анализ представленной здесь модели показал, что скорость потока энергии от первичных продуцентов и редуцентов к верхним трофическим уровням регулируется внешними факторами (продолжительностью вегетационного сезона через температуру, солнечной радиацией через ассимиляционное число, биогенными элементами и аллохтонным РОВ), т.е. “снизу”. Это согласуется с трофодинамической концепцией функционирования водных экосистем и с первым положением (эффектом “bottom-up”) распространенной концепции “трофического каскада” [44].

Преимущество модели – в ее доступности и прозрачности. Результаты ее анализа демонстрируются в виде биотического баланса водного объекта в наглядной и привычной для гидробиологов табличной форме. Модель может стать инструментом для реконструкции элементов пищевой сети и экспертной оценки трофического состояния экосистемы. В целом можно сделать вывод о том, что предложенная модель обладает достаточно высокой прогностической точностью и пригодна для составления биотических балансов не только озер, но и Белого моря, и, что важно, для взаимной проверки надежности эмпирических и предсказанных моделью данных.

Источник финансирования. Работа выполнена при поддержке гос. задания номер № АААА-А19-119020690091-0 “Исследования биологического разнообразия и механизмов воздействия антропогенных и естественных факторов на структурно-функциональную организацию экосистем континентальных водоемов. Систематизация биоразнообразия соленых озер и неполносоленых внутренних морей в зоне критической солености, изучение роли солоноватоводных видов в экосистемах”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алимов А.Ф.* Элементы теории функционирования водных экосистем. СПб.: Наука, 2000. 147 с.
2. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов / Под ред. Филатова Н.Н., Тержевика А.Ю. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 349 с.
3. *Бергер В.Я.* Продукционный потенциал и промысловая бедность Белого моря // 30 лет морской биологической станции Санкт-Петербургского университета: итоги и перспективы. СПб: СПб ГУ, 2005. С. 7–24.
4. *Бергер В.Я.* Продукционный потенциал Белого моря. СПб: ЗИН РАН, 2007. 292 с.
5. *Бергер В.Я., Бульон В.В.* Оценка запасов рыб Белого моря с помощью экосистемного анализа // Вопросы промысловой океанологии. 2012. Вып. 9. № 1. С. 171–191.

6. *Бульон В.В.* Зависимость рыбопродуктивности водоемов от первичной продукции // Сборник научных трудов ГосНИОРХ. 1983. Вып. 196. С. 3–11.
7. *Бульон В.В.* Внеклеточная продукция фитопланктона и методы ее исследования // Гидробиол. журнал. 1988. Т. 24. № 3. С. 64–73.
8. *Бульон В.В.* Вклад основных групп автотрофных организмов в первичную продукцию водоемов // Водные ресурсы. 2004. Т. 31. № 1. С. 98–108.
9. *Бульон В.В.* Новый взгляд на парадигму фосфорного контроля в лимнологии // Успехи современной биологии. 2016. Т. 136. № 3. С. 311-318.
10. *Бульон В.В., Сиротский С.Е.* Биологическая продуктивность Богучанского водохранилища: моделирование и прогноз // Изв. РАН. 2015. Сер. биологическая. № 4. С. 431–440.
11. Водные ресурсы Европейского Севера России: итоги и перспективы исследований / Под ред. Филатова Н.Н. и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 536 с.
12. Гидроэкологический мониторинг зоны влияния Бурейского гидроузла / Под ред. Сиротского С.Е. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2007. 273 с.
13. Гидроэкологический мониторинг зоны влияния Зейского гидроузла / Под ред. Сиротского С.Е. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2010. 354 с.
14. Динамика биологического разнообразия и биоресурсов континентальных водоемов / Под ред. Алимова А.Ф., Голубкова С.М. СПб.: Наука, 2012. 369 с.
15. *Драчев С.М.* Борьба с загрязнением рек, озер и водохранилищ промышленными и бытовыми стоками. М.: Наука, 1964. 274 с.
16. *Жилинский А.А.* Крайний Север европейской России. Петроград: СЗОПС, 1919. 296 с.
17. *Иванова М.Б.* Продукция планктонных ракообразных. Л.: ЗИН АН СССР, 1985. 222 с.
18. *Ильяш Л.В., Радченко И.Г., Кузнецов Л.Л. и др.* Пространственная вариабельность состава, обилия и продукции фитопланктона Белого моря в конце лета // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 24–32.
19. *Инкина Г.А.* Скорость потребления кислорода бактериопланктоном // Экспериментальные и полевые исследования биологических основ продуктивности озер. Л.: ЗИН АН СССР, 1979. С. 103–120.
20. *Коржев В.А., Забавников В.Б.* Оценка численности гренландского тюленя беломорской популяции в условиях недостатка биологической информации // Тр. ВНИРО. 2017. Т. 168. С. 105–116.
21. *Кравчишина М.Д., Буренков В.И., Копелевич О.В. и др.* Новые данные о пространственно-временной изменчивости концентрации хлорофилла *a* в Белом море // Докл. РАН. 2013. Т. 448. № 3. С. 342–348.
22. *Максимова М.П.* Органический углерод и окисляемость в водах Белого моря // Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР. 1959. № 1. С. 71–74.
23. Многолетние изменения биологических сообществ мезотрофного озера в условиях климатических флуктуаций и эвтрофирования / Под ред. Трифоновой И.С. СПб.: Из-во ЛЕМА, 2009. 246 с.
24. *Мордасова Н.В.* Косвенная оценка продуктивности вод по содержанию хлорофилла // Тр. ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 41–56.
25. Морской энциклопедический словарь. Т. 1 / Под ред. акад. Исанина Н.Н. Л.: Судостроение, 1991. 504 с.
26. *Потапова И.Ю., Сластина Ю.Л.* Распределение хлорофилла и биогенных элементов в воде Онежского залива Белого моря // Материалы IV Школы-конференции молодых ученых с международным участием. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 71–74.
27. *Примаков И.М., Бергер В.Я.* Продукция планктонных ракообразных в Белом море // Биология моря. 2007. Т. 33. № 5. С. 356–360.
28. *Саввичев А.С., Русанов И.М., Захарова Е.Е. и др.* Микробные процессы циклов углерода и серы в Белом море // Микробиология. 2008. Т. 77. № 6. С. 823–838.
29. *Сапожников В.В., Метревели М.П.* Стехиометрическая модель органического вещества – основа количественного изучения продукционно-деструкционных процессов в океане // Тр. ВНИРО. 2015. Т. 155. С. 135–145.
30. *Семенченко В.П.* Консументы и их роль в экосистемах: Курс лекций. Минск: БГУ, 2004. 95 с.
31. *Скопинцев Б.А.* Органическое вещество в природных водах (водный гумус). Л.: Гидрометеоиздат, 1950. 290 с.
32. *Скопинцев Б.А., Гончарова И.А.* Использование значений отношений различных показателей органического вещества природных вод для его качественной оценки // Современные проблемы региональной и прикладной гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 95–117.
33. *Стунжас П.А., Бородкин С.О.* Гидрохимические критерии обмена поверхностных и глубинных вод Белого моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 2. С. 189–198.
34. *Шевченко В.П., Здоровеннов Р.Э., Кравчишина М.Д. и др.* Системные исследования Белого моря в период летней межени 2009 г. в рейсе научно-исследовательского судна “Эколог” // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 666–670.
35. Экологическая система Нарочанских озер / Под ред. Винберга Г.Г. Минск: Из-во Университетское, 1985. 303 с.
36. *Bano N., Moran M.A., Hodson R.E.* Bacterial utilization of dissolved humic substances from a freshwater swamp // Aquat. Microb. Ecol. 1997. V. 12. № 3. P. 233–238.
37. *Berggren M., Laudon H., Jansson M.* Bacterial utilization of imported organic material in three small nested humic lakes // Verh. Internat. Verein. Limnol. 2010. V. 30. № 9. P. 1393–1396.
38. *Bussmann I.* Bacterial utilization of humic substances from the Arctic Ocean // Aquat. Microb. Ecol. 1999. V. 19. № 6. P. 37–45.
39. *Dillon P.J., Rigler F.H* The phosphorus-chlorophyll relationship in lakes // Limnol. Oceanogr. 1974. V. 19. № 5. P. 767–773.

40. *Håkanson L.* Water pollution – methods and criteria to rank, model and remediate chemical threats to aquatic ecosystems. Leiden: Backhuys Publishers, 1999. 299 p.
41. *Håkanson L., Boulion V.V.* The lake foodweb – modelling predation and abiotic/biotic interactions. Leiden: Backhuys Publ., 2002. 344 p.
42. *Håkanson L., Boulion V.V.* Modelling production and biomasses of zoobenthos in lakes // Aquatic Ecology. 2003. V. 37. № 3. P. 277–306.
43. *Jones J.R., Bachmann R.W.* Prediction of phosphorus and chlorophyll levels in lakes // J. Water Poll. Control Fed. 1976. V. 48. № 9. P. 2176–2182.
44. *Kitchell J.F., Carpenter S.R.* Cascading trophic interactions // The trophic cascade in lakes. Cambridge: University press, 1993. P. 1–14.
45. *Lewis W.M., Wurtsbaugh W.A.* Control of lacustrine phytoplankton by nutrients: erosion of the phosphorus paradigm // Internat. Rev. Hydrobiol. 2008. V. 93. № 4/5. P. 446–465.
46. *Mordasova N.V.* Chlorophyll in the White Sea // ICES J. Mar. Sci. 1999. Sup. 56. P. 215–218.
47. *Smith V.H.* The nitrogen and phosphorus dependency of algal biomass in lakes: An empirical and theoretical analysis // Limnol. Oceanogr. 1982. V. 27. № 6. P. 1101–1112.
48. The functioning of freshwater ecosystems / Eds. Kajak Z., Hillbricht-Ilkowska A. Cambridge: Univ. Press, 1980. 918 p.
49. *Tulonen T.* Role of allochthonous and autochthonous dissolved organic matter (DOM) as a carbon source for bacterioplankton in boreal humic lakes. Helsinki: University, 2004. 32 p.
50. www.ecoportal.info/kolchataya-nerpa
51. www.pogodaiklimat.ru
52. www.rgo.ru/bely-kit-beluha

Modelling and Reconstruction of the Biotic Energy Flow in the White Sea Ecosystem on the Bases of Balance Principle

V. V. Boulion[a, #], V. Ja. Berger[a]

[a]*Zoological Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*
[#]*e-mail: vboulion@mail.ru*

This work presents analysis results of the mass–balance model simulating biotic flow of energy in White Sea ecosystem. The model has been intended to predict an annual production of autotrophic organisms, reducers, and consumers of different orders including fishes and sea mammals. Input (independent) parameters of the model are latitude, average annual temperature, means and maximum depths, Secchi depth, permanganate oxidability of water, and total phosphorus content in water. The mode makes it possible to reconstruct uninvestigated elements of ecosystem.

Keywords: White Sea, biotic energy flow, modeling, hydrobiont production

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 244–249

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 599.51+574.9

ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАЛИВОВ ШАНТАРСКОГО РАЙОНА В СВЯЗИ С ЛЕТНИМ НАГУЛОМ ПОЛЯРНЫХ КИТОВ ОХОТСКОЙ ПОПУЛЯЦИИ

© 2020 г. В. В. Мельников[1], *, Ю. В. Федорец[1], П. Ю. Семкин[1], П. П. Тищенко[1], П. Я. Тищенко[1]

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

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

Поступила в редакцию 09.11.2018 г.
После доработки 15.07.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Акватория Шантарского архипелага является важным районом летнего нагула полярных китов (*Balaena mysticetus*). Гидробиологические исследования в период с 12 по 28 июля 2016 г. показали, что воды Шантарского бассейна характеризуются высокими концентрациями гумусового вещества, основным источником которого являются торфяные берега рек, впадающих в заливы. Средняя концентрация хлорофилла в придонных водах Удского залива была 1.1 мкг/л, а в заливе Академии она была в 4 раза выше. Удский залив на момент исследования можно рассматривать как, преимущественно, гетеротрофный бассейн, а залив Академия – автотрофный. Биомасса зоопланктона в Удском заливе изменялась от 9.5 до 2513 мг/м^3, при среднем значении 736 мг/м^3, а в заливе Академии эти изменения были в пределах от 0.38 до 3620 мг/м^3, при средней величине 458 мг/м^3. Видовым доминантом зоопланктона был *Calanus glacialis*. В раннелетний период зарегистрированы встречи девяти полярных китов к югу от о. Феклистова и по одной особи в проливе Северный и в устье залива Николая. Причиной низкой численности полярных китов в Шантарском районе в раннелетний период может являться низкая биомасса зоопланктона после весеннего цветения и прошедшего нереста.

Ключевые слова: Шантарский район, полярный кит, зоопланктон, гумус

DOI: 10.31857/S0030157420020070

ВВЕДЕНИЕ

Воды заливов Охотского моря в районе Шантарских островов – наиболее важный район летнего нагула полярных китов (*Balaena mysticetus*) охотской популяции. Наиболее важными из них являются заливы Академии, Тугурский и Удской. Во второй половине лета и в первой половине осени, на протяжении 2–3-х месяцев, полярные киты интенсивно откармливаются, преимущественно, в заливе Академии. Значительно реже и в небольшом числе полярные киты бывают в заливах Тугурский и Удской [1, 6]. Встает вопрос об обусловленности формирования кормовых агрегаций полярных китов в заливе Академии. Данная работа продолжает исследования кормовых условий, обеспечивающих летний нагул китов в этом районе [3].

МЕТОДЫ

Работы проводились с 12 по 28 июля 2016 г. в 71-м рейсе НИС “Профессор Гагаринский” (рис. 1). **Учет китов** вели по ходу движения корабля. Большинство наблюдений проведены с использованием 8-кратного бинокля с мостика судна, позволяющего увидеть животных на расстоянии до 6 км. **Пробы зоопланктона** отбирали стандартной сетью Джеди с ячеей 400-μm при вертикальном подъеме от дна до поверхности. Пробы воды отбирались с помощью батометрической системы SBE-55 на 6 батометров Нискина объемом по 4 литра каждый. Концентрации хлорофилла-*a* и гумусового вещества измерялись спектрофотометрическим методом [4]. Обработка проб зоопланктона осуществлялась по стандартным методикам. [2, 5]. **Статистическая обработка** полученных данных была выполнена с использованием программы – Graf PadPrism 5.03 (GrafPad Softwhere Inc.).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидробиологическая характеристика заливов Шантарского района. Воды акватории Шантар-

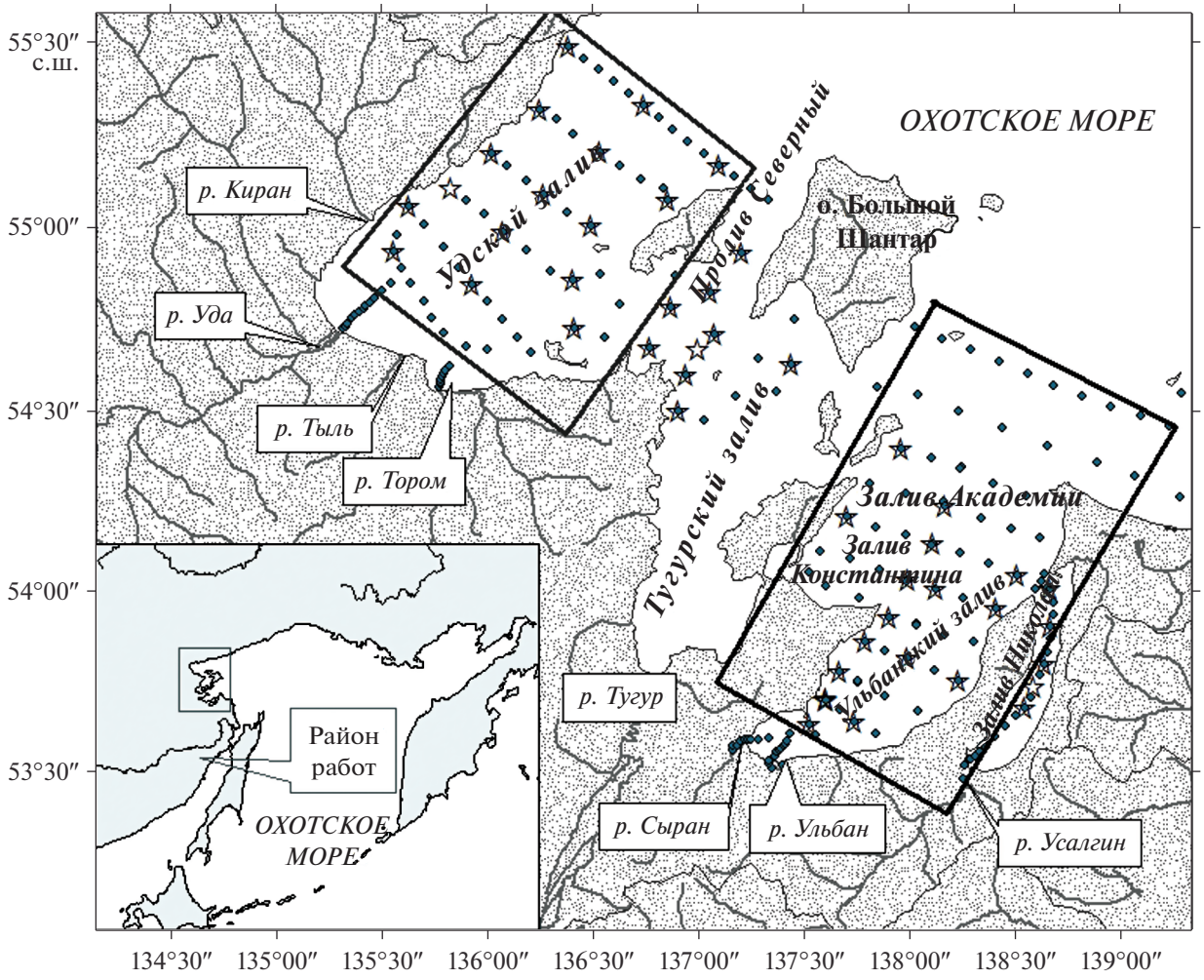

Рис. 1. Район работ. Точками обозначено положение гидролого-гидрохимических станций. Прямоугольниками выделены сравниваемые районы заливов. Звездочками обозначены станции, на которых отбирались пробы на зоопланктон.

ского архипелага характеризуются высоким содержанием гумусового вещества, основным источником которого являются торфяные берега рек, впадающих в заливы. Максимальные концентрации гумусового вещества соответствуют поверхностным горизонтам кутовой части заливов. Желтый цвет воды особенно характерен для Удского залива, где были зафиксированы максимальные концентрации гумуса во внешней части эстуариев рек Уда и Тором (рис. 2в). Среднее содержание здесь равнялось 3.3 мгС/л. В заливе Академии наибольшее содержание гумуса в поверхностном слое было на мелководье приустьевой акватории рек Ульбан и Усалгин (рис. 2а). В среднем, для поверхностных вод залива Академии, содержание гумуса было 2.8 мгС/л. В придонном слое Удского залива наиболее высокое содержание гумуса также наблюдалось в приустьевой акватории рек Уда и Тором (рис. 2г). В среднем, для придонного слоя Удского залива, содержание гумуса было равно 1.06 мгС/л. В заливе Академии наибольшее содержание гумуса зарегистрировано во внешней части эстуариев рек Сыран и Усалгин (рис. 2в). В среднем, для придонных вод залива Академии содержание гумуса было равно 1.19 мгС/л. В небольших количествах гумусовые вещества оказывают стимулирующее влияние на рост фитопланктона [7]. Отчасти этим можно объяснить более высокие концентрации хлорофилла в поверхностном горизонте Удского залива в сравнении с заливом Академии (рис. 2в). Содержание хлорофилла (4–6 мкг/л) в поверхностном слое Удского залива зарегистрировано в приустьевом участке рек Уда и Тором. На остальной акватории залива его содержание изменялось от 0.5 до 1.5 мкг/л. Содержание хлорофилла в поверхностном слое для акватории Шантарского архипелага было низким (рис. 2а). Однако для более глубоких слоев ситуация обратная, что также может быть связано с гумусовым веществом, т.к. гумусовое вещество поглощает солнечную радиацию и может быть ингибито-

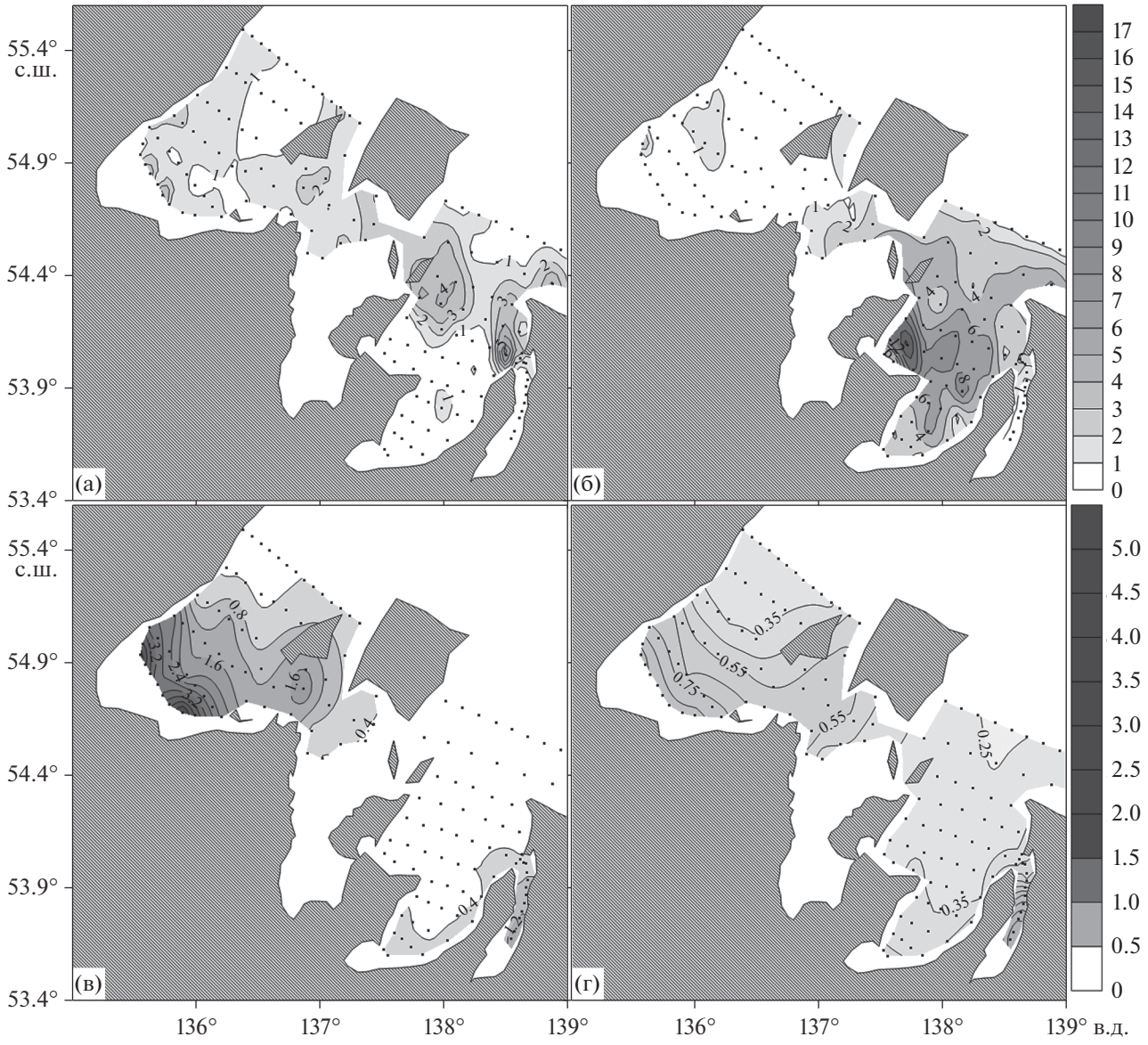

Рис. 2. Распределение концентраций хлорофилла-*a*, мкг/л (а, б) и гумусового вещества, мгС/л, (в, г) в поверхностном слое (а, в) и придонном слое (б, г) в заливах Шантарского района.

ром в фотосинтезе фитопланктона. Поэтому придонные горизонты Удского залива обеднены хлорофиллом, в сравнении с заливом Академия (рис. 2б). Для придонных вод Удского залива средняя концентрация хлорофилла была 1.1 мкг/л, а для залива Академии в 4 раза выше, 4.3 мкг/л. Удский залив на момент исследования можно рассматривать как, преимущественно, гетеротрофный бассейн, а залив Академия – автотрофный.

Биомасса зоопланктона в Удском заливе изменялась от 9.5 до 2513 мг/м^3, при среднем значении 736 мг/м^3, а в заливе Академии эти изменения были в пределах от 0.38 до 3620 мг/м^3, при средней величине 458 мг/м^3. Было установлено преобладание копепод в суммарную биомассу зоопланктона над всеми остальными таксономическими группами, как в Удском заливе, так и в заливе Академии (табл. 1). Абсолютным видовым доминантом копепод был *Calanus glacialis*. В 19 пробах зоопланктона, полученных из залива Удской, биомасса этой копеподы составила в среднем 348.5 мг/м^3, (рис. 3). В заливе Академии в 26 пробах ее биомасса оказалась существенно ниже и составила, в среднем, 243.5 мг/м^3. Биомасса *Calanus glacialis*, по отношению к общей биомассе зоопланктона в Удском заливе, в среднем, равнялась 47%, в заливе Академии – 53%. Распределения биомассы зоопланктона в заливах показывает, что как в Удском заливе, так и в заливе Академии

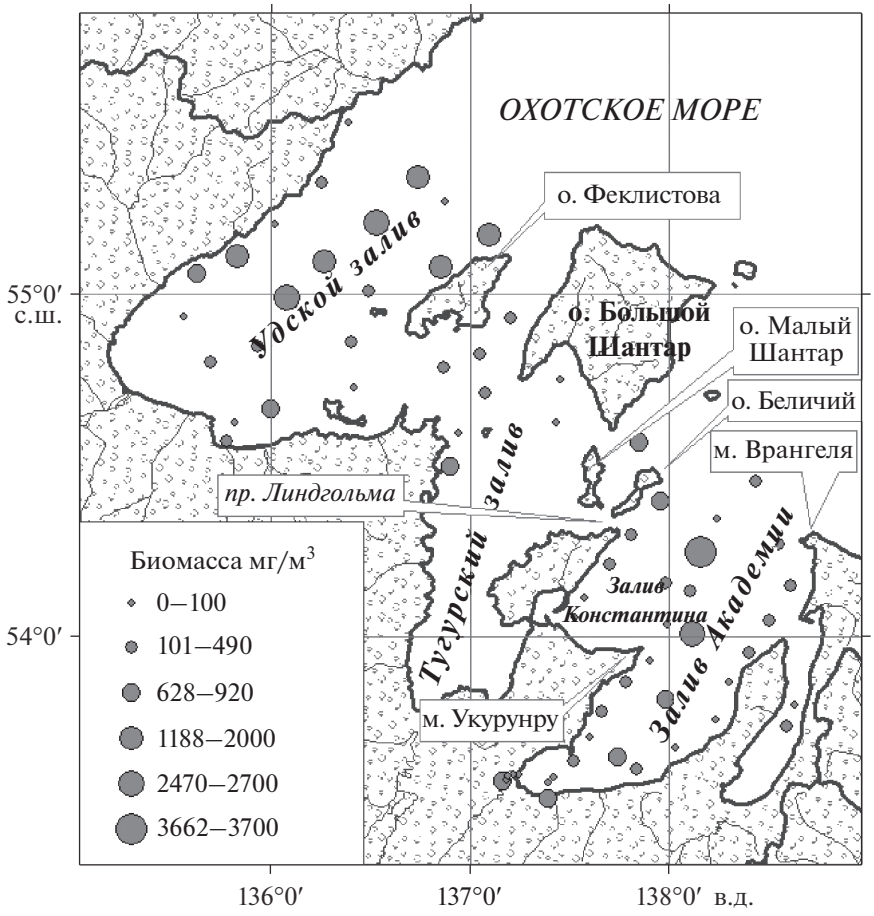

Рис. 3. Распределение биомассы зоопланктона в районе Шантарских островов.

существуют по два ядра максимальной концентрации. Ядра высокой биомассы зоопланктона расположены на выходе и в центральной части заливов (рис. 3).

Сообщество зоопланктона в период наших работ находилось на весенне-летней стадии развития, с доминированием голопланктонных форм. По составу видов, доминирующих в биомассе

Таблица 1. Сравнительная характеристика таксономического состава зоопланктона Шантарского района

Группа	Залив Удской				Залив Академии			
	а	б	в	г	а	б	в	г
Copepoda	1648	17	45.9	402.7	1166	19	47.5	308.6
Pteropoda	56.2	3	8.1	6.8	17.2	2	5	2.0
Cladocera	20.0	2	5.4	0.3	15.4	2	5	0.3
Polychaeta	19.6	1	2.7	0.3	10.9	1	2.5	0.3
Euphausiacea	18.5	3	8.2	198.3	6.4	3	7.5	84.0
Amphipoda	16.3	3	8.2	123.0	4.5	3	7.5	38.4
Decapoda	13.4	1	2.7	0.96	9.0	3	7.5	1.3
Mollusca	7.2	2	5.4	0.2	6.2	2	5	0.4
Cirripedia	4.2	2	5.4	0	–	1	2.5	0
Chaetognatha	1.6	2	5.4	3.2	1.3	2	5	22.5
Echinoidermata	–	1	2.6	0	–	1	2.5	0
Chidaria	–	–	–	0	–	1	2.5	0
Всего	1805	37	100	735.8	1236.9	40	100	457.8

Примечание. а – численность вида (экз/м^3), б – количество видов, в – количество видов в %, г – биомасса мг/м^3.

Таблица 2. Встречи полярных китов в период рейса в июле 2016 г. по результатам 71-го рейса НИС "Профессор Гагаринский"

Дата/время	1	2	3	4	5	6	7	8	9
17.07/19:30	54°03′	138°40′	Штиль	10	Слабая	1	0.5	Нет	Устье зал. Николая
18.07/13:15	54°51′	136°56′	Штиль	5–7	Ясно	2	4	Нет	Мыс Феклистова
18.07/13:27	54°52′	136°54′	Штиль	5–7	Ясно	6	4	Юг медленно	Южнее мыса Феклистова
18.07/14:04	54°51′	136°53′	Штиль	5–7	Ясно	2	5	Юг медленно	Южнее мыса Феклистова
19.07/9:17	54°56′	137°10′	Рябь	3–10	Ясно	1	0.2	Неопределено	У борта

Примечание. 1 – северная широта; 2 – восточная долгота; 3 – волнение; 4 – видимость, км; 5 – облачность; 6 – количество особей, шт.; 7 – дистанция от судна, км; 8 – направление движения; 9 – район наблюдения.

зоопланктона, бассейн Шантарского района оказался очень близок к шельфу Евразийской Арктики, в котором также резко преобладает копепода *Calanus glacialis*, доля которой доходит до 60% (табл. 1; рис. 3). В арктических шельфовых морях этот вид играет ключевую роль в потоке энергии.

Распределение полярных китов. В период наших работ зарегистрированы встречи 11 полярных китов (табл. 2). Девять особей были обнаружены 17 и 18 июля к югу от о. Феклистова. Животные шли на юг, в направлении Тугурского залива. По одному полярному киту видели в проливе Северный и в устье залива Николая. В Ульбанском заливе, где в августе–сентябре 2013 г. держалась многочисленная группировка [3, 6], ни в середине, ни в конце июля 2017 г. полярных китов не встретили. На результаты учета полярных китов повлияли условия ограниченной видимости, в связи с плотным туманом, не позволившим осмотреть кутовую часть Ульбанского залива. Информация о распределении китов, полученная нами в июле 2016 г., подтверждает литературные данные о том, что в этот период полярные киты встречаются в ограниченном количестве, преимущественно, в районе проливов о. Большой Шантар и в устье залива Николая. Причиной низкой численности полярных китов в Шантарском районе в раннелетний период может являться низкая биомасса зоопланктона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гидробиологические исследования показали, что воды акватории Шантарского архипелага характеризуются высоким содержанием гумусового вещества, основным источником которого являются торфяные берега рек, впадающих в заливы. Средняя концентрация хлорофилла в придонных водах Удского залива была 1.1 мкг/л, а в заливе Академии она была в 4 раза выше. Удский залив на момент исследования можно рассматривать как, преимущественно, гетеротрофный бассейн, а залив Академия – автотрофный.

Наиболее распространенным видом зоопланктона для акватории Шантарского архипелага оказались копеподы, абсолютным видовым доминантом был *Calanus glacialis*. По видовому составу зоопланктона, бассейн Шантарского района похож на акваторию шельфа Арктики. Присутствие в этом районе нагуливающихся полярных китов подчеркивает сходство двух экосистем.

Сведения о встречах китов полученные нами в июле 2016 г. подтверждают литературную информацию о том, что в поздне-весенний и ранне-летний периоды в ограниченном количестве полярные киты встречаются, преимущественно, в районе проливов о. Большой Шантар и в устье залива Николая. Причиной низкой численности полярных китов в Шантарском районе в раннелетний период может являться низкая биомасса зоопланктона после весеннего цветения и прошедшего нереста.

Благодарности. Авторы благодарят капитана НИС "Профессор Гагаринский" Гавайлера Эдуарда Александровича и членов экипажа за всестороннюю помощь в экспедиционных исследованиях.

Источник финансирования. Работа выполнялась в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН (тема № 6) и приоритетной комплексной программы РАН "Дальний Восток" (гранты № 18-1-007; № 18-1-010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берзин А.А., Дорошенко Н.В.* Сводные материалы по гладким китам Охотского моря // Научно-исследовательские работы по морским млекопитающим северной части Тихого океана в 1978/79 гг. М.: ВНИРО, 1979. С. 56–65.
2. *Волков А.Ф.* Интегральные схемы количественного распределения массовых видов зоопланктона Дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана по средним многолетним данным (1984–2006 гг) // Изв. ТИНРО. 2008. Т. 154. С. 135–143.
3. *Мельников В.В., Федорец Ю.В.* Распределение зоопланктона и полярного кита *Balaena mysticetus* Linnaeus, 1758 в заливе Академии Охотского моря // Биология моря. 2016. Т. 42. №. 3. С. 189–194.
4. *Тищенко П.Я., Тищенко П.П., Звалинский В.И. и др.* Карбонатная система Амурского залива (Япон-

ское море) летом 2005 г. // Изв. ТИНРО. 2006. Т. 146. С. 235–255.

5. *Численко Л.Л.* Номограммы для определения веса водных организмов по размерам и форме тела (морской мезобентос и планктон). Ленинград: Наука, 1968. 106 с.
6. *Шпак О.В., Парамонов А.Ю.* Наблюдения за белухами (*Delphinapterus leucas*), косатками (*Orcinus orca*), гладкими китами (Balaenidae) в Ульбанском заливе Охотского моря // Морские млекопитающие Голарктики 2012. Сборник научных трудов. М.: Совет по морским млекопитающим, 2012. Т. 2. С. 395–400.
7. *Prakash A., Rashid M.A.* Influence of humic substances on the growth of marine phytoplankton: dinoflagellates // Lymnol. Oceanogr., 1968. V. 13. № 4. P. 598–606.

Hydrobiological Features of the Shantar's Aquatic Area with Relation of Summer Feeding Bowhead Whales of the Okhotsk Population

V. V. Mel'nikov[a, #], Yu. Fedorets[a], P. Yu. Semkin[a], P. P. Tishchenko[a], P. Ya. Tishchenko[a]

[a] *Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia*

[#] *e-mail: vmelnikov@poi.dvo.ru*

Gulf waters of the Okhotsk Sea near Shanter Islands is a most important summer feeding area of bowhead whales (*Balaena mysticetus*) of the Okhotsk population. Hydrobiological survey during the period from July, 12 till July, 28th, 2016 demonstrated that waters around Shantarsky Archipelago are characterized by high concentrations of humic substances which supplied by peat coast of rivers inflowing in to the bays. Average chlorophyll concentrations in the bottom waters of the Udsky and Akademii bays were 1.1 mg/m^3 and 4.3 mg/m^3, respectively. Udsky and Akademii bays are mainly considered as heterotrophic and autotrophic basins, respectively. Measured zooplankton biomass in the Udsky bay was spanned from 9.5 to 2513 mg/m^3 with average value of 736 mg/m^3, corresponding characteristics were as 0.38 to 3620 mg/m^3 with average value of 458 mg/m^3 in the Akademii bay. In waters of the Shantar area a copepods with *Calanus glacialis* species were dominated contributor into biomass of the zooplankton and number of species as well. During early summer period a nine bowhead whales were recorded to the south off the Feklistov Island and alone whales were recorded in the North Strait and at the Nicholas Bay mouth. The low density of polar whales around Shantarsky aquatic area in early summer period can be caused by low biomass of zooplankton after spring bloom and the last spawning.

Keywords: Shantar area, bowhead whale, zooplankton, humus

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 250–258

МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ

УДК 599.745.3

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ БЕРЕГА ЛАРГОЙ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

© 2020 г. В. А. Нестеренко[1, *], И. О. Катин[2]

[1]Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН, Владивосток, Россия

[2]Национальный научный центр морской биологии ДВО РАН, Владивосток, Россия

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

Поступила в редакцию 15.04.2019 г.
После доработки 23.10.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Рассмотрены закономерности использования тюленями берега в зависимости от местоположения лежбищ, их геоморфологических параметров и влияния океанических условий. Установлено, что при характерной для ларги (пятнистой нерпы) на юге Японского моря береговой репродукции для родов и выкармливания детенышей используются только примкнувшие пляжи с косами, пересыпи и прислоненные пляжи в карманообразных абразионных бухтах малых и особо малых островов, обеспечивающие необходимый в репродуктивный период уровень укрытости.

Ключевые слова: ларга, лежбище, океанические условия, Японское море

DOI: 10.31857/S0030157420020082

В пределах обширного ареала, протянувшегося от Чукотского до Желтого моря, ларга (*Phoca largha* Pallas, 1811) распределена неравномерно и выделено несколько участков тихоокеанской акватории, в пределах которых тюлени концентрируются в период размножения [21]. Группировкам тюленей в этих зонах придавался ранг самостоятельных популяций [8, 18] или даже подвидов [1]. Данные молекулярно-генетических исследований [25, 26, 27, и др.] не позволили однозначно трактовать внутриродовую таксономическую структуру и территориальные группировки ларги определяются пока как “репродуктивные концентрации” [15, 24, 29]. Так называемый Южный популяционный сегмент [21], объединяющий генетически близкие [26] территориальные группировки ларги Японского и Желтого морей, насчитывает 5 тыс. особей, из которых численность первой составляет около 3 тыс. особей. В отличие от всех других видов ластоногих, которые размножаются либо на льду, либо на берегу [20], для ларги известна как ледовая, так и береговая репродукция, причем северные группировки являются преимущественно пагофильными, а для южных группировок исторически сложившейся нормой является береговое размножение [14]. Репродукция ларги на льдах описана ранее [17, 18, 21, 22, 28 и др.]. Что касается берегового размножения, то хотя на примере ларги в заливе Петра Великого Японского моря доказано, что из-за невозможности синхронизации процессов репродукции с динамикой и свойствами ледового субстрата, роды и выкармливание детенышей у этого вида происходит здесь на островных лежбищах [6], особенности использования берега тюленями остаются недостаточно изученными. Немаловажно, что в приконтинентальной части Японского моря ларга связана с берегом круглый год и в зависимости от фазы популяционного цикла предъявляет различные требования к выбору участков нахождения на суше. Соотношения между местоположением лежбищ, их геоморфологическими параметрами и влиянием океанических условий играют решающее влияние на характер использования берега тюленями на разных фазах жизненного цикла и особенно в репродуктивный период, и данная статья посвящена выявлению этих закономерностей.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Японское море является окраинным морем Тихого океана, сообщающимся с Восточно-Китайским и Желтым морями через Корейский пролив, с Охотским морем – через проливы Татарский и Лаперуза и с Тихим океаном через Сангарский пролив. Крупнейшим заливом (площадь

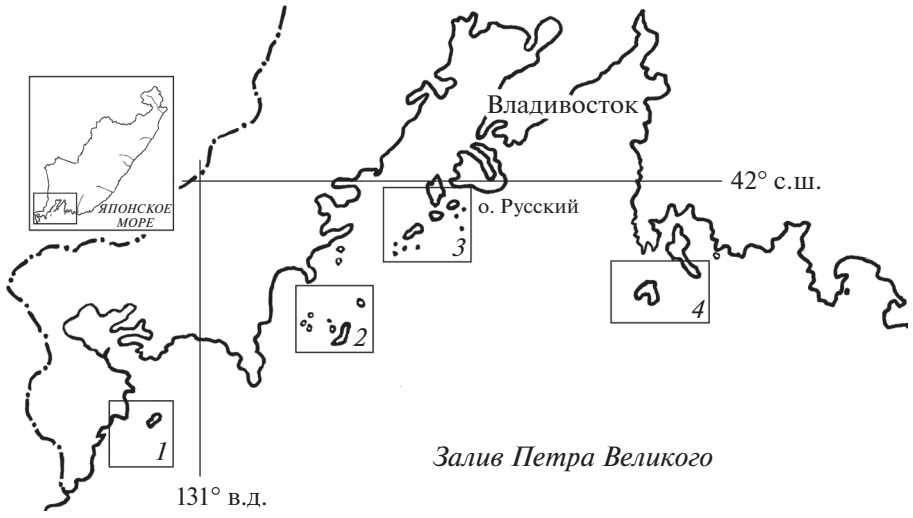

Рис. 1. Лежбищные районы в зал. Петра Великого Японского моря: *1* – Южный, *2* – Центральный, *3* – Северный, *4* – Восточный.

около 10.2 тыс. км^2) северо-западной части Японского моря является зал. Петра Великого, на акватории которого расположено до 50 больших (1000 га и более), малых (не более 10 га) и особо малых (около 1 га) островов. Территориально острова объединены в несколько групп (рис. 1). Южную группу составляют шесть кекуров и островов, самым крупным из которых является о. Фуругельма. В центральной части расположен архипелаг Римского-Корсакова, состоящий из 11 островов, из которых девять – малых и особо малых. Архипелаг Евгении, представляющий собой вытянутую на 30 км на юго-запад от п-ова Муравьева-Амурского гряду из 25 островов, включающих такие большие острова как Русский и Попова, составляет Северную островную группу. Самостоятельную группу в восточной части залива формируют пять кекуров и островов, основными из которых являются о. Путятина и о. Аскольд. Поскольку все лежбища ларги зарегистрированы на островах [6] в соответствии с вышеназванными группами выделено четыре лежбищных района: Южный, Центральный, Северный и Восточный, в которых сосредоточено 95% всех зарегистрированных в заливе лежбищ ларги [15].

Зал. Петра Великого находится в зоне муссонной циркуляции, при которой зимний муссон с ветром северных направлений устанавливается в октябре и длится до апреля. Условия в заливе детально описаны в специальных публикациях [2, 9, 11, 16, 19 и др.]

Исследования по изучению особенностей распределения ларги на акватории западной части Японского моря проводятся с 1982 г. С 1997 по 2014 гг. осуществлялся круглогодичный мониторинг использования лежбищ тюленями в зал. Петра Великого.

Данные по динамике использования берега тюленями были получены во время маршрутов на моторных лодках. В ходе исследований существующие методики учета были модернизированы и разработан ряд новых, включая методику дистанционного определения возраста детенышей, методику описания лежбищ и методику накопительного учета приплода [5, 6, 13, 14]. Кроме системы регулярных маршрутных учетов на лежбищах и обследования акватории с лодки велись скрытые (с использованием длиннофокусной оптики) наблюдения с берега, позволяющие определить детали размещения тюленей, специфику их распределения по лежбищу и другие характеристики, доступные только при отсутствии беспокойства животных. Продолжительность прямых наблюдений за тюленями составила более 10 тыс. ч.

Со времени рождения детенышей до их перехода к самостоятельному образу жизни ежегодно осуществлялось регулярное слежение за семейными группами и альянсами тюленей. Идентификация особей велась по кормящим самкам, имеющим характерные особенности окраски, шрамы и другие естественные метки.

С 2009 по 2013 гг. проводилось мечение ларги методом горячего таврения [23] и помечена 951 особь. Суммарно накоплено 836 фактов повторных регистраций меченых животных, на основании анализа которых оценивали особенности использования пространства животными. В теплые сезоны велось регулярное слежение за распределением тюленей, как в заливе, так и вдоль побережья Приморья.

Представленные в статье океанографические данные основываются на оперативном и ретроспективном анализе спутниковой информации высокого и среднего пространственного разрешения (15–250 м), полученной с различных космических аппаратов. В 2004–2012 гг. со спутниковыми измерениями синхронизировались визуальные и инструментальные наблюдения в зал. Петра Великого [3, 4].

В данной статье приняты следующие термины и понятия. Под **лежбищем** мы понимаем топографически ограниченный участок супралиторали с установленным характером его использования тем или иным видом ластоногих. **Береговые объединения** ларги – это открытые социально структурированные группировки тюленей, функционирующие на лежбищах на определенных фазах популяционного цикла. **Характерный уровень численности** береговых объединений является биологической характеристикой лежбища, это количественный показатель, выведенный в результате многолетних наблюдений и отражающий биологическую емкость лежбища [13].

Характеристики льда соответствуют международной номенклатуре [12]. Названия грунтов даны по классификации, предложенной Лопатиным с соавторами [10]. Для статистического анализа использован пакет программ Statistica 10.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Ларга в зал. Петра Великого формирует береговые объединения четырех типов [14]. В преливинарных объединениях концентрируются вернувшиеся из миграций животные. Репродуктивные объединения представляют собой сложные социальные структуры [15], после рождения детенышей состоящие из коалиции нескольких семейных триад (самка–самец–детеныш). По мере завершения периода репродукции в апреле формируются пострепродуктивные, предмиграционные береговые объединения, названные линными только поскольку время их функционирования совпадает с периодом линьки тюленей. Распад группировок этого типа обусловлен началом миграций и оставшиеся в заливе резиденты широко распределяются по заливу, формируя восстановительные объединения. Смена береговых объединений складывается в ежегодный цикл, причем в ходе трансформации последовательных типов объединений, осуществляющегося путем распада одних с одновременным образованием других, происходит перераспределение животных по лежбищам [14].

На разных фазах жизненного цикла тюлени предъявляют различные требования к используемому участку берега. К первой группе требований (неизменные) относятся местоположение и геоморфология лежбища, включая его площадь и характеристику субстрата, ко второй группе (изменчивые) – орография лежбища и формы его трансформации под влиянием океанологических условий. Основными критериями для выбора участка берега для нахождения на суше являются степень укрытости (т.е. подверженности конкретного участка берега воздействию океанологических условий, ведущих к гибели животных или снижению успешности протекания биологических процессов) и безопасности (возможности контролировать обстановку, чтобы избежать опасности неблагоприятного воздействия). “Идеальным” лежбищем должен был бы быть такой участок островного берега, при котором его укрытость и безопасность являлись максимальными. Однако таких участков в заливе нет, и на всех пригодных для функционирования береговых объединений ларги лежбищах тюлени подвергаются той или иной степени риска.

Использование берега в репродуктивный период. Репродуктивная фаза годового популяционного цикла ларги, во время которой в зал. Петра Великого проходят массовые роды детенышей и их выкармливание, является наиболее уязвимым периодом. После родов кормящие самки продолжительное время находятся на берегу, а детеныши проводят на пляже большую часть суток. В этот период фактор беспокойства должен быть сведен к минимуму. Кроме того, количество пригодных для выхаживания новорожденных островных участков должно быть достаточным для того, чтобы животные имели возможность их выбора, как на начальных этапах формирования репродуктивных объединений, так и при изменении океанологических условий.

В Южном лежбищном районе нет береговых участков, подходящих для прохождения процессов репродукции, и лежбища здесь не используются для родов и выкармливания детенышей. В Северном лежбищном районе есть береговые участки, по геоморфологическим характеристикам потенциально пригодные для проведения процессов репродукции, но в условиях максимального по заливу антропогенного прессинга на островах архипелага Евгении нет условий для функционирования репродуктивных объединений ларги. В Восточном лежбищном районе лежбища также используются только для формирования восстановительных береговых объединений (табл. 1). Причины отсутствия здесь объединений других типов те же: сильное антропогенное давление и более чем 70-километровая удаленность от расположенного на островах архипелага Римского-Корсакова репродуктивного популяционного ядра.

В противоположность рассмотренным выше районам Центральный лежбищный район имеет

Таблица 1. Лежбища ларги в зал. Петра Великого (кроме Центрального района): характеристика и особенности использования тюленями

Лежбище			Геоморфологический тип	Площадь*	Тип берегового объединения** (уровень численности)
№	местоположение	название			
Южный лежбищный район					
1	кам. Бутакова	Камни Бутакова	Рифовое	20000	В (30)
2	о. Веры	Остров Веры	Пляжное	600	В (10)
3	о. Фуругельма	Мыс Свиньина	Рифовое	2500	В настоящее время не используется
4	кам. Михельсона	Камни Михельсона	Рифовое	7000	В (40)
Северный лежбищный район					
5	о. Желтухина	Желтухинское	Рифовое	15000	В (20)
6	о. Моисеева	Моисеевское	Пляжное	1000	В (15)
7	о. Сергеева	Сергеевское	Пляжное	750	В (10)
8	о-ва Верховского	Верховского	Рифовое	20000	В (10)
Восточный лежбищный район					
9	кек. Пять пальцев	Пять пальцев	Рифовое	25000	В (20)
10	о-ва Унковского	Унковского	Рифовое	20000	В (40)
Лежбища вне лежбищных районов					
11	о-ва Гаккеля	Гаккель	Рифовое	10000	В (15)
12	кам. Алексеева	Камни Алексеева	Рифовое	3000	В (20)
13	кекуры Бакланьи	Бакланье	Рифовое	45000	В (80)
14	кекур Колонна	Колонна	Рифовое	21000	В (15)

* Для лежбищ пляжного типа – площадь используемого тюленями участка пляжа, а для рифового типа – площадь акватории, в периметр которой вписывается лежбище (в $м^2$).
** В – восстановительное береговое объединение ларги (пояснение в тексте).

очевидные достоинства. Малые острова здесь расположены достаточно компактно и в удалении от материка. Береговые условия на этих островах разнообразны и оказываются подходящими для протекания разных биологических процессов, поэтому на них образуются объединения самого разного функционального назначения. Решающим фактором, является то, что острова расположены в районе с существенно сниженным прямым антропогенным воздействием из-за нахождения на акватории Дальневосточного морского заповедника, где исключена ведущая к трансформации среды деятельность и обеспечивается низкий уровень беспокойства на всех лежбищах. Именно здесь и только здесь сосредоточены все лежбища, на которых формируются репродуктивные объединения и соответственно рождаются практически все детеныши ларги рассматриваемой территориальной группировки (табл. 2).

Репродуктивные береговые объединения функционируют только на лежбищах пляжного и бухтового типа, субстратом на которых всегда является мелкофракционный пляж и береговой лед.

К бухтовым на островах арх. Римского-Корсакова относятся 14 лежбищ (табл. 2), которые обычно представляют собой галечно-булыжный пляж с валунами и глыбами, среди которых аккумулируется галечник. Ледовые новообразования на прилегающих акваториях не развиваются больше стадии темного ниласа. Дрейфующий лед обычно проходит мористее, но на некоторых лежбищах возможно поджатие льда к берегу и его сплачивание с образованием кратковременного припая и даже торошением льда на берегу, при котором полностью перекрывается берег (рис. 2а).

Укрытость бухтового лежбища может быть очень высокой, в том случае, когда оно находится в волновой тени, либо очень низкой, когда волновое воздействие прямое. Безопасность этих лежбищ находится в обратной зависимости от укрытости. Из-за орографических особенностей находящиеся на таких лежбищах тюлени не могут уверенно контролировать обстановку.

При внезапной резкой смене силы и направления волн детеныши ларги могут оказаться в “ловушке” и погибнуть. Так, в 2005 г. при специальном осмотре всех лежбищ с репродуктивными объединениями зарегистрировано 12 мертвых детенышей недельного возраста, которые были вморожены в ледяные торосы, что, вероятно, свидетельствует об их гибели во время сильного волнового наката. Однако при постепенном из-

Таблица 2. Лежбища ларги в Центральном лежбищном районе зал. Петра Великого: характеристика и особенности использования тюленями

Лежбище		Геоморфологический тип	Площадь, в $м^2$	Экспозиция, в °	Тип берегового объединения* (уровень численности**)
о. Большой Пелис	Тельняшка	Бухтовое	350	195	Р (15)
	Каблук	Пляжное (пересыпь), с рифовым выделом	2500	90 и 270	Р (20), в (40)
	Антимолчанского	Пляжное	3500	90	Р (10), Л (100)
о. Кентавр	Кентавр	Пляжное (пересыпь), с рифовым выделом	3000	45 и 220	П (280), Р (15), Л (200), В (5)
о. Матвеева	Восточное	Пляжное	6300	210	П (450), Р (50), Л (400),
	Водопадное	Бухтовое	200	220	Р (7)
	Глухарь	Бухтовое	1300	220	Р (30)
	Малый Глухарь	Бухтовое	300	270	Р (8)
	Северо-западное	Пляжное, пересыпь	6400	90 и 270	П (550), Р (30), Л (600)
о. 2-й Камень	Бельгийское	Бухтовое	700	30	Р (15)
	Таблеточное	Пляжное (пересыпь), с рифовым выделом	2900	270	П (180), Р (30), Л (300), В (20)
	Сверчковое	Бухтовое	900	220	Р (15)
	Малое	Бухтовое	150	45	Р (8)
о. 3-й Камень	3-й Камень	Пляжное (коса)	700	30 и 160	П (80), Р (15), Л (60)
о. 4-й Камень	4-й Камень	Пляжное (пересыпь), с рифовым выделом	500	45 и 220	Р (15), Л (40), В (25)
о. Дурново	Купол	Бухтовое	250	90	Р (12)
	Сапсан	Бухтовое	1000	165	Р (50), Л (100)
	Филин	Бухтовое	350	230	Р (14)
	Минное	Пляжное	3000		Р (50), Л (250)
о. Гильде-брандта	Кекурное	Бухтовое	250	180	Р (15)
	Оленье	Пляжное (коса)	1000	90 и 270	Р (20), Л (100), В (10)
о. Де-Ливрона	Южное	Бухтовое	1800	160	Р (90)
	Кабанье	Пляжное	3500	0 и 270	Р (50)
	Сосновое	Бухтовое	400	155	Р (22)
	Тригопункт	Бухтовое	700	60	Р (33)
о. Стенина	Подвершинное	Рифовое	100	215	В (15)
	Голова быка	Рифовое	350	70	В (15)
	Бычий хвост	Пляжное (коса)	200	0 и 220	Р (5), В (5)

* Береговое объединение ларги: В – восстановительное, П – прелиминарное, Р – репродуктивное, Л – линное.
** Характерный уровень численности (пояснения в тексте). Для репродуктивных береговых объединений дано максимально зарегистрированное количество рожденных детенышей.

менении условий самки имеют достаточно времени, чтобы переместиться на соседние лежбища, перетаскивая, или сопровождая детеныша. Именно поэтому важно, что на небольшой территории расположено более десятка лежбищ с разными условиями.

Таким образом, предпочтения, связанные с отношением укрытость/безопасность в период репродукции, смещены в пользу необходимости большей укрытости и суммарный вклад в воспроизводство ларги в бухтовых лежбищах в отдельные годы составляет более 60%.

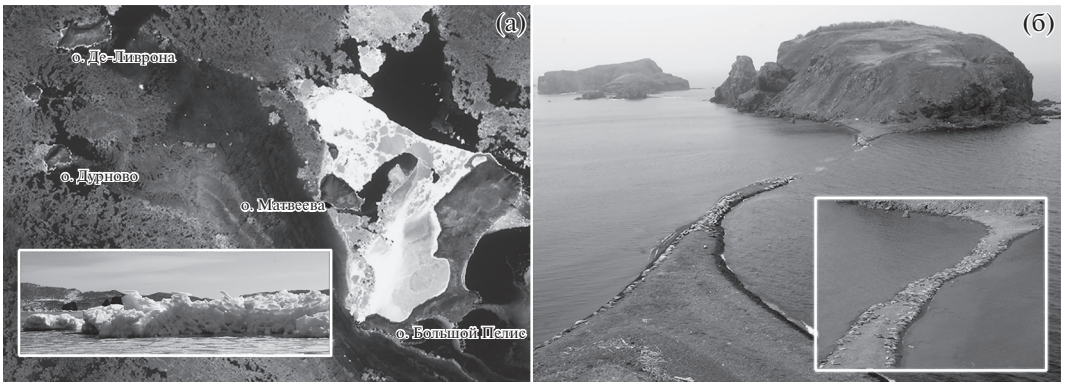

Рис. 2. Ледяной покров в районе архипелага Римского-Корсакова на изображении (http://pacificinfo.ru/eisp/piter), полученном 30.01.2018 г. со спутника Sentinel-2B (а) и торошение льда на лежбище Восточное (а, на врезке); лежбище Северо-Западное (б): до (на врезке) и после перемыва пересыпи.

Между размером лежбища и максимально зарегистрированном на нем количеством новорожденных существует корреляция (r_s = 0.7561, при $p < 0.05$), но эта зависимость характеризует скорее емкость лежбища, т.е. предельно возможное количество семейных триад на определенном береговом участке при условиях близких к оптимальным. При выборе лежбища беременными самками в каждый конкретный год площадь лежбища не имеет существенного значения. В зависимости от складывающейся ситуации различия “вклада” в репродукцию того или иного лежбища может отличаться год от года более чем на 90%. Так, за период 2000–2014 гг. число ежегодно рожденных детенышей колебалось на лежбище Кабанье от 2 до 27, на Сосновом – от 6 до 22, Тригопункт – от 8 до 33 и т.д. Такой разброс обусловлен влиянием океанологических условий. Пляж лежбища Кентавр, укрытого от волнений южного, юго-восточного и восточного направлений, регулярно промывается северными ветровыми волнами, в результате чего площадь субстрата существенно меняется, что отражается на количестве триад в репродуктивных объединениях. Наибольшее трансформирующее воздействие на это лежбище оказывают волны зыби, приходящие с юго-запада и, если это случается в период выкармливания детенышей, гибель некоторых из них весьма вероятна. Размер репродуктивных береговых объединений на пересыпях связан с высокой подвижностью мелкофракционного аккумулированного грунта. Так, например, пляж протяженностью 320 м между о. Матвеева и 1-м Камнем Матвеева, на котором расположено лежбище Северо-западное, регулярно перемывается с образованием пролива шириной до 100 м (рис. 2б). Немаловажным фактором изменения количества детенышей на том или ином лежбище является перекрывающее берег торошение льда, препятствующее доступу тюленей на лежбище. Примером подверженных поджатию дрейфующего льда с севера и его сплачиванию являются имеющие северо-восточную экспозицию лежбища Малое и Бельгийское. Кроме того, выбор участка для родов, вероятно, обусловлен также социальными причинами [15] и историей его использования особями.

Из 15 лежбищ пляжного типа 12 также расположены в Центральном лежбищном районе (табл. 2). Грунт пляжей на лежбищах этого типа не больше мелкого булыжника. Рельеф простой, слабонаклонный, но с периодическим образованием крутого волнового набоя и террас. Примкнувшие пляжи образуются на самых малых островах, а на более крупных островах образование таких пляжей возможно только в том случае, если коренной массив острова оказался вдоль вектора волнового воздействия и береговая линия его слабо изрезана. Непременный мысообразный излом береговой линии продолжается в виде подводной косы. Площадь субстрата обычно изменяется несущественно, но могут происходить перемещения грунта с изменением рельефа и береговой черты. В случае, когда аккумулятивный берег соединяет два коренных массива, образуется пересыпь с оппозитными выделами условно восточной и западной экспозиции. Используя эту особенность, тюлени в зависимости от внешней обстановки занимают тот или иной выдел лежбища, причем переходить животные могут и по суше. В противоположность примкнувшим пляжам, у пересыпей площадь субстрата может изменяться многократно: грунт пляжа мелкофракционный, нескелетезированный, очень подвижный и поэтому даже в течение года он неоднократно смывается с образованием широких проливов (рис. 2б). Подвижность грунта пересыпей обусловливает регулярное изменение площади таких лежбищ. Следует принять во внимание, что, несмотря на значительную общую площадь, в период репродукции используется лишь отдельные участки лежбища.

В ледовый период пляжные лежбища могут забиваться дрейфующим льдом, который на некоторое время сплачивается и смерзается. При обледенении камней и валунов пространство между ними заполняется льдом, неровности рельефа сглаживаются с образованием плоской поверхности, и происходит улучшение свойств субстрата, позволяющее использовать его тюленями. В большинстве случаев изменение ледовой обстановки на лежбищах пляжного типа не ведет к блокированию к ним доступа для тюленей. Исключением является лишь лежбище Бычий хвост, которое редко используется для формирования репродуктивных объединений в силу особенности расположения на северо-западе о. Стенина. Здесь происходит постоянное выдавливание льда на берег с образованием торосов высотой до трех метров и такой лед, перекрывающий грунт пляжа, не пригоден для процессов репродукции.

Таким образом, пляжные лежбища обладают высокой степенью безопасности, но слабой укрытостью.

Использование берега в пост- и предмиграционный периоды. Прелиминарные береговые объединения ларги формируются только на 5 пляжных лежбищах, компактно расположенных на островах Матвеевской гряды (рис. 1, табл. 2) в Центральном лежбищном районе. Все эти лежбища позже используются для репродукции.

Линные береговые объединения функционируют на 9 лежбищах пляжного типа, включая те, на которых в свое время функционируют прелиминарные объединения, а также на крупноразмерных пляжах островов Б. Пелис, Дурново и Гильдебрандта. Из бухтовых лежбищ на начальных этапах формирования линных береговых объединений крупные агрегации тюленей наблюдаются только на пляже лежбища Сапсан.

В отличие от репродуктивной фазы годового цикла, в пред- и постмиграционный периоды площадь лежбища является крайне важным требованием для формирования береговых объединений ларги. Это обусловлено необходимостью выстраивания отношений между мигрантами из разных потоков и их социализации с резидентами, а также между образующими ядра репродуктивных береговых объединений беременными самками в прелиминарных объединениях и для формирования миграционных групп в преддверии очередного миграционного периода в линных объединениях, что оптимально в составе крупных скоплений.

Хотя линька является индивидуальным процессом и не требует агрегированного нахождения тюленей на берегу, в этот период ларги особо требовательны к субстрату, в первую очередь к гранулометрической структуре грунта, обеспечивающей комфортное вытирание меха и достаточно сильное прогревание. Кроме того, из-за специфики поведения особей в эти периоды и необходимости много времени проводить на берегу они более требовательны к безопасности, чем к укрытости.

Использование берега в миграционный период. К рифовому типу относятся три из четырех лежбищ в Южном лежбищном районе, по два лежбища в Центральном, Северном и Восточном лежбищных районах (табл. 1, 2), а также четыре лежбища, не входящие в состав лежбищных районов. Кроме того, в состав трех лежбищ Центрального лежбищного района входят выделы рифового типа.

Субстрат на рифовых лежбищах представлен двумя типами: скальными образованиями (рифы, глыбы и валуны) или мелкофракционным пляжем. В зависимости от приливно-отливных процессов площадь субстрата меняется незначительно. При намораживании площадь не увеличивается, а образующиеся при этом ледяные карнизы и козырьки являются препятствием в использовании рифов тюленями зимой.

Основным преимуществом лежбищ рифового типа является повышенная безопасность находящихся на нем тюленей и при неблагоприятных условиях они могут быстро покинуть лежбище. Недостатком лежбищ рассматриваемого типа является практически полное отсутствие укрытости. По этим причинам использование лежбищ рифового типа невозможно для родов и выкармливания детенышей и на них регистрируется функционирование только восстановительных объединений.

Восстановительные береговые объединения ларги образуются на лежбищах всех четырех лежбищных районов. На лежбищах бухтового типа такие объединения не формируются, а на пляжных лежбищах тюлени чаще выходят не на сам пляж, а на рифы, расположенные на прилегающей к лежбищу акватории. Во время исследовательских перемещений сеголетков или трофических перемещений особей-резидентов по заливу одиночные тюлени или их небольшие группы могут использовать для нахождения на берегу для отдыха так называемые “транзитные пункты”. Их количество в зал. Петра Великого ограничено [15] и резидентные ларги, по-видимому, хорошо их знают и временно используют по мере необходимости.

Большая часть тюленей в летний период покидает зал. Петра Великого. Миграции идут в нескольких направлениях [7], но в независимости от направленности перемещений ларга в летний период использует участки берега аналогичные тем, которые используются в зал. Петра Великого, а именно рифовые участки побережий материка и островов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, использование берега ларгой по мере цикличной трансформации ее береговых объединений в зал. Петра Великого существенно различается. Для родов и выкармливания детенышей используются только примкнувшие пляжи с косами и пересыпи(лежбища пляжного типа) и прислоненные пляжи в карманообразных абразионных бухтах (лежбища бухтового типа). При береговом размножении ларги именно такие участки обеспечивают необходимый в репродуктивный период уровень укрытости. Основным риском в этот период является вероятность смерти детенышей при изменении океанических условий, когда животные оказываются в "ловушке" и погибают. Несмотря на наличие геоморфологически пригодных для проведения процессов репродукции островных участков по всей акватории залива, массовые роды проходят только на архипелаге Римского-Корсакова. Именно эта островная система обеспечивает, с одной стороны, необходимую степень концентрации пригодных для успешного проведения процессов репродукции береговых участков, с другой стороны, высокий уровень безопасности тюленей из-за нахождения в зоне охраны акватории Морским заповедником. В постмиграционный и совпадающий у ларги с линькой предмиграционный период тюленям для выстраивания социальных отношений между разными популяционными стратами необходимы большие береговые площади, способные вместить сотни особей и для этого пригодными оказываются только пляжи с косами и пересыпи (лежбища пляжного типа). В летний период, когда мотивация группового нахождения на берегу практически отсутствует, и нет необходимости в субстрате мелкофракционного пляжа для проведения процессов линьки, репродукции и социализации, ларги как в зал. Петра Великого, так и вдоль материкового побережья Японского моря используют рифовые участки (лежбища рифового типа), характеризующиеся максимальным уровнем безопасности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Волошина И.В.* Береговые тюлени Японского моря. Владивосток: Русский остров, 2007. 304 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 3. Японское море // Гидрометеорологические условия / Под ред. Васильева А.С. и др. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. 398 с.
3. *Дубина В.А., Митник Л.М., Катин И.О.* Особенности циркуляции вод залива Петра Великого на основе спутниковых мультисенсорных данных // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. М.: ГЕОС, 2008. С. 82–96.
4. *Ростов И.Д., Плотников В.В., Дубина В.А. и др.* Информационно-справочная система "Режим и изменчивость ледяного покрова залива Петра Великого (Японское море)" // Метеорология и гидрология. 2017. № 11. С. 113–118.
5. *Катин И.О.* Ларга залива Петра Великого Японского моря (характеристика и использование лежбищ, состояние популяции): Дис. ... канд. биол. наук: 03.00.08. Владивосток, 2006. 146 с.
6. *Катин И.О., Нестеренко В.А.* Океанологические условия и репродукция пятнистой нерпы (*Phoca largha*) в заливе Петра Великого Японского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 1. С. 82–88.
7. *Катин И.О., Нестеренко В.А.* Хоминг неполовозрелых особей ларги (*Phoca largha*) по результатам мечения // Зоол. журн. 2012. Т. 91. № 3. С. 1273–1276.
8. *Косыгин Г.М., Тихомиров Э.А.* Ларга (*Phoca largha* Pallas) залива Петра Великого // Изв. ТИНРО. 1970. Т. 70. С. 114–137.
9. *Ластовецкий, Е.И., Якунин, Л.П.* Гидрометеорологическая характеристика Дальневосточного государственного морского заповедника // Цветковые растения островов Дальневосточного морского заповедника. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 18–33.
10. *Лопатин Б.Г., Борщева П.А., Власова Н.П. и др.* Методические рекомендации по изучению донных образований Арктического шельфа. Л.: НИИГА, 1981. 80 с.
11. Лоция Японского моря. Ч. I. Изд. ГУНИО, 1972. 287 с.
12. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 56 с.
13. *Нестеренко В.А., Катин И.О.* Лежбище: объем понятия, порядок установления // Экология. 2009. № 1. С. 53–59.
14. *Нестеренко В.А., Катин И.О.* Цикл трансформации береговых объединений ларги (*Phoca largha* Pallas, 1811) в заливе Петра Великого Японского моря // Биол. моря. 2010. Т. 36. № 1. С. 48–55.
15. *Нестеренко, В.А, Катин, И.О.* Ларга (*Phoca largha*) в заливе Петра Великого. Владивосток: Дальнаука, 2014. 219 с.
16. Справочник по волнению: Прибрежная зона Приморья / Под ред. Якунина Л.П. Владивосток: ДВНИГМИ, 1976. 62 с.
17. *Тихомиров Э.А.* Некоторые данные о распределении и биологии ларги в Охотском море в летне-осенний период и организация ее промысла // Изв. ТИНРО. 1966. Т. 58. С. 105–115.
18. *Трухин А.М.* Ларга. Владивосток: Дальнаука, 2005. 246 с.
19. *Юрасов Г.И., Яричин В.Г.* Течения Японского моря. Владивосток: ДВО РАН, 1991. 176 с.
20. *Boeus B.J.* Sexual strategies of seals and walruses // New scientist. 1986. № 49. P. 35–39.
21. *Boveng P.L., Bengtson J.L., Buckley T.W. et al.* Status review of the spotted seal (*Phoca largha*) / U.S. Dep. Comm. NOAA Tech. Memo. NMFS-AFSC-200, 2009. 146 p.

22. *Lowry L.F., Burkanov V.N., Frost K.J. et al.* Habitat use and habitat selection by spotted seals (*Phoca largha*) in the Bering Sea // Can. J. Zool. 2000. V. 78. P. 1959–1971.
23. *Merrick R.L., Loughlin T.R., Calkins D.G.* Hot branding: a technique for long-term marking of pinnipeds / US. Dep. Commer. NOAA Tech. Memo. NMFS-AFSC, 1996. 21 p.
24. *Mizuno A.W., Wada A., Ishinazaka T. et al.* Distribution and abundance of spotted seals *Phoca largha* and ribbon seals *Phoca fasciata* in the southern Sea of Okhotsk // Ecological Research. 2002. V. 17. P. 79–96.
25. *Mizuno A.W., Onuma M., Takahashi M. et al.* Population genetic structure of the spotted seal *Phoca largha* along the coast of Hokkaido, based on mitochondrial DNA sequences // Zoological Science. 2003. V. 20. P. 783–788.
26. *O'Corry-Crowe G., Lowry L.F., Burkanov V.N. et al.* The biogeography and population structure of spotted seals (*Phoca largha*) using mitochondrial DNA // 14-th Biennial Conference on the Biology of Marine Mammals. Canada, Vankuver, 2001. P. 159.
27. *O'Corry-Crowe G.M., Westlake R.L.* Molecular investigation of spotted seals (*Phoca largha*) and harbour seals (*P. vitulina*) and their relationship in areas of sympatry // Molecular genetics of marine mammals: Special Publication N. 3 / Eds. Dizon A.E. et al. Lawrence: The Society for Marine Mammalogy, 1997. P. 291–304.
28. *Rugh D.J., Shelden K.E.W., Withrow D.E.* Spotted seal, *Phoca largha*, in Alaska // Mar. Fish. Rev. 1997. V. 59. № 1. P. 1–18.
29. *Shaughnessy P.D., Fay F.H.* A review of the taxonomy and nomenclature of North Pacific harbour seals // J. Zool. 1977. V. 182. P. 385–419.

Regularities of Shore Use by Spotted Seals in the Sea of Japan

V. A. Nesterenko[a, #], I. O. Katin[b]

[a] *Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity FEB RAS, Vladivostok, Russia*
[b] *National Scientific Center of Marine Biology FEB RAS, Vladivostok, Russia*
[#] *e-mail: vanester@mail.ru*

Regularities of shore use by seals are considered depending on the location of haul-out sites, their geomorphological parameters and the influence of oceanic conditions. It was found that with coastal reproduction typical for the spotted seal in the south of the Sea of Japan, only spit beaches, barrier spits between two basement massifs and leaning beaches in the pocket-shaped abrasive bays of small and very small islands are used, providing the level of shelter required during the reproductive period.

Keywords: spotted seal, haulout site, oceanological condition, the Sea of Japan

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 259–267

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.465

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕСИ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ВОСТОЧНО-ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2020 г. Е. С. Бубнова[1, 2, *], М. В. Капустина[1, 2], В. А. Кречик[1], В. В. Сивков[1, 2]

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

[2]Балтийский Федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

**e-mail: bubnova.kat@gmail.com*

Поступила в редакцию 29.11.2018 г.
После доработки 04.02.2019 г.
Принята к публикации 05.02.2019 г.

Исследование посвящено распределению взвешенного вещества и гидролого-гидрохимических параметров в районе океанического апвеллинга – т.н. Гвинейского купола. Он представляет собой стационарный циклонический круговорот диаметром порядка 500 км с центром в районе 10° с.ш. и 22° з.д., формируемый северной ветвью Экваториального противотечения. В ноябре 2016 г. было зафиксировано поднятие изотерм и изогалин до глубины 50 м в северной части купола и повышенная концентрация взвешенного вещества в поверхностном слое океана южнее 8° с.ш., на склоне Гвинейского купола, вплоть до 0.7 мг/л.

Ключевые слова: Гвинейский купол, апвеллинг, температура, взвешенное вещество, эоловая взвесь

DOI: 10.31857/S0030157420010049

Механизм образования высокопродуктивных областей открытого океана обусловлен поступлением биогенных элементов из глубинных слоев в верхний фотический слой, что провоцирует активное развитие фитопланктона – первой ступени пищевой цепи океана [9, 12]. Из-за сложных процессов, ведущих к изменению форм миграции химических элементов в фотическом слое, принято считать его геохимической барьерной зоной [1].

Выделяют два основных типа поднятия вод – глубинные воды либо достигают поверхности океана, либо не достигают, формируя гидрологические явления, называемые “куполами” [2]. Изучению апвеллингов в целом посвящено большое количество публикаций, но при этом менее продуктивные районы “куполов” остаются значительно менее изученными. Наиболее известны Ангольский купол [19], купол Коста-Рика [32], а также Гвинейский купол (ГК) [24, 30, 31].

Гвинейский купол представляет собой стационарный циклонический круговорот диаметром порядка 500 км с центром в районе координат 10° с.ш. и 22° з.д., формируемый северной ветвью Экваториального противотечения [28]. Поднятие термоклина к поверхности является результатом совместного действия экмановской накачки и миграции зоны внутритропической конвергенции [15, 21] и развивается в период с поздней весны до поздней осени [16, 30, 31]. Как гидрологический объект ГК интересен тем, что это единственный район в центральной Атлантике, где температура поверхности океана (ТПО) напрямую связана с температурой подповерхностного слоя [14, 22], то есть динамика вертикальной структуры купола воздействует на ТПО [33]. Кроме того, колебания подповерхностной температуры ГК осенью (сентябрь–ноябрь) связаны с весенними колебаниями температуры Атлантической меридиональной циркуляции [14, 26].

Несмотря на высокую степень изученности гидрологических процессов, исследования взвешенного вещества в этом своеобразном районе единичны. Обобщение спутниковых и натурных данных [6] показало, что ГК находится в зоне минимальных значений содержания взвешенного вещества. В статьях [7, 8] поверхностные воды данной акватории названы зоной “чистой” воды с концентрацией взвеси 0.17 и 0.14 мг/л в феврале–мае 2012 и феврале–июне 2014 гг. соответственно.

Целью настоящей работы является изучение распределения взвеси в районе ГК на гидролого-гидрохимическом фоне в поверхностном слое океана, включающем в себя пикноклин.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Гидролого-гидрохимические исследования в районе ГК были выполнены в ноябре 2016 г. в 33-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [11]

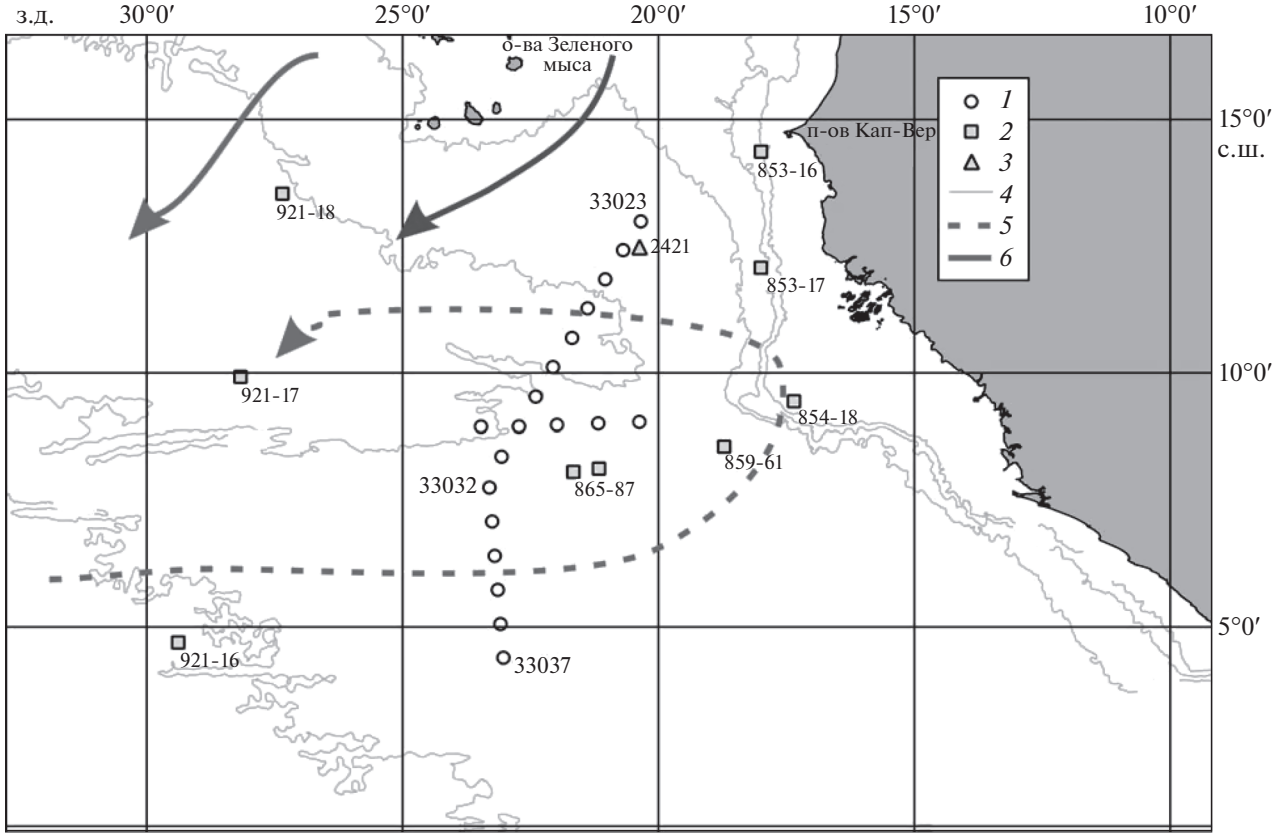

Рис. 1. Район исследований. Океанологические станции: *1* – 33-й рейс НИС “Академик Николай Страхов”, *2* – 8-й рейс НИС “Академик Иоффе”, *3* – 32-й рейс НИС “Академик Иоффе”; *4* – изобаты, м, *5* – экваториальное противотечение, *6* – Канарское течение.

на субмеридиональном разрезе (16–20.11.2016 г.) от 13 до 4° с.ш. (15 станций). Дополнительно был сделан субширотный гидрологический разрез (06 декабря 2018 г.) по 9° с.ш. от 23.5 до 20°5′ з.д. (5 станций) (рис. 1).

На каждой станции были выполнены CTD-зондирования до глубин 400–420 м (зонд CTD 90 Sea&Sun Tech) для получения данных по распределению температуры, солености и растворенного кислорода, дискретность измерений составляла 4 Гц. Горизонты для опробования выбирались прицельно по данным CTD-зондирования. Пробы воды отбирались, как правило, на трех горизонтах: поверхностном, над пикноклином (термоклином, галоклином) и под ним. Для определения концентрации растворенного кислорода, минерального фосфора и сбора взвешенного вещества отбор проб проводился 10-литровыми батометрами Нискина.

Взвешенное вещество выделялось из воды методом вакуумной фильтрации под давлением 0.4 бар через предварительно взвешенные ядерные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм. С каждой пробы воды было получено по три параллельных фильтра, которые помещались в чашки Петри и сушились при $t = 50$°C. Определение концентрации растворенного кислорода производилось по объемному методу Винклера с некоторыми модификациями [10]. Концентрация фосфора фосфатов определялась на цифровом фотоэлектроколориметре КФК-2МП при длине волны 750 нм в соответствии с [23, 29].

Для анализа гидролого-гидрохимических условий привлекались данные судовой метеостанции Fugawi Airmar Weather Station PB 200 и данные реанализа 10-дневного прогноза Atmospheric Model high resolution (HRES).

Полученные данные по взвеси были сопоставлены с данными 8-го рейса (2000 г.) и 32-го рейса НИС “Академик Иоффе” (2010 г.). Построение океанологических разрезов производилось с использованием программного обеспечения Ocean Data View (ODV) [25].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Исследования были проведены при типичных для рассматриваемого района и сезона океана метеорологических условиях: ветер – северо-восточных и северных направлений, скорость около

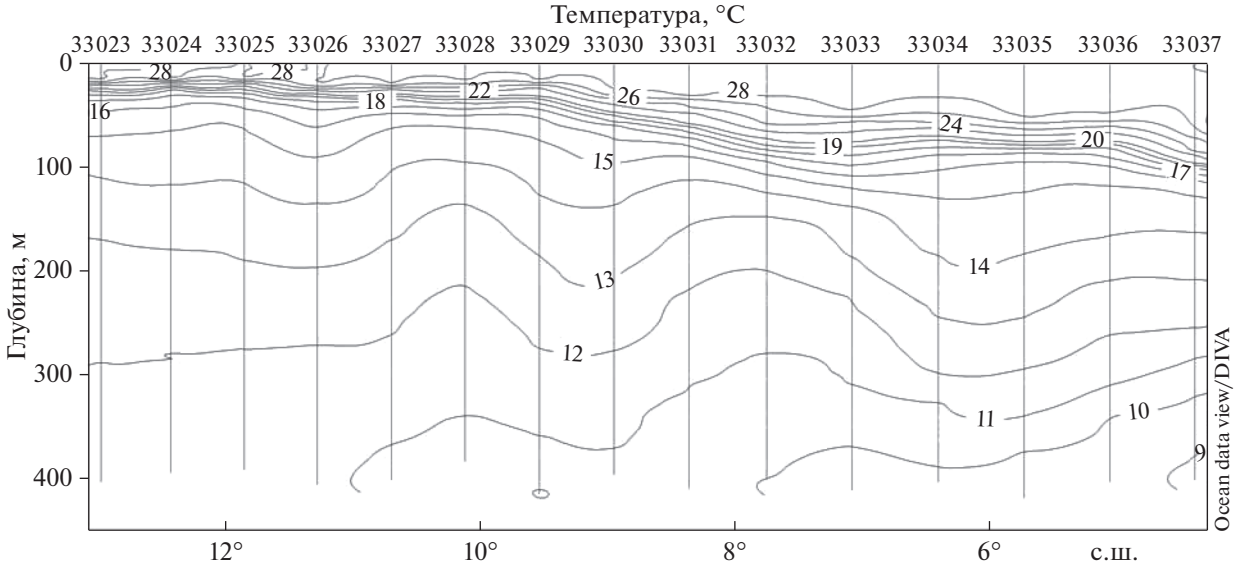

Рис. 2. Распределение температуры на меридиональном разрезе через район Гвинейского купола (16–20.11.2016 г.).

4 м/с; температура воздуха – в среднем около 27°С, меняясь от 23 до 35°С в соответствии с суточным циклом.

Гидролого-гидрохимические условия. Вертикальное распределение температуры было двухслойным (рис. 2). Глубина распространения верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) на разных участках основного (субмеридионального) разреза составляла от 16 до 61 м, увеличиваясь с севера на юг. Температура в ВКС изменялась в пределах от 28.1 до 28.4°С. Термоклин, ограничивающий ВКС снизу, имел мощность от 31 до 50 м, возраставшую с севера на юг. Температура в нем уменьшалась от 27 до 16°С, а значения вертикальных градиентов в ядре составляли 0.6–1.0°С/м в северной части разреза и 0.3–0.4°С/м – в его южной части. Ниже термоклина температура постепенно снижалась и достигала 9–10°С на глубине около 400 м. Здесь в ходе изотерм проявились вертикальные волны с периодом около 300 км.

На дополнительном (субширотном) разрезе эти волны не проявились, что указывает на меридиональную ориентацию волнового пакета. Вертикальный градиент температуры в термоклине со времени выполнения меридионального разреза уменьшился до 0.4–0.52°С/м.

Вертикальное распределение солености было аналогично распределению температуры. ВКС имел соленость 23.4–23.6 епс в северной части разреза и 23.2–23.4 епс в южной (рис. 3). Галоклин залегал на глубинах от 16–67 до 36–112 м, заглубляясь в южном направлении. Соленость в галоклине увеличивалась с глубиной до 30 епс. Градиенты в его ядре варьировали от 0.4–1.1 епс/м в северной части разреза до 0.2–0.3 епс/м в южной его части. Глубже галоклина соленость продолжала плавно увеличиваться и на глубинах 383–414 м достигала значений 35.1–35.3 епс.

На субширотном разрезе распределение солености соответствовало данным меридионального разреза. ВКС при мощности 16–26 м имел соленость 23.3–23.6 епс, в галоклине соленость увеличивалась от 24.5 до 31.0 епс, глубже галоклина продолжалось ее постепенное увеличение до 35.2 епс на глубине около 400 м.

Содержание растворенного кислорода не поднималось выше 5 мл/л на всем протяжении разреза (рис. 4). Положение оксиклина совпадало с положением пикноклина (термоклина, галоклина). Также отмечен более резкий градиент концентрации кислорода в северной части разреза по сравнению с южной его частью. Признаки подповерхностного минимума кислорода заметны уже на глубине 300 м, а глубже 400 м зафиксированы минимальные значения содержания кислорода (меньше 0.5 мл/л).

Первичные данные по содержанию растворенного кислорода, концентрации фосфора фосфатов и взвешенного вещества на станциях разреза представлены в табл. 1.

Кроме невысокого содержания растворенного кислорода, воды ВКС отличались низкой концентрацией фосфора фосфатов (неорганического растворенного фосфора), что отвечает классическим представлениям о распределении биогенных элементов в океане. Только на глубинах ниже 50 м концентрация неорганического фосфора превысила значение 0.8 мкг Ат/л (рис. 5).

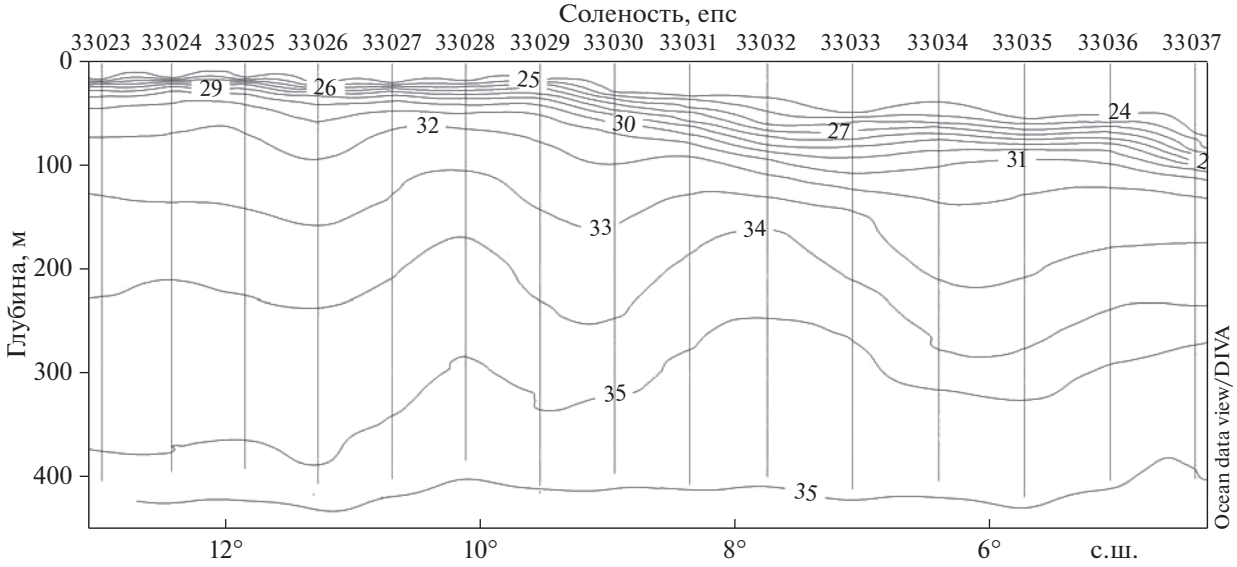

Рис. 3. Распределение солености на меридиональном разрезе через район Гвинейского купола (16–20.11.2016 г.).

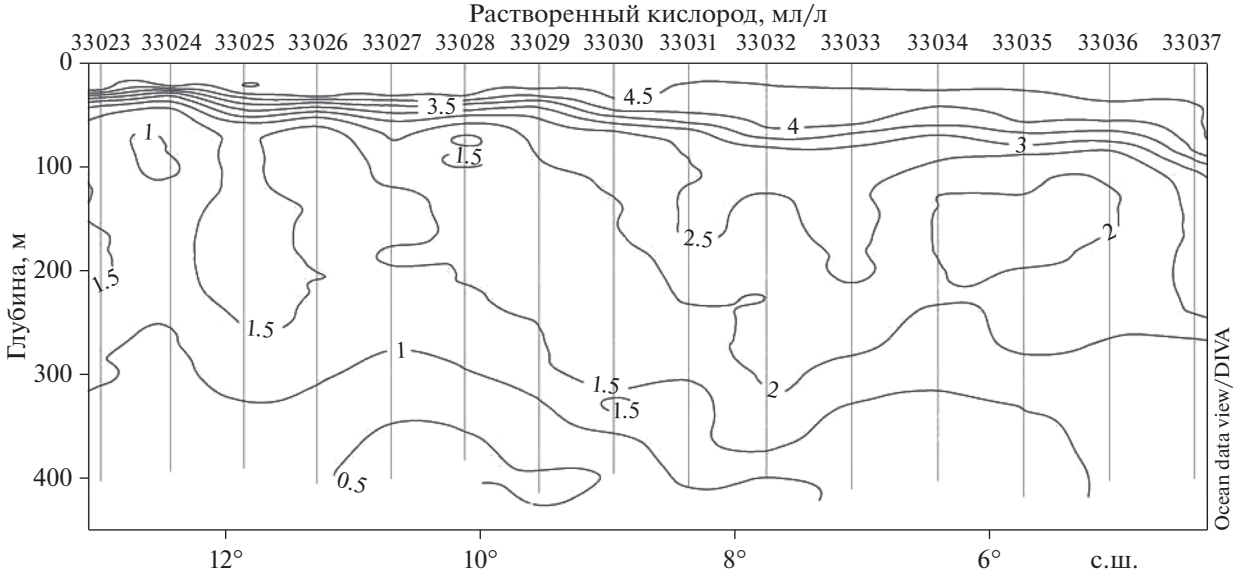

Рис. 4. Распределение содержания растворенного кислорода на меридиональном разрезе через район Гвинейского купола (16–20.11.2016 г.).

Концентрация взвеси. Вертикальное распределение взвешенного вещества севернее 8° с.ш. не противоречит представлению о данной зоне как о бедной взвесью части Мирового океана. Данные по распределению взвеси в 8-м рейсе НИС “Академик Иоффе” (2000 г.) подтверждают это, показывая минимальные (ниже 0.1 мг/л) концентрации взвешенного вещества в исследуемой области. Тем не менее, южнее концентрация взвешенного вещества в поверхностном слое повысилась до 0.7 мг/л (рис. 6), что уже выше среднего значения для Атлантического океана 0.1–0.5 мг/л согласно [6].

Вертикальное распределение взвешенного вещества, полученное в 32-м рейсе НИС “Академик Иоффе”, показывало наличие подповерхностного максимума взвеси на глубине 25 м (рис. 6) и плавное уменьшение концентрации с глубиной с достижением минимума на 50 м.

ОБСУЖДЕНИЕ

Измерения в 33-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” проводились в ноябре, что не является сезоном для максимального развития Гвинейского купола [30, 31]. Тем не менее, нами бы-

Таблица 1. Гидрохимические показатели и концентрация взвешенного вещества на точках разреза

Станция	Дата	Время UTC	Широта, с.ш.	Долгота, з.д.	Горизонт, м	Взвесь, мг/л	Фосфор фосфатов, мкг/л	Растворенный кислород, мл/л
АНС33023	16.11.2016	22:22	12.98	20.34	51.3	0.4	0.56	1.76
					15.5	0.3	н.п.о.	4.99
					4.8	0.3	н.п.о.	4.74
АНС33024	17.11.2016	5:50	12.42	20.70	101.8	0.2	0.84	1.88
					2.9	0.3	н.п.о.	4.92
АНС33025	17.11.2016	11:30	11.84	21.05	61.9	0.2	0.70	1.65
					15.9	0.15	н.п.о.	4.67
					3	0.1	н.п.о.	4.78
АНС33026	17.11.2016	17:23	11.27	21.39	51.8	0.1	0.51	2.01
					19.9	0.2	н.п.о.	4.94
					1.3	0.3	н.п.о.	4.71
АНС33027	17.11.2016	23:07	10.70	21.73	50.8	0.1	0.49	1.94
					19.3	0.2	н.п.о.	4.92
					1.3	0.2	н.п.о.	4.83
АНС33028	18.11.2016	5:00	10.12	22.06	51.3	0.3	0.63	1.88
					15.6	0.2	н.п.о.	4.67
					1.6	0.2	н.п.о.	4.67
АНС33029	18.11.2016	10:51	9.53	22.40	51.2	0.10	0.91	2.39
					16.8	0.1	н.п.о.	5.05
					1.1	0.2	н.п.о.	4.97
АНС33030	18.11.2016	16:32	8.94	22.73	66.2	0.1	0.84	2.76
					24.1	0.15	н.п.о.	4.71
					2.4	0.2	н.п.о.	4.57
АНС33031	19.11.2016	6:00	8.36	23.07	73.4	0.1	0.70	2.73
					29.2	0.10	н.п.о.	4.87
					1.6	0.10	н.п.о.	5.04
АНС33032	19.11.2016	11:38	7.75	23.31	95	0.1	0.10	3.28
					32.2	0.20	0.07	4.98
					1.7	0.3	0.91	4.63
АНС33033	19.11.2016	17:35	7.08	23.25	139.1	0.2	н.п.о.	3.55
					44.5	0.2	н.п.о.	4.73
					1.2	0.25	0.70	4.81
АНС33034	19.11.2016	23:31	6.40	23.20	95.4	0.15	0.91	2.73
					27.4	0.6	0.10	4.80
					1.8	0.7	н.п.о.	4.77
АНС33035	20.11.2016	5:29	5.74	23.13	100.1	0.1	0.91	2.21
					44.9	0.1	0.10	4.48
					1.3	0.45	н.п.о.	4.73
АНС33036	20.11.2016	11:30	5.06	23.08	100.4	0.2	0.91	1.86
					45.6	0.25	н.п.о.	4.76
					1.3	0.3	н.п.о.	4.80
АНС33037	20.11.2016	17:32	4.40	23.03	133.6	0.0	0.70	2.98
					55.4	0.2	н.п.о.	5.22
					0.6	0.4	н.п.о.	4.78

Примечание. Пометка “н.п.о.” означает, что количество растворенного неорганического фосфора в воде были ниже порога определения.

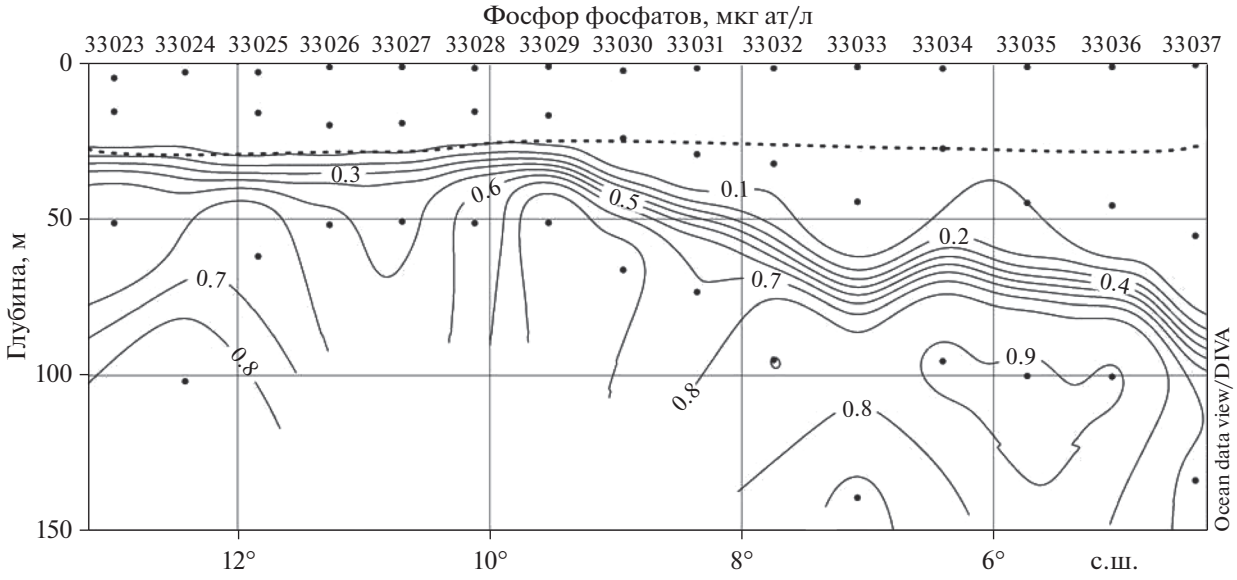

Рис. 5. Распределение концентрации фосфора фосфатов на меридиональном разрезе через район Гвинейского купола. Пунктирной линией обозначена нижняя граница эвфотического слоя (по [18]) (16–20.11.2016 г.).

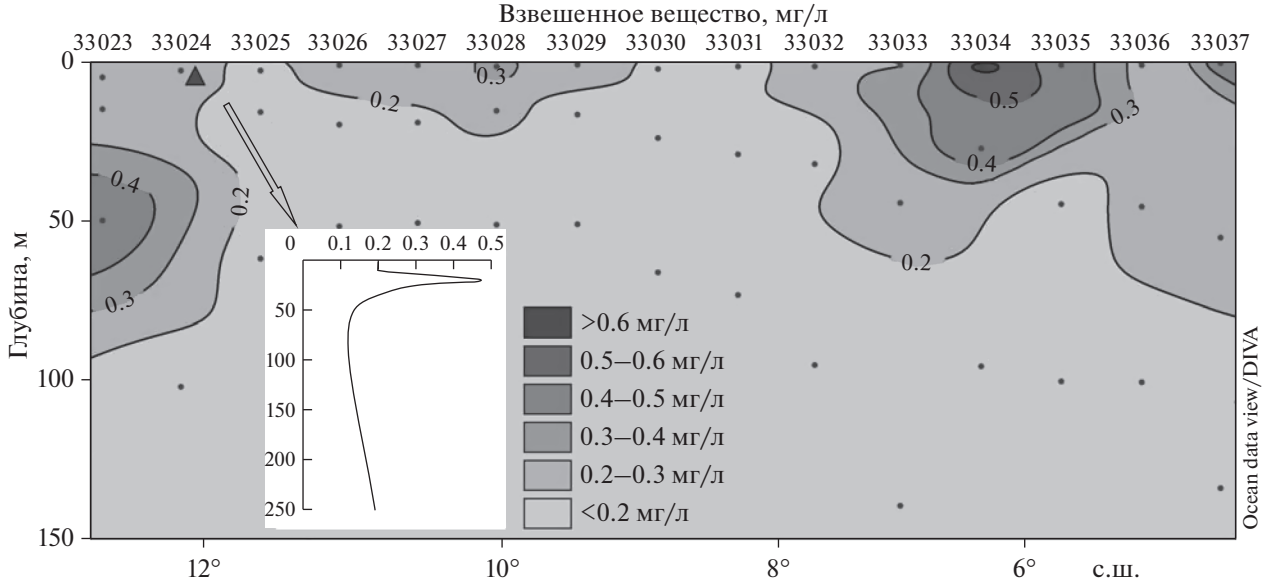

Рис. 6. Распределение концентрации взвешенного вещества на меридиональном разрезе через район Гвинейского купола (16–20.11.2016 г.). На врезке показано вертикальное распределение объемной концентрации взвеси ($мм^3/л$) по глубине (м) на ст. 2421 32-го рейса НИС “Академик Иоффе”, (отмечена треугольником).

ло зафиксировано поднятие изотерм и изогалин до глубины 50 м в северной части разреза. По [18] средняя глубина эвфотического слоя составляет 30–40 м, то есть наблюденного поднятия пикноклина было недостаточно для поступления вод, богатых биогенными элементами (в частности, минеральным фосфором), в слой фотосинтеза для развития фитопланктона. Это подтверждаются работой [12], где упоминается подповерхностный максимум хлорофилла *a*, который был зафиксирован на глубине 16-30 м, над верхней границей термоклина. Подповерхностный максимум концентрации взвеси также наблюдался в 32-м рейсе НИС “Академик Иоффе” (рис. 6, врезка). Концентрация взвеси в поверхностном слое на большей части станций разреза превышает 0.2 мг/л, что может означать, что период развития купола закончился недавно.

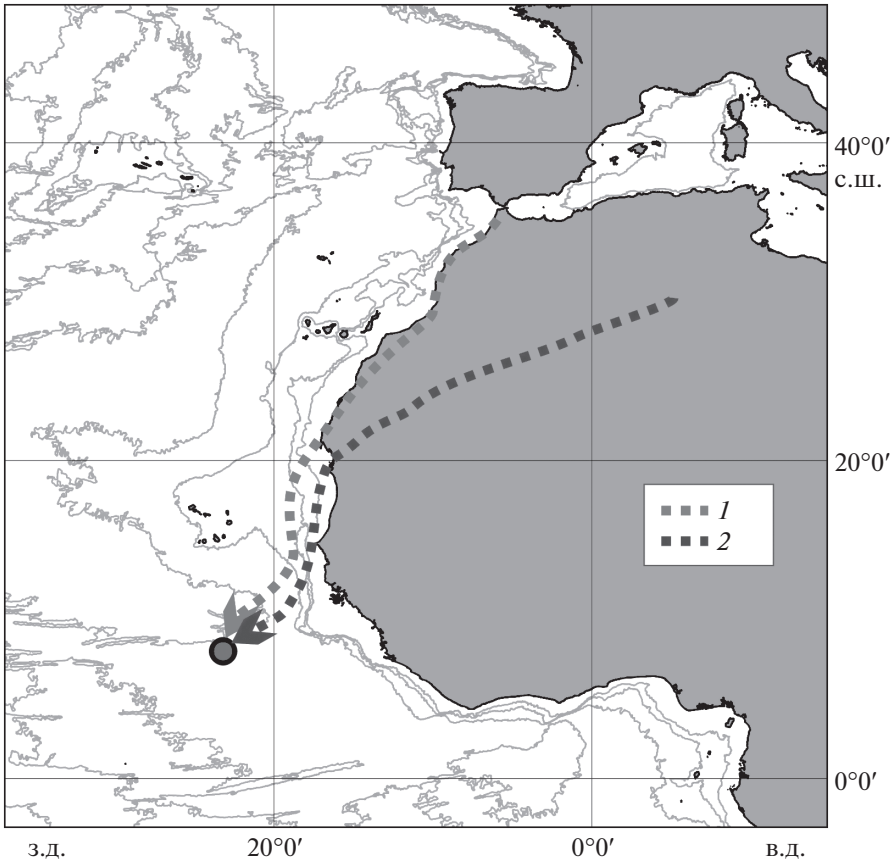

Рис. 7. Генерализированные обратные траектории воздушных масс (модель HYSPLIT) за период 12–19.11.2016 г. Звездочкой обозначена точка начала рассчетов: океанологическая станция 33023 (на уровне моря). *1* – траектория с западного побережья Африки (рассчетная стартовая высота воздушных масс от поверхности до 2000 м), *2* – траектория из пустыни Сахара (рассчетная стартовая высота воздушных масс от поверхности до 3500 м).

Тем не менее, в южной части меридионального разреза южнее 8° с.ш. было зафиксировано увеличение концентрации взвешенного вещества в поверхностном слое, что не может быть вызвано апвеллингом ввиду заглубленного пикноклина.

В районе исследований на период, предшествующий съемке, преобладающим направлением ветра было северно-восточное, что соответствует генеральному направлению переноса в зоне Внутритропической конвергенции. Для аридных зон Атлантического океана одним из основных источников взвешенного вещества является эоловый перенос частиц из Западной Африки [5], а согласно данным [4], в полосе от 8° ю.ш. до 16° с.ш. в 2005 г. наблюдались максимальные значения концентрации аэрозолей, связанные с переносом частиц в северном и северо-восточном направлении. Рассчитанные 7-ми дневные обратные траектории с помощью модели HYSPLIT [27] для точки с пиковой концентрацией взвешенного вещества (33034) в исследуемый период демонстрируют возможность эолового переноса материала в район Гвинейского купола (рис. 7) как из Западной, так и из Центральной Африки. Исходной точкой для расчета обратных траекторий была выбрана станция 33032, где впервые было обнаружено повышение концентрации взвешенного вещества.

Таким образом, наблюденные высокие концентрации взвеси в поверхностном слое могут быть связаны с атмосферным переносом терригенного материала северо-восточными пассатами и его сухим или влажным осаждением на поверхность океана во внутритропической зоне конвергенции [3, 13]. В работе [17] отмечалось, что преобладающими элементами во взвешенном осадочном веществе в поверхностных водах этого региона являются алюминий и железо, которое является необходимым биогенным элементом для развития фитопланктона и лимитирующим фактором для первичной продукции в открытых областях океана [20]. Повышение хлорофилла *a* в исследуемом районе на момент 33-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” проявляется на спутниковых снимках (до 11 мг/м^3) по данным спутникового сканирующего спектрорадиометра

MODIS-Aqua, обработанных по алгоритму Ocean-Color Web — Chlorophyll *a* [https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd/chlor_a/].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, район Гвинейского купола был исследован в период сразу после окончания периода развития океанического апвеллинга. Концентрация взвешенного вещества на поверхности превышали 0.2 мг/л, однако повышенные концентрации фосфора в поверхностном слое океана уже не были зафиксированы.

Одним из основных результатов работы является обнаруженная повышенная концентрация взвешенного вещества южнее 8° с.ш., на "склоне" Гвинейского купола, вплоть до 0.7 мг/л.

Данное повышение концентрации вызвано активным влажным и сухим осаждением эоловой взвеси, поступившей с территории Африки (пустыня Сахара и западное побережье континента), а также остаточным влиянием развивавшегося в данном районе апвеллинга. Таким образом, локальный максимум взвешенного вещества представлен как терригенными, так и органогенными частицами.

Благодарности. Авторы благодарят NOAA Air Resources Laboratory (ARL) за предоставление модели HYSPLIT и веб-сайта READY (http://www.ready.noaa.gov) для написания данной публикации.

Источники финансирования. Сбор натурных данных в 33-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" осуществлялся при поддержке гранта РНФ № 14-50-00095, интерпретация полученных результатов – в рамках госзадания ИО РАН (тема № 0149-2019-0013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Емельянов Е.М.* Барьерные зоны в океане: Осадко- и рудобразование, геоэкология. Калининград: Янтарный Сказ, 1998. 416 с.
2. *Кирикова М.В.* Содержание нитратов в слое фотосинтеза в динамически активных зонах восточной части тропической Атлантики // Экология моря. 1994. № 4. С. 32–35.
3. *Клювиткин А.А., Зернова В.В., Кравчишина М.Д. и др.* Распределение фитопланктона и взвеси в Атлантическом океане в октябре–ноябре 2002 г. // Комплексные исследования Мирового океана – проект "Меридиан". Ч. I. М.: Наука, 2008. С. 270–294.
4. *Клювиткин А. А.* Атмосферные аэрозоли и осадконакопление в аридных зонах Атлантического океана // Докл. РАН. 2008. Т. 421. №. 1. С. 111–115.
5. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
6. *Лисицын А.П., Клювиткин А.А., Буренков В.И. и др.* Распределение и состав взвешенного осадочного вещества на меридиональных разрезах в Атлантическом океане: прямые определения и спутниковые данные // Докл. РАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 221–224.
7. *Немировская И.А., Кравчишина М.Д.* Изменчивость взвеси и органических соединений в поверхностных водах атлантического и южного океанов (по материалам экспедиционных исследований в 57-й РАЭ) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. №. 1. С. 31–43.
8. *Немировская И.А., Кравчишина М.Д., Лисицын А.П., Артемьев В.А.* Особенности состава органических соединений и взвеси в снежно-ледяном покрове припайных антарктических льдов // Докл. РАН. 2013. Т. 453. № 5. С. 534–534.
9. *Парин Н.В., Нейман В.Г., Рудяков Ю.А.* К вопросу о биологической продуктивности вод в районах подводных поднятий открытого океана // Биологические основы промыслового освоения открытых районов океана. М.: Наука, 1985. С. 192–203.
10. Современные методы гидрохимические исследований океана. М.: ИО РАН, 1992. 199 с.
11. *Сивков В.В., Пейве А.А., Бубнова Е.С. и др.* Комплексные исследования в 33-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" // Океанология. 2019. Т. 59. № 2. С. 305–307.
12. *Финенко З.З.* Первичная продукция в районах поднятия океанического дна в Северной части Атлантического океана // Биологические основы промыслового освоения открытых районов океана. 1985. С. 184.
13. *Chester R., Elderfield H., Griffin J.J. et al.* Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean // Marine Geology. 1972. V. 13 (2). P. 91–105.
14. *Dewitte D.G., Schneider E.K.* Diagnosing the annual cycle modes in the tropical Atlantic Ocean using a directly coupled atmosphere-ocean GCM // J. Clim. 2006. V. 19. P. 5319–5342.
15. *Doi T., Tozuka T., Yamagata T.* Interannual variability of the Guinea Dome and its possible link with the Atlantic Meridional Mode // Climate Dynamics. 2009. V. 33 (7–8). P. 985–998.
16. *Doi T., Tozuka T., Yamagata T.* The Atlantic meridional mode and its coupled variability with the Guinea Dome // J. Clim. 2010. V. 23 (2). P. 455–475.
17. *Helmers E.* Trace metals in suspended particulate matter of Atlantic Ocean surface water (40 N to 20 S) // Marine Chemistry. 1996. V. 53 (1-2). P. 51–67.
18. *Lorenzen C.J.* Extinction of light in the ocean by phytoplankton // ICES Journal of Marine Science. 1972. V. 34 (2). P. 262–267.
19. *Mazeika P.A.* Eastward flow within the South Equatorial Current in the eastern South Atlantic. Journal of Geophysical Research. 1968. V. 73 (18). P. 5819–5828.
20. *Martin J.H., Fitzwater S.E.* Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic // Nature. 1988. V. 331 (6154). P. 341.
21. *McClain C.R., Firestone J.* An investigation of Ekman upwelling in the North Atlantic // J. Geophys. Rese.: Oceans. 1993. V. 98 (C7). P. 12327–12339.
22. *Moron V., Robertson A.W., Ward M.N.* Seasonal predictability and spatial coherence of rainfall characteristics

in the tropical setting of Senegal // Mon. Weather Rev. 2006. V. 134. P. 3248–3262.

23. *Murphy J., Riley J.P.* A Modified Single Solution Method for the Determination of Phosphate in Natural Waters // Analytica Chimica Acta. 1962. V. 27. P. 31–36.
24. *Rossignol M., Meyrueis A.M.* Campagne océanographique du Gérard-Tréca (juin 1962): étude des masses d'eau et de la circulation dans l'Atlantique oriental (région comprise entre les îles du Cap-Vert et la côte du Sénégal et de Guinée) // Cent. Oceanogr. Dakar-Thiaroye, ORSTOM, Dakar, Senegal. 1964. V. 53. 57 p.
25. *Schlitzer R.* Ocean Data View, odv.awi.de, 2018.
26. *Siedler G., Zangenberg N., Onken R.* Seasonal changes in the tropical Atlantic circulation: Observation and simulation of the Guinea Dome // J. Geophys. Res.: Oceans. 1992. V. 97 (C1). P. 703–715.
27. *Stein A.F., Draxler R.R, Rolph G.D., et al.* NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // Bull. Amer. Meteor. Soc., 2015. V. 96. P. 2059–2077. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1
28. *Stramma L., Hüttl S., Schafstall J.* Water masses and currents in the upper tropical northeast Atlantic off northwest Africa // J. Geophys. Res.: Oceans. 2005. V. 110 (C12).
29. *Sugawara K.* On the Preparation of CSK Standards for Marine Nutrient Analysis. SCOR (ICSU), IOC. 1969, 56 p.
30. *Voituriez B., Dandonneau Y.* Relation entre la structure thermique, la production primaire et la regeneration des sels nutriptifs dans le dome de Guinee // Ser. Oceanogr. 1974. V. 12 (4). P. 241–255.
31. *Voituriez B., Herbland A.* Comparaisons des systèmes productifs de l'Atlantique Tropical Est: Dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial. 1982.
32. *Wyrtki K.* Upwelling in the Costa Rica dome // Fish. Bull. 1964. V. 63 (2). P. 355–372.
33. *Yu L., Jin X., Weller R.A.* Role of net surface heat flux in seasonal variations of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean // J. Clim. 2006. V. 19 (23). P. 6153–6169.

Suspended Matter Distribution in the Surface Layer of the East-Equatorial Atlantic

E. S. Bubnova[a, b, #], M. V. Kapustina[a, b], V. A. Krechik[a], V. V. Sivkov[a, b]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b] *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*
[#] *e-mail: bubnova.kat@gmail.com*

The research is dedicated to the suspended particulate matter (SPM) distribution and the hydrology-hydrochemical conditions within the oceanic upwelling – so-called Guinean Dome. This dome is a 500 km diameter stable cyclonic eddy, which center is located at 10° N and 22° W. It was formed owing to northern branch of the Equatorial Counter Current activity. The cruise in November 2016 allowed observing the rise of isotherms and isohalines up to 50 m was at the northern part of the dome, as well as the high SPM concentration (up to 0.69 mg/L) in the ocean surface layer to the south from 8° N.

Keywords: Guinea Dome, upwelling, temperature, suspended particulate, matter, aeolian particulate matter

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 268–280

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.35.552.3(265.53.)

ПЛИОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЦУСИМСКОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И ГЕОДИНАМИКЕ

© 2020 г. Т. А. Емельянова[1, *], Е. П. Леликов[1], А. А. Пугачев[1, **]

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

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

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

Поступила в редакцию 17.04.2018 г.
После доработки 22.08.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Приводятся и анализируются оригинальные данные по составу петрогенных и редких элементов в плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидах Цусимской котловины Японского моря, полученные методом “мокрой химии” и методами атомно-эмиссионной спектрометрии и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. На основе интерпретации этих данных были установлены геохимические и геодинамические особенности этого этапа вулканизма, выявлен источник магмогенезиса, представленный гранатовыми перидотитами. Установлена внутриплитная плюм-континентальная природа щелочных базальтоидов, на что указывает высокая щелочность и калиевость пород, Ta–Nb максимум, высокие значения нормированных La/Yb (22–28) и La/Sm (3–6), а также высокие Ti/V, Nb/Y, Zr/Y, Zr/Hf, Th/Yb и близкие к хондритовым показатели Nb/Ta. Внутриплитная природа также в той или иной степени подтверждается близостью химических свойств цусимских базальтоидов с вулканическими породами вулканов Цинбоху и Удалянчи Центрально-Азиатской внутриплитной провинции (ЦАВП), которая располагается к западу от Японского моря и сформировалась в позднем кайнозое под воздействием Северо-Азиатского суперплюма.

Ключевые слова: Японское море, Цусимская котловина, щелочные базальтоиды, геохимия, геодинамика, суперплюмы, плюм-континентальный, плюм-океанический вулканизм

DOI: 10.31857/S0030157420020021

ВВЕДЕНИЕ

В Японском море широко развиты вулканические породы, слагающие подводные вулканические хребты, постройки (и острова), а также лавовые и пирокластические потоки на крупных возвышенностях (полигоны драгирования; рис. 1а). Преобладают кайнозойские вулканиты. В соответствии с радиоизотопным возрастом и с учетом химического состава среди них выделяются несколько вулканических комплексов: позднеолигоцен-раннемиоценовый (27–18 млн лет), среднемиоцен-плиоценовый (13–4.5 млн лет) и плиоцен-голоценовый (3.5–2.3 млн лет до современного периода). Радиоизотопный возраст двух последних комплексов приведен в табл. 1. Результаты изучения вышеперечисленных комплексов опубликованы в многочисленных статьях [1, 3–5, 8, 9, 13, 17, 20 и др.]. В большинстве из них акцент сделан на среднемиоцен-плиоценовый этап вулканизма, проявленный в постспрединговую стадию формирования котловины Японского моря. Продуктами этого этапа стали окраинно-морские (ОМ) толеиты, химический состав которых близок составу щелочно-базальтоидных вулканитов океанических островов (OIB). В то время как плиоцен-голоценовый щелочно-базальтоидный вулканизм Цусимской котловины юго-западной части Японского моря долгое время не приковывал к себе должного внимания из-за незначительного своего проявления. Оставались актуальными и требовали своего решения вопросы, касающиеся источников магмогенезиса, отличительных черт геодинамики и механизмов, провоцирующих тектономагматическую активность в этот период. В последние годы авторами были получены результаты химических анализов на петрогенные, редкие элементы и изотопы, которые использованы в этой статье наряду с литературными данными с целью установления роли этого этапа вулканизма в формировании котловины Японского моря.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для лабораторных исследований использовались образцы вулканических пород из коллекции

Таблица 1. Результаты определения радиоизотопного возраста окраинно-морских толеитов Центральной котловины (1–12) и щелочных базальтоидов Цусимской котловины (13–15)

№	№ обр.	Сев. широта	Вост. долгота	Породы	K% ± σ, %	$^{40}Ar_{рад}$ ± σ, нг/г	K–Ar возраст
1	1679-1	40°40.5′	132°03.0′	Базальты	1.33	0.011446	12.4
2	7734-1	40°33.8′	132°05.0′	»	0.80	0.00661	10.2
3	7753	40°14.8′	131°17.8′	»	0.66	0.00569	12.4
4	7749	40°09.5′	132°08.8′	»	0.66	0.00375	8.2
5	52-23-3	42°05.04′	131°51.44′		1.34	1.052	11.3 ± 0.4
6	1147-г	41°46.2′	132°22.4′	»	1.01	0.012142	13 ± 0.7
7	1567	42°07.9′	133°44.2′	Трахиты	4.21	3.30	11.2 ± 0.5
8	1155-1	42°04.0′	133°42.32′	Трахиандезиты	1.91	0.08178	10.9
9	2055-4	42°39.5′	136°16.5′	Трахиты	2.55	1.82	10.2 ± 0.5
10	7714-а	42°36.1′	136°17.4′	Базальты	1.02	0.76	10.7 ± 0.5
11	2068	41°25.2′	134°58.0′	»	0.95	0.023053	12 ± 1.0
12	2070-а	41°26.1′	134°59.0′	»	1.21	0.38	4.5 ± 0.5
13	936	37°31.0′	131°21.5′	»	2.49	0.006027	3.5
14	1208	37°11.3′	132°15.7′	Трахиты	4.74	0.0112	3.4
15	1212-b	37°13.9′	132°18.2′	Базальты	2.50	0.003928	2.3

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ РАН [1, 9, 20].

Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН, полученные в результате драгирования вулканических построек и подводных частей островов Цусимской котловины Японского моря в 20-м и 21-м рейсах НИС “Первенец” в 1973 и 1974 гг. (рис. 1б).

Лабораторные исследования заключались в просмотре прозрачных шлифов и определении состава петрогенных и редких элементов, а также изотопов Nd и Sr. Петрогенные элементы определялись методом “мокрой химии” в ЦЛ ППГО (г. Владивосток) и методом атомно-эмиссионной спектрометрии в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Состав редких элементов определялся на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США) в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Анализы на изотопы Sr и Nd проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН и в лаборатории ГЕОХИ РАН (г. Москва). Радиоизотопный возраст вулканических пород определялся K–Ar методом в ИГЕМ РАН (г. Москва), аналитики М.М. Аракелянц, В.А. Лебедев. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ar; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы: $K = 0.581 \times 10^{-10}$ год$^{-1}$, $\gamma = 4.962 \times \times 10^{-10}$ год$^{-1}$, $^{40}K = 0.01167$ (ат. %).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды слагают острова Уллындо и Лианкур, а также возвышенность Глебова и гайот Оки [1, 2, 11], располагающиеся на северном замыкании Цусимской котловины (рис. 1б). Эта котловина имеет округлую форму диаметром 250 км, глубина над ее дном достигает 2000 м. Геофизическими методами установлена мощность земной коры, составляющая 10–12 км, что соответствует утолщенной океанической коре [6], образовавшейся в период окраинно-морского спрединга [21]. В 120 км от Корейского полуострова расположен остров (вулкан) Уллындо площадью 73 км^2. Его высота относительно дна Цусимской котловины составляет 3000 м, а над уровнем моря он возвышается на 984 м. Формирование данного вулкана началось около 2.5 млн лет назад, а последнее извержение произошло 5000 лет назад [21]. Вулканиты этого возраста, представленные пикробазальтами, были подняты в результате драгирования крутого восточного склона – станция 373 [2]. В 40 км к востоку от острова Уллындо находится подводная возвышенность Глебова, к юго-востоку от которой располагаются острова Лианкур и гайот Оки. Плоская вершина гайота имеет округлую форму и находится на глубине 150–250 м. Со склонов указанных структур были подняты обломки базальтоидов – станции 936, 1864, 1865, 1208, 1209, 1212 и 1214.

Хотя вулканическая деятельность на юго-западе Японского моря продолжалась вплоть до голоцена, в целом, формирование щелочных базальтоидов произошло в период от 2.3 до 3.5 млн лет [17]. Согласно исследованиям предшественников, данные породы на островах Уллындо, Лианкур и гайоте Оки образуют ряд от пикритовых базальтов до щелочных трахитов [1]. Суммируя результаты петрографических иссле-

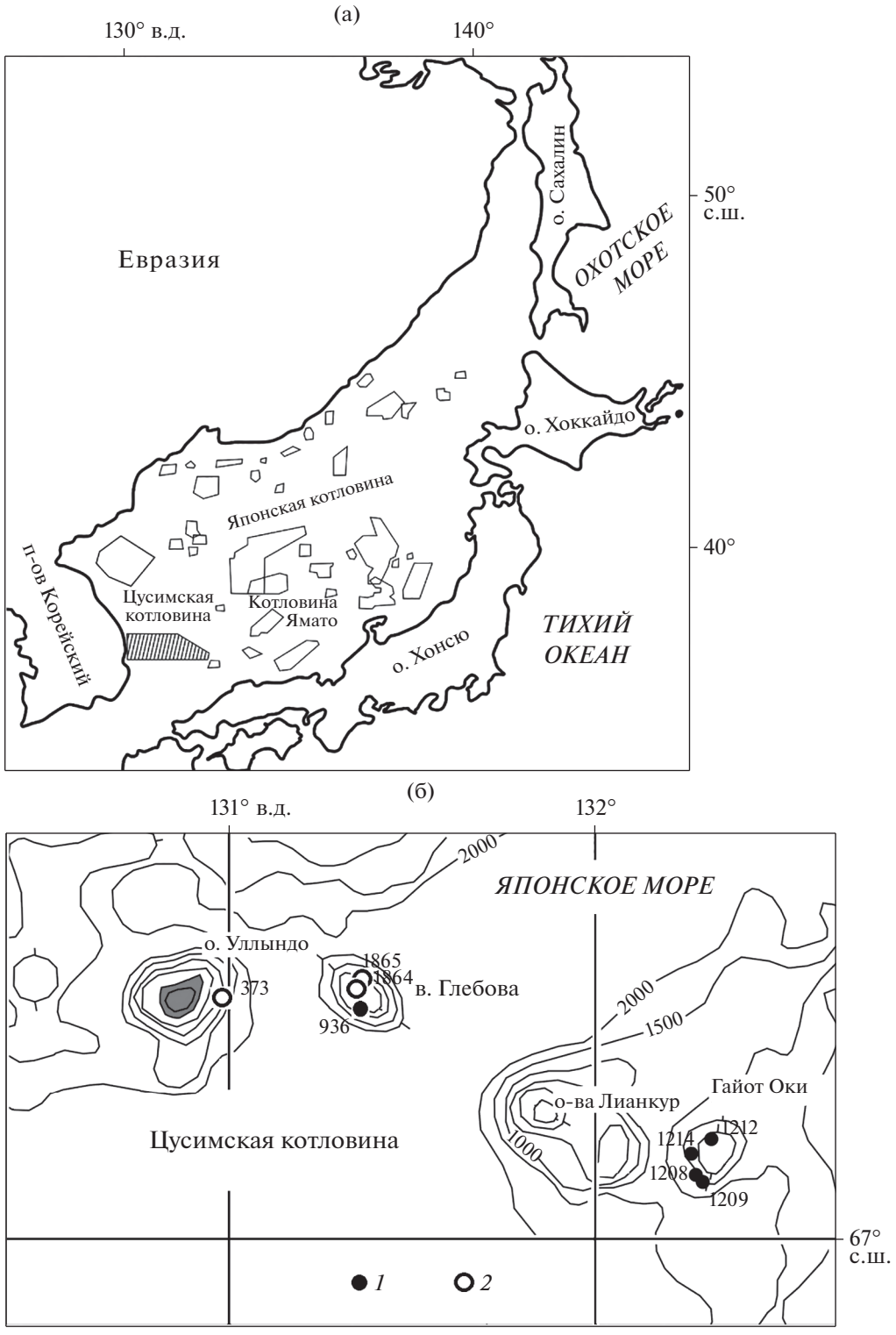

Рис. 1. Морфоструктурная схема Японского моря (а) с полигонами драгирования вулканических пород по [1], район исследования заштрихован; схема расположения станций драгирования плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов в Цусимской котловине (б): *1* – табл. 2; *2* – 1864, 1865 по [1]; 373 по [11]. Диаграмма щелочи-кремнезем (в) для щелочных базальтоидов: *1* – табл. 2; *2* – по [1] и *3* – ОМ толеитов по [1, 9]. Римскими цифрами обозначены области вулканических пород различной щелочности по [22]: I – тефриты, базаниты, II – пикробазальты, III – трахибазальты, IV – базальты, V – андезибазальты, VI – трахиандезибазальты, VII – андезиты, VIII – дациты, IX – риолиты, трахириолиты, X – трахиандезиты, XI – трахиты, трахидациты, XII – фонолиты, XIII – тефрифонолиты, XIV – фонотерфиты, XV – фондиты.

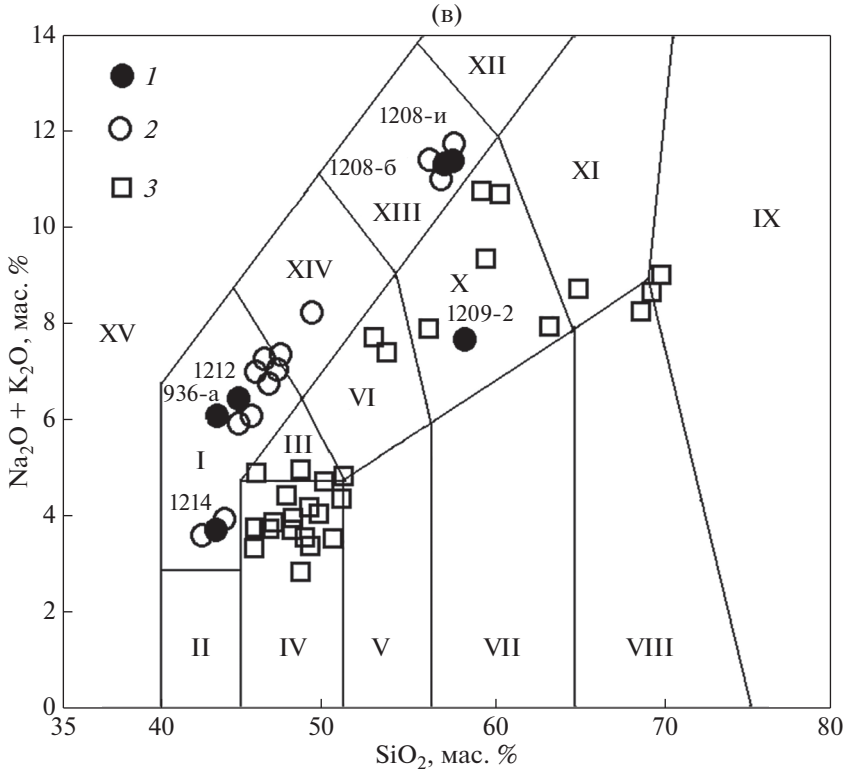

Рис. 1. Окончание

дований, проведенных нами и опубликованных в работах [1, 17 и др.], пикробазальты и щелочные базальты характеризуются небольшой пористостью, порфировой или афировой структурой и подразделяются на оливиновые, оливин-клинопироксеновые, реже клинопироксен-плагиоклазовые и амфиболовые разновидности с титаномагнетитом. В отличие от них щелочные трахибазальты и трахиты обладают обильной пористостью, преимущественно порфировой структурой и гиалопилитовой или микролитовой основной массой. Вкрапленники (25–30%) представлены плагиоклазом, нефелином и клинопироксеном. В трахитах к ним добавляется санидин и титаномагнетит, а также акцессорные минералы – апатит, турмалин и хромшпинелиды (?), а вулканическое стекло основной массы раскристаллизовано в щелочно-полевошпатовый агрегат. Главной особенностью минерального состава щелочных базальтоидов является отсутствие кварца и ортопироксенов, что позволяет отнести данные породы к низкокремнеземистым образованиям. Присутствие в парагенезисе санидина и нефелина свидетельствует о высокой щелочности, характерной для вулканитов внутриплитных обстановок – континентальных рифтов.

Установлено, что щелочные базальтоиды характеризуются содержаниями SiO_2, колеблющимися от 42.39 до 59.68 мас. % (табл. 2) и до 60.11 мас. % [1, 11 и др.]. Преобладают значения 44–51, соответствующие щелочным базальтам и трахибазальтам. Породы обладают высокой щелочностью (мас. %), что отражено на классификационной диаграмме (рис. 1в). В пикробазальтах показатели щелочности и калиевости составляют 3.53–3.94 и 1.20–1.69, в щелочных базальтах и трахибазальтах – 6.32–8.64 и 2.91–4.80 и в щелочных трахитах – 11.63–12.70 и 6.14–6.60 соответственно. В щелочных базальтах в сумме щелочей преобладает Na_2O, в трахитах – K_2O. Содержания Al_2O_3 составляют (мас. %): в пикробазальтах 13.79–15.58, в щелочных базальтах 16.20–17.00; а в трахитах повышены до 19.03–19.20. Пикробазальты и щелочные базальты характеризуются высокими содержаниями (мас. %): TiO_2 (1.80–3.30), CaO (6.83–10.87), MgO (5.87–11.36), ΣFe (9.57–11.91); в трахитах эти показатели понижаются: TiO_2 до 0.18–0.55, CaO до 1.37–1.98, MgO до 0.29–0.85, ΣFe до 2.73–4.51. В целом описываемые породы относятся к умеренноглиноземистым высокотитанистым высококалиевым образованиям щелочной вулканической серии.

Щелочные базальтоиды обладают повышенными содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE), варьирующими в пределах (г/т): Rb от 23.05 до 109.3, Ba от 538.4 до 773.72 (в трахитах 69.0–73.67) и Sr от 517 до 1030 (в трахитах 80.28–81.32), и высокими концентрациями

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидах Цусимской котловины

№ обр./	1214	936-а	1212	1208-б	1208-и	1209-2
элементы	1	2	3	4	5	6
SiO_2	42.39	44.18	46.24	59.63	59.68	59.40
TiO_2	3.27	3.30	3.21	0.55	0.56	0.81
Al_2O_3	15.58	18.59	18.98	17.46	17.47	13.11
Fe_2O_3	5.65	4.39	3.64	4.37	4.51	5.23
FeO	6.26	6.28	4.84	–	–	–
MnO	0.12	0.16	0.17	0.08	0.08	0.27
MgO	9.62	5.20	3.40	0.57	0.59	1.41
CaO	10.87	9.08	8.60	1.37	1.36	1.83
Na_2O	2.25	3.23	3.87	5.40	5.31	3.82
K_2O	1.69	3.10	3.25	6.23	6.19	3.47
P_2O_5	Не опр.	0.02	0.75	0.06	0.07	0.16
п.п.п.	1.77	1.87	1.95	3.39	3.29	8.0
H_2O	0.42	Не опр.	Не опр.	0.55	0.48	2.66
Сумма	99.92	99.40	99.30	99.67	99.57	100.17
Rb	23.05	55	59.72	109.3	102.3	72.28
Ba	538.4	640	773.72	73.67	69	549.8
Sr	598.7	1030	761.61	80.28	81.32	309.7
Sc	28.19	Не опр.	Не опр.	3.54	2.18	7.494
Th	4.00	Не опр.	Не опр.	26.4	24.01	18.08
U	0.787	Не опр.	Не опр.	7.94	3.68	5.20
Pb	8.41	Не опр.	Не опр.	23.04	20.54	23.49
Zr	170.2	360	271.34	670.3	617.6	390.9
Hf	4.06	Не опр.	5.30	13.67	12.5	8.24
Nb	43.18	78	74.45	142	131.7	84.89
Ta	2.56	Не опр.	4.89	8.53	8.67	5.9
Y	18.26	29	19.98	19.72	19.97	20.07
Co	48.77	Не опр.	26.07	13.93	9.11	8.33
Cr	278	74	76.01	5.17	6.02	52.51
Ni	142.5	45	42.11	15.54	9.82	26.22
V	257.6	170	135.12	13.19	14.95	77.85
La	38.8	89	52.34	98.77	94.89	70.17
Ce	78.48	160	109.35	164.4	153.4	124.3
Pr	9.78	Не опр.	11.24	15.47	14.67	12.84
Nd	38.6	61	43.41	47.13	43.08	41.29
Sm	7.54	11	7.17	7.30	6.91	6.88
Eu	2.39	3.03	2.21	1.64	1.41	1.38
Gd	7.05	Не опр.	8.11	6.51	5.88	6.17
Tb	0.933	1.3	0.90	0.729	0.720	0.766
Dy	4.68	Не опр.	4.42	4.47	4.20	3.78
Ho	0.784	Не опр.	0.76	0.832	0.840	0.821
Er	2.03	Не опр.	2.07	2.37	2.25	1.92
Tm	0.265	Не опр.	0.24	0.376	0.337	0.325
Yb	1.59	2.1	1.56	2.36	2.54	2.32
Lu	0.217	0.27	0.21	0.353	0.323	0.335

Примечание. Вулканические породы: 1 – пикробазальты (гайот Оки); 2, 3 – щелочные оливиновые базальты (2 – возвышенность Глебова; 3 – гайот Оки); 4–6 – щелочные трахиты (гайот Оки). 4, 5, 6 – суммарное содержание железа в форме Fe_2O_3. 1–3 – Петрогенные элементы по [1]. Анализы на петрогенные элементы (4–6) и редкие элементы выполнялись в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток).

некоторых высокозарядных элементов (HFSE): Zr 160–360 (в трахитах до 400–670), Nb 32.5–82.8 (в трахитах до 131.7–142.0) и Ta 2.56–4.89 (в трахитах до 8.53–8.67). На многокомпонентных диаграммах редких и распределения редкоземельных (REE) элементов щелочные базальтоиды образуют позитивные Ta–Nb, Zr, Hf, Ti, Gd, Ce, Nd и негативные Sr- и Eu аномалии (рис. 2, 3) и харак-

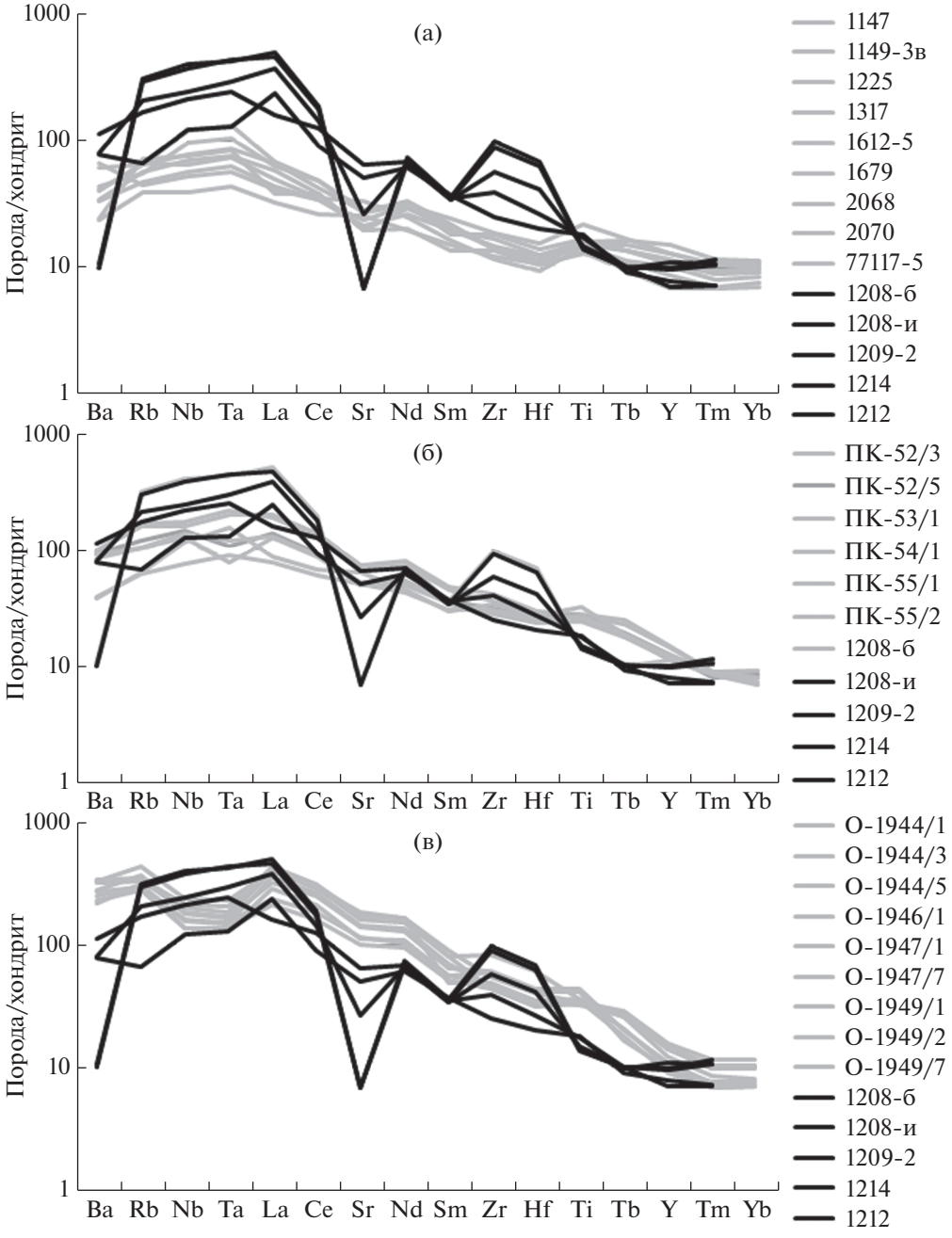

Рис. 2. Многокомпонентная диаграмма редких элементов для плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов Цусимской котловины Японского моря (обозначены черным), ОМ толеитов (а) [9], а также щелочных базальтоидов вулканов Цинбоху (б) и Удалянчи (в) [12]. Составы элементов нормированы к хондритовому стандарту по [27].

теризуются резко дифференцированным спектром REE с явным преобладанием LREE над HREE. Это подтверждается высокими значениями отношений $(La/Sm)_N$ 3.21–6.37 и $(La/Yb)_N$ 18.92–28.80. Пикробазальтам и щелочным базальтам свойственны высокие концентрации элементов группы Fe, которые в трахитах резко снижаются, что характерно для пород внутриплитной геодинамической обстановки (WPB). На дискриминантной диаграмме Ti–V фигуративные точки описываемых пород располагаются в области с высокими показателями Ti/V (более 100), превышающими таковые в вулканитах океанических островов – OIB (рис. 4а). По щелочности, калиевости, концентрациям LILE, LREE и HFSE япономорские щелочные базальтоиды вполне сопоставимы с породами щелочно-базальтоидной формации по классификации [8].

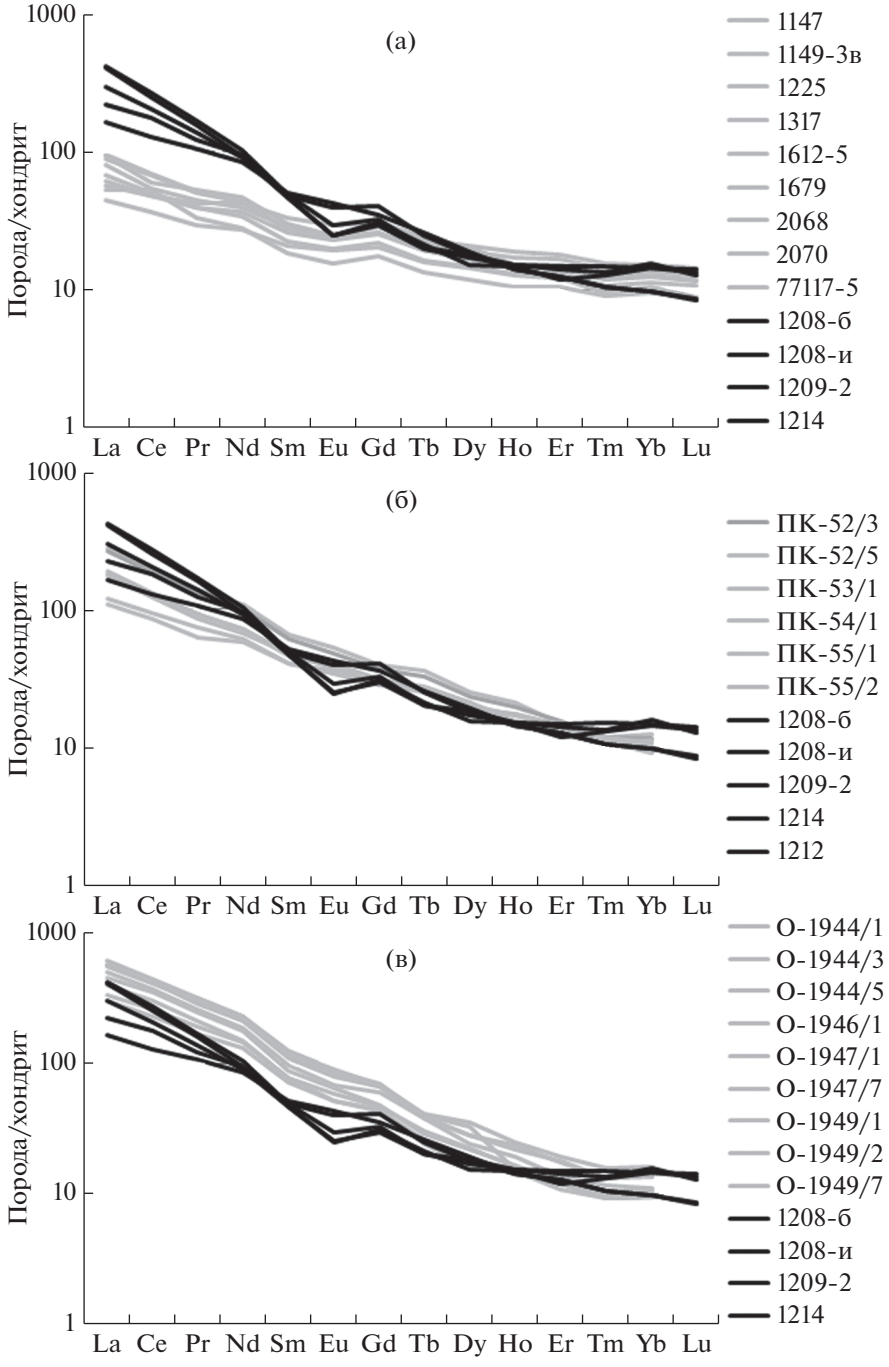

Рис. 3. Многокомпонентная диаграмма распределения REE для щелочных базальтоидов; составы нормированы к хондритовому стандарту по [15]. Условные обозначения см. рис. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было сказано выше, в Японском море установлены два типа базальтоидных вулканических пород высокой щелочности (рис. 1в), формирование которых происходило во внутриплитной обстановке (WPB): среднемиоцен-плиоценовые окраинно-морские толеиты и плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды (рис. 4б) [1, 3–5, 9, 13, 17]. Первые развиты в основном в пределах котловины Японской (Центральной), вторые – в пределах Цусимской котловины. В мантийном источнике обеих групп пород обнаруживаются гранатовые перидотиты, что подтверждает диаграмма (La/Sm)–(Lu/Hf) (рис. 5). Но на этой диаграмме хорошо видны и отличия. Щелочные базальтоиды располагаются вдоль тренда гранатовых перидотитов и характеризуют-

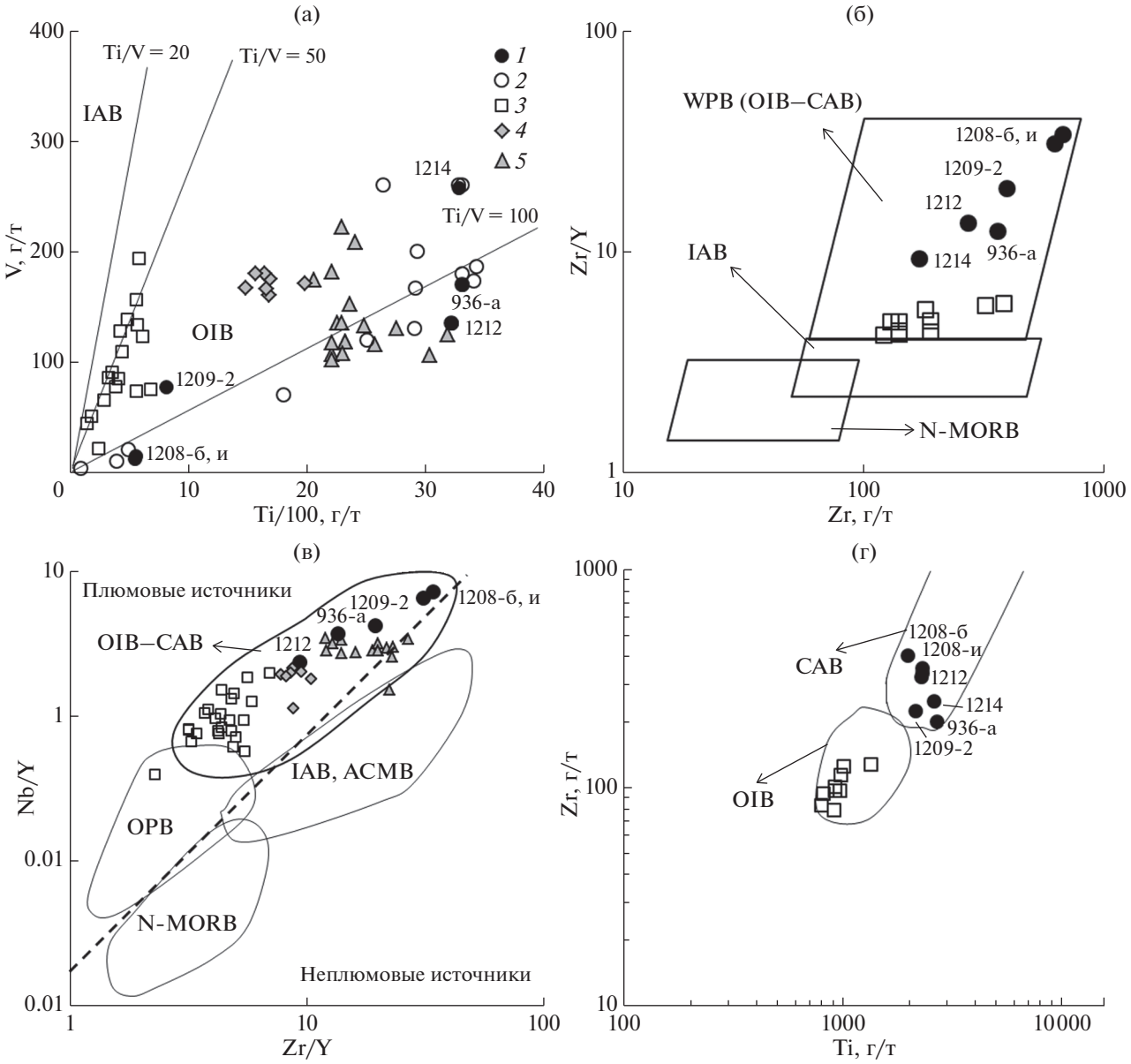

Рис. 4. Диаграммы Ti–V [25] (а); Zr–(Zr/Y) [23] (б); (Zr/Y)–(Nb/Y) [16] (в); Ti–Zr [10] (г) для щелочных базальтоидов Цусимской котловины: *1* – табл. 2; *2* – по [1] и *3* – ОМ толеитов [1, 9]; для щелочных базальтоидов вулканов [12]: *4* – Цинбоху и *5* – Удалянчи. Поля базальтов геодинамических обстановок: WPB – океанических островов (OIB) и континентальных рифтов (CAB); IAB, ACMB – вулканических дуг и активных континентальных окраин; OPB – океанических плато; N-MORB – срединно-океанических хребтов. Пунктирная линия разделяет области плюмовых и неплюмовых мантийных источников.

ся весьма низкой степенью частичного плавления (0.05–1.5%). Окраинно-морские толеиты занимают пространство между трендами гранатовых и шпинелевых перидотитов. Степень частичного плавления повышена до 0.5–5%.

Цусимские базальтоиды характеризуются значительно более высоким уровнем щелочности и калиевости по сравнению с окраинно-морскими толеитами [4, 5]. Им свойственны гораздо более высокие значения $(La/Yb)_N$, достигающие 28.80, против 7.35 в ОМ базальтоидах. Параметры Sm/Yb (1.57–5.50), Ce/Y (5.47–6.25), Zr/Y (12.39–13.58) и Nb/Y (1.96–3.73) также более высокие, а Zr/Nb (3.64–4.72), Y/Nb (0.14–0.42) и Lu/Hf (до 0.04) более низкие. В то время как в ОМ базальтоидах значения Zr/Nb, Y/Nb и Lu/Hf повышены до 9.47, 1.74 и 0.1–0.16, а Ce/Y, Zr/Y и Nb/Y, напротив, понижены до 1.12–2.42, 4.32–6.96 и 0.82–1.99 соответственно. Отношения Zr/Hf в щелочных базальтоидах также выше, по сравнению с таковыми в окраинно-морских и составляют 47.44–51.20 и 38.55–45.71 соответственно. Зна-

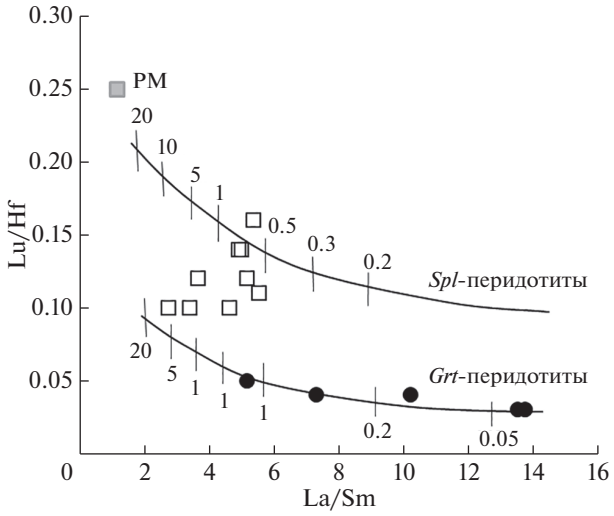

Рис. 5. Диаграмма (La/Sm)–(Lu/Hf) [24]. Вертикальными линиями и цифрами обозначена степень ЧП источника. Условные обозначения см. рис. 4.

чения Nb/Ta в тех и других породах близки к хондритовым (Nb/Ta–17.7) и попадают в пределы 15–19, установленные для щелочных вулканических пород – производных плюмовых мантийных источников океанов и континентов [19]. Многокомпонентные диаграммы иллюстрируют очевидную разницу составов редких (в т.ч. редкоземельных) элементов: в щелочных базальтоидах концентрации большинства LILE, HFSE и LREE заметно выше таковых в ОМ толеитах (рис. 2а, 3а).

Отличительные черты проявлены и в концентрациях элементов группы Fe. С учетом опубликованных материалов [1, 3, 4 и др.] и новых данных (табл. 2) в ОМ толеитах содержания (г/т) Cr достигают 280–396, Ni 91–123, V 150–300, а в щелочных базальтах содержания Cr составляют 107–150, Ni 55–98, V 120–200. Состав этих элементов близок к таковому в плюм-океанических толеитах и плюм-континентальных щелочных базальтах по [18]: Cr – 318 и 160 г/т, Ni – 110 и 85 г/т, V – 290 и 250 г/т соответственно.

На большинстве диаграмм точки цусимских базальтоидов и ОМ толеитов располагаются на значительном расстоянии друг от друга. В первую очередь это хорошо отражено на диаграммах Ti–V, Zr–(Zr/Y) и (Zr/Y)–(Nb/Y) (рис. 4а–4в). На первой и второй диаграммах разброс точек обусловлен более высокими концентрациями Ti и Zr в щелочных базальтоидах по сравнению с окраинноморскими толеитами. Диаграмма (Zr/Y)–(Nb/Y) демонстрирует принадлежность обеих групп пород к областям щелочных базальтов океанических островов (OIB) и континентальных щелочных базальтов (CAB), т.е. к области внутриплитных геодинамических обстановок (WPB) океанов и континентов. На этой диаграмме щелочные базальтоиды Цусимской котловины и ОМ толеиты располагаются в поле производных нижнемантийных плюмовых источников. Однако и здесь породы образуют отдельные друг от друга ореолы, характеризуясь разными концентрациями Zr и Nb, которые явно преобладают в щелочных ба-

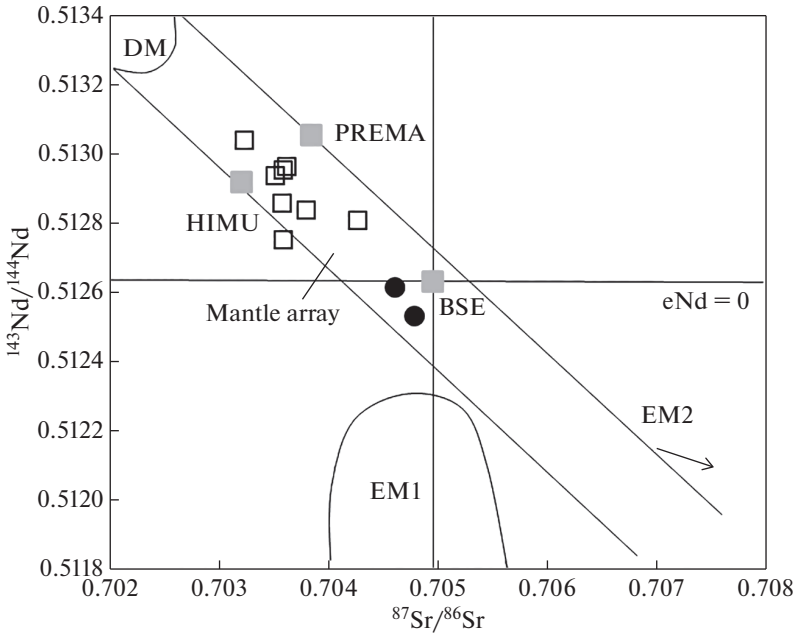

Рис. 6. Диаграмма ($^{87}Sr/^{86}Sr$)–($^{143}Nd/^{144}Nd$). Составы изотопов Nd и Sr [3, 4, 9]. Мантийные источники: DM – деплетированная мантия, BSE – валовый состав силикатной части Земли, PREMA – преобладающая мантия, HIMU – обогащенная U мантия, EM1 и EM2 – обогащенная внутриплитной и субдукционной компонентами мантия соответственно. Условные обозначения см. рис. 4.

зальтоидах. Если на вышеприведенных диаграммах породы обеих групп образуют разброс точек в поле одной WPB обстановки, то на диаграмме Ti–Zr каждая группа попадает в область собственной геодинамической обстановки, подчеркивая свою принадлежность: ОМ толеиты – к OIB, а щелочные базальтоиды – к CAB (рис. 4г).

По сравнению с окраинно-морскими толеитами щелочные базальтоиды Цусимской котловины характеризуются более низкими $^{143}Nd/^{144}Nd$ и, в целом, более высокими $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями, которые составляют 0.5125–0.5126 и 0.7046–0.7047 соответственно (рис. 6). Большинство образцов ОМ толеитов характеризуются более высокими значениями отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.5128–0.5130) и более низкими – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7032–0.7035). Несмотря на видимую разницу в составах изотопов Nd и Sr в рассматриваемых группах пород, на диаграмме ($^{87}Sr/^{86}Sr$)-($^{143}Nd/^{144}Nd$) их фигуративные точки располагаются в плюмовой области по [26].

Отличаясь от окраинно-морских толеитов, щелочные базальтоиды Цусимской котловины демонстрируют сходство геохимических характеристик с щелочно-базальтоидными породами вулканов Цинбоху и Удалянчи бассейна Сунляо [12]. Этот бассейн является одной из депрессионных структур, возникших в позднем кайнозое под влиянием Северо-Азиатского суперплюма [14], область распространения которого совпадает с выделенной в Центральной и Восточной Евразии Центрально-Азиатской внутриплитной провинцией [7]. Данная провинция, а следовательно, и Северо-Азиатский суперплюм, располагаются к западу от Японского моря, а их юго-восточная граница проходит через южную часть моря (Цусимскую котловину), в которой и установлены плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды.

Щелочные базальтоиды Цусимской котловины и вулканов Цинбоху и Удалянчи характеризуются высоким уровнем общей щелочности. Исключением является концентрация K_2O, который в породах вулканов Цинбоху ниже такового в породах Цусимской котловины и вулканов Удалянчи, в которых K_2O часто преобладает в сумме щелочей. Близкие химические свойства щелочных базальтоидов всех трех регионов хорошо иллюстрируют многокомпонентные диаграммы редких элементов и распределения REE (рис. 2б, 2в; 3б, 3в соответственно), на которых спектр цусимских базальтоидов совпадает со спектром пород вулканов Цинбоху и незначительно отличается от спектра пород вулканов Удалянчи по концентрациям некоторых LILE, HFSE и LREE. Характеризуясь более низкими концентрациями Ti и более высокими Nb и Zr, цусимские базальтоиды, тем не менее, образуют почти единые ореолы с породами вулканов Цинбоху и особенно Удалянчи в областях плюмовых источников OIB и CAB на

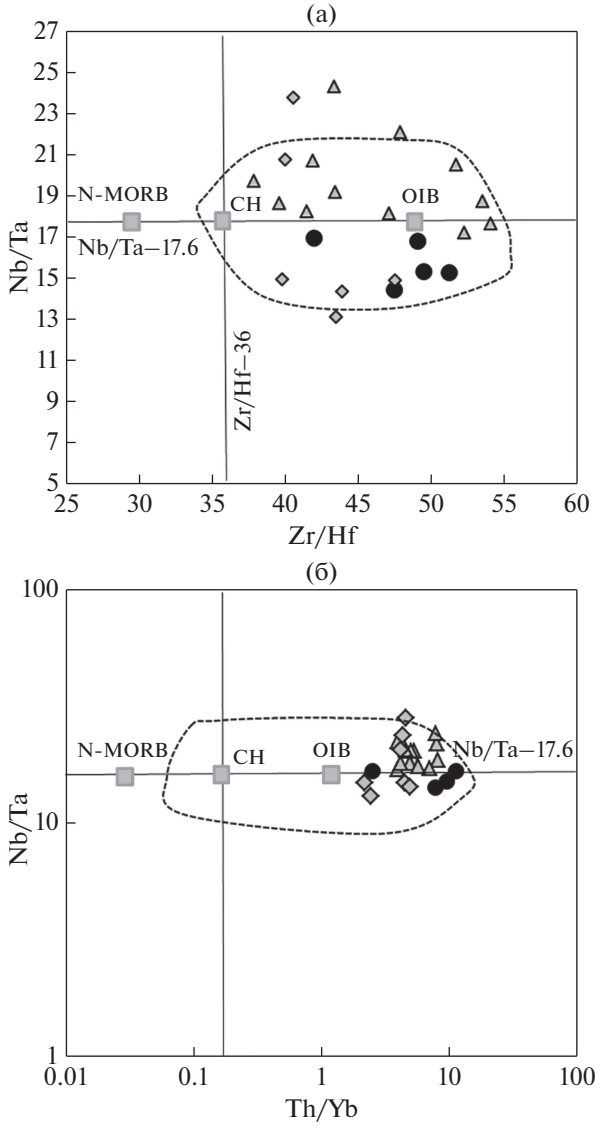

Рис. 7. Диаграммы (Zr/Hf)–(Nb/Ta) (*а*) и (Th/Yb)–(Nb/Ta) (*б*). Квадратами обозначены средние составы базальтов: CH – хондрита, N-MORB – срединно-океанических хребтов, OIB – океанических островов; пунктирной линией – ореол щелочных вулканитов Красного моря. Отношения Nb/Ta–17.6 и Zr/Hf–36 для хондрита по [19]. Условные обозначения см. рис. 4.

диаграммах Ti–V и (Zr/Y)–(Nb/Y) (рис. 4а, 4в). Близкие химические свойства, а также плюм-континентальную природу щелочных базальтоидов всех трех областей подтверждают и значения Zr/Hf, Nb/Ta и Th/Yb, которые обуславливают расположение точек в ореоле распространения вулканических пород такого континентального рифта, каким является Красное море. Это хорошо видно на диаграммах (Zr/Hf)–(Nb/Ta) и (Th/Yb)–(Nb/Ta) (рис. 7).

Таким образом, приведенные выше доказательства свидетельствуют о близости химических

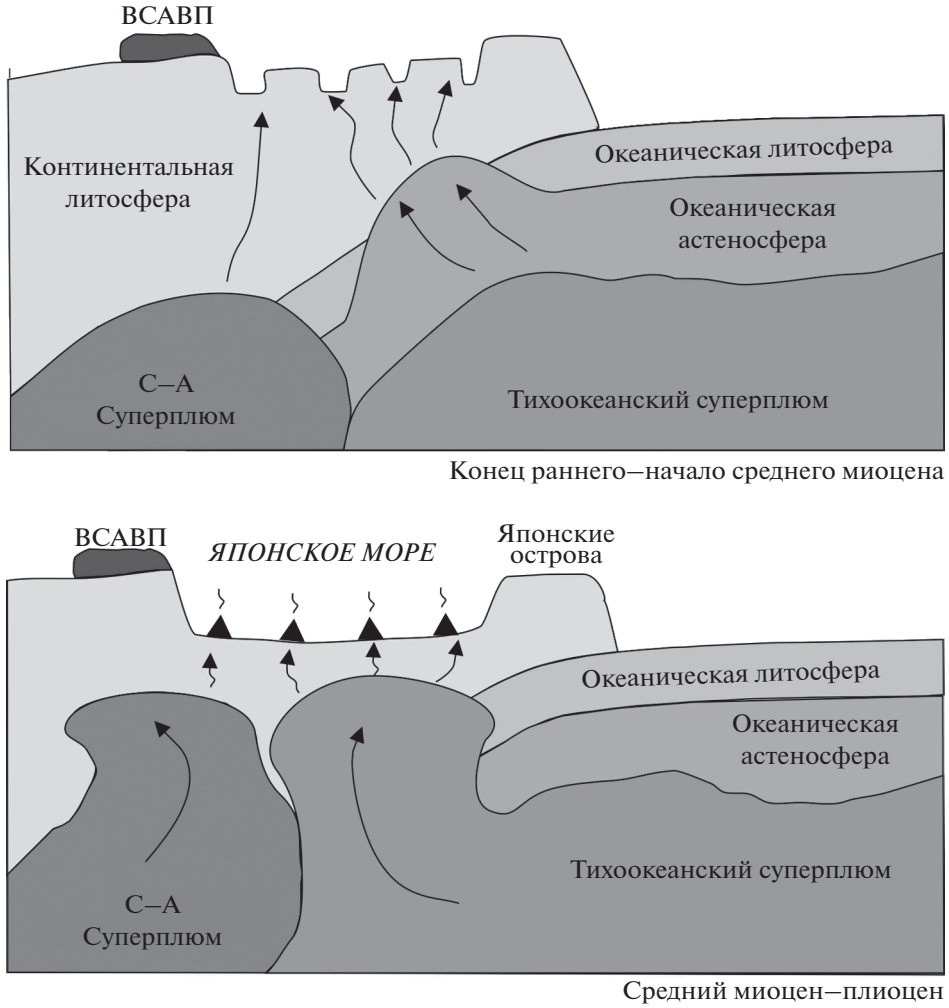

Рис. 8. Эволюция котловины Японского моря с конца раннего миоцена до плиоцена. ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; С-А – Северо-Азиатский суперплюм.

свойств щелочных базальтоидов Цусимской котловины Японского моря и вулканов Цинбоху и Удалянчи Центрально-Азиатской внутриплитной провинции, что указывает на плюм-континентальную природу описываемых пород, сформировавшихся под влиянием Северо-Азиатского суперплюма. В предыдущих публикациях авторами приводятся многочисленные доказательства в пользу того, что ОМ толеиты котловин Японской и Ямато в Японском море проявляют свойства щелочно-базальтоидных пород океанических островов (OIB) и являются производными апофизы Тихоокеанского суперплюма [3–5, 9].

Наличие “следов” апофиз двух разных по геохимической специфике суперплюмов Северо-Азиатского континентального и Тихоокеанского в пределах Японского моря наводит на мысль об их столкновении, которое привело к максимальному окраинно-морскому спредингу и формированию котловины Японского моря. Максимальный спрединг пришелся на конец раннего – начало среднего миоцена (рис. 8), на что указывает обнаружение в скважинах глубоководного бурения деплетированных вулканических пород соответствующего возраста, по составу близких к N-MORB [13]. В постспрединговую стадию максимальный подъем к поверхности апофизы Тихоокеанского суперплюма и ее плавление привело в среднем миоцене–плиоцене к проявлению окраинно-морского вулканизма, продуктами которого стали ОМ толеиты с OIB свойствами (рис. 8). На юго-западе Японского моря щелочно-базальтоидный вулканизм (CAB), спровоцированный плавлением апофизы Северо-Азиатского суперплюма, пришелся на более поздний плиоцен-голоценовый период.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды Цусимской котловины Японского моря характеризуются близкими химическими свойствами с

щелочными базальтоидами вулканов Цинбоху и Удалянчи сопредельной территории – Центрально-Азиатской внутриплитной провинции, возникшей в позднем кайнозое под влиянием Северо-Азиатского суперплюма и распространяющейся с запада в пределы Японского моря. Изотопно-геохимические черты щелочных базальтоидов Цусимской котловины и окраинно-морских толеитов котловин Японской и Ямато указывает на внутриплитную (WPB) природу тех и других пород, подразумевающую выплавки из нижнемантийного плюмового источника. Однако корреляционный анализ выявил и существенные различия. Они позволяют сделать вывод о том, что плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды относятся к плюм-континентальным, а среднемиоцен-плиоценовые окраинно-морские толеиты к плюм-океаническим образованиям и являются производными Северо-Азиатского и Тихоокеанского суперплюмов соответственно.

Источник финансирования. Работа проводилась по программе Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (тема № 0271-2016-0005), № Госрегистрации АААА-А17-117030110033-0 и при финансовой поддержке грантов “Дальний Восток” (проекты № 18-1-008 и № 18-2-020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др.* Геология дна Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
2. *Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В.* Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М.: Изд-во МГУ, 1975. 95 с.
3. *Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 58–69.
4. *Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 63–72.
5. *Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Вулканизм и происхождение Японского и Охотского морей как результат влияния Тихоокеанского суперплюма // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 2. С. 181–183.
6. *Карп Б.Я.* Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
7. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.* Абсолютные палеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 68–73.
8. *Лазаренков В.Г.* Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1240–1248.
9. *Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Пугачев А.А.* Вулканизм и тектоника Центральной глубоководной котловины Японского моря // Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 129–144.
10. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
11. Новые данные по геологии Дальневосточных морей / Отв. ред. Берсенев И.И. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979. 166 с.
12. *Сахно В.Г.* Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока (позднеплейстоцен-голоценовый этап). Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2008. 128 с.
13. *Филатова Н.И.* Закономерности динамики окраинно-морского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.
14. *Хомич В.Г., Борискина Н.Г.* Северо-Азиатский суперплюм и платиноносность юго-востока России // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 3. С. 356–359.
15. *Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: meteoritic and Solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
16. *Condie K.C.* Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. Iss. 1. P. 1–18.
17. Geology and geophysics of the Japan Sea / N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki et al. Tokio: Terra Science. Publishing Company (TERRAPUB), 1996. P. 372–375.
18. *Hess P.C.* Origins of igneous rocks. London: Harvard University Press, 1989. 336 p.
19. *Kamber B.S., Collerson K.D.* Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // Chemical Geology. 2000. V. 166. P. 241–254.
20. *Kaneoka I., Takigami Y., Takaoka N. et al.* ^{40}Ar–^{39}Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Results, 1992. V. 127/128. Iss. 2. P. 819–836.
21. *Lee G.H., Kim H.J., Suh M.C., Hong J.K.* Crustal structure, volcanism and opening mode of the Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan) // Tectonophysics. 1999. V. 308. P. 503–525.
22. *Le Maitre R.W., Bateman S.L., Dudek A. et al.* A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
23. *Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Orogenic andesites and related rocks / Ed. Thorpe R.S. Chichester, England: John Wiley and Sons, 1982. P. 528–548.
24. *Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W. et al.* Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol. 2003. V. 44. Iss. 1. P. 113–140.
25. *Shervais I.W.* Ti–V plots and petrogenesis of modern and ohpiolitic lavas // Earth. Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. Iss. 1. P. 101–118.
26. *Tatsumi Y.* The subduction factory: How it operates in the evolving Earth // GSA Today 2005. V. 15. Iss. 7. P. 4–10.
27. *Thompson R.N.* Dispatches from Tertiary volcanic province // Scott. J. Geology. 1982. V. 18. P. 49–107.

Pliocene-Holocene Alkaline-Basaltoid Volcanism of the Tsusimskaya Basin of the Sea of Japan: New Data of Geochemistry and Geodynamics

T. A. Emelyanova[a, #], E. P. Lelikov[a], A. A. Pugachev[a, ##]

[a] *Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia*

[#] *e-mail: emelyanova@poi.dvo.ru*

[##] *e-mail: puigachev@poi.dvo.ru*

The paper contains original data of the petrogenic and rare elements composition in the Pliocene-Holocene alkaline basaltoids of the Tsusimskaya basin of the Sea of Japan. These data were obtained with using of method of atomic-emissive spectrometry and method of mass-spectrometry with inductively contacted plasma. The geochemical and geodynamic features of this volcanism stage are determined on basis of interpretation of the new geochemical data. The magmagenesis source (garnet peridotite) and the within-plate type (WPB) of the alkaline basaltoids are determined. The basaltoids of the Tsusimskaya basin are characterized by high alkalinity and high concentration of K_2O. These basaltoids are characterized by Ta–Nb maximum, and high ratio of $(La/Yb)_N$ и $(La/Sm)_N$ made up 22–28 and 3–6 accordingly. These basaltoids are characterized by high ratio of Ti/V, Nb/Y, Zr/Y, Zr/Hf, Th/Yb, and Nb/Ta ratio analogical to the chondrite. The research basaltoids chemical features are similar to features of the volcanic rocks of the Zinbochu and Udalyanche volcanos of the Central-Asian Within-Plate Province. This province is located to the west from the Sea of Japan, and it was formed under the influence of the North-Asian superplume in the Late Cenozoic.

Keywords: Sea of Japan, Tsusimskaya basin, alkaline basaltoids, geochemistry, geodynamics, superplumes, plume-continental, plume-oceanic volcanism

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 281–292

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24+550.423+553.078+553.251

КОРОМАНТИЙНЫЙ ЦИКЛ УГЛЕРОДА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ АБИОГЕННЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ

© 2020 г. Н. О. Сорохтин[1, *], Л. И. Лобковский[1], Н. Е. Козлов[2, **]

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

[2]*Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия*

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

***e-mail: kozlov.n.e@yandex.ru*

Поступила в редакцию 20.12.2017 г.
После доработки 28.06.2018 г.
Принята к публикации 02.07.2018 г.

В работе исследованы процессы трансформации и переноса углерода в коре и мантии. Так, затянутые в зонах субдукции осадки дегидратируются, разрушаются и преобразуются метаморфическими процессами. Часть углеродистых соединений погружается в подлитосферную мантию и переносится конвективными течениями в рифтовые зоны срединно-океанических хребтов. Там они снова трасформируются, образуя новые химические соединения, и выносятся гидротермами на поверхность в виде растворенных во флюиде карбонатов, различных углеводородов и углекислого газа. Выпадая из растворов, они отлагаются на морском дне в виде осадков, образуя карбонатные и углеродсодержащие структурно-вещественные комплексы. В результате проявления многоступенчатого механизма физико-химических преобразований в коромантийных областях Земли углеродистые соединения приобретают черты абиогенного (мантийного) происхождения, хотя и являются изначально экзогенными образованиями. Коромантийный цикл углерода является частью глобального процесса циклического переноса углерода из атмосферы в мантию и обратно.

Ключевые слова: углерод, карбонатные и углеродсодержащие структурно-вещественные комплексы

DOI: 10.31857/S0030157420020100

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамическая эволюция океанов тесно связана с процессами конвейерного обогащения земной коры многими химическими элементами и соединениями, которые накапливаются на ее поверхности в конвергентных и дивергентных областях Земли. Исследование процессов геохимического цикла углерода между различными резервуарами традиционно описывают явления его трансформации в коре, гидросфере и атмосфере, при которой важную роль играют живые организмы [4, 12, 16]. Вопросы поведения изотопов этого элемента в геохимическом цикле подробно рассматривались в работе [5]. Интересный и неоднозначный вариант природы геохимического цикла углерода с привлечением экспериментальных данных о возможных мантийных потоках и резервуарах был предложен Добрецовым и Шацким [8], а так же [7, 21]. Они считают, что глубинный цикл углерода имеет значительную подпитку из контактовых зон ядра и нижней мантии Земли за счет его выноса восходящими плюмами в присутствии воды и кислорода. Проведенные нами исследования закономерностей коромантийного взаимодействия слагающих данные геосферы структурно-вещественных комплексов позволило обосновать наличие глубинной ветви геохимического цикла углерода без привлечения механизмов его генерации во внешнем ядре и нижней мантии, а также без существенного количества воды и кислорода в последней.

Основным поставщиком углерода, формирующего его коромантийную ветвь в глобальном цикле, являются отлагающиеся на морском дне осадочные комплексы. Они содержат большое количество соединений данного элемента и представлены карбонатными осадками биогенного и хемогенного происхождения, а также органическим веществом из пелагических и терригенных отложений и углеродистых сланцев, сносимых с окраин континентов. Затянутые в зоны поддвига плит они претерпевают ряд изменений и погружаются в подлитосферную мантию, где практически полностью разрушаются, переплавляются и, в основном, выносятся на поверхность в виде магматических тел и флюидных растворов. Часть соединений углерода и его мономинеральная фракция капсулируются, достигают уровней

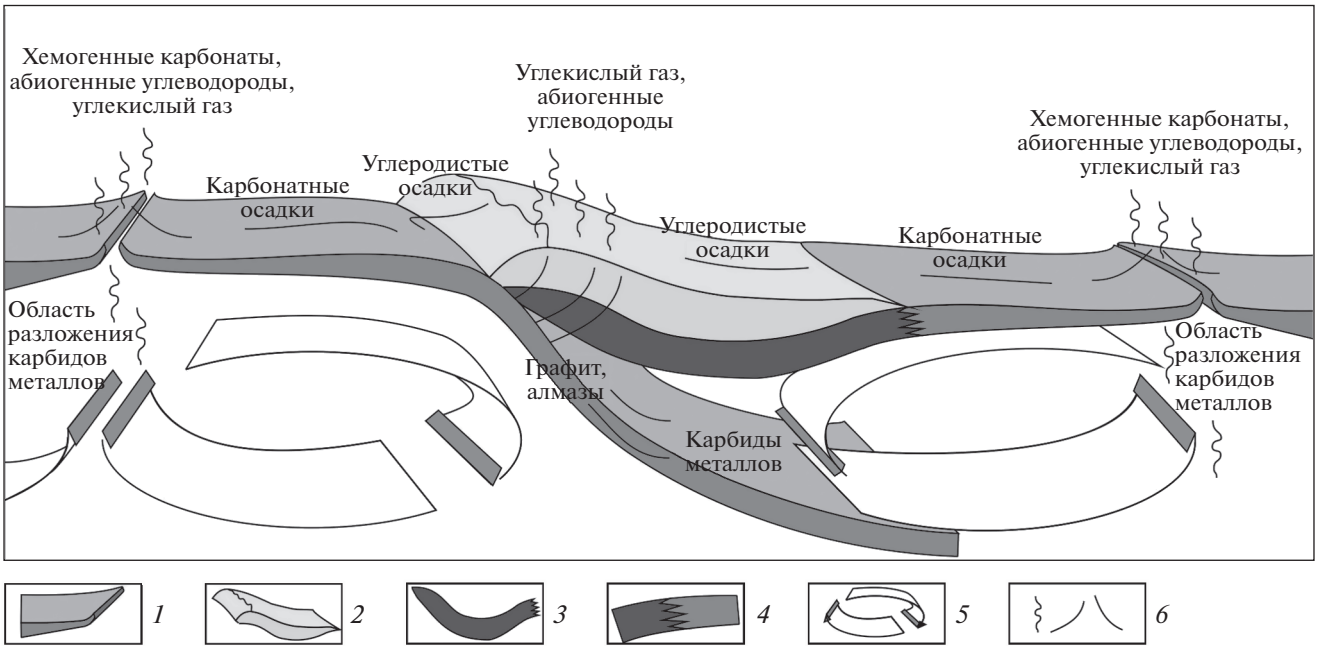

Рис. 1. Коромантийный цикл углерода: *1* – океаническая литосфера; *2* – континентальная кора; *3* – подкоровая литосфера континента; *4* – зона перехода подкоровой литосферы континента к литосфере океанического типа; *5* – направление конвективных течений в верхней мантии; *6* – направление миграции соединений углерода.

подлитосферной мантии и переносятся верхнемантийными конвективными течениями в области разгрузки под рифтовыми зонами литосферных плит, где в виде новых соединений снова попадают в гидросферу Земли (рис. 1).

В настоящей работе рассмотрен механизм многоступенчатой трансформации углеродистых соединений и переход органического углерода в неорганический и обратно. Это позволяет рассматривать коромантийную ветвь глобального цикла углерода, как движение и трансформацию экзогенного углерода в природе без добавления мантийной составляющей данного компонента. Авторы подчеркивают, что при написании соответствующих химических реакций они ориентировались на опубликованные теоретические и экспериментальные данные. Там, где они отсутствуют, рассуждения о возможном протекании реакций в метаморфически нагруженных условиях следует рассматривать как возможные.

ТЕРМОДИНАМИКА ЗОН СУБДУКЦИИ

Происходящие в зонах поддвига плит процессы дегидратации и анатексиса океанической коры развиваются по достаточно сложной многоступенчатой схеме. При этом пространственно-временна́я изменчивость метаморфических преобразований заключается в том, что породные ассоциации пододвигающейся океанической литосферной плиты испытывают прогрессивный метаморфизм в зоне контакта с надвигающимся континентом. Они последовательно проходят стадии преобразования от нижних ступеней к высшим. Формирующийся в этих условиях минерализованный и газонасыщенный флюид перемещается вверх по разломам и, остывая, вызывает ретроградные контактово-метасоматические изменения окружающих горных пород. Многочисленные протрузии ультраосновного состава и офиолиты, пройдя пик изменений, также испытывают ретроградные процессы. Наряду с этим, осадочные толщи окраины континента сносятся в океан, смешиваются с пелагическими осадками и совместно с ними затягиваются в зону поддвига плит. Содержащие органическое вещество терригенные осадки существенно увеличивают приток углерода в общий баланс и испытывают прогрессивный метаморфизм, омываясь насыщенными гидротермальными растворами. В процессе метаморфических преобразований пород океанической коры оливин, энстатит, магнетит и другие ее тугоплавкие минералы, а также гранаты, возникающие на глубинах эклогитового перехода, в большинстве своем удаляются из системы вместе с погружающейся в мантию литосферной плитой. При этом, водные флюиды, кремнезем и литофильные соединения ассимилируются формирующимися в зонах поддвига плит силикатными расплавами и преимущественно отжимаются вверх по разломам.

В этих условиях плавление осадков и осадочных пород в зонах субдукции происходит в основ-

ном за счет диссипации энергии вязкого трения внутри них и трения на контакте литосферных плит. К этому же добавляется и величина глубинного теплового потока, пронизывающего континентальные литосферные плиты, тогда как водонасыщенность затягиваемых вещественных комплексов, напротив, снижает температуру их плавления. Все это позволяет предположить, что температура в зазоре между плитами примерно соответствует геотерме континентальной плиты или чуть выше нее. Следовательно, попавшие в зону субдукции образования начинают плавиться только на глубинах, где геотерма континентальной плиты пересекается с температурой плавления осадков. При этом температура плавления большинства силикатов в присутствии воды с повышением давления до 5–10 кбар резко снижается до 600–700°С [10]. Аналогичным образом ведут себя водонасыщенные карбонаты [32] и многие другие соединения. Отмеченные закономерности позволяют заключить, что алюмосиликатные водонасыщенные осадки начинают плавиться уже на глубинах около 50–70 км, а карбонатные – около 80 км.

Глубже критического уровня пересечения континентальной геотермы с кривой начала плавления осадочного вещества степень плавления осадочных пород резко возрастает. Поэтому на больших глубинах должна происходить дифференциация образовавшихся расплавов и их разделение по плотности. Тяжелые железистые и сульфидные фракции уходят вниз и, в конце концов, погружаются в глубины конвектирующей мантии. Легкие же компоненты, состоящие из отделившихся флюидов, карбонатных и силикатных расплавов, не имеют возможности подняться вверх и накапливаются (консервируются) в нижних горизонтах континентальных плит, постепенно формируя там очаги щелочно-ультраосновных, карбонатитовых и лампроит-кимберлитовых магм. По-видимому, в этой зоне процессы дегидратации океанической коры и фрагментов осадочных толщ протекают не в полной мере, поэтому оставшаяся часть кристаллизационной воды, углерода, углекислого газа и некоторых других летучих компонентов может погружаться в конвектирующую мантию.

Затягивание в зону субдукции осадков приводит к процессу их многоступенчатого разложения, трансформации и выделения мономинерального углерода. На глубинах около 120–150 км наблюдается фазовый переход от графита к алмазу, ниже которого располагается область устойчивости последнего. Именно на таких глубинах кристаллизуются алмазы и возникают характерные минеральные ассоциации в эклогитах и гранатовых перидотитах алмаз-пироповой фации глубинности [19]. С другой стороны, известно [40], что на глубинах около 350 км ромбический оливин должен переходить в более плотную кубическую модификацию (шпинелевую фазу) – рингвудит. Однако этот минерал еще нигде не встречался в кимберлитах или алмазных включениях, что, по-видимому, ограничивает максимальную глубину формирования алмазоносных пород 300 км [9].

Приведенные данные позволяют предположить, что на глубинах превышающих 250–300 км углерод снова переходит в фазу графита и, попадая в область устойчивости карбидов металлов, образует с ними разнообразные соединения. В природе известно небольшое количество минералов карбидов, которые встречаются в метеоритах, кимберлитах, метаморфизованных ультраосновных породах и в шунгитах. Наиболее известными являются когенит $(Fe,Ni,Co)_3C$), муассанит (SiC), танталкарбид (Ta,Nb)C), ниобокарбид (Nb,Ta)C), хамрабаевит (Ti,V,Fe)C) и соединения ванадия (V_8C_7 и V_2C) и хрома (Cr_2C_3). Столь ограниченное количество минералов карбидов металлов объясняется их глубинным происхождением и склонностью к разложению в низких термобарических условиях и в присутствии воды. Скорее всего, в верхней мантии минералы карбидов металлов имеют более широкое распространение и, следовательно, могут существовать карбиды кальция, алюминия, марганца, железа и ряда других.

УГЛЕРОД В ЗОНАХ ПОДДВИГА ПЛИТ

Все химические реакции в зонах поддвига плит необратимы, проходят с поглощением или выделением тепла и в разных окислительно-восстановительных условиях. В реализации всех перечисленных процессов важную роль играет геологическое время, приводящее, в конечном итоге, физико-химические параметры развития складчатой системы в равновесное состояние.

Современные осадочные толщи на морском дне содержат до 20–40% воды, а в диагенетированных разностях содержание падает до 10–15%. При этом, в глинистых породах образуются гидрослюды – иллит, смектит, монтмориллонит, каолин и диаспор. Содержится в них и большое количество органического вещества (0.5–1.0%).

На ранней стадии метаморфических преобразований затягиваемые в зону субдукции осадки и осадочные породы претерпевают процессы их интенсивной дегидратации. Вначале теряется поровая (свободная) вода, затем кристаллизационная, после чего в них развивается сложный ряд эндотермических метаморфических преобразований, сопровождаемых освобождением воды, CO_2, кремнезема, щелочей (особенно калия) и литофильных элементов. В зонах проявления максимальных сжатий породы уплотняются и частично

запечатывают образующиеся растворы, создавая высокое давление флюида и расширяя поле устойчивости водосодержащих минералов.

Большая часть образующихся таким образом флюидных потоков перемещается снизу вверх из области высоких давлений в зоны тектонической тени. При существовании тангенциального градиента давления в проницаемой среде всегда будет наблюдаться их движение и переход из одной метаморфической фации в другую. Примечательно, что на больших глубинах, в зонах субдукции должна стираться грань контакта литосферных плит. Возникает данный эффект благодаря близости химического состава вещества третьего слоя океанической и подкоровой континентальной литосфер. В результате этого, погружающаяся в мантию деградирующая океаническая кора совместно с остатками осадочного чехла оказывается зажатой между близкими по составу комплексами мантийного происхождения. Это неизбежно приводит к разобщению и изоляции крупных и мелких объемов вещества, капсулированию коровых расплавов, метаморфизованных твердых коровых пород, рассеянного вещества, флюидных растворов и газово-жидких включений. Флюид на этих глубинах приобретает черты сверхкритической жидкости. Далее, в условиях вязкого течения среды “капсулы” с коровым веществом попадают в конвектирующую мантию и разносятся на большие расстояния, отрываясь от погружающейся к ядру литосферной плиты или совместно перемещаясь в область восходящего конвективного потока в случае ее выполаживания (рис. 1).

Попадающие в зону поддвига плит карбонаты трансформируются и разрушаются с выделением CO_2. Это приводит к связыванию одних оснований в силикатных фазах, а других в карбонатах. Процесс разложения карбонатов может протекать по следующим эндотермическими реакциям:

$$\underset{\text{кальцит}}{CaCO_3} + SiO_2 + T^\circ C \rightarrow \underset{\text{волластонит}}{CaSiO_3} + CO_2\uparrow, \quad (1)$$

$$\underset{\text{магнезит}}{MgCO_3} + SiO_2 + T^\circ C \rightarrow \underset{\text{энстатит}}{MgSiO_3} + CO_2\uparrow, \quad (2)$$

$$\underset{\text{сидерит}}{2FeCO_3} + SiO_2 + T^\circ C \rightarrow \underset{\text{фаялит}}{Fe_2SiO_4} + 2CO_2\uparrow. \quad (3)$$

Освобождающийся диоксид углерода растворяется в образующихся расплавах и входит в водно-углекислотный флюид.

В условиях высоких давлений (40–50 кбар), характерных для нижних частей континентальных плит, распад карбонатов, по-видимому, должен сопровождаться окислением двухвалентного железа с образованием плотных кристаллических структур магнетита и восстановлением CO_2 до окиси углерода:

$$\underset{\text{кальцит}}{3CaCO_3} + \underset{\text{ильменит}}{3FeTiO_3} + T^\circ C \rightarrow \rightarrow \underset{\text{перовскит}}{3CaTiO_3} + \underset{\text{магнетит}}{Fe_3O_4} + 2CO_2 + CO\uparrow. \quad (4)$$

На еще больших глубинах происходит образование гранатов, корунда и кальцита, с выделением углекислого газа:

$$\underset{\text{анортит}}{3Ca[Al_2Si_2O_8]} + \underset{\text{магнезит}}{6MgCO_3} \rightarrow \rightarrow \underset{\text{пироп}}{2Mg_3Al_2[SiO_4]} + \underset{\text{кальцит}}{3CaCO_3} + \underset{\text{корунд}}{Al_2O_3} + 3CO_2\uparrow. \quad (5)$$

Помимо обменных реакций (4, 5), при еще больших температурах и давлениях, возможно, происходит и распад карбонатов в присутствии оливина или пироксена с выделением свободной углекислоты, образованием монтичеллита и периклаза:

$$\underset{\text{кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{форстерит}}{Mg_2SiO_4} + T^\circ C \rightarrow \rightarrow \underset{\text{монтичеллит}}{CaMgSiO_4} + \underset{\text{периклаз}}{MgO} + CO_2\uparrow. \quad (6)$$

По данным [33] в присутствии углекислого газа (CO_2) и сероводорода (H_2S) оливин (фаялит) образует марказит (FeS_2), магнетит (Fe_3O_4) кварц, воду и абиогенный метан:

$$4Fe_2SiO_4 + 4H_2S + CO_2 = = 2FeS_2 + 2Fe_3O_4 + 4SiO_2 + 2H_2O + CH_4\uparrow, \quad (7)$$

и, даже более тяжелые углеводороды (этан):

$$3.5Fe_2SiO_4 + 14H_2S + 2CO_2 = = 7FeS_2 + 3.5SiO_2 + 11H_2O + C_2H_6\uparrow. \quad (8)$$

На глубинах более 120–150 км алмазы образуются путем восстановления углерода по реакциям взаимодействия окиси углерода и углекислого газа с метаном или другими углеводородами органического и абиогенного происхождения, затянутыми по зонам субдукции вместе с осадками на большие глубины. Известно, что океанские и сносимые с окраин континента осадки и осадочные породы часто содержат повышенные концентрации органического вещества. Попадая в зоны поддвига плит, оно подвергается термолизу и гидролизу и быстро проходит все стадии преобразования в углеводороды, нитраты и соединения аммония. Часть из этих подвижных соединений вместе с поровыми водами выжимается из зон субдукции наверх, а некоторое их количество вместе с терригенными осадками продолжает путь в глубины мантии.

Известно [11], что устойчивость всех без исключения углеводородов существенно уменьшается с повышением температуры и давления. Происходит это за счет разрыва углеродных свя-

зей в длинных цепях сложных углеводородных молекул. В результате такого крекинг-процесса в системе постепенно уменьшается содержание углеводородов сложного состава и возрастает концентрация простых углеводородов. Наибольшей устойчивостью обладает метан, выдерживающий нагревы (при обычных давлениях) до 1200°С. Поэтому при достаточной длительности реакции в условиях высоких температур и давлений, в конце концов, все органическое вещество может превращаться в метан, водород и свободный углерод. Однако температурное разрушение углеводородов – эндотермический процесс и не может привести к образованию кристаллических фаз углерода. Освобождающийся углерод остается распыленным.

Для образования кристаллических форм углерода возможно, например, протекание экзотермической реакции соединения углеводородов с окисью углерода и углекислым газом [26]:

$$CH_4 + CO_2 \rightarrow 2C + 2H_2O + T^\circ C. \quad (9)$$

В общем же случае, образование углерода можно объяснить реакциями взаимодействия углеводородов широкого спектра с оксидами углерода [25, 26]:

$$4C_nH_{2n\pm k} + (2n \pm k)CO_2 \rightarrow \rightarrow (6n \pm k)C + 2(2n \pm k)H_2O. \quad (10)$$

Помимо углеводородов чисто органического происхождения в образовании кристаллического углерода или алмаза может принимать участие и абиогенный метан, образующийся, например, по реакции (29). Данные реакции становятся возможными ввиду многостадийности процесса дегидратации и гидратации в зоне субдукции. Так как процессы гидратации ультраосновных пород наиболее характерны для условий рифтогенеза, то описывающие их химические реакции будут рассмотрены ниже.

Часто в алмазах можно встретить включения сульфидов, особенно, пирротина, что делает возможной следующую реакцию освобождения углерода:

$$2FeS + CO_2 \rightarrow 2FeO + S_2 + C$$
$$\text{или } 2FeS + CH_4 \rightarrow 2H_2S + 2Fe + C. \quad (11)$$

Помимо углеводородов чисто органического происхождения в кимберлитах, эклогитах и гранатовых перидотитах, сформировавшихся из пород океанской коры, могут возникать простейшие углеводороды абиогенного типа и, особенно, метан. Образуясь за счет биогенного вещества и претерпев ряд физико-химических преобразований, они по сути своего формирования и некоторым характеристикам являются уже абиогенными. Таким образом, происходит стирание грани между органической и неорганической природой углеводородов, т.к. все они формируются за счет экзогенного вещества.

Для образования метана необходимо существенное количество водорода, который можно получить благодаря окислению двухвалентного (силикатного) железа до стехиометрии магнетита:

$$H_2O + 3FeO \rightarrow Fe_3O_4 + H_2 + T^\circ C. \quad (12)$$

Не следует забывать, что магнетит является шпинелевой фазой окислов железа и, следовательно, наиболее устойчив в условиях повышенных давлений. Не исключено поэтому, что часть реакционных каемок магнетита вокруг кристаллов оливина и других железистых силикатов образуется именно таким путем.

Синтез метана происходит за счет экзотермических реакций путем простого соединения CO и CO_2 с водородом или водой. В присутствии катализаторов, например, никеля, карбоната никеля или самородного железа реакции эти значительно ускоряются и начинают протекать уже начиная с 250–400°С (при нормальных давлениях). Все эти реакции сопровождаются выделением тепла, поэтому есть основания ожидать, что при более высоких PT условиях, характерных для зон поддвига плит, они способны протекать и без катализатора:

$$CO + 3H_2 \rightarrow CH_4 + H_2O + T^\circ C$$
$$\text{или } CO_2 + 4H_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O + T^\circ C. \quad (13)$$

При сравнительно низких температурах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма (до 400–500°С) абиогенный синтез метана может происходить по реакции серпентинизации железосодержащих оливинов в присутствии углекислого газа:

$$\underset{\text{оливин}}{4Fe_2SiO_4} + \underset{\text{форстерит}}{12Mg_2SiO_4} + 18H_2O + CO_2 \rightarrow$$
$$\rightarrow \underset{\text{серпентин}}{4Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8} + \underset{\text{гематит}}{4Fe_2O_3} + CH_4 + T^\circ C. \quad (14)$$

При более высоких температурах (более 660–700°С) эта реакция, по-видимому, протекает как побочная при формировании метасоматических кристаллов пироксенов (клиноэнстатита)

$$4Fe_2SiO_4 + 4Mg_2SiO_4 + 2H_2O + CO_2 \rightarrow$$
$$\rightarrow 8MgSiO_3 + 4Fe_2O_3 + CH_4 + T^\circ C. \quad (15)$$

Рассматривая приведенные реакции выделения метана, не следует забывать, что изотопы углерода легко фракционируют между CH_4 и CO_2. В абиогенном метане, как и в метане органического происхождения, всегда преимущественно концентрируется легкий изотоп углерода ^{12}C.

В работах Кенней [36] и Кучерова [37] была экспериментально доказана возможность формирования сложных углеводородов, вплоть до $C_{10}H_{22}$ с использованием твердого оксида железа, мрамора и воды. Данная реакция становится возможной при температуре 1500°C и давлении выше 30 кбар, что соответствует глубинам более 100 км.

Отмеченные здесь и некоторые другие обменные реакции между углеродом и водородсодержащими соединениями должны приводить к формированию сложного состава флюидной фазы кимберлитов. Особо интересны в этом отношении газово-жидкие включения в алмазах, сохранивших в запечатанном состоянии составы тех флюидов, из которых они в свое время кристаллизовались. Проведенные Мелтоном и Гиардини [38] исследования составов этих включений показали, что в них содержится от 10 до 60% H_2O; от 2 до 50% H_2; от 1 до 12% CH_4; от 2 до 20% CO_2; от 0 до 45% CO; от 2 до 38% N_2; около 0.5–1.2% Ar. Кроме того, оказалось, что в этих включениях встречается около 0.5% этилена (C_2H_4) и от 0.05 до 3% этилового спирта (C_2H_5OH). Свободный кислород в таких включениях нигде не обнаружен, что указывает на восстановительные условия образования алмазов. Весь этот специфический набор газов, по нашему мнению, свидетельствует о преимущественно экзогенном происхождении флюидной фазы, из которой кристаллизовались алмазы в кимберлитах.

Таким образом, необходимые для образования алмазов углеводороды могли поступать в кимберлиты как за счет термолиза органических веществ, затянутых вместе с карбонатными осадками и терригенными породами в зоны поддвига плит, так и благодаря восстановлению углекислого газа при окислении железа и железосодержащих силикатов.

Погружаясь еще глубже в конвектирующую мантию, углерод и некоторые закапсулированные твердые минеральные соединения и газово-жидкие включения деградировавших осадочных комплексов не образуют крупных скоплений. Скорее всего, это многочисленные, но мелкие (мм и доли мм) рассеянные частицы вещества, образующие устойчивый геохимический шлейф коровой направленности в мантии, распространяющийся в плоскости перемещения конвективных потоков.

На глубинах около 200–300 км углерод может взаимодействовать с водородом (см. реакцию (12)) [31]:

$$2nC + mH_2 \rightarrow 2CnHm, \qquad (16)$$

где показатели n и m являются коэффициентами.

Возможно, благодаря именно этой реакции в алмазах встречаются жидкие включения сложных углеводородов, вплоть до спирта. Далее, полученные соединения вступают в реакцию с окислами различных металлов с получением карбидов:

$$(Me)O + CnHm \rightarrow (Me)C + H_2 + H_2O, \qquad (17)$$

где (Me) – металл.

Восстановление окислов металлов углеродом с образованием карбидов в условиях дефицита кислорода может протекать по реакции [17]:

$$(Me)O + C \rightarrow (Me)C + CO. \qquad (18)$$

Например, при температурах 700–800°C образование карбида молибдена в присутствии метана и водорода идет по реакции [35]:

$$Mo + H_2 + CH_4 \rightarrow MoC + H + CH. \qquad (19)$$

В близком температурном диапазоне может формироваться карбид лития за счет его спекания с кальцитом, который в избытке присутствует в зоне поддвига плит (реакция (5)) [13].

$$Li_2CO_3 + 4C \rightarrow Li_2C_2 + 3C. \qquad (20)$$

При температурах выше 900°C углерод может образовывать с железом твердый раствор с образованием карбида железа (Fe_3C и Fe_2C).

$$3Fe + C = Fe_3C. \qquad (21)$$

В породах мантийного состава в присутствии углерода происходит восстановления железа и образование его теллурической фазы. В близких условиях формируется и когенит $(FeNiCo)_3C$).

УГЛЕРОД В РИФТОВЫХ ЗОНАХ

В процессе раздвига литосферных плит в океанических рифтовых системах возникают открытые трещины, через которые из мантии на поверхность поднимаются базальтовые расплавы. Перекрытая толщей воды океаническая литосфера гидратируется, а в нижних ее горизонтах формируется серпентинитовый слой за счет перекристаллизации оливинсодержащих ультраосновных пород. При этом перегретые до 250–350°C гидротермальные системы океанической литосферы могут проникать на большую глубину и достигать верхнемантийных горизонтов [3].

Широко развитые на морском дне гидротермальные системы рифтовых зон выносят в гидросферу огромное количество эндогенного вещества [2, 14], которое генерируется в океанической литосфере и верхней мантии. В результате этого выносится кремнезем, кальций, магний, марганец, сульфиды металлов, метан, карбонаты, сульфаты и многие другие соединения.

В депрессионных структурах на севере хребта Хуан-де-Фука в Тихом океане описаны проявления метана (CH_4), этана (C_2H_6), пропана (C_3H_8), бутана (C_4H_{10}), бензола (C_6H_6) и толуола (C_7H_8), которые находятся в ассоциации с H_2O и CO_2 [33].

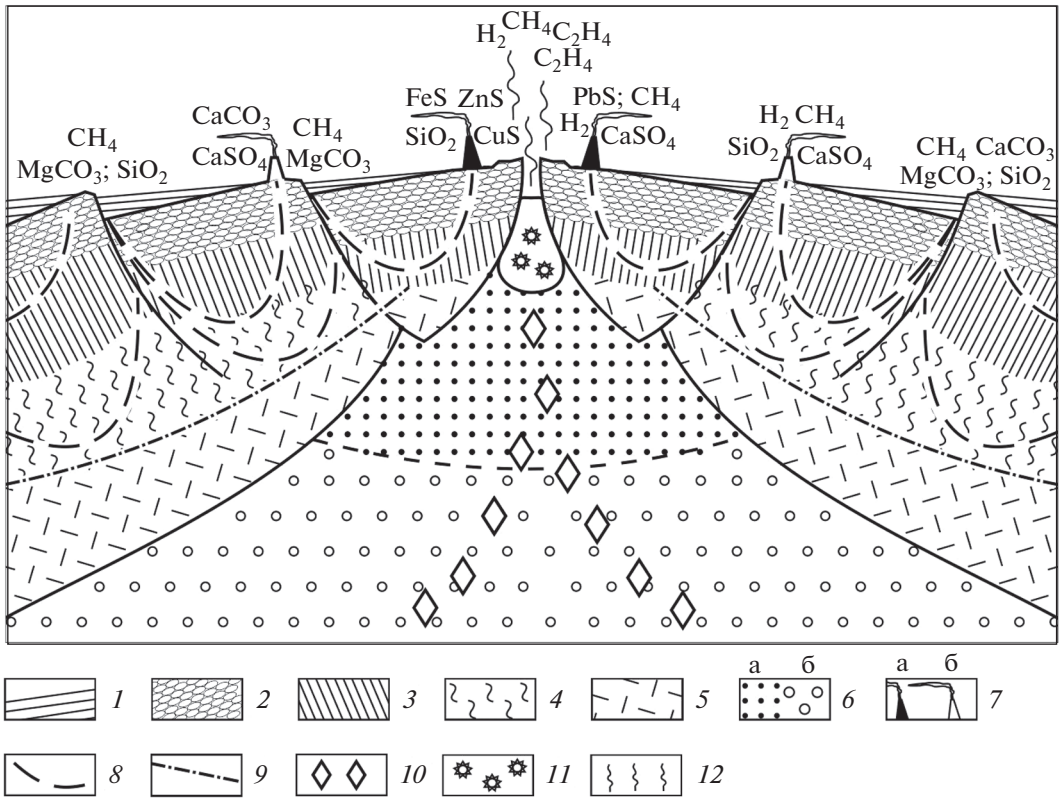

Рис. 2. Геохимия гидротермальных процессов и механизмы генерации соединений углерода в рифтовой зоне срединно-океанического хребта: *1* – осадки; *2* – базальты (подушечные лавы); *3* – долеритовые дайки (комплекс дайка в дайке); *4* – серпентинитовый слой; *5* – подкоровый слой литосферы; *6* – мантия: а – магматический очаг под гребнем срединно-океанического хребта, б – астеносфера; *7* – постройки черных (а) и белых (б) "курильщиков"; *8* – направление движения океанических вод в толще океанической коры; *9* – критический уровень устойчивости воды; *10* – карбиды металлов и закапсулированные твердые минеральные соединения и газово-жидкие включения деградированных осадочных комплексов, перенесенных из зоны субдукции; *11* – область разложения карбидов металлов; *12* – дегазация продуктов распада карбидов металлов.

В гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта обнаружены выходы углеводородов, представленных метаном (CH_4), этаном (C_2H_6), этиленом (C_2H_4), пропаном (C_3H_8) и бутаном (C_4H_{10}) [39]. Естественно ожидать, что в мантии не может генерироваться такое разнообразие углеводородов, и все они являются продуктами распада корового (экзогенного) вещества или образуются за счет процессов приповерхностного изменения пород мантийного состава.

Происходящие в рифтовых зонах эндогенные процессы приводят к генерации углеродистых соединений двумя основными способами. Первый из них заключается в переносе конвективными течениями мантии закапсулированных и рассеянных фрагментов соединений и мономинеральных фаз корового вещества из зон субдукции, а второй реализуется благодаря гидратации мантийных пород океанической литосферы.

Перемещаясь в подрифтовые зоны над восходящими конвективными потоками мантии, карбиды металлов, твердые частицы корового вещества и газово-жидкие включения выносятся наверх и достигают уровней гидратации океанской литосферы (рис. 2). В области устойчивости минерализованных водных флюидов они легко разлагаются с выделением целого спектра углеводородов и гидроокислов металлов. При этом следует отметить, что температура плавления многих соединений углерода с металлами существенно превышает температуру верхней мантии (1300–1600°С) и укладывается в диапазон 1000–4000°С. Следовательно, в практически "сухой" мантии соединения карбидов металлов могут находиться сколь угодно долго в устойчивом равновесном состоянии и сохранять геохимические маркеры своего экзогенного происхождения.

Попадая в приповерхностные зоны рифтов и подвергаясь процессам гидратации, карбиды кальция и натрия разлагаются с выделением ацителена [13]:

$$CaC_2 + 2H_2O \rightarrow Ca(OH)_2 + C_2H_2\uparrow$$
$$\text{и } Na_2C_2 + 2H_2O \rightarrow 2NaOH + C_2H_2\uparrow. \quad (22)$$

В присутствии металлов ацетилен гидрируется и может в два этапа переходить в этан:

$$C_2H_2 + H_2 \rightarrow C_2H_4 + H_2 \rightarrow C_2H_6\uparrow. \quad (23)$$

Следует отметить, что в обычных условиях процесс гидролиза карбидов щелочных металлов реализуется исключительно бурно и приводит к взрыву в случае его быстрого попадания в большое количество воды. В геологической же системе данные процессы протекают исключительно медленно (сотни тысяч и миллионы лет), в субсолидусной среде, при относительно высоких давлениях (несколько кбар) и в присутствии незначительных количеств свободной воды. Данный факт позволяет предположить, что процессы гидратации карбидов щелочных металлов в сплошной среде происходят без катастрофических последствий, хотя и могут влиять на общий фон проявления микросейсмичности в рифтовой зоне.

Гидратация карбида алюминия и марганца протекает с выделением метана:

$$\begin{gathered} Al_4C_3 + 12H_2O \rightarrow 4Al(OH)_3 + 3CH_4\uparrow \\ \text{и } Mn_3C + 3H_2O \rightarrow 3Mn(OH)_2 + CH_4 + H_2\uparrow. \end{gathered} \quad (24)$$

Аналогичным образом идут реакции распада карбида бериллия (BeC_2) и лития (Li_2C_2). Образующийся гидроксид марганца легко окисляется в присутствии кислорода, который в достаточных количествах присутствует в воде. Реакция происходит по двухступенчатой схеме с получением пиролюзита:

$$\begin{gathered} 2Mn(OH)_2 + O_2 + H_2O \rightarrow \\ \rightarrow MnO(OH)_2 \rightarrow MnO_2. \end{gathered} \quad (25)$$

Распад карбида железа сопровождается выделением этилена, однако данная реакция, скорее всего, не имеет широкого распространения в природе ввиду того, что основная масса железа стремится погрузиться в ядро Земли и не формирует ощутимого количества карбидов, которые затем попадают в рифтовые зоны океана:

$$2FeC + 3H_2O \rightarrow Fe_2O_3 + C_2H_4\uparrow. \quad (26)$$

Процессы гидратации приповерхностных слоев мантии в рифтовых системах приводят к химическим реакциям перекристаллизации горных пород и формированию карбонатных и кремнеземистых соединений, которые в растворенном состоянии выносятся из глубин океанической коры и отлагаются на морском дне. Все реакции необратимы и протекают с выделением энергии. Основными из них являются реакции гидратации оливинсодержащих пород океанической коры, связывающие углекислый газ (CO_2) и формирующие хемогенные карбонаты:

$$\begin{gathered} \underset{\text{форстерит}}{4Mg_2SiO_4} + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow \\ \rightarrow \underset{\text{серпентин}}{Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8} + \underset{\text{магнезит}}{2MgCO_3} + T^\circ C, \end{gathered} \quad (27)$$

$$\begin{gathered} \underset{\text{анортит}}{2CaAl_2Si_2O_8} + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow \\ \rightarrow \underset{\text{каолин}}{Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8} + \underset{\text{кальцит}}{2CaCO_3} + T^\circ C. \end{gathered} \quad (28)$$

Благодаря этим реакциям в океан постоянно привносится исходный материал для нормальной жизнедеятельности скелетных организмов (кораллов, моллюсков фораминифер и кокколитофорид), которые преобразуют растворенные хемогенные карбонаты в породы биогенного происхождения.

При гидратации оливинов в рифтовых зонах в процессе окисления двухвалентного силикатного железа до трехвалентного состояния в присутствии углекислого газа образуется абиогенный метан:

$$\begin{gathered} \underset{\text{фаялит}}{4Fe_2SiO_4} + \underset{\text{форстерит}}{12Mg_2SiO_4} + 18H_2O + CO_2 \rightarrow \\ \rightarrow \underset{\text{серпентин}}{4Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8} + \underset{\text{гематит}}{4Fe_2O_3} + \underset{\text{метан}}{CH_4\uparrow} + T^\circ C. \end{gathered} \quad (29)$$

Большая часть образованного метана окисляется (служит пищевой базой) метан-потребляющими бактериями, которые принимают участие в формировании органического вещества. Часть метана переносится в атмосферу, а некоторое количество этих летучих соединений может сохраняться в океанических осадках и формировать в них углеводородные залежи газогидратов [1].

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ УГЛЕРОДА

Рассматривая закономерности геохимических преобразований соединений углерода не стоит забывать, что все они имеют экзогенное происхождение, а их изотопный состав зависит от составов участвующих в химических реакциях соединений.

В рифтовых системах и зонах поддвига плит изотопы углерода имеют свои генетические особенности и вариативность сдвигов. Исходя из этого, изотопно-геохимические преобразования углерода целесообразно описать последовательно от конвергентных к дивергентным границам океанических литосферных плит.

Определение изотопных сдвигов углерода, образованого по реакции (9) из абиогенного метана ($C_{мет}$) и карбонатного углерода ($C_{карб}$) из зон субдукции, можно следующими выражениями [29]:

$$\delta^{13}C_{алм} = \frac{\delta^{13}C_{мет} + \delta^{13}C_{карб}}{2}, \quad (30)$$

$$\delta^{13}C_{алм} = \frac{\delta^{13}C_{мет} + 2\delta^{13}C_{карб}}{3}. \quad (31)$$

Изотопные сдвиги углерода в алмазах, которые сформировались по реакции (10) с участием органического углерода ($C_{орг}$) из углеводородов широкого спектра $C_nH_{2n \pm k}$ можно определить выражением

$$\delta^{13}C_{алм} = \frac{4n\delta^{13}C_{орг} + (2n \pm k)\delta^{13}C_{карб}}{6n \pm k}. \quad (32)$$

При этом можно принять, что

$$\delta^{13}C_{алм} \approx \delta^{13}C_{карб}. \quad (33)$$

Известно, что изотопный сдвиг углерода в абиогенном метане, который образуется в срединно-океанических хребтах, приблизительно равен −13…−14‰ [27]. Отклонение изотопной сигнатуры органического вещества чаще всего составляет $\delta^{13}C_{орг} \approx -15$ до −50‰, и в среднем равен −25‰ [30]. В связи с тем, что возраст образования большинства кристаллов алмазов составляет около 2.3–2 млрд лет, следует учитывать, что тогда для карбонатного углерода наблюдалась положительная изотопная аномалия со сдвигом до +13‰ [18]. Следовательно, используя уравнение (30) при среднем значении $\delta^{13}C_{мет} \approx -25$‰, можно определить, что $\delta^{13}C_{алм} \approx -6$‰. Подобные распределения изотопных сдвигов по выражению (31) расположены в пределах от +0.3 до −6.3‰ [29].

Выполненные теоретические оценки изотопных отношений в алмазах, в общем, соответствуют имеющимся экспериментальным данным. Так, в работе [41] приводятся результаты послойного анализа вариаций изотопных отношений углерода в индивидуальных кристаллах алмазов, которые показывают, что в большинстве случаев наблюдается закономерный тренд изменения изотопных отношений углерода от центра кристаллов к периферии. Ядра кристаллов всегда обогащены легким изотопом ^{12}C, а внешние оболочки “утяжеляются” изотопом ^{13}C. При этом общее смещение изотопных составов достигает 4‰ и в среднем меняется от −11.01‰ в центре алмазов до −7.32‰ на их поверхности.

Скорее всего, выявленные изменения изотопного состава углерода в алмазах свидетельствуют о его генетической вариативности. Так, скорее всего, начальный рост кристаллов происходил за счет биогенного углерода, а по мере погружения литосферной плиты в зону субдукции их обрастание шло с участием глубинного хемогенного углерода. Исходя из этого, мы можем заключить, что большинство кристаллов алмазов образуются из смеси биогенного и абиогенного метана, а так же продуктов разложения карбонатов различного генезиса.

Не менее интересную особенность распределения изотопов в алмазах разного парагенезиса выявили Соболев, Галимов с коллегами [20]. При изучении зерен алмазов из эклогитовых и перидотитовых ксенолитов они обнаружили, что широкое распределение изотопных сдвигов, описанное выше, относится к кристаллам, образовавшимся в кимберлитовой матрице и эклогитах. При этом в алмазах из перидотитовых ксенолитов наблюдаются сравнительно узкие границы распределения $\delta^{13}C_{алм}$ (от −2 до −8‰ со средним значением −6‰). По-видимому, данная особенность связана с тем, что в кимберлитах и эклогитах алмазы формировались из экзогенного углерода, содержащего биогенные карбонаты и углеводороды. В противоположность этому, в кристаллы перидотитового парагенезиса, углерод мог поступать только из хемогенных карбонатов, образовавшихся еще на стадии гидратации пород бывшей океанской коры, например по реакциям (27 и 28), и хемогенного метана, генерирующегося по реакции (29).

Как уже отмечалось выше, весь углерод в рифтовых зонах формируется двумя основными способами. Первый предполагает его перенос из зон субдукции верхнемантийными конвективными течениями, а второй за счет гидратации основных и ультраосновных пород океанической литосферы. В процессе переноса рассеянного углерода, карбидов металлов и закапсулированных частиц корового вещества из зон поддвига плит его изотопные сдвиги отвечают тем показателям, которые сформировались в родоначальной геодинамической обстановке. Следовательно, в рифтовой зоне происходит наложение спектров изотопных сдвигов углерода, характерных для зон субдукции и сформированных “*in situ*” за счет гидратации пород океанической литосферы. Это существенно затрудняет процесс идентификации генетической принадлежности соединений углерода и увеличивает разброс значений изотопных сдвигов.

Учитывая принцип Ле Шателье, получается, что химическая реакция, протекающая с выделением тепла, всегда развивается по пути наибольшего снижения внутренней энергии (энтальпии). Следовательно, из углекислого газа со смесью легких и тяжелых изотопов углерода в реакции образования метана (CH_4) должны участвовать преимущественно атомы легкого изотопа ^{12}C, т.к. тепловой эффект реакции фракционирования изотопа ^{12}C, в сравнении с изотопом ^{13}C, достигает 0.412 ккал/г [28]. Данный эффект работает в сторону “облегчения” углерода в образующемся метане. Таким образом, обменная изотопная реакция имеет вид:

$$^{12}CO_2 + {}^{13}CH_4 \rightarrow {}^{13}CO_2 + {}^{12}CH_4 + T^{\circ}C \quad (34)$$

и развивается преимущественно слева направо.

Отклонение изотопной сигнатуры метана в черных курильщиках обычно составляет $\delta^{13}C \approx \approx -13\ldots-14‰$, а составы растворенных в океанических водах HCO_3^- и CO_2 характеризуются значениями, близкими к $\delta^{13}C = -5.5‰$ [27]. Отсюда следует, что реакция изотопного обмена между углекислым газом и метаном, согласно реакции (34), происходит в направлении снижения $\delta^{13}C$ в метане. В дальнейшем, в процессе переработки метана специфическими бактериальными сообществами происходит дополнительное облегчение состава углерода в формирующемся органическом веществе ($C_{орг}$). Вследствие этого углерод в углеводородных газах приобретает экстремально низкие значения сдвигов $\delta^{13}C_{орг}$ до $-50‰$ и даже до $\delta^{13}C_{орг} \approx -80‰$. Этим явлением можно объяснять и возникновение минимумов в распределении $\delta^{13}C_{орг}$ в болотных газах четвертичных отложений и в залежах сланцевого газа, который образуется за счет захороненной в древних осадочных толщах органики [22–24].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучая процессы коромантийного цикла углерода, нельзя не затронуть проблему его содержания в мантии Земли. Данный вопрос не может иметь однозначного ответа и его решение лежит в плоскости анализа косвенных признаков, позволяющих нам в той или иной степени достоверности на него ответить. Так, в изверженных породах основного состава рассеянный углерод характеризуется очень малыми концентрациями от 10 до 100 г/т и дефицитом тяжелого изотопа $\delta^{13}C = -22$ до $-27‰$. При этом углерод, содержащийся в земной коре, более тяжелый $\delta^{13}C = -3$ до $-8‰$ [6], а приведенные значения характерны и для показателей изотопных сдвигов в алмазах.

По данным Ронова и Ярошевского [15], в карбонатах земной коры связано около 3.91×10^{23} г CO_2 и около 1.95×10^{22} г органического углерода ($C_{орг}$). Существенная часть этого вещества в виде осадков отлагается на морском дне и склонах континентов и участвует в конвейерном процессе коромантийного цикла углерода совместно с дрейфом литосферных плит и формированием конвергентных и дивергентных структур на их границах. По оценкам [16], в гидросфере Земли сконцентрировано около 1.0×10^{18} г органического углерода в трех формах существования: живом, взвешенном и растворенном.

В толеитовых базальтах океанических рифтовых зон содержится от 20 до 170 г/т углерода с изотопными сдвигами около $-5‰$ [34]. При этом следует учитывать, что, с одной стороны, часть углерода находится там в атомарном состоянии и входит в кристаллическую решетку силикатов [42]. С другой стороны, определенная его доля является продуктом переноса конвективными течениями мантии из зон поддвига плит в рифтовые системы и участвует в коромантийном цикле экзогенного углерода. Следовательно, в мантии Земли может содержаться ничтожно малое количество этого элемента, а его суммарные концентрации не влияют на процессы изменения во времени массы задействованного в глобальном цикле углерода.

В некоторых рифтовых зонах отмечен широкий спектр проявления различных составов углеводородных газов от метана (CH_4) и этана (C_2H_6) до пропана (C_3H_8) и бутана (C_4H_{10}). Их генерация, по-видимому, происходит в приповерхностных и низкотемпературных условиях среды, а не за счет выноса из глубокой мантии, т.к. сложные углеводороды в свободном состоянии при высоких PT условиях становятся неустойчивыми и разлагаются на более простые, вплоть до метана (CH_4). Выявленное разнообразие составов углеводородных соединений в рифтовых зонах можно объяснить тем, что в условиях высоких температур и давлений сухой мантии карбиды металлов остаются устойчивыми, а их распад начинается только при достижении ими уровней гидратации пород, т.е. ниже 400°C.

Анализ изотопно-геохимических данных показывает, что в рифтовой зоне, наряду с широким спектром образования углеводородных газов наблюдается и эффект интенсивного фракционирования изотопов углерода, разброс значений которых может варьировать в очень больших пределах. Связано это с тем, что наряду с процессами "*in situ*" сюда конвективными течениями из зон субдукции привносится углерод, обладающий своими изотопными характеристиками и относящийся к другому генетическому типу. Например, это может приводить не только к искажению данных радиоуглеродного анализа, но и к получению не имеющих смысла значений возраста.

Исследованные нами процессы позволяют сделать вывод, что коромантийный цикл углерода связан с формированием данного элемента в одних геодинамических условиях и его переносом за счет мантийной конвекции и дрейфа литосферных плит в другие. В результате этого углерод подвергается многостадийному преобразованию из хемогенного состояния в биогенное и обратно, а также погружению в мантию на уровни ее конвективного перемешивания и выносу на поверхность через рифтовые зоны (рис. 1). Практически весь углерод при этом экзогенного происхождения. Данный процесс тесно связан с короатмосферным циклом углерода, т.к. первичным его поставщиком является углекислый газ и продукты преобразования углеродистого вещества (карбиды, карбонаты, углеводороды, органическое

вещество). Вместе они формируют глобальный цикл углерода в природе.

Количество генерируемых описанными способами углеводородных газов абиогенного происхождения, скорее всего, не могут формировать крупных газовых и нефтегазовых месторождений, т.к. значительная их часть переносится в гидросферу, а затем и в атмосферу. Лишь некоторое количество углеводородных соединений может отлагаться в океанических осадках и формировать в них залежи газогидратов [1].

Одним из основных выводов проведенных исследований является фактор отсутствия необходимости нахождения большого количества воды и кислорода в мантии Земли для физико-химической трансформации корового вещества в ее астеносфере.

Приведенные в статье данные позволяют заключить, что предложенное впервые в 20-ые годы прошлого столетия академиком А.Е. Ферсманом понятие глобального цикла углерода следует расширить, включив в него процессы мантийного переноса углерода из зон субдукции в рифтовые системы. Следовательно, к традиционной ветви короатмосферного цикла углерода следует добавить коромантийную составляющую. Оценивая масштабы ее проявления, можно сделать вывод, что, скорее всего, глубинные процессы переноса экзогенного вещества не имеют широкого распространения. Попадающие в мантию многочисленные мелкие фрагменты и рассеянные частицы могут образовывать лишь устойчивый геохимический шлейф коровой направленности, распространяющийся в плоскости перемещения конвективных потоков. Объемы выноса растворенных углеродистых соединений в гидротермальных системах рифтовых зон земной коры могут также позволить оценить масштабы проявления данного процесса.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственных заказов № 0149-2019-0005 и № 0226-2019-0053.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баланюк И.Е., Донгарян Л.Ш.* Роль гидротермального метана в образовании газогидратных залежей // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1994. № 3. С. 22–28.
2. *Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Лисицын А.П.* Полиметаллические руды в рифтах срединно-атлантического хребта (15–40° с.ш.): минералогия, геохимия, генезис. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
3. *Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г.* Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 256 с.
4. *Бурков В.Д., Крапивин В.Ф., Шалаев В.С.* Сбалансированная модель глобального биохимического круговорот углерода // Лесной Вестник. 2012. № 9. С. 86–93.
5. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
6. *Галимов Э.М.* О возникновении и эволюции океана по данным об изменениях $^{18}O/^{16}O$ осадочной оболочки Земли в ходе геологического времени // Докл. СССР. 1988. Т. 299. № 4. С. 977–981.
7. *Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В.* Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1–2. С. 21–55.
8. *Добрецов Н.Л., Шацкий А.Ф.* Глубинный цикл углерода и глубинная геодинамика: роль ядра и карбонатитовых расплавов в нижней мантии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 145–147.
9. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
10. *Жариков В.А.* Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 420 с.
11. *Каррер П.* Курс органической химии. М.: Госхимиздат, 1962. 1216 с.
12. *Крапивин В.Ф., Шалаев В.С., Бурков В.Д.* Моделирование глобальных циклов углерода и метана // Лесной Вестник, № 5. 2015. С.170–176.
13. *Косолапова Т.Я.* Карбиды. М.: Изд.-во Металлургия, 1968. 300 с.
14. *Лисицын А.П.* Гидротермальные системы Мирового океана – поставка эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединных океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993. С. 147–245.
15. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химический состав земной коры и ее оболочек // Тектоносфера Земли. М.: Недра, 1978. С. 376–402.
16. *Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Массы углерода в гидросфере Земли // Геохимия. 2013. № 6. С. 483–509.
17. *Самсонов Г.В.* Физико-химические свойства соединений тугоплавких металлов с бором, углеродом, азотом и особенности двойных сплавов // Укр. хим. журн. 1957, т XXIII. Вып. 3. 287 с.
18. *Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н. и др.* Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2.3–2.06 млрд лет назад // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. С. 3–27.
19. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
20. *Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.М., Ефимова Э.С.* Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 6. С. 1217–1220.
21. *Соболев Н.В., Добрецов Н.Л., Отани Э. и др.* Проблемы, связанные с кристаллогенезисом и глубинным циклом углерода. // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1–2. С. 5–20.
22. *Сорохтин И.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н., Чикирёв И.В.* Геология и потенциальная нефтегазоносность полуострова Рыбачий (Кольский полуостров) // Гео-

логия, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 5. С. 14–19.

23. *Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н., Чикирёв И.В.* Потенциальная нефтегазоносность западной части арктического шельфа России и прогнозные критерии поиска УВ сырья в прибрежной зоне Кольского полуострова // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2010. Т. 13. № 4-1. С. 736–750.
24. *Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Чикирев И.В. и др.* Эволюция северо-западной части Тимано-Варангерского нефтегазоносного бассейна // Вестник КНЦ РАН. 2011. № 3. С. 3–20.
25. *Сорохтин О.Г.* Строение континентальных литосферных плит и происхождение кимберлитов // Проблемы теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит. М.: Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1981. С. 161–168.
26. *Сорохтин О.Г.* Тектоника литосферных плит и происхождение алмазоносных кимберлитов // Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1985. 47 с.
27. *Сорохтин О.Г., Леин А.Ю., Баланюк И.Е.* Термодинамика океанических гидротермальных систем и абиогенная генерация метана // Океанология. 2001. Т. 41. № 6. С. 898–909.
28. *Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О.* Происхождение алмазов и Перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита // Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 144 с.
29. *Сорохтин О.Г., Чилингар Дж.В., Сорохтин Н.О.* Теория развития Земли (происхождение, эволюция и трагическое будущее). М.: Ижевск: Изд-во "Институт компьютерных исследований", 2010. 751 с.
30. *Хефс Й.* Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 200 с.
31. *Agte C., Moers K.Z.* Anorg. allgem. Chem., 1931. B. 198. S. 233.
32. *Cooper B.S., Coleman S.H., Barnard P.C., Butterworth J.S.* Paleotemperatures in the northern North Sea Basin. Petrol. und Cont. Shelf North-West Europe // Geology. 1975. V. 1. P. 487–492.
33. *Cruse A.M., Seewald J.S.* Chemistry of low-molecular weight hydrothermal fluids from Middle Valley, North-en Juan de Fuca Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 2079–2092.
34. *Exley R.A., Mattey D.P., Clague D.A., Pillinger C.T.* Carbon isotope systematic of a mantle "hotspot": a comparison of Loihi Seamount and MORB glasses // Earth and Planet. Sci. Lett., 1986. V. 78. P. 189–199.
35. *Kampbelle J.* The Vapor-Phase Deposition of Refractory Materials: I. General Conditions and Apparatus // Electrochem. Soc. 1949. V.96. №5. P. 318.
36. *Kenney J.F., Kutcherov V.A., Bendeliani N.A., Alekseev V.A.* The evolution of multicomponent system at high pressures: VI. The thermodynamic stability of the hydrogen–carbon system: The genesis of hydrocarbons and the origin of petroleum // Proceed. of the National Acad. of Sci. of the USA. 2002. V. 99. P. 10976–10981.
37. *Kutcherov V.A., Bendeliani N.A., Alekseev V.A., Kenney J.F.* Synthesis of hydrocarbons from minerals at pressures up to 5 GPa // Doklady phys. Chem. 2002. V. 387. P. 328–330.
38. *Melton C.E., Giardini A.A.* The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil // Amer. Miner. 1974. V. 59. P. 775–782.
39. *Proskurowski G., Lilley M.D., Seewald J.S. et al.* Abiogenic hydrocarbon production at Lost City hydrothermal field // Science. 2008. V.319. P. 604–607.
40. *Ringwood A.E., Major A.* The system Mg_2SiO_4–Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures // Phys. Earth Planet. Int. 1970. V. 3. P. 89–108.
41. *Swart P.K., Pillinger C.T., Milledge H.J., Seal M.* Carbon isotopic variation within individual diamonds // Nature. 1983. V. 303, P. 793–795.
42. *Watanabe S., Mishima K., Matsuo S.* Isotopic ratios of carbonacens materials incorporated in olivine crystals from the Hualalai volcano Hawaii. An approach to mantle carbon // Geochim. J. 1983. V. 17. № 2. P. 95–104.

The Crust-Mantle Carbon Cycle and Origin of Abiogenic Hydrocarbons

N. O. Sorokhtin[a, #], L. I. Lobkovsky[a], N. E. Kozlov[b, ##]

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

[b] *Geology Institute Kolscogo NS RAN, Apatity, Russia*

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

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

A part of carbonaceous connections plunges into a sublithospheric mantle and is transmitted convective flow to rift zones of mid-ocean ridges. There they trasformirutsya again, forming new chemical compounds and are taken out by hydroterms on a surface in the form of the carbonates dissolved in a fluid, different hydrocarbons and carbon dioxide gas. Dropping out of solutions, they are deposited on a sea floor in the form of rainfall, forming carbonate and carbon-containing structurally-material complexes. As a result of manifestation of the multistage mechanism of physical and chemical transformations in crust-mantle areas of Earth carbonaceous connections acquire features of an abiogenous (mantle) origin, though are initially exogenous educations. The crust-mantle cycle of carbon is a part of global process of the cyclic transport of carbon of the atmosphere in a mantle and back.

Keywords: carbon, carbon-containing structurally-material complexes

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 293–301

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.465

РОЛЬ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СКЛОНОВ БРАЗИЛИИ В ОБЕСПЕЧЕНИИ УГЛЕВОДОРОДНЫХ РЕСУРСОВ

© 2020 г. А. Забанбарк[1], *, Л. И. Лобковский[1], **

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

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

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

Поступила в редакцию 20.12.2018 г.
После доработки 07.02.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Анализ более 80 крупных месторождений углеводородов, преимущественно нефтяных в глубоководной части бассейнов Сантос, Кампос и Эспирито Санто выявили тенденцию залегания этих крупных месторождений в продуктивной полосе нефтезалежей, протягивающихся в интервале глубин моря от 400 до 2500 м (возможно 3000 м и более), в системе внешних прогибов, которые простираются вдоль нижней половины континентального склона. Эта полоса возможно протягивается и далее на север. Все месторождения в этой полосе по категории запасов оцениваются как крупные и гигантские. В последние 10–15 лет поисково-разведочные работы ведутся в этой же полосе уже в подсолевых отложениях: в бассейне Сантос открыто 29 месторождений, в бассейне Кампос 21 и в бассейне Эспирито Санто 7. Примечательно, что 48% из общей добычи углеводородов страны составляют подсолевые карбонатные отложения апта на континентальном склоне, 44% надсолевые отложения частично на склоне и на шельфе и только 8% добычи углеводородов относятся к суше. Подсолевые глубоководные аптские (в бассейне Сантос апт-барремские) отложения в Бразилии, по существу, являются уникальными в Мире. В них открыты в последнее десятилетие гигантские скопления углеводородов, которые почти удвоили запасы страны по нефти и по газу, доведя общие ресурсы соответственно более 3 млрд т и 4.7 трлн м^3. Геология подсолевых отложений тесно связана с тектоническими движениями, происходившими при распаде суперматерика Гондваны на Южно-Американский и Африканский континенты, который произошел около 150 млн лет назад, в раннемеловое время. Аптская соль является прекрасным флюидоупором, подсолевые коллектора по своим характеристикам просто превосходны, нефть прозрачна, легкая без примесей, а материнские породы обогащены органическим веществом высокой степенью зрелости. Толща аптской соли имеет ограниченное распространение, изменяется от бассейна к бассейну, самая широкая часть в бассейне Сантос 400 км и толщина 2000 м, далее на север мощность уменьшается и ширина сужается, в бассейне Серджипи Алагоас уже достигает 100 м.

Ключевые слова: континентальный склон, углеводороды, месторождения, нефть, газ, бассейн, разлом, залежь

DOI: 10.31857/S0030157420020124

Глубоководные окраины Бразилии являются основным перспективным регионом, В мире за последние 15 лет открыто 62 гигантских нефтяных и 78 газовых месторождений, из которых 25 открыто в Бразилии [7]. Все бразильские гигантские скопления углеводородов последних лет были открыты исключительно в глубоководных районах на континентальном склоне в бассейнах Сантос, Кампос и Эспирито Санто, особенно, в подсолевых карбонатных отложениях апта.

Всего в Бразилии 38 осадочных бассейнов на суше и в акватории, однако, только бассейны Сантос и Кампос обеспечивают 88% всей добываемой нефти и газа страны. В этих бассейнах идет интенсивная разработка месторождений углеводородов в глубоководной части Атлантики, на континентальном склоне в пределах глубин 400–3000 м, особенно в подсолевых образованиях в районе распространения полигона мощной толщи соленосных отложений апта, которая имеет ограниченное распространение (рис. 1). Анализ геологического строения, тектоники и нефтегазоносности этих трех основных бассейнов: Сантос, Кампос и Эспирито Санто позволит выяснить природу столь масштабного скопления углеводородов в этих подсолевых отложениях.

В пределах континентальной окраины Бразилии выделяется одиннадцать осадочных нефтегазоносных бассейнов, протягивающихся вдоль бе-

Рис. 1. Схематическая карта размещения бассейнов Сантос, Кампос и Эспирито Санто.
Рисунок взят из интернета: www.Petroleum geology of Brazil's continental margin. *1* – полигон распространения аптской соли, *2* – условные границы бассейнов.

реговой линии и захватывающих как сушу, так и шельфовые районы [1].

Бассейн Сантос отделен на юге от бассейна Пелотас крупным выступом фундамента Флорианополис, на севере ограничен поднятием Кабо Фрио от бассейна Кампос, на западе ограничивается одноименной флексурой Сантос на суше и, наконец, на востоке, по существу, огромная часть бассейна покрыта как мелководными, так и глубоководными водами Атлантического океана. Бассейн Кампос расположен севернее бассейна Сантос за поднятием Кабо Фрио, на севере отделяется от бассейна Эсирито Санто выступом фундамента Виктория, на западе ограничивается разломом Кампос и флексурой, а на востоке целиком покрыт водами Атлантики. Бассейн Эспирито Санто находится севернее бассейна Кампос за поднятием Виктория, на севере отделен от бассейна Байя поднятием Абралхос, на западе отделен от того же бассейна Байя поперечным сводом Итакари и на востоке тоже полностью покрыт водами Атлантического океана (рис. 1).

Эти осадочные бассейны сложены мощной толщей пород мезозойско-кайнозойского возраста. В целом палеозойские отложения не играют сколько-нибудь существенной роли в строении осадочных бассейнов Бразилии (рис. 2). Общая мощность осадочного чехла в этих бассейнах 15–20 км [6].

История геологического развития этих осадочных бассейнов, приуроченных к континентальной окраине Бразилии, во многом идентична, поскольку они возникли при распаде древнего материка Гондваны на Южно-Американский и Африканский континенты около 150 млн лет назад, в ранне меловое время. Оставшиеся с того времени (апт-альб) грабены и полуграбены, часть из которых оказалась в составе африканской, а другая в составе южно-американской окраины, в процессе позднеэоценовой активизации трансформировалась в систему прогибов и впадин, в которых накапливались большие массы осадков, сносившихся с края шельфа, При эрозии эпиплатформенных орогенных сооружений, выросших в краевой части этих континентов, мобилизовывался терригенный, кластический и глинистый материал, который мутьевыми и другими градационными потоками перемещался вниз по склону, заполняя отдельные впадины и прогибы. Благодаря действию этих потоков в них сформировались толщи турбидитов и других отложений гравитационного генезиса, зачастую характеризующиеся прекрасными коллекторскими свойствами. Именно в этих отложениях были откры-

ты на склоне крупные залежи углеводородов на месторождениях Марлим, Ронкадор, Албакоре и других (табл. 1, 2)

В то же время, при распаде суперматерика Гондваны (апт-альб) между континентами образовались огромные котловины. При этом краевые части континентов с течением времени превратились в крупные озера. Спустя миллионы лет в этих озерах стали накапливаться осадки, обогащенные органическим материалом, переносимыми реками в южном направлении. В то время как континенты дрейфовали друг от друга, органический материал откладывался и накапливался уже в новом пространстве, покрытым солеными водами, образовавшегося Атлантического океана. В аридные периоды времени соленые воды Атлантики испарялись и превращались в эвапориты (галит, ангидрит, карнелит и другие), покрывая толщу осадков, богатых органическим веществом. Толща соли мощностью до 2000 м и более, образованная в этих палео-озерах, надежно перекрывает осадки с накопившимися в них органическими породами. В течение миллионов лет под воздействием термохимических процессов этот органический материал преобразовался в углеводороды (нефть, газ). Мощность соли как флюидоупора меняется от бассейна к бассейну и имеет ограниченное распространение (рис. 1). Самая широкая часть поверхности солевого полигона до 400 км находится в бассейне Сантос. Распространяясь к северу, в 300 км от береговой линии, широта солевого полигона уменьшается до 100 м в бассейне Серджипи–Алагоас.

Еще на ранних этапах изучения зон, переходных от континента к океану, было установлено существование на пассивных окраинах двух систем линейных прогибов [2]: системы внутренних прогибов, прослеживаемых в полосе прибрежной равнины и мелководного шельфа, и системы прогибов внешних, которые протягиваются вдоль нижней половины континентального склона и прилегающих районов подножия. Прогибы первого типа – это грабены и полуграбены рифтового заложения, заполненные наиболее древними осадочными комплексами (по крайней мере, нижняя и средняя части разреза). Наоборот, внешние прогибы имеют более молодое заполнение и отвечают этапу развития собственной окраины материка. На континентальных склонах Бразилии в диапазоне глубин океана от 400 до 2500 м в последнее время были открыты гигантские месторождения нефти, как Лула с запасами 1.2 млрд т,

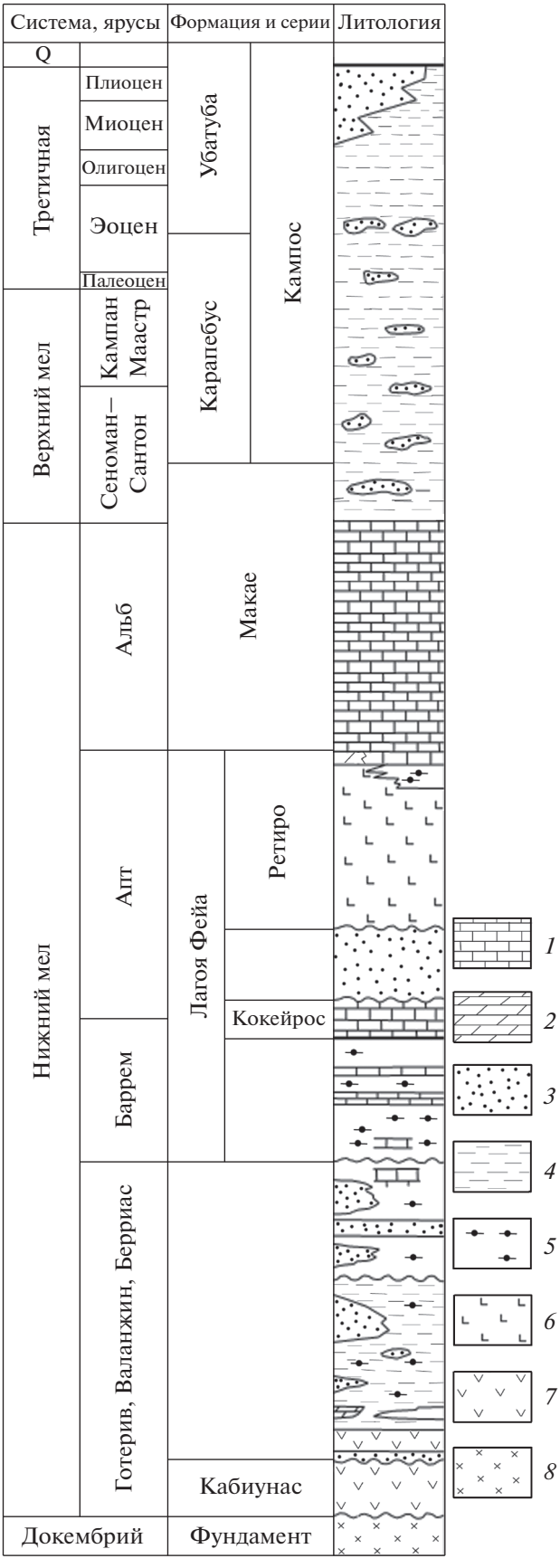

Рис. 2. Сводный схематический стратиграфический разрез континентальной окраины на юго-востоке Бразилии. *1* – известняк, *2* – доломит, *3* – песчаник, *4* – глинистый сланец, *5* – материнские породы, *6* – соль, *7* – вулканические породы, *8* – фундамент.

Таблица 1. Характеристика некоторых месторождений нефти и газа на континентальном склоне бассейна Сантос

Название месторождения	Год открытия	Глубина моря, в м	Возраст залежи	Характер фдюида	Запасы	
					нефти, млн т	газа, млрд м^3
Атланта	2001	1500	Позд. мел	Нефть	37	–
Мексильхао	2001	1450–15000	Кампан	Газ	–	96
Тьюпи/Лула	2006	2126	Апт	Нефть/газ	685–1200	–
Юпитер	2008	2187	Апт	Конд./газ	164.4	–
Кариока	2007	2140	Апт	Нефть	–	–
Корковадо	2008	800	Альб	Нефть	–	–
Парати	2006	2140	Апт	Нефть	–	–
Иара	2008	2230–2280	Альб/Апт	Нефть/газ	411–548	–
Олива	1993	1500	Позд. мел/Эоц	Нефть	15	–
Тамбуата	1999	1500	Позд. мел/Эоц	Нефть/газ	34	–
Уругуа	2003	1367	Эоцен	Нефть/газ	–	27–28
Тамбау	2005	1083	Позд. мел	Газ	–	45
Карапиа	2002	1550	Позд. мел	Нефть	10	–
Сапинхао	2008	2140	Апт	Нефть	151–274	–
Карамба	2007	2234	Апт	Нефть	–	–
Бем-те-Ви	2008	2139	Апт	Нефть	–	–
Пирапитанга	2001	1207	Позд. мел	Нефть/газ	–	71– 86
Сапинхое	2008	2000–2153	Апт	Нефть/газ	150–274	–
Каркара	2012	2027	Апт	Нефть/газ	96–178	–
Сул де Лула	2007	2166–2240	Апт	Нефть	–	–
Франко	2010	1800–1900	Апт	Нефть	–	–
Флорим	2014	1972	Апт	Нефть	–	–
Кампо де Ирасеме	2008	2200–2500	Апт	Нефть/газ	–	–
Пиракука	2001	1207	Апт	Нефть/газ	–	–
Бизиос	2010	1600 –2100	Апт	Нефть/газ	411	–
Либра	2010	1963	Апт	Нефть/газ	1800	–
Сагитарио	2013	1871	Апт	Нефть/газ	–	–
Гуара	2010	2141	Апт	Нефть	151–274	–

Либра более 1.8 млрд т и другие (табл. № 1, 2), (рис. 3, 4) [7]. Углеводороды сосредоточены в надсолевых отложениях двух продуктивных комплексов, имеющих альб-туронский и сантон-миоценовый возраст, а также в подсолевых отложениях баррем-апта. Что касается надсолевых образований, то это толщи цикличного переслаивания песчаников, алевритов и глин, для большей части которых характерна градационная слоистость, что является свидетельством их гравитационного, турбидитового генезиса [1]. Данные бурения и геофизики указывают на то, что в верхней части континентального склона и особенно при приближении к краю шельфовой зоны разрез этих отложений становится глинистым. Из него совершенно выпадают породы, обладающие хорошими коллекторскими свойствами. Таким образом, становится очевидным, что вмещающие надсолевые отложения на континентальных склонах имеют глубоководный генезис и образуются в результате действия гравитационных процессов, которые активируются только на участках со значительными уклонами морского дна. Среди них главную роль играют оползни, зерновые и турбидитовые (мутьевые) потоки. Подобная картина наблюдается на континентальных склонах Западной Африки. Вот почему в пределах материковой отмели Бразилии, включающий шельф и прибрежную равнину, где поисково-разведочные работы ведутся уже много десятилетий, было обнаружено лишь множество мелких и незначительных по запасам залежей нефти и газа. Толщи

Таблица 2. Характеристика некоторых месторождений нефти на континентальном склоне бассейна Кампос

Название месторождений	Год открытия	Глубина акватории, м	Возраст залежи	Характер флюида	Запасы нефти, в млн т
Марлим Сул	1985	850–2400	Миоц-Олигоц.	Нефть	165
Марлим Е	1992	1350–2000	Миоц-Олигоц., мел	Нефть/газ	300
Марлим	1985	650–1050	Миоц-Олигоц.	Нефть	300
Барракуда	1989	800–1150	Эоцен	Нефть/газ	152
Албакоре Е	1986	800–1350	Эоцен	Нефть/газ	76
Албакоре	1984	230–950	Олигоц-миоц.	Нефть/газ	200
IRjs-436	1990	1800		Нефть	–
Фраде	1986	1128	Верх. мел	Нефть	30–42
Ронкадор	1996	1500–2000	Мааст-Сантон	Нефть/газ	400
Биджупира	1990	480–880	Третич.	Нефть/газ	41
Каратинга	2010	1000–1148	Эоцен	Нефть/газ	50
Маримба	1985	400–1000	Верх. мел	Нефть	60
Папа-Терра	2003	1200	Верх. мел	Нефть	96–137
Бикудо		900–1300		Нефть	25
Ксерелете	2001	2350		Нефть	–
Гуараджуба		100–400		Нефть	–
Бадежо	1975	80–250		Нефть	120
Карапеба		80–100	Эоцен, в. мел	Нефть/газ	–
Ваху		1430–1600		Нефть	–
Катуа	2003	1800		Нефть	–
Абалоне	2000	1800–1950	Альб, апт	Нефть	–
Остра	2002	1300–1450	Альб, апт	Нефть	–
Наутилус	2005	1200–1400	Альб, апт	Нефть	
Пирамбу		1300–1400		Нефть	–
Франка	2010	1400–1500	Маастр., Сант.	Нефть	–
Кашалоте	2002	1150–1490	Альб, апт	Нефть	–
Джубарте	2001, 2008, п. сол.	1300– 1478	Альб, апт	Нефть	82.2
Азул	2008	1100–1250	Апт	Нефть/газ	–
Манганго	2005	900–1000	Альб	Нефть	–
Каксареу	2009	1000–1200		Нефть	–
Итаипу	2009	1050–1390	Апт.	Нефть	–
Эспадарте	2000	750–1500	Эоцен	Нефть	34
Ксерелете	2001	2400–2500	Апт	Нефть/газ	200
Гавеа	2011	2666	Апт	Нефть	–

турбидитов в глубоководной части атлантической окраины Южной Америки в районе Бразилии (в бассейнах Сантос, Кампос, Серджипи Алагоас и др.) покрывают огромные площади. Сложенный ими продуктивный комплекс имеет 155 м мощности и включает породы, являющиеся прекрасными коллекторами. Так пористость олигоцен-миоценовых песчаников турбидитового генезиса достигает 25% при проницаемости до 2–3 дарси. Открытые на континентальном склоне Бразилии месторождения являются многопластовыми (от 6 до 8 продуктивных горизонтов). Породы, играющие роль флюидоупоров (покрышек), обычно в надсолевых отложениях образованы глинами, хотя в некоторых случаях встречаются эвапориты, а в качестве материнских пород рассматриваются глинистые отложения сенонского возраста, которые обогащены органическим веществом с высокой степенью зрелости. В надсолевых отложениях немалую роль играют также известняки альб-туронского возраста, где сосредоточены крупные скопления углеводородов, особенно в глубоководных районах.

Подсолевые глубоководные аптские (в бассейне Сантос–апт-барремские) отложения в Бразилии, по существу, являются уникальными в Мире. В них открыты в последнее десятилетие гигантские скопления углеводородов, которые почти удвоили запасы страны по нефти и по газу, доведя общие ресурсы соответственно до более 3 млрд т и 4.7 трлн м^3.

Бурением скважин на эти отложения установлено, что аптская солевая толща имеет автохтон-

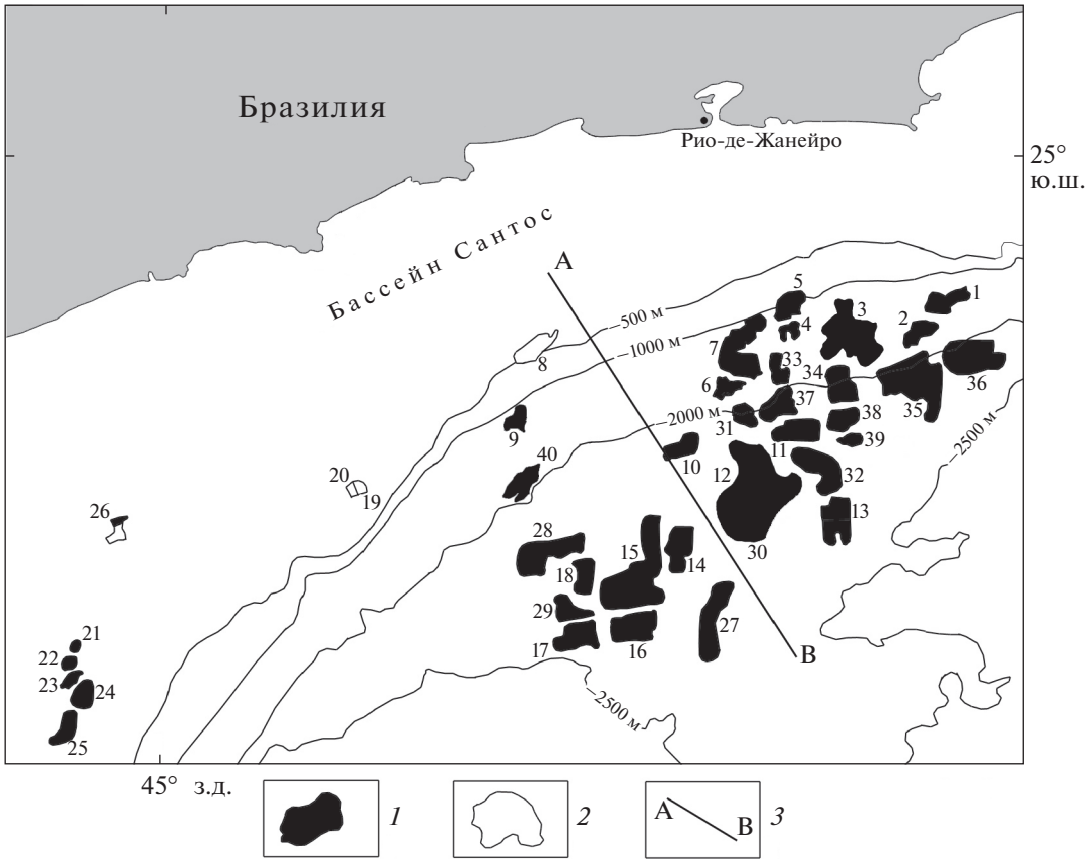

Рис. 3. Схематическая карта размещения нефтяных и газовых месторождении бассейна Сантос. Составлена авторами по материалам [8, 9, 16]. *1* – месторождения нефти, *2* – месторождения газа, *3* – профильный разрез рис. 5, *4* – изобаты глубин моря, в м. Цифры на карте названия месторождений: *1* – Атланта, *2* – Олива, *3* – Тамбуата, *4* – Уругуа, *5* – Тамбау, *6* – Карапиа, *7* – Пирапитанга, *8* – Мексилхао, *9* – Коркодаво, *10* – Парати, *11* – Иара, *12* – Тьюпи, *13* – Юпитер, *14* – Гуара, *15* – Кариока, *16* – Пао де Акукук, *17* – Канамба, *18* – Бем-те-Ви, *19* – Лагоста, *20* – Мерлуза, *21* – Тубарао, *22* – Эстрела до мар, *23* – Корал, *24* – Каравела, *25* – Каравела Сул, *26* – Пиракука, *27* – Сапинхоа, *28* – Каркара, *29* – Биакуа, *30* – Сул де Лула, *31* – Ареа де Ирасема, *32* – Кампо де Сепиа, *33* – Флорим, *34* – Кампо де Итару, *35* – Бузиос, *36* – Либра, *37* – Барбиго, *38* – Суруру, *39* – Франко, *40* – Сагитеро.

ное происхождение. Эта толща соли перекрывается более молодыми надсолевыми породами, которые в свою очередь перекрываются мобильными аллохтонными солями. Соляной диапиризм представляет собой активную силу в бассейнах на окраинах Бразилии.

Материнские породы в подсолевых отложениях представлены формацией Итапема (баррем-апт) мощностью от несколько сот метров, состоят из известняков (calcidititес) и черных глинистых сланцев, образованных в палео-озерах Лагоа Фейа (толща Писаррас), в бассейне Сантос. Органически обогащенные сланцы являются основными материнскими породами. Эта формация коррелируется с формацией Кокейрос в бассейнах Сантос, Кампос и Эспирито-Санто. Коллекторами в подсолевых отложениях являются формация Барра Велла, мощностью 300–350 м, состоят из известняков со строматолитами и слоистыми микробиалитами (laminated microbialites). Известняки частично доломитизированы, возраст формации верхний баррем-апт, они распространены в бассейне Сантос. Эти же известняки коррелируются с формацией Масви в бассейне Кампос, возраст формации апт.

Полигон солевых отложений апта протягивается на север до бассейна Эспирито Санто. Поисково-разведочные работы в глубоководных районах бассейна Эспирито Санто распространяются до глубины воды почти 2000 м. В бассейне открыто около двух десятков месторождений. Существенная часть находится на континентальном склоне в глубоководии в надсолевых отложениях. Однако, в последние годы стали бурить и в подсолевых образованиях. Успешно открыт ряд месторождений, такие как Балейа Франка, Балейа Азул, Галфинхо и другие. Нефть в залежах этих месторождений светлая и легкая в отличие от нефтей в надсолевых отложениях. Нужно отметить, что солевая покрышка апта в бассейне Эс-

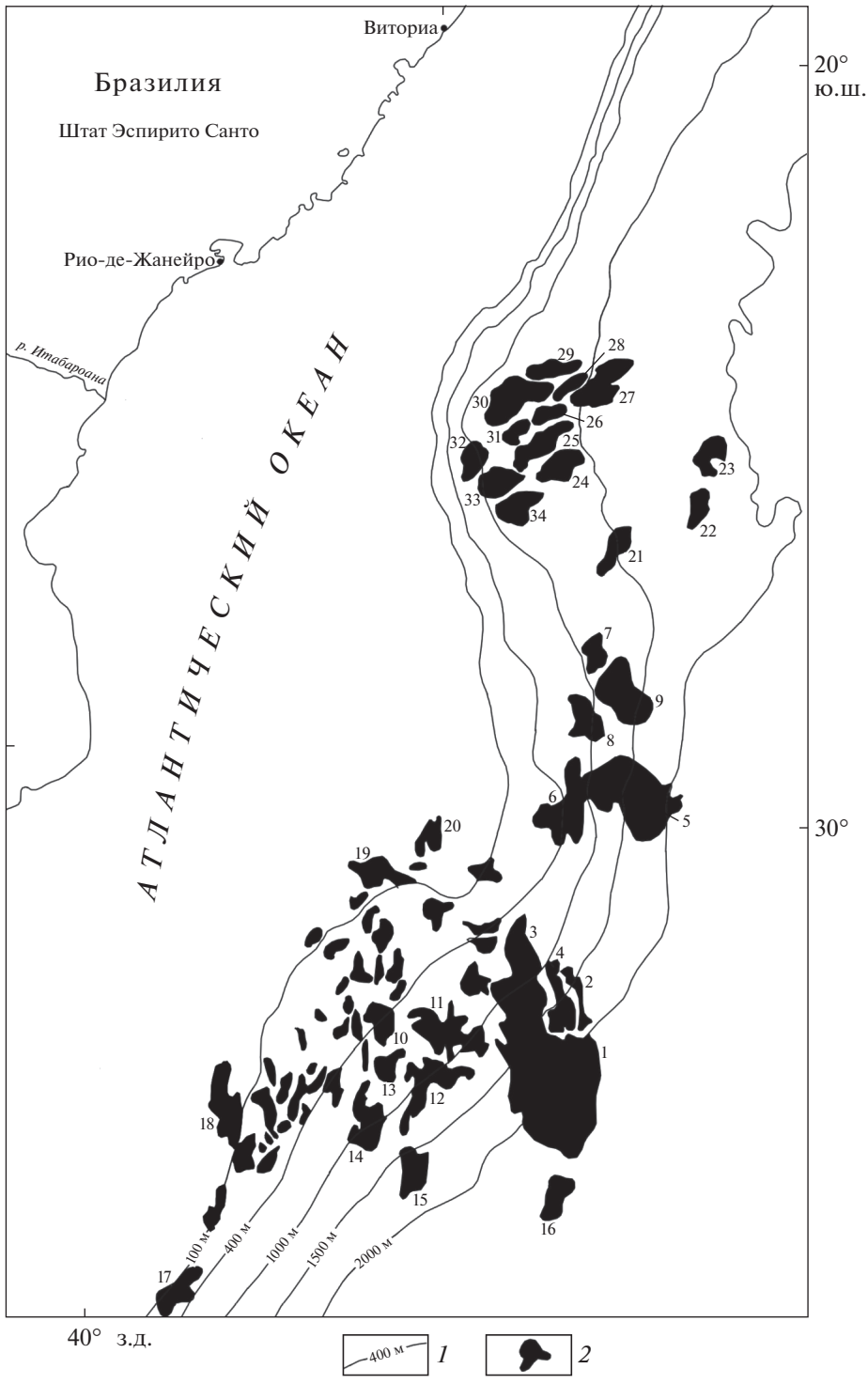

Рис. 4. Схематическая карта размещения месторождений углеводородов бассейна Кампос. Составлена авторами по материалам [1, 4, 5, 11, 13, 15]. *1* – изобаты глубин моря, в м., *2* – месторождения углеводородов. Цифры на карте названия месторождений: *1* – Марлим Сул, *2* – Марлим Е, *3* – Марлим, *4* – Барракуда, *5* – Албакоре Е, *6* – Албакоре, *7* – IRjs-436, *8* –Фраде, *9* – Ронкадор, *10* – Малхадо, *11* – Биджупира, *12* – Каратинга, *13* – Маримба, *14* – Бикудо, *15* – Папа-Терра, *16* – Ксерелете, *17* – Гуараджуба, *18* – Бадежа, *19* – Карапеба, *20* – Вермелхо, *21* – Ваху, *22* – Катуа, *23* – Абалоне, *24* – Остра, *25* – Наутилус, *26* – Пирамбу, *27* – Арганаута (С,Ю,З), *28* – Франка, *29* – Кашелоте, *30* – Джубарте, *31* – Азул, *32* – Манганго, *33* – Саксдреу, *34* – Итаипу.

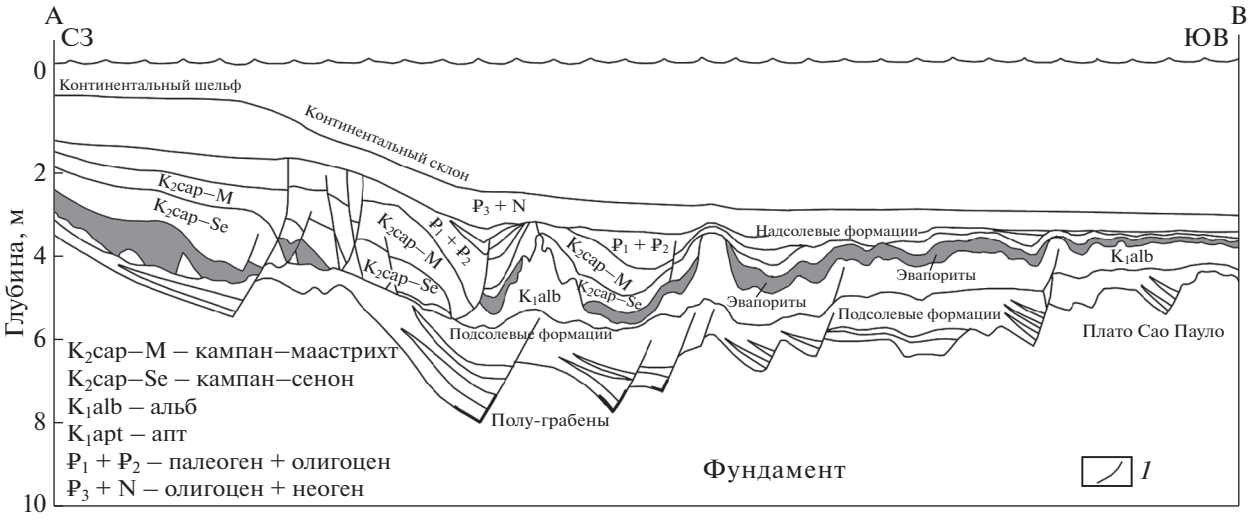

Рис. 5. Геологический профильный разрез бассейна Сантос. Подсолевые и надсолевые отложения [3]. Разрез на рис. 3. *1* – разломы.

пирито Санто уже уменьшается до 700 м. Всего в подсолевых отложениях здесь пробурено 7 месторождений [12].

На 433 месторождениях нефти и газа в стране пробурено более 30000 скважин. На начало июля 2018 г. в подсолевых глубоководных отложениях пробурено всего 300 скважин на 14 месторождениях, в надсолевых образованиях шельфа и склона около 6000 скважин на 128 месторождениях, а на суше пробурено 23000 скважин на 315 месторождениях [10]. Так, на суше в 76 раз больше пробуренных скважин, чем в подсолевых отложениях на склоне, и более чем в 22 раза больше месторождений, чем месторождений, пробуренных в подсолевых отложениях на склоне. Тем не менее, 48% из общей добычи углеводородов страны составляют подсолевые карбонатные отложения баррем-апта на континентальном склоне, 44% надсолевые отложения частично на склоне и на шельфе и только 8% добычи углеводородов относятся к суше.

Чтобы оценить уникальность подсолевых отложений, сопоставим крупнейшие месторождения: Либра и Ронкадор. Месторождение Либра находится в бассейне Сантос в подсолевых отложениях. Из него добывают нефти больше, чем в 5 вместе взятых крупнейших месторождениях Бразилии: Ронкадор, Албакоре, Джубарте, Марлим и Марлим Сул. Перечисленные месторождения находятся в бассейне Кампос в надсолевых отложениях. Кроме того, если пористость коллекторов надсолевых отложений порядка 15–20% – 25%, а проницаемость до 2–3 дарси, то характеристика подсолевых коллекторов гораздо значительнее – пористость порядка 30% и более, проницаемость достигает 5 дарси (табл. 3), а нефть светлая, легкая, почти без содержания серы, в отличие от тяжелых нефтей, преобладающих в надсолевых отложениях. Более того залежи подсолевых месторождений надежно защищены 2000–4100 м толщей флюидоупора, состоящий из эвапоритов, обеспечивающий определенные температурные условия для сохранения жидких углеводородов (рис. 5). В 2017 г. 80 скважин из подсолевых отложений дали половину общей бразильской добычи нефти. В качестве примера, дебит одной скважины из подсолевых отложений дает больше нефти, чем весь штат Бахия, где традиционно в добыче участвуют более 1300 скважин [8, 14].

Анализ более 80 крупных месторождений углеводородов, преимущественно нефтяных в глубоководной части бассейнов Сантос, Кампос и Эспирито Санто выявил тенденцию залегания этих крупных месторождений в продуктивной полосе нефтезалежей, протягивающихся в интервале глубин моря от 400 до 2500 м (возможно и 3000 м

Таблица 3. Сравнительная характеристика месторождений Либра и Ронкадор

Название бассейна	Название мес-ния	Год открытия	Глубина моря, в м	Возраст флюида	Характер флюида	Уд. вес нефти,	Запасы нефти, в млн т
Сантос	Либра	2010	2000	Апт	Нефть	0.8602	1800
Кампос	Ронкадор	1996	1500–2000	Альб и олиг-мио	Нефть	0.9465–0.8871	420

и более) в системе внешних прогибов, которые простираются вдоль нижней половины континентального склона (рис. 3, 4). Эта полоса возможно протягивается и далее на север. Все месторождения в этой полосе по категории запасов оцениваются как крупные и гигантские. В последние 10–15 лет поисково-разведочные работы ведутся уже в под- солевых отложениях: в бассейне Сантос открыто 29 месторождений, в бассейне Кампос 21, а в бассейне Эспирито Санто – 7. Глубоководные и сверх глубоководные месторождения (глубина моря 1500–3000 м), а также бурение в подсолевые отложения апта в бассейнах Сантос, Кампос и Эспирито Санто открывают новые горизонты для Бразильской нефтегазовой индустрии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Забанбарк А.* Особенности нефтегазоносности бассейнов континентальной окраины Бразилии // Океанология. 2001. Т. 41. № 1. С. 147–154.
2. *Конюхов А.И.* Геологическая история пассивных окраин материков в Атлантическом океане // Изв. АНСССР. Сер. Геология. 1982. С. 109–121.
3. *Beasley C.J., Fiduk J.C., Bize E. et al.* Brazil's Presalt play // Oilfield Review. 2010. V. 22. № 3. P. 7–28.
4. *Bertani R. T., Carozzi A.V.* Lagoa Feia formation (lower cretaceous) Campos basin, offshore Brazil: rift valley lacustrine carbonate reservoirs // J. Petrol. Geol. 1985. V. 8. № 2. P. 199–220.
5. *Carozzi A.V., Falkenhein F.U.* Deposition of cretaceous oncolytic pack stone reservoirs, Macae formation Campos basin, offshore Brazil // Carbonate petroleum reservoirs. Springer, New York. N.Y. 1985. P. 471–484.
6. *Dauzacker M.V., Schaller H., Canellas M.C. et al.* Geology of Brazil's Atlantic margin basins // Oil and Gas J. 1985. V. 83. № 9. P. 142–144.
7. *Gnoping B., Yan Xu.* Giant fields retain dominance in reserves growth // Oil and Gas J. 2014. V. 112. Febr. 3. P. 44–51.
8. Libra presalt rights awarded offshore Brazil // Oil and Gas J. 2013. V. 111. Octob. 28. P. 9.
9. MODEC partners advance FPSO project off Brazil // Oil and Gas J. 2018. V. 116. Jan. 15. P. 10.
10. Oil and Gas opportunities in Brazil 2017–2019. anp National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels. Bidding Rounds. 2017. June. 23 p.
11. Petrobras starts production from Papa-Terra // Oil and Gas J. 2013. V. 111. Nov. 18. P. 12.
12. Petrobras confirms light oil potential of Sergipe basin // Oil and Gas J. 2015. V. 113. Jan. 19. P. 10.
13. *Rach N. M.* Shell developing heavy oil in deepwater off Brazil // Oil and Gas J. 2008. V. 106. № 17. P. 53–64.
14. *Silva R.I., Hirdan K., Marilin M. et al.* Roncador production high lights. Libra opportunity offshore Brazil // Oil and Gas J. 2015. V. 113. Nov. 2. P. 60–63.
15. Statoil adds interest in Brazil's Roncador field // Oil and Gas J. 2018. V. 116. Jan. 8. P. 9.
16. Total to add additional capacity at Libra (Santos) // Oil and GAS J. 2018. V. 116. Jan. 8. P. 9.

Role of Brazil's Continental Slopes Being Provided with Hydrocarbon Resources

A. Zabanbark[a, #], L. I. Lobkovsky[a, ##]

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

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

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

Analysis more of 80 hydrocarbon fields mainly oily in the deepwater part of the Santos, Campos and Espirito Santo basins revealing the tendency of lying these large fields in the productive belt of oil-pay, extending in the limit of sea depth from 400 till 2500 m (possibly 3000 m and more), at the system of external depressions, which stretching along the lower part of the continental slope. This belt perhaps continued at the north. In this belt all the fields after reserves category are estimated as large and giant. The last 10-15 years the exploration works conducted in this belt already in the presalt formation: at the Santos basin 29 fields, at the Campos basin 21 fields and at the Espirito Santo basin 7 fields. It is remarkable that 48% from summary hydrocarbon producing of the country formed the presalt carbonate deposits of the apt formation on the continental slope, 44% postsalt rocks at the continental slope and shelf and only 8% of hydrocarbon producing attributes to land. The deepwater presalt apt formation (barrem-apt in Santos basin) in Brazil essentially is unique unique in the World. In last decades in them is discovered giant accumulation of hydrocarbons thereby doubling the country reserves by oil and gas, bringing the common reserves corresponding more 3 billion t and 4.7 trillion m^3. The geology of presalt formation narrowly is related with tectonic movements took place under the break of super giant continent Hondwana for South American and for African continents. This took place 150 million years in early cretaceous. The salt of apt formation is excellent cap rock, the presalt reservoirs by their characteristics are superior, oil is light, sweet and the source rocks is enriched by organic matter. The thick of the aptian salt is limited, it changed from basin to basin, the main width part of the salt is in the Santos basin 400 km and the thick 2000 m, then at the north the thick decrease and the width narrow down, in the Sergipi Alagoas basin already reaches 100 m.

Keywords: continental slope, hydrocarbons, fields, oil, gas, basin, fault, pay

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 302–314

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.435.36,551.35

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ

© 2020 г. Р. Д. Косьян[1], *, А. Р. Косьян[2], В. В. Крыленко[1], Е. А. Федорова[1]

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

[2]Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

**e-mail: rkosyan@hotmail.com*

Поступила в редакцию 28.08.2019 г.
После доработки 26.11.2019 г.
Принята к публикации 12.12.2019 г.

Дана характеристика состава современных донных и пляжевых наносов крупного аккумулятивного тела – Анапской пересыпи. Показано, что крупность песка увеличивается в направлении от краев пересыпи к ее центру и от глубины 7 м к пляжу. При сравнении данных 2012–2018 гг. видно, что в целом крупность и состав песка существенно не изменились. Доля карбонатов в песках составляет в среднем 11%, но сильно варьирует в зависимости от морфологического положения на поперечно-береговом профиле. Среднегодовое поступление на пляж раковинных остатков по всей длине пересыпи составляет более 4000 т. Анализ динамики биомассы массовых видов двустворчатых моллюсков в 2016–2018 гг. показывает, что увеличение карбонатной составляющей в осадках не связано напрямую с увеличением биомассы живых моллюсков на дне.

Ключевые слова: Анапская пересыпь, пляжи, наносы, гранулометрический состав, карбонаты, биомасса, *Chamelea gallina*, *Donax trunculus*, Черное море

DOI: 10.31857/S0030157420020057

ВВЕДЕНИЕ

Курорт Анапа занимает ведущее место на российском рынке санаторно-курортного и детского отдыха [34]. Одной из основных ценностей курорта являются песчаные пляжи Анапской пересыпи, представляющей крупную аккумулятивную форму, расположенную в северо-западной части кавказского побережья Черного моря между Таманским п-вом на севере и Анапским мысом на юге. Длина пересыпи около 45 км [21], ширина – от 80 м в северной части до 1.5 км в южной (рис. 1).

Анапская пересыпь сложена преимущественно кварцевым песком с примесью ракушечного материала. В составе отложений также присутствует гранат, кварциты, полевой шпат и др. Характерной особенностью Анапской пересыпи является наличие развитых эоловых аккумулятивных форм и вдольбереговых подводных валов [12, 14, 15, 21]. Пояс дюн высотой до 15 м имеет ширину 50–170 м, причем наблюдается как разрушение существующих дюн, так и формирование новых [23, 26]. На подводном склоне имеется 1–3 субпараллельных вала, конфигурация и рельеф которых изменяется в зависимости от гидродинамической ситуации [2, 9, 13, 26, 48]. Материал подводных валов находится в непрерывном движении, но не покидает литодинамическую систему. В последние десятилетия наблюдаются [26] признаки деградации пляжей Анапской пересыпи (на некоторых участках их ширина сократилась на 50 м), что требует принятия незамедлительных мер по их защите и восстановлению. Для эффективного использования и охраны Анапской пересыпи от неблагоприятных природных и антропогенных воздействий необходимо комплексное изучение всех компонентов ее геосистемы, протекающих лито- и гидродинамических, биологических процессов [19–21].

Вопросом о происхождении как самой пересыпи, так и слагающего ее материала, впервые задался А.Ф. Флёров в своих работах, посвященных песчаным ландшафтам Черноморских побережий [36, 37]. В 1951–1952 гг. изучением вопросов стратиграфии, геоморфологии и истории развития пересыпи занимался Е.Н. Невесский. Он произвел морские работы, сделав на участке пересыпи и далее к западу 12 морских разрезов, детально осветивших строение подводного берегового склона [31–33]. Большую работу по изучению литодинамических процессов Анапской пересыпи проделали сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Тут проводили исследования Зенкович [11–15], Лонгинов [29], Айбулатов [1–4] и многие другие. Изучением происхождения и динамики подводных валов, играющих важную роль в гидро-литодинамической системе пересыпи, занимался Егоров [9–11],

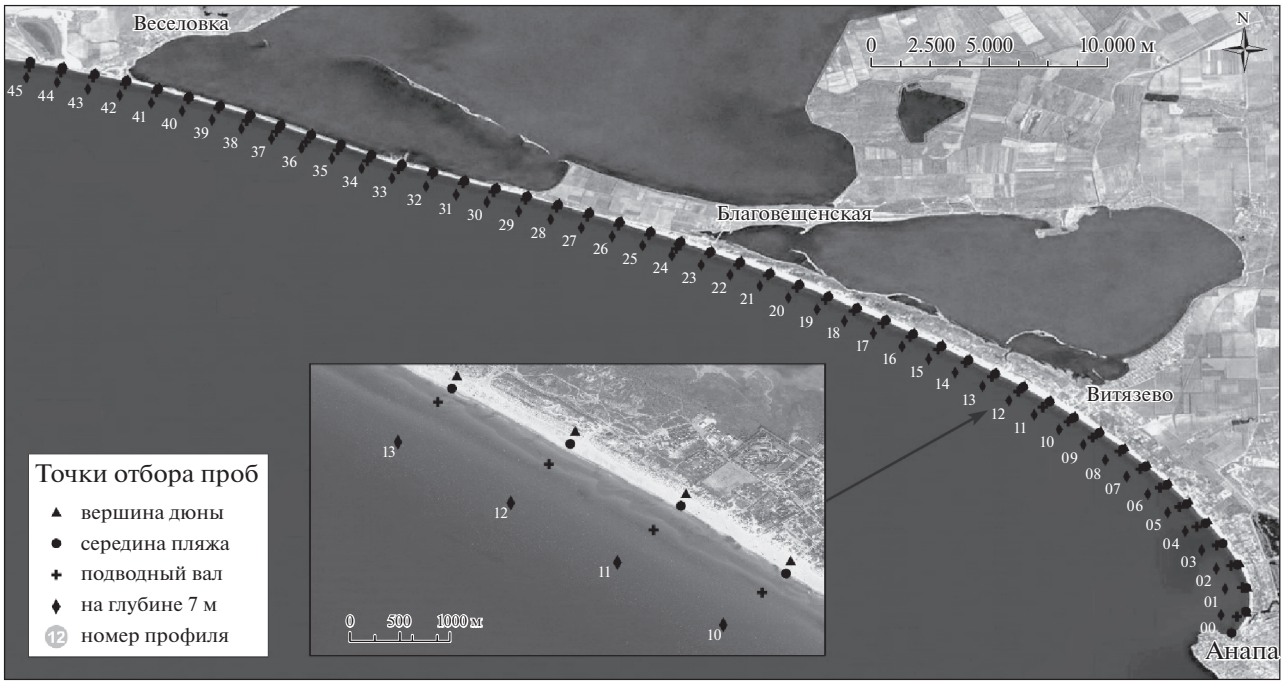

Рис. 1. Расположение точек отбора проб материала для гранулометрического анализа.

им же были проведены здесь и первые морские разрезы. В 1977 г. в районе пос. Витязево проводились исследования движения взвешенного материала, включая зону валов. Получены важные данные по гранулометрическому составу подводного склона Анапской пересыпи [5].

Сотрудниками географического факультета МГУ П.А. Каплиным, А.В. Поротовым и др. [17] проведены комплексные палеогеографические исследования, направленные на реконструкцию изменения уровня Черного моря за последние 3–4 тыс. лет, выявление региональных особенностей развития побережья, в частности, условий формирования Бугазской пересыпи. Я.А. Измайлов выполнил реконструкцию истории формирования Анапской пересыпи, в том числе – анализ происхождения слагающего ее материала [16]. В целом, определение бюджета наносов всей литодинамической системы Анапской пересыпи является проблемой, не решенной до настоящего времени. Определением бюджета наносов в целом для побережья Черного моря занимался Ю.Д. Шуйский, он привел наиболее значимые приходные и расходные статьи бюджета наносов [38, 39]. Как указывает Сафьянов [8, 35], ведущим процессом расхода наносов является их потеря на создание аккумулятивных форм рельефа и на выход за морскую границу береговой зоны. Из береговой зоны выносится в основном мелкозернистый материал, тогда как на создание аккумулятивных форм в основном расходуется крупнообломочный. Важным элементом литодинамического баланса Анапской пересыпи являются эоловые процессы: потери песка из-за преобладания ветров в сторону берега превышают поступление осадков в береговую зону. Первые исследования эоловых процессов на Анапской пересыпи были выполнены Егоровым [10]. Н.А. Айбулатовым в районе Витязево был проведен цикл измерений и построен график зависимости между скоростью ветра и объемом перемещающихся масс песка [2].

Наиболее обширная информация, касающаяся как теоретических аспектов эолового процесса на морском берегу, так и количественных характеристик по реальным измерениям на песчаных косах и пересыпях северо-запада Черного моря, приведена в монографии Выхованец [6]. Ее многолетние исследования, дополненные анализом работ других авторов, раскрыли взаимосвязи между рельефом, растительностью, составом и состоянием поверхности наносов, эволюцией эоловых форм. В свою очередь, подобные взаимосвязи непосредственно на Анапской пересыпи много лет исследует Кравцова [23–25], на основе натурных и дистанционных исследований составившая детальную карту ландшафтно-морфологической структуры всей Анапской пересыпи.

Вопрос о роли сообществ живых организмов в балансе карбонатных пляжей активно исследуется зарубежными авторами. Обзор современных осадочных карбонатов и слагаемых ими пляжей дан в монографии Milliman [49], но данных для понимания функционирования и эволюции литодинамической системы еще недостаточно [45].

Одним из источников пляжеобразующего материала для Анапской пересыпи является выброс ракуши с прилегающих пространств морского дна. Важнейшей чертой этой составляющей бюджета наносов является, с одной стороны, непрерывное возобновление в ходе воспроизводства бентоса, с другой – более быстрое истирание раковин в сравнении с кварцевым песком. Скорость абразии раковин моллюсков исследовали Chave [40], Driscol [42], Force [44]. В серии опытов по испытанию на прочность во вращающемся барабане, в котором в качестве абразионного агента использовался кремнистый сланец, Chave [40] показал, что раковины моллюсков и частицы кораллов истираются существенно медленнее, чем фрагменты скелетов мшанок, балянусов и морских ежей. Только 16% моллюсков размером 4–8 мм истерлось после 1400 ч вращений барабана при скорости 60 оборотов в мин, что соответствует перемещению на 3500 км. Эти данные дают основания полагать, что на пространствах с крупнозернистыми карбонатными осадками, подверженных длительному влиянию энергий высоких мощностей, каковыми являются пляжи, механическая абразия является важным, хотя и медленным процессом. Основному воздействию выброшенные со дна моря раковины моллюсков подвергаются у уреза воды, в прибойной зоне. Изменения областей распространения, видового состава, численности и биомассы живых черноморских моллюсков, происходящие в последние десятилетия [30], отражаются на объемах аккумуляции раковин в прибрежных осадках.

Важным элементом изучения современной трансформации геосистемы Анапской пересыпи является исследование пространственных характеристик состава современных наносов и их динамики, а также выявление взаимосвязи этих изменений с лито- и гидродинамическими процессами. Кроме того, данные о механическом составе наносов необходимы для математического моделирования гидролитодинамических процессов [22]. В рамках данной работы представлены результаты гранулометрического анализа осадков, слагающих Анапскую пересыпь, и дана количественная оценка роли раковин живых двустворчатых моллюсков в их восполнении.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

С 2012 по 2018 гг. на Анапской пересыпи ежегодно производился отбор проб наносов для комплексного анализа. Одновременно выполнялись батиметрическая съемка, водолазное обследование подводного склона с описанием состояния донных отложений, исследование рельефа морфологических зон пляжа и дюнного пояса.

Для площадного гранулометрического анализа осадков в 2012 и 2015 гг. вдоль всей Анапской пересыпи были отобраны пробы по створам, расположенным через 1 км (всего 46 створов и 184 пробы). Для отбора проб были определены наиболее репрезентативные (с точки зрения условий формирования состава наносов) морфологические элементы рельефа [27, 28, 43]. Пробы отбирались на вершине дюны, в середине пляжа, на гребне наиболее выраженного подводного вала (глубина над гребнем вала варьируется от 1.3 до 4.1 м) и на подводном береговом склоне (фиксированная глубина 7 м – мористее зоны формирования подводных валов). Для мониторинговых исследований в другие годы пробы отбирались на отдельных створах. Пробы отбиралась точечным методом из поверхностного слоя (10–15 см). Такая толщина исследуемого слоя позволяет снизить влияние на статистические показатели грансостава ракушечных остатков, образующихся на поверхности грунта под влиянием ветра или течений.

Анализ гранулометрического состава образцов проводился в лаборатории литодинамики и геологии ЮО ИО РАН. Разделение на фракции осуществлялось ситовым методом без промывки водой: образцы грунта высушивались на воздухе до постоянной массы, а потом просеивались через сита. Для анализа гранулометрического состава проб использовался сепаратор-просеивающий СПЭ, оснащенный ситовым набором СЛМ-200. Были получены данные со следующими диапазонами размеров фракций в мм: ≥9.5; 9.5–7.5; 7.5–5.0; 5.0–4.0; 4.0–3.0; 3.0–2.5; 2.5–2.0; 2.0–1.6; 1.6–1.25; 1.25–1.0; 1.0–0.8; 0.8–0.63; 0.63–0.5; 0.5–0.4; 0.4–0.315; 0.315–0.25; 0.25–0.2; 0.2–0.16; 0.16–0.125; 0.125–0.1; 0.1–0.08; 0.08–0.063; 0.063–0.05; 0.05–0.04; ≤0.04 мм. Более мелкие фракции не исследовались, так как их влияние на литодинамические процессы береговой зоны Анапской пересыпи ничтожно.

Типизация грунтов и обработка результатов механического анализа проводилась с учетом нормативов ГОСТ 25100-2011 “Грунты. Классификация” [7]. Пески подразделялись на пять классов: грубые пески (2–1 мм), крупные (1–0.5 мм), средние (0.5–0.25 мм), мелкие (0.25–0.10 мм), тонкие (0.10–0.05 мм). Для графического представления результатов и анализа вдольбереговой изменчивости крупности наносов использовался показатель D_{50}. D_{50} – диаметр, определяющий границу, ниже и выше которой находится 50% частиц (средний диаметр частиц). D_{50} определяется по кривой неоднородности грунта, построенной в полулогарифмических координатах.

Кроме того, для анализа вещественного состава использовался цифровой микроскоп с коэффициентом увеличения 10×–300× и возможностью цифровой фото- и видеосъемки проб. Определение содержания карбонатной и минеральной

составляющей проводилось с помощью 30% раствора соляной кислоты. Согласно [13, 16], в составе отложений Анапской пересыпи фактически отсутствуют терригенные карбонаты, характерные как для современных наносов реки Кубань, так и для наносов флишевых берегов южнее Анапы. Таким образом, все выделенные карбонаты мы относили к продуктам жизнедеятельности раковинных моллюсков.

Отбор проб двустворчатых моллюсков для расчета объемов поступающего в осадки раковинного материала производился водолазами на разрезах 7, 18, 24, 29 и 40 со станциями на глубинах 2, 6 и 10 м в 2016–2018 гг. Пробы отбирались в трех повторностях с рамки площадью 0.1 м^2. Собирали слой песка под рамкой толщиной около 3 см, просеивали сквозь сито с ячеей 1 мм и отбирали живых моллюсков, которых затем обсушивали на воздухе, считали, взвешивали с точностью до 0.1 г и измеряли длину раковины от переднего аддуктора к заднему с помощью штангенциркуля с точностью до 0.1 мм. Возраст живых моллюсков определялся по линиям наружного роста на раковине [50].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Механический и вещественный состав осадков. По результатам гранулометрического анализа во всех морфологических зонах Анапской пересыпи (подводный склон, подводные валы, пляж, дюны) преобладают мелкие пески и пески средней крупности (рис. 2). На подводном береговом склоне вдоль всей пересыпи на глубине 7 и более метров преобладают мелкие пески. На подводных валах только в трех створах (22, 23, 25) в 2015 г. преобладал песок средней крупности, на всех остальных – мелкий песок. Наиболее разнообразен механический состав пляжевых отложений: в створе 14 преобладает грубый песок, в створах 18, 19, 20 и 25 – крупный, в створах 9 и 14–44 песок средней крупности, на створах 0–8, 10–13 и 45 – мелкий песок. На дюнах преобладает мелкий песок, лишь на створах 18–29 и 33–44 – песок средней крупности.

При рассмотрении вдольберегового изменения размера частиц заметно, что крупность песка увеличивается в направлении от краев пересыпи к ее центру (рис. 2). Вероятно, это обусловлено значительно более интенсивным волновым воздействием в центральной части пересыпи. Экранирующее влияние мысов у краев пересыпи способствует ослаблению волн и накоплению более мелких частиц.

В поперечном изменении гранулометрического состава наблюдаются следующие закономерности: на пляже обнаруживается более крупный, плохо отсортированный песок, на дюнах и подводных валах песок мелкий и средней крупности, который в целом хорошо отсортирован, на глубине 7 м песок мелкий и хорошо сортированный. В распределении гранулометрического состава на подводных валах наблюдается зависимость от глубины над вершиной вала – чем глубже, тем мельче песок (рис. 3). Такая закономерность может отражать интенсивность движения воды над гребнем вала, более высокую на меньших глубинах. На дюнах же наблюдается зависимость от высоты дюны – чем выше, тем мельче песок (рис. 4). Вероятно, это обусловлено параметрами ветрового потока, не способного поднять более крупные частицы на большую высоту.

Таблица 1. Содержание карбонатов по фракциям в процентах от общего веса фракции (данные 2015 г.)

№ створа	Фракции			
	>2.5	2.5–0.4	0.4–0.16	<0.16
7 вал	94.6	93.5	11.2	6.6
18 вал	100.0	88.8	10.0	5.9
18 пляж	97.4	93.1	14.9	10.2
24 вал	90.4	90.5	10.5	4.4
24 пляж	100.0	88.5	15.2	7.4

При анализе кривых распределения гранулометрического состава осадков Анапской пересыпи хорошо видно, что до 60% массы отложений на пляже и дюнах представлено фракцией 0.16–0.3 мм. В кривых распределения гранулометрического состава пляжевых отложений также присутствуют дополнительные пики, в которых содержание фракции 0.5–0.6 мм достигает 25%, фракции более 1 мм – 15%. На подводных валах до 60% материала представлено фракцией 0.16–0.25 мм, а также до 10% – фракцией 0.6 мм. На глубине 7 м до 60% материала представлено фракцией менее 0.18 мм (рис. 5).

Отметим также, что в составе песка крупностью до 0.4 мм на 85–96% преобладают минеральные составляющие (кварц, кварциты, гранат, полевой шпат и др.), а песок крупнее 0.4 мм состоит в основном из обломков раковин. Данный факт подтверждается как визуальным анализом вещественного состава (рис. 6), так и химическим анализом (табл. 1).

При сравнительном анализе данных 2012–2018 гг. видно, что крупность и состав песка существенно не изменились (рис. 2 и 7), что указывает на относительную стабильность Анапской пересыпи.

Биогенные карбонаты. Основными производителями карбонатов в песках пересыпи являются два наиболее массовых вида двустворчатых моллюсков: *Chamelea gallina* (хамелии) и *Donax trunculus* (донаксы). Их продуктивность в разные годы

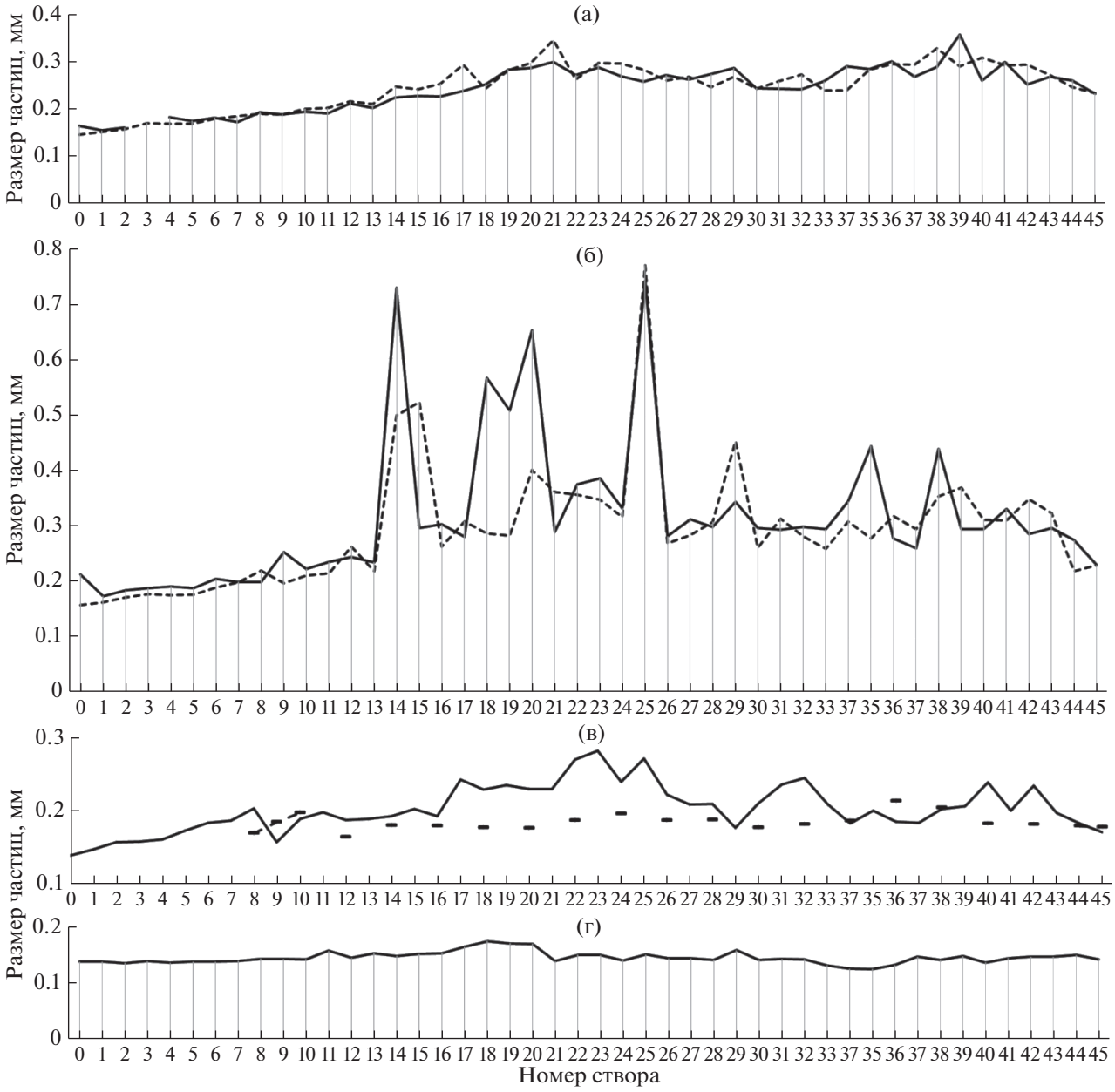

Рис. 2. Вдольбереговое изменение крупности наносов (выражено в d_{50}) в 2012 г. (пунктирная линия) и 2015 г. (сплошная линия) годах по морфологическим зонам: (а) – дюны; (б) – пляж, (в) – гребень подводного вала (в 2012 г. пробы отбирались не по всем створам); (г) – глубина 7 м (в 2012 г. пробы не отбирались).

на разных створах и глубинах неодинакова (табл. 2). Так, в 2017–2018 гг. по сравнению с 2016 г. наблюдалось значительное сокращение биомассы практически по всем точкам отбора.

Доля карбонатов в песках колебалась от 3 до 32%, составляя в среднем 11% (табл. 3), при этом увеличение карбонатной составляющей в донных осадках не связано напрямую с увеличением биомассы живых моллюсков на данном участке (обнаружена лишь очень слабая обратная зависимость этих величин, $r = -0.22$). Вероятно, различная доля карбонатов в осадках отдельных участков пересыпи объясняется вдольбереговой миграцией наносов, нежели распределением моллюсков на дне.

Количество раковин моллюсков, ежегодно поступающих в осадки пересыпи, оценено по следующей схеме (табл. 4). Судя по данным, полученным в 2010 г. [18], и подтвержденных нами в 2016–2018 гг., пояс массового развития хамелий находится на глубинах 6–10 м, а донаксов – 2–10 м. Масса раковины хамелии составляет в сред-

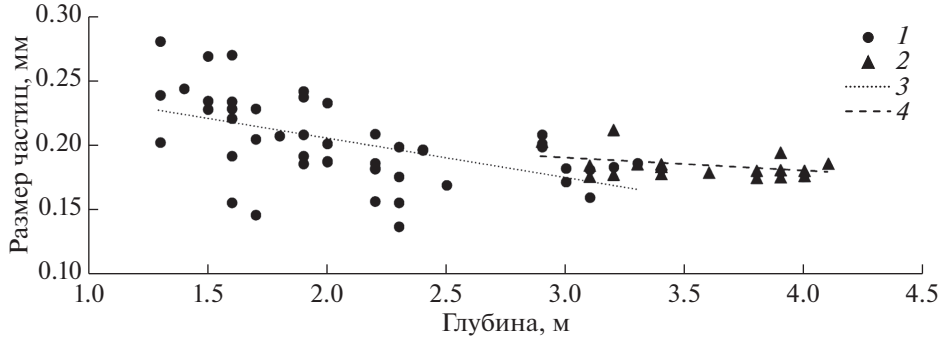

Рис. 3. Распределение d_{50} в зависимости от глубины подводного вала по данным 2015 и 2012 гг. *1* – 2015 г., *2* – 2012 г., *3* – линейная (2015), *4* – линейная (2012).

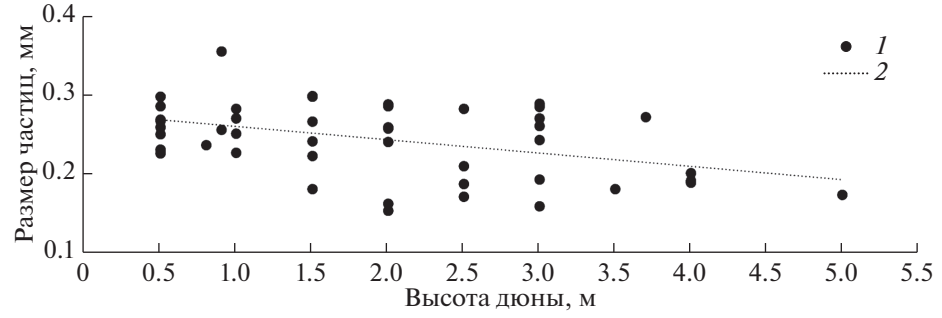

Рис. 4. Распределение d_{50} в зависимости от высоты дюны по данным 2015 г. *1* – данные 2015 г., *2* – линейная аппроксимация.

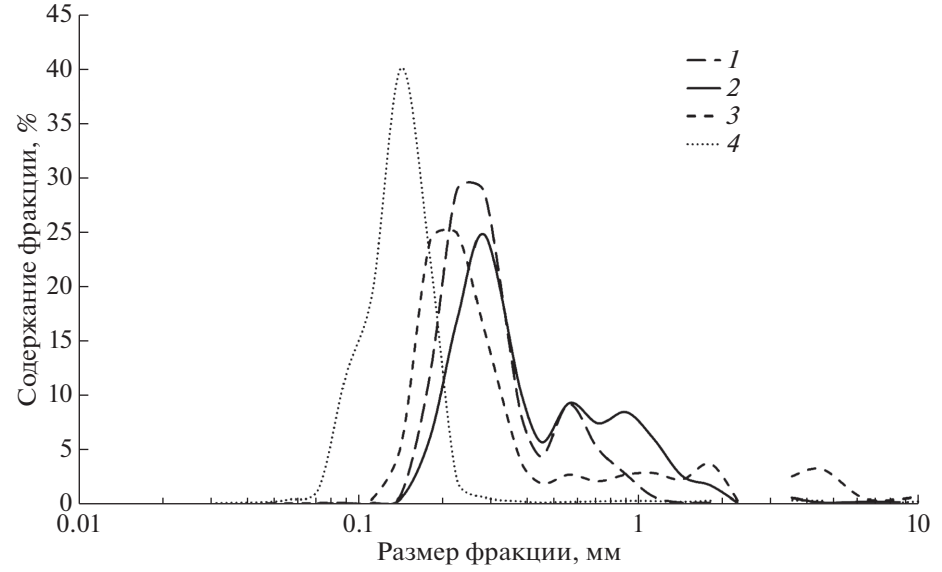

Рис. 5. Пример графиков распределения по механическому составу в створе 24 в 2015 г.: *1* – дюна, *2* – пляж, *3* – подводный вал, *4* – глубина 7 м.

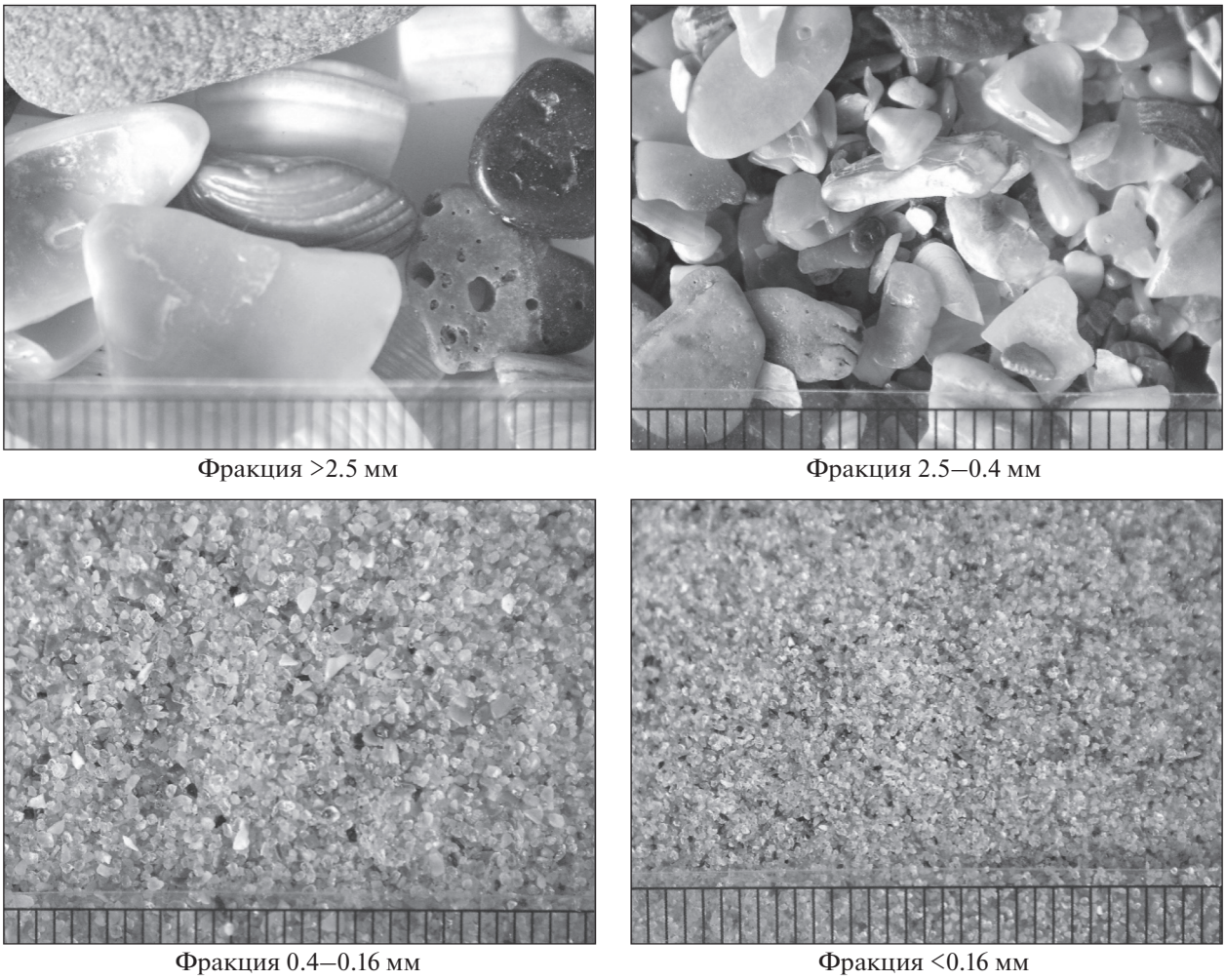

Рис. 6. Пример состава отложений Анапской пересыпи по пробе с подводного вала в створе 24 по данным 2015 г. (шаг шкалы – 0.25 мм).

нем 0.77 от общего сырого веса моллюска, донакса – 0.69 (на основании измерений 50 экземпляров каждого вида).

Данные о размерно-возрастной структуре популяции хамелий [47] показывают, что в 2016–2017 гг. наибольшую численность в популяции имели годовики с длиной раковины около 5–9 мм, в 2018 г. – 2–3-летние особи с длиной раковины 11–15 мм (рис. 8). Главной причиной гибели хамелий в прибрежье Анапы является брюхоногий моллюск рапана (*Rapana venosa*) – избирательный хищник, истребляющий наиболее крупных жертв [46]; большая часть съеденных им хамелий имела длину раковины не менее 15 мм. То есть можно считать, что средняя продолжительность жизни хамелий в прибрежье Анапы не превышает 3 лет (хотя встречаются единичные особи, достигшие 8-летнего возраста). Учитывая зависимость массы тела хамелеи от длины раковины и частотное распределение длин раковин в 2016–2018 гг. (рис. 8–9), можно посчитать, что на долю 2–3-летних особей в 2016 г. приходилось около 53% общей массы раковин, в 2017 – 35%, в 2018 – 95% (табл. 4).

Определение возраста донаксов по раковине затруднительно, но, сопоставляя наши данные с данными Deval [41], можно предположить, что подавляющее большинство особей в популяции имеет возраст до года (длина раковины менее 13 мм), на порядок меньшее число – более 1 года (длина раковины 13–19 мм – размер достижения половозрелости, согласно [41]) и только единицы достигают 2 и более лет (длина раковины более 20 мм) (рис. 10). При этом на долю годовиков приходится около 94% биомассы (рис. 9).

Ширина пояса массового развития *C. gallina* на глубинах 6–10 м составляет приблизительно 400 м, *D. trunculus* на глубинах 2–10 м – 900 м. Суммарная масса раковин хамелий и донаксов, рассчитанная на погонный метр пляжа, представлена в

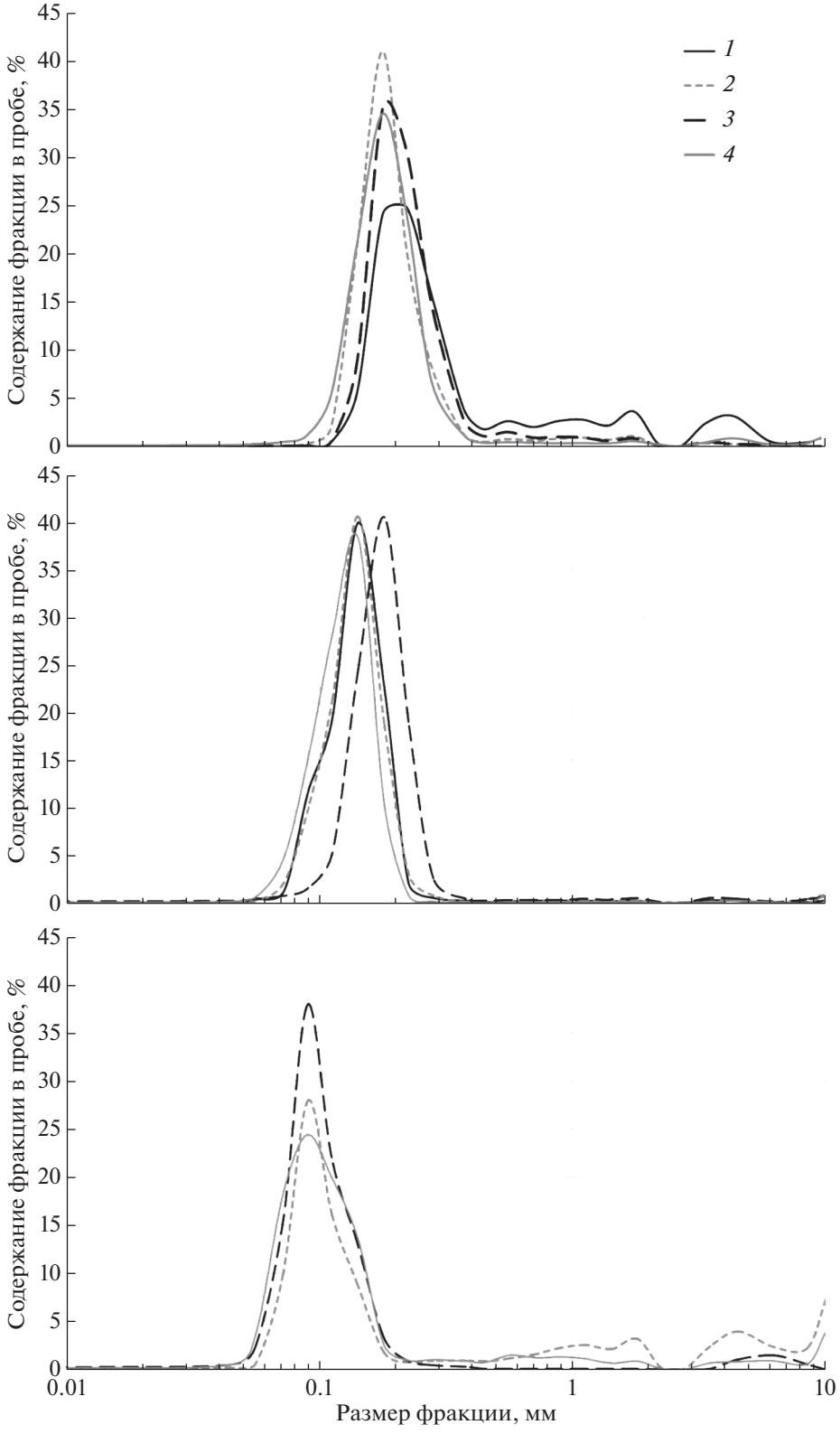

Рис. 7. Графики распределения наносов по механическому составу в разные годы в створе 24 на глубинах 2 м (вверху), 6 м (в центре) и 10 м (внизу). *1* – 2015 г., *2* – 2016 г., *3* – 2017 г., *4* – 2018 г. В 2012 г. измерений не было.

Таблица 2. Биомасса (г/м^2) двустворчатых моллюсков *Donax trunculus* и *Chamelea gallina* Анапской пересыпи в 2016–2018 гг.

	Donax trunculus				*Chamelea gallina*		
глубина, м	2	6	10	среднее для разреза	6	10	среднее для разреза
Июнь 2016							
Разрез 7	410	545	33	329.3	488.0	1616.0	1052
Разрез 18	142	130	192	154.7	363.3	357.0	360.2
Разрез 24	4	423.3	24.2	150.5	302.3	29.3	165.8
Разрез 29	134	44.4	69	82.5	185.5	57.5	121.5
Среднее для глубин 2–10 м	172.5	285.7	79.6	179.2	334.8	515.0	424.9
Июнь 2017							
Разрез 7	33	132	24	63	245.0	448.0	346.5
Разрез 18	26	122	64.5	70.8	70.5	261.5	166.0
Разрез 24	0	38	59	32.3	325.0	62.5	193.8
Разрез 29	92	12	85	63	78.0	145.0	111.5
Разрез 40	1	80	12	31	138	8.5	73.3
Среднее для глубин 2–10 м	30.4	76.8	48.9	52	179.6	229.3	178.2
Май 2018							
Разрез 7	32	90	26	49.3	210.5	30.5	120.5
Разрез 18	26	37.2	72.5	41.9	221.5	337.5	279.5
Разрез 24	10.5	63	46.8	40.1	103.5	137.0	120.3
Разрез 29	33	60.5	35	42.8	649.0	322.5	490.8
Разрез 40	3	153.5	0	52.2	246	60.3	153.2
Среднее для глубин 2–10 м	18.9	80.8	36.1	45.3	296.1	206.9	232.9

Таблица 3. Содержание карбонатной составляющей в пробах, отобранных на подводном береговом склоне по данным за 2016–2018 гг. в процентах от общего веса пробы

Номер створа	Глубина 2 м			Глубина 6 м			Глубина 10 м		
	2016 г.	2017 г.	2018 г.	2016 г.	2017 г.	2018 г.	2016 г.	2017 г.	2018 г.
7	11.6	13.9	10.0	7.8	13.7	9.9	6.4	11.4	10.3
18	9.4	32.1	11.1	4.8	10.0	8.1	5.7	8.3	9.3
24	12.1	12.4	13.4	7.5	8.9	4.8	30.5	8.7	16.7
29	8.8	2.6	9.5	12.2	13.5	21.1	13.8	10.0	9.5
40	–	8.8	15.0	–	6.9	8.2	–	11.7	3.0

Таблица 4. Расчет массы карбонатов, поступивших в осадки Анапской пересыпи в 2016–2018 гг.

	Средний вес раковин в поясе массового развития, г/м^2		% раковин, поступивших в осадки за год		Масса раковин, поступивших в осадки за год, г/м^2		Масса раковин на погонный метр берега, кг		Общая масса раковин на погонный метр берега, кг
год	*C. gallina*	*D. trunculus*	*C. gallina*	*D. trunculus*	*C. gallina*	*D. trunculus*	*C. gallina*	*D. trunculus*	
2016	327.2	123.7	53	94	173.4	116.3	69.4	104.7	174.1
2017	137.1	35.9	35	94	48.0	33.7	19.2	30.3	49.5
2018	179.3	31.3	95	94	170.3	29.4	68.1	26.5	94.6

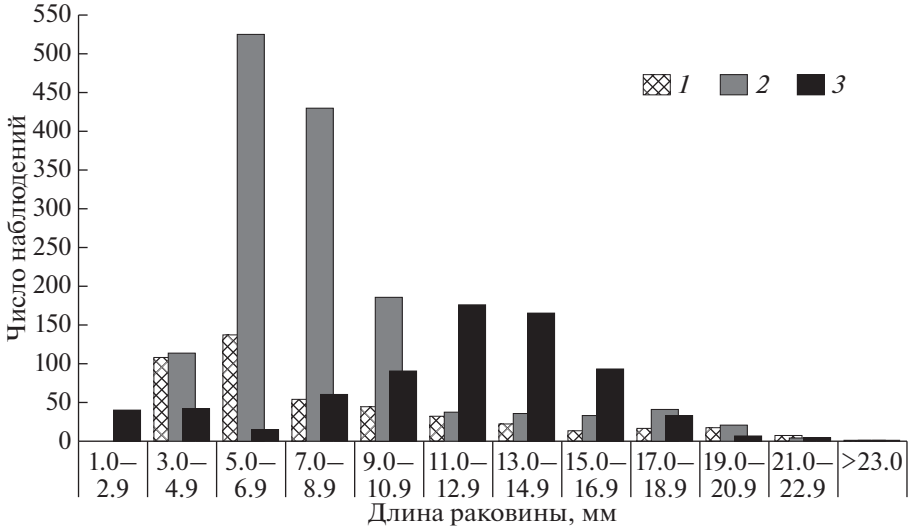

Рис. 8. Распределение размеров *Chamelea gallina* в 2016–2018 гг. *1* – 2016 г., *2* – 2017 г., *3* – 2018 г.

табл. 4. Можно заметить, что максимальная масса раковин поступила в осадки в 2016 г., минимальная – в 2017 г., а в 2018 г. она немного увеличилась. Можно также отметить, что доля раковин донаксов в общей массе карбонатов резко уменьшилась в 2018 г.: если в 2016 г. она составила 60% (был всплеск численности), а в 2017 г. – 61%, то в 2018 г. – только 28%. Масса раковин хамелий, поступивших в осадки в 2016 и 2018 гг., была практически одинакова, так как, несмотря на почти вдвое большую биомассу моллюсков в 2016 г., половина их имела возраст до года, в то время как в 2018 г. таких особей было только 5%. В 2017 г. масса раковин хамелий сократилась более чем втрое, что могло быть связано с высокой численностью рапаны в 2016 г. В 2017 и 2018 гг. ее численность упала, что могло поспособствовать увеличению в 2018 г. доли взрослых особей в популяции [47].

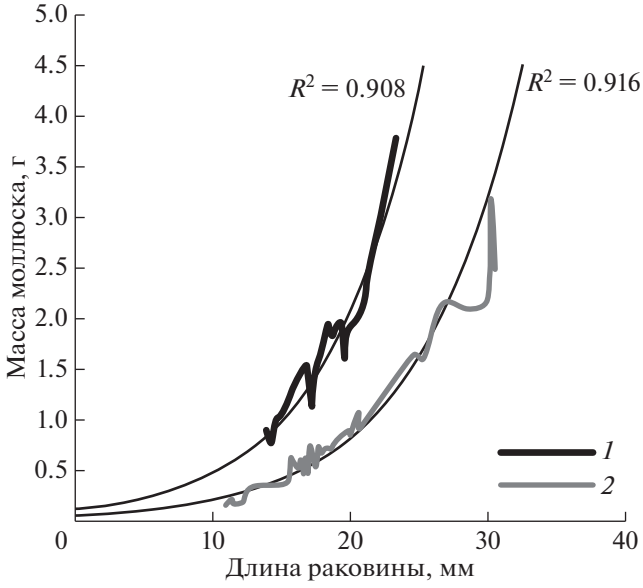

Рис. 9. Зависимость сырой массы *C. gallina* и *D. trunculus* от длины раковины. $N = 50$. *1* – *C. gallina*, *2* – *D. trunculus*.

Длина изучаемого участка Анапской пересыпи – 45 км. В 2016 г. на пляж в результате жизнедеятельности моллюсков поступило 7834.5 т биогенных карбонатов, в 2017 г. – 2227.5 т, в 2018 г. – 4257 т. По данным Косьян с соавт. [18], пересчитанным по вышеприведенной схеме на всю длину пересыпи (45 км), в 2010 г. в осадки поступило 4555.4 т. Как видим, объем ежегодного поступления карбонатов в прибрежную полосу весьма изменчив, поскольку продукция моллюсков подвержена сильным межгодовым колебаниям. Учитывая среднюю массовую долю карбонатов в песках Анапской пересыпи – 11%, вклад ракушечного материала в общий бюджет наносов вполне заметен. Значительное сокращение продуктивности моллюсков, вероятно, может усилить деградацию всей пересыпи. Соответственно, для повышения устойчивости Анапской пересыпи необходимо принимать меры по защите не только рельефа и наносов надводной части пересыпи, но и прибрежных донных биоценозов.

ВЫВОДЫ

При рассмотрении вдольберегового изменения размера частиц видно, что крупность песка увеличивается в направлении от краев пересыпи к ее центру.

В поперечном распределении гранулометрического состава отложений Анапской пересыпи хорошо видно, что наиболее мелкий песок отлагается на глубине 7 м, а наиболее крупный – на пляже.

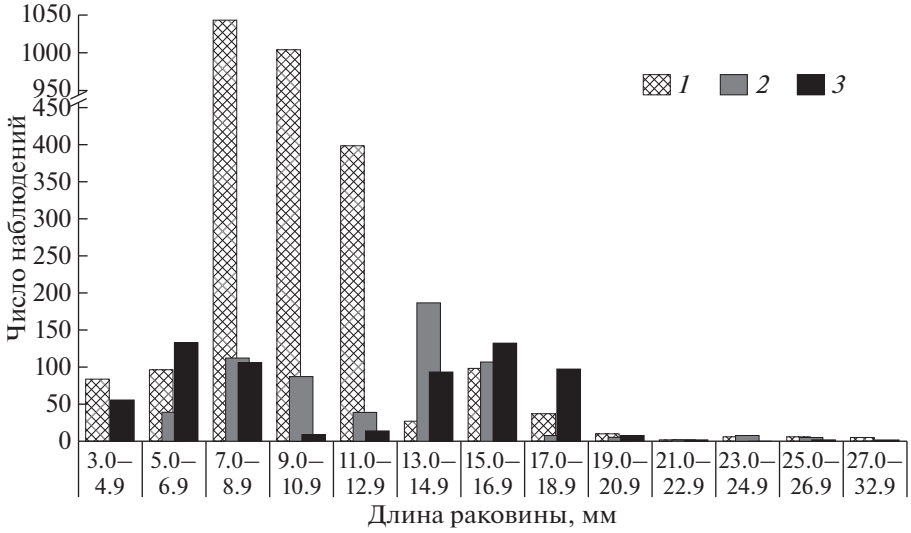

Рис. 10. Распределение размеров *Donax trunculus* в 2016–2018 гг. *1* – 2016 г., *2* – 2017 г., *3* – 2018 г.

В распределении гранулометрического состава на подводных валах наблюдается прямая зависимость от глубины над вершиной вала – чем глубже, тем мельче песок.

В распределении гранулометрического состава на дюнах также наблюдается прямая зависимость от высоты вершины дюны – чем выше, тем мельче песок.

При сравнении данных 2012–2018 гг. видно, что крупность и состав песка существенно не изменились.

Средняя массовая доля карбонатов в песках Анапской пересыпи – 11%, а ежегодный вклад ракушечного материала в общий баланс наносов составляет более 4000 т. Эти данные указывают на положительную роль прибрежных моллюсков в поддержании стабильности берегов и важность принятия мер по защите прибрежных донных сообществ.

Источник финансирования. Исследования проводились в рамках работ по теме Госзадания № 0149-2019-0014. Натурные наблюдения, камеральная обработка полевых данных и анализ литературы выполнялись при поддержке грантов РФФИ № 18-05-80035, № 18-55-34002, № 18-05-00333, № 19-45-230001, № 19-45-230004, № 19-05-00041.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Айбулатов Н.А.* Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. М.: Наука, 1990. 272 с.
2. *Айбулатов Н.А.* Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. М.: Наука, 1966. 149 с.
3. *Айбулатов Н.А. Новикова З.И., Юркевич М.Г.* Процессы современного осадкообразования на шельфе северо-восточной части Черного моря // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 98–110.
4. *Айбулатов Н.А., Щербаков Ф.А., Кузнецов В.Г., Студзинский В.П.* Новые данные о происхождении Анапской пересыпи и прилегающих районов шельфа Черного моря // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 89–95.
5. *Анцыферов С.М., Косьян Р.Д.* Исследование движения взвешенного обломочного материала в верхней части шельфа, мористее зоны валов // Океанология. 1977. Т. 22. № 3. С. 497–505.
6. *Выхованец Г.В.* Эоловый процесс на морском берегу. Одесса: Изд-во “Астропринт”, 2003. 368 с.
7. ГОСТ 25100–2011. Грунты. Классификация.
8. Динамическая геоморфология / Под ред. Ананьева Г.С. и др. М.: Изд-во МГУ, 1992. 448 с.
9. *Егоров Е.Н.* Наблюдения над динамикой подводных песчаных валов // Труды Ин-та океанол. АН СССР. 1951. Т. 6. С. 117–125.
10. *Егоров Е.Н.* Роль эоловых процессов в динамике отмелого аккумулятивного берега // Тр. Ин-та океанол. АН СССР. 1953. Т. 7. С. 126–134.
11. *Егоров Е.Н., Зенкович В.П.* Об исследовании перемещения песчаных наносов // Тр. Ин-та океанол. АН СССР. 1957. Т. 21. С. 87–99.
12. *Зенкович В.П.* Берега Черного и Азовского морей. М.: Гос. Изд-во географической литературы, 1958. 374 с.
13. *Зенкович В.П.* Морфология и динамика берегов Черного моря в пределах границ СССР, ТОМ III, Часть III. Региональная; Раздел II. Центральная часть (Южный Крым, полуострова Керченский и Таманский). М.: изд-во ИО АН СССР, 1954. С. 152.
14. *Зенкович В.П.* Морфология и динамика советских берегов Черного моря. М.: изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. 187 с.
15. *Зенкович В.П.* Морфология и динамика советских берегов Черного моря. М.: изд-во АН СССР, 1960. Т. 2. 216 с.

16. *Измайлов Я.А.* Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Кн. 1. Анапская пересыпь. Сочи, 2005. 174 с.
17. *Каплин П.А., Поротов А.В., Янина Т.А. и др.* Возраст и условия формирования Бугазской пересыпи // Вестник Моск. университета. 2001. Сер. География. № 2. С. 87–95.
18. *Косьян А.Р., Кучерук Н.В., Флинт М.В.* Роль раковинных моллюсков в балансе осадков Анапской пересыпи // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 78–84.
19. *Косьян Р.Д., Крыленко В.В.* Основные критерии комплексной классификации Азово-Черноморских берегов России // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 501–511.
20. *Косьян Р.Д., Крыленко В.В.* Современное состояние морских аккумулятивных берегов Краснодарского края и их использование. М.: Научный мир, 2014. 256 с.
21. *Косьян Р.Д., Куклев С.Б., Крыленко В.В.* Хрупкое равновесие Анапской пересыпи // Природа. 2012. № 2. С. 19–28.
22. *Косьян Р.Д., Пыхов Н.В.* Гидрогенные перемещения осадков в береговой зоне моря. М.: Наука, 1991. 280 с.
23. *Кравцова В. И. Крыленко В.В., Другов М.Н., Бойко Е.С.* Исследование динамики рельефа северо–западной части Анапской пересыпи по материалам воздушного лазерного сканирования // Геоинформатика. 2017. №. 4. С. 48–62.
24. *Кравцова В.И.* Изучение и картографирование ландшафтно-морфологической структуры Анапской пересыпи по космическим снимкам высокого разрешения // Геодезия и картография. 2013. № 12. С. 11–20.
25. *Кравцова В. И., Чалова Е. Р.* Природная и антропогенная дифференциация ландшафтно-морфологической структуры южной части Анапской пересыпи: картографическая оценка // Геоморфология. 2016. №. 4. С. 43–55.
26. *Крыленко В.В.* Динамика морского берега Анапской пересыпи // Океанология. 2015. Т. 55. № 5. С. 821–828.
27. *Крыленко В.В., Косьян Р.Д., Кочергин А.Д.* Закономерности формирования гранулометрического состава донных и пляжевых отложений Анапской пересыпи // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1123–1134.
28. *Крыленко В.В., Кочергин А.Д., Крыленко М.В.* Новые данные о гранулометрическом составе отложений Анапской пересыпи // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 154–158.
29. *Лонгинов В.В.* Динамика береговой зоны бесприливных морей. Изд-во АН СССР, 1963. 378 с.
30. *Набоженко М.В.* Современное распределение двустворчатых моллюсков (Mollusca: Bivalvia) северовосточной части Черного моря // Вестник южного научного центра РАН. 2011. Т. 7. №. 3. С. 79–86.
31. *Невесский Е.Н.* История развития Анапской пересыпи // Тр. Ин-та океанолог. 1957. № 8. С. 35–45.
32. *Невесский Е.Н.* О послеледниковой трансгрессии Черного моря // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137. № 3. С. 667–670.
33. *Невесский Е.Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 255 с.
34. *Санникова А.Б., Камбарова Е.А., Кулебякина О.А.* Некоторые аспекты социально-экономического развития МО город-курорт Анапа // Курортно-рекреационный комплекс в системе регионального развития: инновационные подходы. 2016. № 1. С. 359–362.
35. *Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1996. 406 с.
36. *Флёров А.Ф.* Песчаные ландшафты Черноморско-Азовского побережья Кавказа, их происхождение и развитие // Изв. ГГО. 1931. Т. LXIII. Вып. 1. С. 22–41.
37. *Флёров А.Ф.* Типы растительности дельты и низовьев реки Кубани и реки Анапки // Тр. Сев. кав. ассоциации НИИ. Ростов-на-Дону. 1930. № 5. С. 54–63.
38. *Шуйский Ю.Д.* Опыт изучения баланса осадочного материала в береговой зоне Черного моря // Геологический журнал. 1981. Т. 41. № 5. С. 82–89.
39. *Шуйский Ю.Д.* Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 240 с.
40. *Chave K.E.* Skeletal durability and preservation // Approaches to paleoecology. Wiley and Sons Inc, New York. 1964. V. 4. P. 377–387.
41. *Deval M.C.* Growth and reproduction of the wedge clam (Donax trunculus) in the Sea of Marmara, Turkey // Journal of applied ichthyology. 2009. № 25. P. 551–558.
42. *Driscoll E.G.* Selective bivalve destruction in marine environments, a field study // Journal of Sedimentary Petrology. 1970. № 40. P. 898–905.
43. *Fedorova E., Krylenko V., Kosyan A.* Granulometric analysis of the Anapa bay–bar sediments (the Black Sea, Russia) // Proceedings of SPIE. 2018. V. 10773. 107731D.
44. *Force L.M.* Calcium Carbonate Size Distribution on the West Florida Shelf and Experimental Studies on the Microarchitectural Control of Skeletal Breakdown // Journal of sedimentary petrology. 1969. V. 39(3). P. 902–934.
45. *Halley R.B.* 11 Things a Geologist Thinks an Engineer Should Know About Carbonate Beaches // First International Symposium on Carbonate Sand Beaches. 2000.
https://doi.org/10.1061/40640(305)1
46. *Kosyan A.R.* Predation mechanisms of Rapana venosa (Gastropoda: Muricidae) in different biotopes along the Black Sea coast // Marine Pollution Bulletin. 2016. V. 102 (2). P. 265–270.
47. *Kosyan A.R., Divinsky B.V.* Chamelea gallina in the coastal waters of the Anapa bay bar (the Black Sea) as a carbonate sediment producer // Oceanologia. 2019. V. 61. P. 471–483.
48. *Krylenko V., Krylenko M.* Lagoons of the Black Sea. In The diversity of Russian estuaries and lagoons exposed to human influence / Ed. Kosyan R. Springer International Publishing, 2017. P. 93–110.
49. *Milliman J.D.* Marine carbonates. Springer. Verlag Berlin, 1974. 375 p.
50. *Ramon M., Richardson C.A.* Age determination and shell growth of Chamelea gallina (Bivalvia: Veneridae) in the western Mediterranean // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1992. V. 89 (1). P. 15–23.

Distribution and Composition of the Anapa Bay–Bar Sediments

R. D. Kosyan[a, #], A. R. Kosyan[b], V. V. Krylenko[a], E. A. Fedorova[a]

[a]*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b]*Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[#]*e-mail: rkosyan@hotmail.com*

The paper describes the composition of bottom and beach sediments of the large accumulation form (the Anapa Bay-bar). It has been shown that the sand particles size increases in the direction from the edges of the bar to its center and from a depth of 7 m to the beach. When comparing the data of 2012–2018, it can be seen that, on the whole, the size and composition of the sand have not changed significantly. The mean share of carbonates in bottom sediments was 11%. Analysis of two mass mollusc species biomass dynamics in 2016–2018 shows that the increase in carbonates content is not directly related to the increase in the living molluscs biomass. Average annual production of bivalves' shells is more than 4000 t.

Keywords: Anapa bay–bar, beach, sediments, granulometric composition, carbonates, biomass, *Chamelea gallina*, *Donax trunculus*, Black Sea

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 315–322

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.435.3

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ

© 2020 г. И. О. Леонтьев[1], *, Т. М. Акивис[1], **

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

**e-mail: igor.leontiev@gmail.com*

***e-mail: akivis@yandex.ru*

Поступила в редакцию 08.12.2017 г.
После доработки 16.11.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Рассматриваются тенденции современного развития берегов Анапской пересыпи на базе моделирования транспорта наносов и морфодинамических процессов. Показано, что продольное перемещение наносов не оказывает решающего влияния на поведение берегов, которые в большинстве своем отступают, несмотря на аккумуляцию материала за счет разгрузки вдольбереговых потоков. Вероятная причина заключается в повышении относительного уровня моря за счет, главным образом, тектонических процессов. Предложенная модель берегового барьера, перемещающегося вслед за ходом уровня, в определенной мере объясняет наблюдаемые тенденции.

Ключевые слова: вдольбереговой поток наносов, аккумуляция, отступание берега, повышение уровня моря, модель берегового барьера

DOI: 10.31857/S0030157420020069

ВВЕДЕНИЕ

Анапская пересыпь представляет собой относительно замкнутую литодинамическую систему, ограниченную мысом Железный Рог на севере и мысом Анапский – на юге. В прошлом приходная часть бюджета наносов во многом определялась притоком материала с подводного склона, источником которого служили аллювиальные отложения пра-Кубани, а также ракуша, образующаяся в результате жизнедеятельности морских организмов. Важный вклад вносился поставкой материала с берега в результате абразии коренных участков и разрушения эоловых форм [4].

В настоящее время указанные источники в значительной мере истощены, и доминирует расходная часть бюджета. Она определяется, главным образом, истиранием и измельчением материала с последующим выносом его от берега во взвешенном состоянии. Некоторая часть песка изымается из системы за счет эоловой аккумуляции в дюнном поясе, а также в результате хозяйственной деятельности человека [4].

Таково положение с бюджетом наносов в целом. Однако в локальном плане динамика берегов не однородна. Благодаря вдольбереговым потокам наносов, которые перераспределяют имеющийся в наличии материал, в одних сегментах побережья может усиливаться дефицит наносов, а в других – создаваться избыточное питание. Для выделения соответствующих сегментов необходимо получить представление о свойствах потоков вдоль изучаемого побережья, что является одной из целей настоящей работы. Другая цель заключается в выяснении роли изменений относительного уровня моря в тренде современного развития берегов Анапской пересыпи. Обозначенные проблемы решаются с помощью математического моделирования на базе имеющихся данных о рельефе дна, осадках и режимных характеристиках волнения.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходная батиметрия прибрежной области основывается на навигационной карте масштаба 1 : 150000. Расчетная область имеет форму прямоугольника, ориентированного вдоль генерального направления береговой линии и имеющего размеры 45 км вдоль берега и 10.5 км по нормали. Район исследования, план берега и изобат приведены на рис. 1. Внешняя граница области проходит по глубинам 20–30 м. Боковыми границами служат створы вблизи оз. Соленого и мыса Анапского.

Источником данных о волновом климате в рассматриваемом северо-восточном районе Черного моря служит справочник [11], на основе которого составлена приведенная ниже таблица 1.

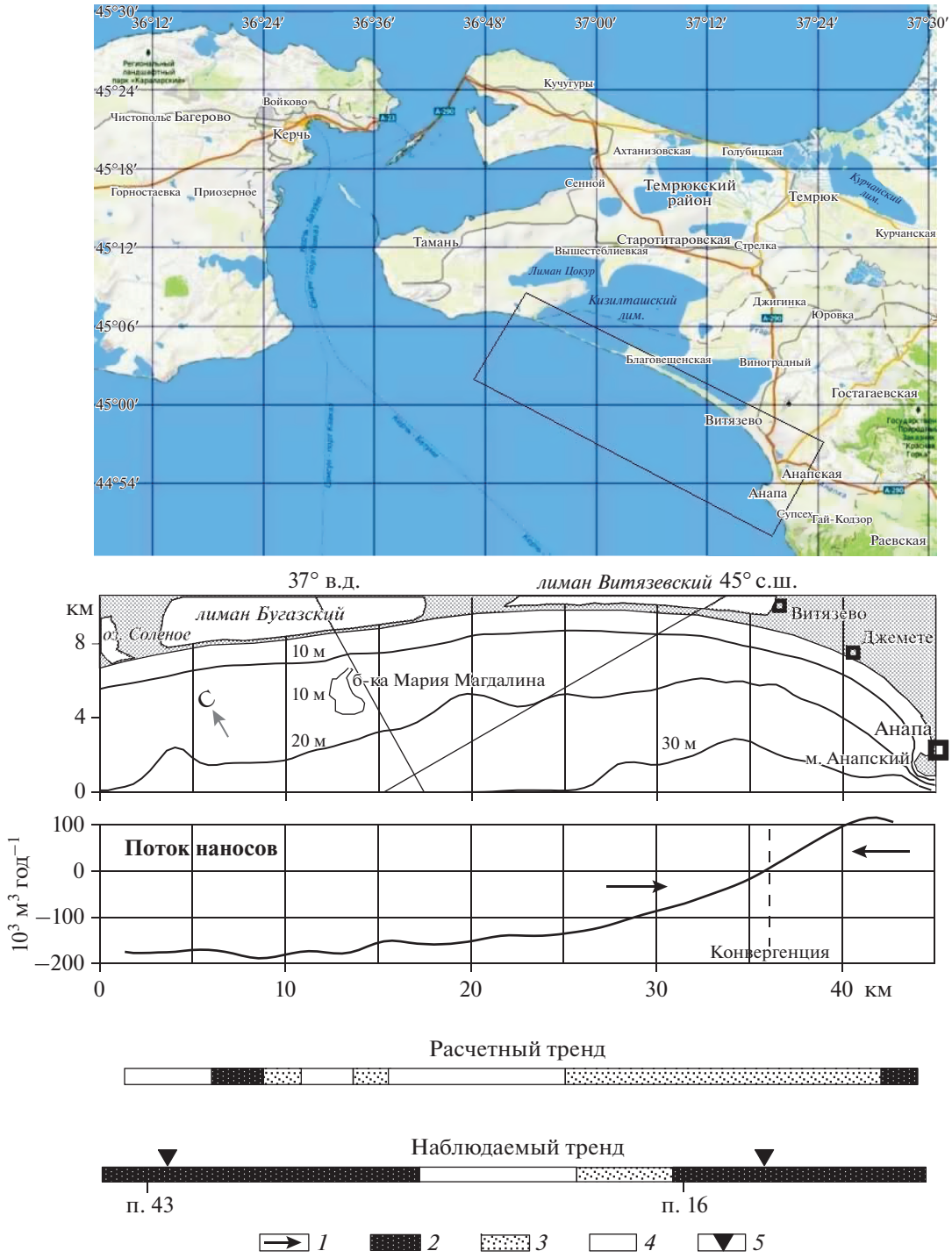

Рис. 1. План района исследования, потоки наносов и тенденции изменений берегов по результатам расчетов и наблюдений. *1* – направление потока, *2*, *3* и *4* – размыв, аккумуляция и слабые изменения соответственно, *5* – участки максимального отступания берега, согласно наблюдениям.

Здесь отражена суммарная годовая продолжительность t_w волновых ситуаций, которые характеризуются различными средними высотами и периодами ($\bar{H}$ и $\bar{T}$), а также направлениями. Наибольшую продолжительность имеют западные и юго-западные волнения, вызывающие вдольбереговые течения и перемещение наносов, главным образом, с запада на восток.

Берега и дно в районе Анапской пересыпи сложены преимущественно песчаными наносами с

примесью ракуши. На глубинах более 8–10 м распространены илы, ограничивающие подвижность донного грунта [6]. Указанные глубины служат ориентиром внешней границы вдольберегового потока песчаных наносов. Хотя размер твердых частиц варьирует по профилю и протяжению берега, при расчетах транспорта наносов обычно используется репрезентативное среднее значение размера d_g для всей области действия потока. В данном случае принято значение $d_g = 0.25$ мм, характерное для приурезовой области [6], где, судя по нашим расчетам, переносится основная часть песчаного материала.

Для расчетов вдольберегового потока наносов применялась модель LONT-2D [8, 9]. Расчетная область покрывалась сеткой, включающей 100 × × 100 ячеек, в узлах которой задавались глубины. По заданным параметрам на внешней границе рассчитывалось волновое поле в береговой зоне и определялись характеристики волн на глубине обрушения, по которым далее вычислялись потоки наносов с учетом суммарной продолжительности действия тех или иных волновых ситуаций.

Помимо этого, на некоторых участках берега выполнялись расчеты штормовых деформаций профиля дна с помощью модели CROSS-P [8, 10].

ВДОЛЬБЕРЕГОВОЙ ПОТОК НАНОСОВ

На рис. 1 показано распределение результирующего потока наносов, представляющего алгебраическую сумму потоков, создаваемых волнениями различных румбов. Перенос в западном направлении считается положительным, а в восточном – отрицательным. Вдоль большей части побережья поток направлен на восток и постепенно уменьшается по ходу, что в значительной мере объясняется постепенным поворотом береговой линии к югу и изменением направления подхода волн относительно нормали. В западной части пересыпи емкость потока составляет 150–200 тыс. м^3/год. С приближением к створу п. Витязево перенос затухает, а восточнее материал транспортируется в противоположном направлении (около 100 тыс. м^3/год вблизи Джемете). Таким образом, в районе створа Витязево имеет место конвергенция потоков.

Увеличение потока (его насыщение) означает размыв дна и берегов, а его уменьшение (разгрузка) – аккумуляцию материала. В соответствии с изменениями результирующего потока можно выделить несколько областей размыва, аккумуляции и относительно слабых изменений, отмеченных на рис. 1. В западном сегменте побережья отмечается чередование указанных областей вдоль берега. Правда, расчеты не включают участок к западу от оз. Соленого, где зарождается восточный поток наносов. Его развитие, по-видимому, может вызывать размыв берегов в этом районе. Центральная часть не обнаруживает заметных изменений. Восточный сегмент находится в основном в зоне аккумуляции, за исключением размываемого участка Анапского пляжа.

Таблица 1. Годовая продолжительность характерных волнений, подходящих к берегу с различных направлений (по данным [11])

$\bar{H}$, м	$\bar{T}$, с	t_w, ч			
		ЮВ	Ю	ЮЗ	З
0.25	3.2	236	245	657	972
0.7	4.3	131	184	569	710
1.2	5.2	26	61	272	263
1.7	6.5	1.8	18	81	94
2.1	7.1	–	2.6	27	34
2.6	8.0	–	–	8.7	12
3.1	8.5	–	–	3.5	2.6

Следует подчеркнуть, что расчетные величины определяют емкость потока при условии достаточного запаса наносов на дне, который соответствует наносодвижущему потенциалу действующего волнения. В действительности, как уже указывалось, ощущается заметный дефицит материала песчаных фракций, что препятствует насыщению потока. Поэтому реальная его величина должна быть меньше расчетной.

Что касается расчетных изменений потока, то они в определенной мере соответствуют сложившимся представлениям, согласно которым, транспортируемый вдоль берега материал должен аккумулироваться в восточном сегменте пересыпи [4]. Вместе с тем, результаты моделирования свидетельствуют о более сложном характере процесса накопления наносов, который связан с поступлением наносов не только с западной, но отчасти и с восточной стороны. Береговой контур в районе Джемете–Анапа ориентирован таким образом, что западное волнение действует практически перпендикулярно берегу, не вызывая продольного перемещения наносов, тогда как при ЮЗ, Ю и ЮВ волнениях создаются условия для транспортировки наносов в западном направлении. Одним из источников материала для западного потока может быть Анапский пляж, который, как известно, испытывает размыв [5].

Как отмечают Косьян и Крыленко [4], перемещение наносов с западной стороны и аккумуляция их в восточном сегменте Анапской пересыпи должно было со временем привести к постепенному развороту всего берегового контура по часовой стрелке вокруг центра у Благовещенского останца. В результате изменения ориентации контура берега вдольбереговой поток, по мнению

авторов, должен был ослабевать. Результаты моделирования согласуются с этим выводом. Более того, они показывают, что в настоящее время действуют новые условия равновесия берегового контура, заставляющие часть ранее накопленных осадков перемещаться в обратном направлении.

СРАВНЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ И НАБЛЮДАЕМЫХ ТРЕНДОВ

Представляет интерес сравнить результаты расчетов с новыми данными по динамике береговой линии, полученными Крыленко [5] на основе анализа архивных и современных материалов спутниковой съемки и аэрофотосъемки. Согласно этим данным, на побережье пересыпи выделяется ряд зон размыва, аккумуляции и относительно небольших изменений, распределение которых показано в нижней части рис. 1. Выявленные тренды охватывают период последних 50–70 лет. Отмечены места максимальных скоростей отступания береговой линии, превышающих 1 м/год.

Распределения соответствующих зон, полученные по результатам расчетов, также представлены на рис. 1 и, как видно, заметно отличаются от данных съемок. Расчеты предсказывают доминирование слабых изменений и аккумуляции, тогда как натурные данные свидетельствуют о преобладании размыва. В качестве общих черт можно отметить, например, наличие слабых изменений в районе Благовещенского останца, расположенного между лиманами Бугазский и Витязевский, размыв Анапского пляжа, а также аккумуляцию в середине Витязевской пересыпи. Наиболее серьезные расхождения касаются участка Витязево–Джемете, где расчеты предсказывают аккумуляцию, а данные съемок – размыв. То же относится к участкам Бугазской пересыпи и оз. Соленого. Что касается последнего, то, как уже отмечалось, размыв здесь может быть отчасти связан с развитием потока наносов в восточном направлении.

Расчеты потоков наносов опираются, в первую очередь, на существующий рельеф дна и волновой климат и предполагают однородность свойств наносов для всего побережья. В действительности крупность наносов варьируется вдоль пересыпи [5, 6], но эти изменения явно не способны принципиально изменить распределение потоков наносов. Общий дефицит материала, о котором говорилось выше, препятствует насыщению потоков наносов, но вряд ли решающим образом влияет на их изменения вдоль берега. Несоответствие расчетов и наблюдений, по-видимому, обусловливается иными факторами, противодействующими процессам аккумуляции.

Если на участке конвергенции (разгрузки) вдольберегового потока (пусть и не насыщенного) наблюдается размыв и отступание берега (как на участке Витязево–Джемете), то этот феномен может быть обусловлен эоловыми процессами или антропогенным воздействием. Но, по нашему мнению, он более всего связан с повышением относительного уровня моря. Его скорость должна быть достаточной, чтобы пересилить тренд выдвижения берега вследствие аккумуляции материала при разгрузке потока. Относительный уровень, видимо, повышается и в районе Бугазский лиман–оз. Соленое, вызывая отступание берегов. В районе Благовещенского останца, расположенного между Бугазским и Витязевским лиманами, положение берега не испытывает значительных изменений, и уровень, вероятно, относительно стабилен.

Предполагаемое поведение относительного уровня можно связать только с изменениями характера тектонических процессов вдоль побережья пересыпи. Высказанные соображения коррелируют с выводами Измайлова [2], согласно которым сегменты берега в пределах Бугазского и Витязевского лиманов постепенно погружаются, тогда как район Благовещенского останца, наоборот, испытывает слабое поднятие. Заметим также, что Каплин с соавторами [3] рассматривают весь сегмент Анапской пересыпи как область опускания (со скоростью от долей мм до первых мм в год).

Далее попытаемся объяснить наблюдаемое поведение берегов с помощью модели берегового барьера, развивающегося в условиях повышения относительного уровня моря.

МОДЕЛЬ БЕРЕГОВОГО БАРЬЕРА

Тенденции развития аккумулятивного берега во многом зависят от уклона его профиля $\overline{\beta}$ по отношению к уклону β_S поверхности субстрата, на которой формируется аккумулятивное тело [8, 13]. В контексте рассматриваемой проблемы нас интересует эволюция берега при повышении уровня моря в двух основных случаях: 1) уклоны β_S и $\overline{\beta}$ близки друг к другу; 2) уклон β_S заметно меньше $\overline{\beta}$.

Схемы соответствующих вариантов показаны на рис. 2. Подъем уровня вызывает перемещение аккумулятивного тела по поверхности субстрата. Допустим, что геометрия профиля берега при этом не меняется (свойства осадков и волновой климат остаются постоянными). Тогда в первом случае (рис. 2а) осадочный материал должен транспортироваться как вверх, так и вниз по склону, обеспечивая нулевой бюджет наносов в пределах активного профиля. Это хорошо известный вариант эволюции по схеме Брууна [12].

Во втором случае (рис. 2б) мы имеем дело с береговым барьером или баром [1, 13], который перемещается в сторону суши вслед за подъемом

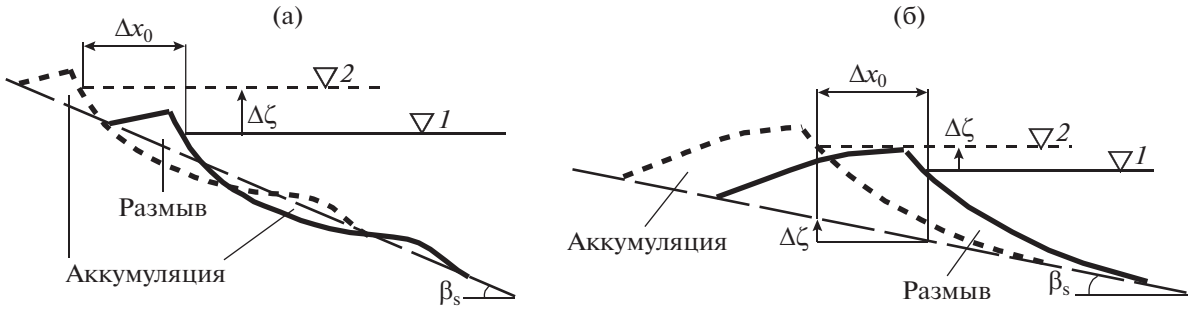

Рис. 2. Перемещение профиля аккумулятивного тела при повышении относительного уровня моря: (а) – уклоны субстрата β_S и берегового склона близки друг к другу, (б) – уклон субстрата заметно меньше уклона берегового склона. *1* и *2* – последовательные положения уровня, изменение которого на величину $\Delta\zeta$ вызывает смещение берега на расстояние Δx_0.

уровня и как бы "скользит" по поверхности субстрата. Осадочный материал переносится вверх по склону, причем основным механизмом его транспортировки служит перелив через гребень бара при экстремальных штормах.

Для оценки скорости смещения берега при изменениях уровня моря воспользуемся законом сохранения массы, который может быть записан в форме [7, 8]:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = Er - Ac + w, \tag{1}$$

где h – глубина воды, t – время, Er и Ac – скорости размыва и аккумуляции, обусловленные волновым воздействием, $w = \partial\zeta/\partial t$ – скорость изменения уровня ζ. Интегрирование (1) по длине активного профиля l_X приводит к уравнению

$$z_c \frac{\partial x_0}{\partial t} = \frac{\partial S}{\partial t} - h_* \frac{\partial x_*}{\partial t} + B - wl_X \tag{2}$$

(детали изложены в [7, 8]). Здесь x_0 и x_* – положения береговой линии и глубины замыкания h_*, ограничивающей активную часть профиля со стороны моря, z_c – максимальное возвышение пляжа, S – площадь поперечного сечения профиля, B – бюджет наносов, представляющий разность объемов эрозии и аккумуляции в пределах профиля за единицу времени. Величина $\partial x_0/\partial t$ отражает скорость смещения береговой линии и считается отрицательной, если берег отступает в сторону суши.

Свойства берегового профиля предполагаются неизменными, т.е. он сохраняет форму и перемещается как единое целое. Следовательно, $\partial S/\partial t = 0$ и $\partial x_*/\partial t = \partial x_0/\partial t$, и уравнение (2) принимает вид

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = \frac{B - wl_X}{z_c + h_*}. \tag{3}$$

В случае эволюции по Брууну, бюджет наносов, как уже указывалось, сбалансирован ($B = 0$), и скорость смещения берега определяется из (3) как

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = -\frac{w}{\overline{\beta}}, \quad \overline{\beta} = \frac{z_A}{l_X}, \quad z_A = z_c + h_*, \tag{4}$$

где z_A – высота активного профиля. Соотношение (4) выражает правило Брууна, согласно которому, горизонтальное смещение берега прямо пропорционально изменению уровня моря и обратно пропорционально среднему уклону профиля $\overline{\beta}$.

В случае берегового барьера бюджет наносов не может быть сбалансирован. Дело в том, что продвижение данной формы обеспечивается исключительно выносом наносов с берегового склона через гребень в тыловую часть барьера. Соответственно берег здесь развивается в условиях постоянного дефицита бюджета ($B < 0$). Баланс восстанавливается только при стабилизации уровня моря, когда вынос материала с берегового склона прекращается.

Как видно на рис. 2б, при подъеме уровня на величину $\Delta\zeta$ постоянство формы профиля может быть обеспечено только при перемещении барьера на расстояние $\Delta x_0 = \Delta\zeta/\beta_S$. Следовательно, скорость движения барьера должна определяться соотношением

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = -\frac{w}{\beta_S}, \tag{5}$$

которое, очевидно, представляет аналог правила Брууна (4) в условиях, когда уклон субстрата значительно меньше уклона профиля песчаного тела ($\beta_S \ll \overline{\beta}$). Из уравнений (3) и (5) следует, что величина B, отражающая в данном случае дефицит наносов за счет их выноса через гребень барьера, оценивается как

$$B = z_A w\left(\frac{1}{\overline{\beta}} - \frac{1}{\beta_S}\right). \tag{6}$$

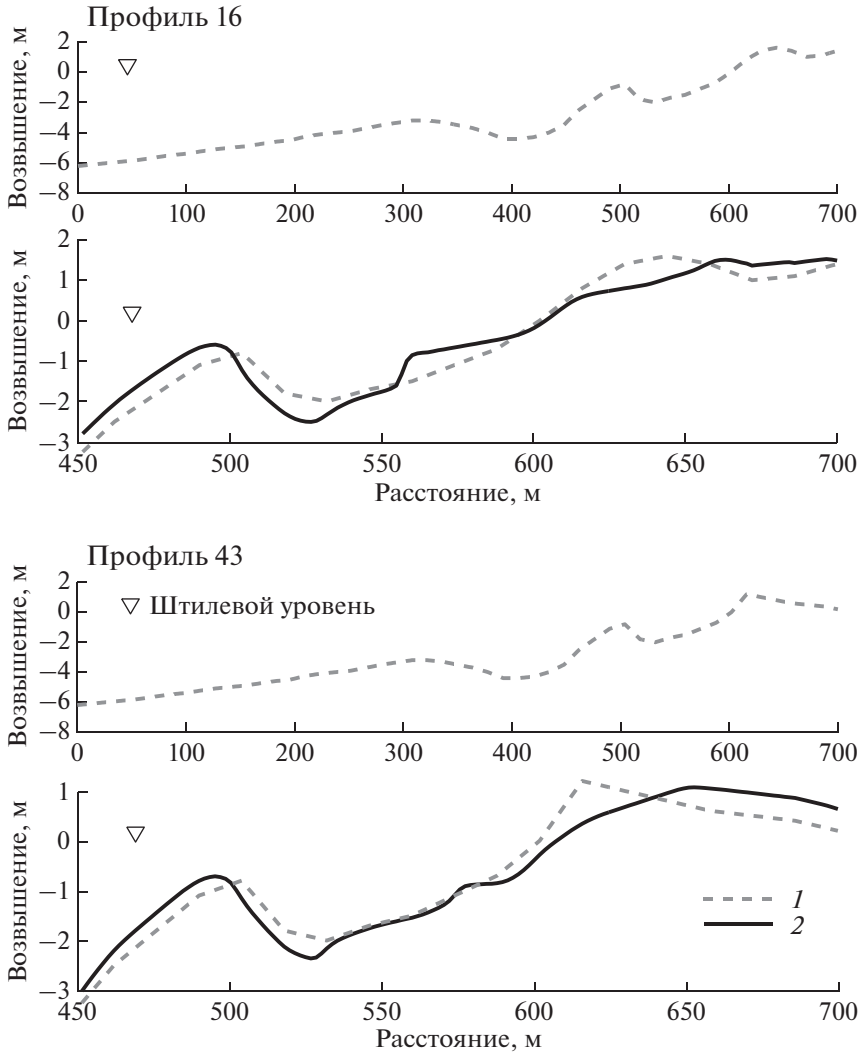

Рис. 3. Штормовые деформации профиля берега в районах Витязеской и Бугазской и пересыпей (профили 16 и 43 соответственно) при воздействии экстремального западного шторма. *1* и *2* – профили дна до и после шторма.

Абсолютное значение B возрастает с увеличением различия уклонов β_S и $\overline{\beta}$, а при их совпадении B становится равным нулю.

Применим модель берегового барьера к районам Бугазской и Витязевской пересыпей, полагая, что параметры берегового профиля $\overline{\beta}$ и z_A здесь можно охарактеризовать величинами порядка 10^{-2} и 10 м. Если допустить, что уклон субстрата β_S имеет порядок 10^{-3}, то, согласно уравнению (5), наблюдаемая скорость отступания берегов $\partial x_0/\partial t$ порядка -1 м/год, может быть достигнута при скорости подъема уровня w порядка 1 мм/год. Что касается дефицита материала B на морском береговом склоне, то, согласно (6), он должен составлять порядка -10 м^3 м$^{-1}$ год$^{-1}$. Приведенные величины выглядят достаточно реалистично.

Как видно на рис. 1, в восточной части Витязевской пересыпи результирующий поток наносов уменьшается от 120 тыс. м^3/год до 0 на расстоянии около 9 км. Иначе говоря, разгрузка потока обеспечивает поступление материала на данный участок в объеме примерно 13 м^3 м$^{-1}$ год$^{-1}$, если поток насыщенный. Учитывая общий дефицит материала, снизим приведенную оценку вдвое, до 6 м^3 м$^{-1}$ год$^{-1}$. В этом случае разгрузка потока, очевидно, не будет покрывать убыль материала, обусловленную повышением относительного уровня моря (-10 м^3 м$^{-1}$ год$^{-1}$), и берег будет отступать. Это в еще большей мере относится к району Бугазской пересыпи, где градиент вдольберегового потока незначителен (рис. 1), и разгрузка потока почти не влияет на темп отступания берегового барьера за счет повышения уровня.

Таким образом, гипотеза о повышении относительного уровня моря вкупе с моделью берегового барьера способна дать количественное объяснение наблюдаемого поведения берегов. Далее выясним, каким образом перемещение барьера может осуществляться на конкретных участках пересыпи.

ШТОРМОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ БЕРЕГОВОГО БАРЬЕРА

Транспортировка наносов с переднего склона в тыловую часть барьера в процессе его перемещения осуществляется, как правило, двумя основными механизмами – переливом через гребень вала при экстремальных штормах и эоловым переносом. В данном случае сфокусируем внимание на первом механизме и попытаемся показать, как он реализуется практически. Для этого промоделируем штормовое воздействие на участки берега, испытывающие рецессию. Один из выбранных участков относится к Витязевской пересыпи (профиль 16), а другой – к Бугазской (профиль 43). Положение профилей показано на рис. 1, а их вид представлен на рис. 3.

Моделировалось воздействие экстремального западного шторма длительностью 12 ч. Высота волн $\bar{H} = 3.1$ м и период $\bar{T} = 8.5$ с соответствуют максимальным значениям параметров в таблице волнений. Предполагалось, что шторм сопровождался нагоном, высота которого составляла 0.5 и 0.8 м для профилей 43 и 16 соответственно (разница связана с различием экспозиции берега по отношению к направлению ветра и волн).

Результаты расчетов показывают, что штормовые волны вызывают перелив воды через гребень берегового вала или авандюны (рис. 3). Переливный поток размывает мористый склон авандюны и переносит материал в ее тыловую часть, в результате чего береговая линия и гребень авандюны смещаются вглубь суши. Отступание берега за один экстремальный шторм оценивается первыми десятками метров.

В периоды относительных затиший пляж, вероятно, в значительной мере восстанавливается за счет материала, приносимого к берегу волнами зыби. Авандюна также может увеличиваться в объеме за счет эолового притока материала к ее подножью. Однако гребень дюны едва ли может вернуться в прежнее положение, и изменения, вызванные экстремальным штормом, скорее всего, необратимы, тем более, в условиях постепенного повышения уровня.

Таким образом, полученные результаты показывают возможность действия механизма, обеспечивающего продвижение берегового барьера, по крайней мере, на пониженных участках пересыпи. На участках с большей высотой авандюны движение барьера может определяться как гидродинамическими, так и эоловыми процессами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного исследования приводят к выводу, что вдольбереговое перемещение наносов не является главным фактором динамики берегов Анапской пересыпи. Несмотря на условия, благоприятствующие аккумуляции вследствие разгрузки потоков, берега в основном отступают. Одна из вероятных причин заключается в подъеме относительного уровня моря за счет, главным образом, тектонических процессов, обусловливающих опускание определенных сегментов прибрежной суши. Модель берегового барьера, следующего за повышающимся уровнем, позволяет в какой-то мере объяснить наблюдаемое поведение берегов в районах Бугазской и Витязевской пересыпей. В районе Анапа–Джемете основным фактором, способствующим отступанию берегов, является антропогенное воздействие, вызывающее деградацию пляжа и дюнного пояса [4]. Размыв Анапского пляжа, кроме того, обусловлен природными процессами, способствующими выносу материала пляжа вдольбереговым потоком в западном направлении.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0005) при частичной поддержке РФФИ (гранты № 18-55-3402 Куба_т и № 18-05-00741).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
2. *Измайлов Я.А.* Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Книга 1. Анапская пересыпь. Сочи: Лазаревская полиграфия, 2005. 174 с.
3. *Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г.* Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.
4. *Косьян Р.Д., Крыленко В.В.* Современное состояние морских аккумулятивных берегов Краснодарского края и их использование. М.: Научный мир, 2014. 256 с.
5. *Крыленко В.В.* Новые данные по динамике морского берега Анапской пересыпи // Океанология. 2015. Т. 55. № 5. С. 821–828.
6. *Крыленко В.В., Косьян Р.Д., Кочергин А.Д.* Закономерности формирования гранулометрического состава донных и пляжевых отложений Анапской пересыпи // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1123–1134.
7. *Леонтьев И.О.* Моделирование эволюции берегового профиля на временных масштабах от десятков до тысяч лет // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 588–599.

8. *Леонтьев И.О.* Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 с.

9. *Леонтьев И.О.* Потоки наносов вдоль юго-восточного побережья Балтики // Геоморфология. 2015. № 1. С. 70–76.

10. *Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю.* Моделирование штормовых деформаций песчаного берега (на примере восточной части Финского залива) // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 147–158.

11. Российский морской регистр судоходства. Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей / Под ред. Лопатухина Л.И. и др. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 2006. 452 с.

12. *Bruun P.* The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usages // J. of Coastal Res. 1988. V. 4. № 4. P. 627–648.

13. *Cowell P.J., Roy P.S., Jones R.A.* Simulation of large-scale coastal change using a morphological behavior model // Marine Geol. 1995. V. 126. P. 45–61.

Modelling of Coastal Dynamics of the Anapa Bay-Bar

I. O. Leont'yev[a, #], T. M. Akivis[a, ##]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

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

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

Trend of recent development of the Anapa bay-bar is considered on a base of sediment transport and morphodynamic processes modeling. It is shown that alongshore sediment transport does not have a crucial influence on the coastal dynamics. The most of coastlines undergo degradation in spite of accumulation due to unloading of the longshore sediment flux. The probable reason is the relative sea level rise due mainly to tectonic processes. The proposed model of the coastal barrier following the sea level move explains to certain extent the observed trends.

Keywords: longshore sediment flux, accretion, coast recession, sea-level rise, model of coastal barrier

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 323–330

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.435.32,551.435.36;262.5

ОБРАЗОВАНИЕ НОВОГО ОСТРОВА У БЕРЕГОВ КРЫМА

© 2020 г. Ю. Н. Горячкин[1, *, **], Р. Д. Косьян[2, *]**

[1]Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

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

**e-mail: yngor@yandex.ru*

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

****e-mail: rkosyan@hotmail.com*

Поступила в редакцию 05.03.2019 г.
После доработки 05.11.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

Рассмотрена современная динамика Бакальской косы (северо-западный Крым), дистальная часть которой в 2010 г. отделилась и превратилась в остров. Показано что в последние 200 лет к востоку и западу от нее отмечалось отступание береговой линии. На основе анализа спутниковых данных и геодезических съемок установлено, что в последние 30 лет дистальная часть косы сместилась в северо-восточном направлении на 300 м, западная ветвь косы сместилась к востоку на 160 м. После отделения острова Песчаный, его площадь составляла 0.56 км^2, к 2018 г. она сократилась до 0.31 км^2. Ширина образовавшегося пролива составляет около 1 км. Сделано предположение, что к образованию острова в условиях уменьшения притока наносов привело усиление штормовой активности и аномально высокий уровень Черного моря в предшествующий период.

Ключевые слова: Черное море, береговая зона, аккумулятивные острова, Бакальская коса

DOI: 10.31857/S0030157420020033

Берега полузамкнутого Черного моря слабо изрезаны. Немного и островов, которые по происхождению можно разделить на два типа: материковые (отделившиеся от коренной суши) и аккумулятивные, образовавшиеся вследствие накопления донных наносов. Поскольку в различных источниках площади островов значительно разнятся, иногда на порядок, в настоящей работе приводятся площади, рассчитанные авторами с помощью инструмента “многоугольник” на спутниковых снимках сервиса “Google Earth”.

Материковые острова в Черном море прилежат к абразионным берегам и имеют небольшие размеры. Пять из семи болгарских островов расположены в Бургасском заливе, они названы в честь святых Ивана, Петра, Анастасии, Кирика и Фомы. Среди них только первый имеет площадь около 0.3 км^2, остальные существенно меньше. К ним можно отнести и о. Змеиный – единственный удаленный на достаточно большое расстояние от материка (около 33 км, площадь – 0.15 км^2), и о. Березань (0.2 км^2). На анатолийском побережье Турции самый большой – о. Кефкен (0.1 км^2), более мелкие о. Гиресун и о. Ореке, здесь же имеются совсем небольшие островки – фактически скалы-останцы. Такие же скалы прилежат и к береговой линии РФ, на южном побережье Крыма – Эльчин-Кая и др. (скалы-корабли), Золотые ворота (Шейтан-Капу), Адалары и др.

Существенно бóльшими размерами отличаются аккумулятивные острова, наибольшее число из которых прилежит к аккумулятивным берегам северо-западной части Черного моря. Из них выделяется крупнейший – о. Джарылгач, площадь которого достигает 60 км^2 и о. Долгий – бывшая дистальная часть Покровской косы на Кинбурнском п-ве (4.5 км^2). Остров Джарылгач в настоящее время отделен от материка только одной узкой промоиной (25–50 м), иногда замываемой, в корневой части бывшей Джарылгачской косы. Кроме перечисленных, можно отметить в северо-западном Крыму Лебяжьи о-ва и бывшие Конджалайские о-ва, превратившиеся относительно недавно, в конце XX в., в Сергеевскую пересыпь; о. Сакалин в Румынии, периодически соединяющийся с одноименной косой; о. Утриш южнее Анапы и о. Суджук у Новороссийска. Имеются и более мелкие аккумулятивные формы, обособленные от суши.

В отличие от материковых островов, которые уже в силу своего происхождения мало меняют свою форму и размеры, аккумулятивные острова чрезвычайно подвижны не только на исторических масштабах, но и в течение межгодовых и се-

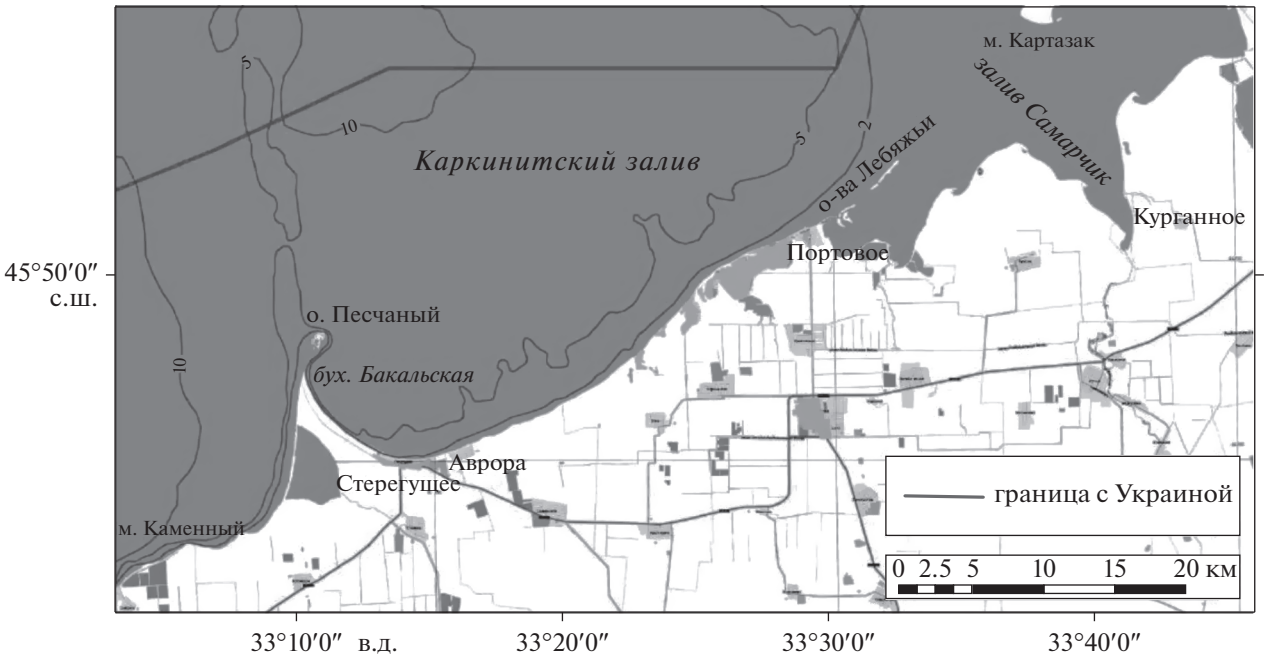

Рис. 1. Карта северо-западной части Крымского полуострова.

зонных штормовых циклов. Тем не менее, появление нового острова – событие не рядовое и особенно интересное тем, что дает представление о современных процессах в береговой зоне Черного моря.

Цель данной работы – дать информацию о динамике Бакальской косы (Западный Крым) в последние десятилетия и превращении ее дистальной части в остров, третий по площади в Черном море и первый у черноморского побережья РФ. В работе использовались данные полученные в ходе экспедиций Морского гидрофизического института РАН и Южного отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в период 2007–2018 гг. Особенно плодотворными явились исследования, выполненные в июне 2018 г. [3]. В состав работ входили: геодезические съемки с использованием GPS приемников, аэросъемки с использованием беспилотного летательного аппарата (БПЛА), [12] повторные эхолотные промеры [15], отбор проб с пляжа и берегового склона на гранулометрический состав [13] и состав зообентоса [11], повторные геоморфологическое обследования. Выполнялись исследования течений в районе Бакальской косы [5]. Кроме этого, привлекались материалы спутниковых и аэрофотосъемок, наблюдения на створах [4].

Длина береговой линии Бакальской косы, расположенной на северо-западном побережье Крымского п-ва в Каркинитском заливе (рис. 1), составляет сейчас 14.5 км (до отделения дистальной части – 18.2 км). Сама коса и прилегающая акватория имеют статус ландшафтно-рекреационного парка регионального значения. Бакальская коса до отделения острова морфологически представляла собой свободную причлененную двойную аккумулятивную форму длиной около 8 км. В настоящее время длина косы, ориентированной с юга на север, – 5.7 км, что меньше основания (6.6 км), и не позволяет отнести ее к свободным. Обе ветви косы сложены песчаными наносами, в состав которых входит большое количество биогенного материала (ракуши) [1, 11]. В корневой части они примыкают к интенсивно размывающемуся клифу, сложенному толщей бурых плиоценовых и четвертичных глин, между обеими ветвями расположено Бакальское соленое озеро. Площадь и глубины озера постоянно меняются в связи с сезонной и межгодовой изменчивостью его водного баланса.

Впервые Бакальскую косу обстоятельно исследовал и дал ее описание основоположник советского береговедения Зенкович [7]. В этой работе он высказал предположение о ее генезисе и дальнейшем развитии. Происхождение Бакальской косы и одноименной банки связывалось с внешней блокировкой берега, происходящей вследствие сужения Каркинитского залива и уменьшения его глубин в восточном направлении. В.П. Зенкович считал, что на момент обследования (середина 40-х гг. XX в.) коса достигла максимальных размеров. Он писал: “Мы вправе считать так потому, что современное строение подводного склона и у тела косы, и у прилегающих участков берегов дает явные указания на ограниченное питание новым материалом, кото-

рое вряд ли даже может компенсировать потерю наносов на истирание". Эволюцию косы в будущем В.П. Зенкович связывал с перемещением ее тела к востоку и отступанием к югу дистального конца. Он отмечал, что при отсутствии поступления наносов коса не может являться устойчивой, так как на ее дистальном конце неизбежно будет происходить размыв. При этом он указывал на важность двух независимых друг от друга процессов, которые и определяют за данный период времени темп нарастания или отступания косы: а) перемещение материала к оконечности косы по ее западному краю (ветры юго-западные и западные) и б) перемещение материала от оконечности косы к югу вдоль ее восточного края (ветры северо-западных и северных румбов).

Долгое время, более 50-ти лет, до начала XXI в., регион Бакальской косы практически, не упоминался в научных публикациях. Однако резкие изменения, произошедшие в нулевых годах текущего столетия в этом районе, привлекли внимание исследователей. Непосредственным поводом явилось обращение к ученым властей Крыма, обеспокоенных разрушением инфраструктуры рекреационной зоны косы в ходе штормов 2007 г. С тех пор Морской гидрофизический институт РАН, а с 2017 г. и Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН проводит здесь мониторинговые наблюдения [3].

Сделанный нами качественный анализ старинных карт, начиная с 1817 г., показывает, что в последние 200 лет к востоку и западу от Бакальской косы отмечалось отступание береговой линии, одновременно шел процесс закрытия заливов пересыпями. Так Конджалайские о-ва превратились в Сергеевскую косу, обособив морской залив в Андреевский лиман. Некогда существовавшее с. Сергеевка (в 8 км северо-восточнее нынешнего пос. Стерегущее) в 40-х гг. прошлого столетия поглотило море. В 80-х гг. то же случилось и с. Андреевка, находившемся на пересыпи, отделяющей Андреевский лиман от моря. Здесь в настоящее время асфальтированная дорога упирается прямо в море.

На наиболее ранней карте, сделанной на основе топографических съемок (1817 г.), прямолинейная оконечность Бакальской косы показана резко сужающейся в дистальной части. Карта 1842 г. показывает дисталь косы, загнутой в виде крючка, а в 1865 г. как утончающийся крючок, загнутый под 45° к основному телу косы. Впервые коса названа Бакальской на карте 1897 г., а ее оконечность обозначена как Песчаный нос (Кыян-Мурун). На подробной карте 1941 г. в масштабе 1 : 100000, дистальная часть косы уже показана не в виде сужающейся стрелки, а в виде каплеобразного полуострова, загнутого к востоку. Также она изображалась и на всех последующих картах, вплоть до самой подробной на сегодняшний день топографической карты Крыма в масштабе 1 : 50000, которая отображает Крымский полуостров по состоянию местности на 1989 г.

Контактные измерения и спутниковые снимки сверхвысокого разрешения показывают, что в западной корневой части Бакальской косы в месте ее примыкания к активному глинистому клифу в нынешнем веке наблюдается значительное отступание. Измерения в находящемся здесь створе показывают, что между 2002 и 2018 гг. берег отступил на 54.3 м со средней скоростью 3.2 м/год. Причем, если в период 2002–2008 гг. средняя скорость отступания составляла 2.3 м/год, то в период 2008–2018 гг. (период резких изменений на дистали и образования острова) она возросла до 3.7 м/год. Сравнение спутниковых снимков 2003 и 2016 гг. показывают потерю площади величиной 26 000 м^2 на протяжении около 700 м в западной корневой части косы, что дает среднее отступание 37 м (2.8 м/год). Юго-западнее западной корневой части косы скорость отступания глинистого клифа за тот же период значительно меньше – около 0.7 м/год, что фактически совпадает с более ранними оценками, сделанными в [8, 17].

В корневой части восточной ветви косы количественно определить изменения береговой линии затруднительно. Анализ спутниковых данных не дает выраженных изменений. Формально между 1995 и 2019 гг. (по данным одного створа) берег выдвинулся на 2 м, однако это меньше величины межгодовых изменений. В целом, видимо, береговая линия здесь относительно стабильна, вместе с тем к востоку от корневой части восточной ветви за последние 10 лет обнаруживаются явные признаки нарастания берега за счет развития фитоберегов, образующихся за счет массового отмирания Zostera marina. Это эффект был ранее описан в [6].

Анализ спутниковых снимков высокого разрешения серии Landsat в период 1984–2009 гг. в районе Бакальской косы позволил определить, что за это время дистальная часть косы сместилась в северо-восточном направлении на 300 м, при этом наблюдалось уменьшение ширины косы в районе перешейка, соединяющего основное тело косы с дистальной частью (рис. 2). В то же время западная ветвь косы сместилась к востоку на 160 м, восточная – на 100 м, а на самой пересыпи неоднократно образовывались прораны. За этот период дистальная часть неоднократно отделялась от основного тела косы промоинами шириной до 50–100 м. Первое отделение острова от основного тела косы было отмечено в декабре 1997 г. Тогда остров просуществовал вплоть до мая 1998 г. В мае 1999 г. образовался новый проран в теле косы, он просуществовал два месяца.

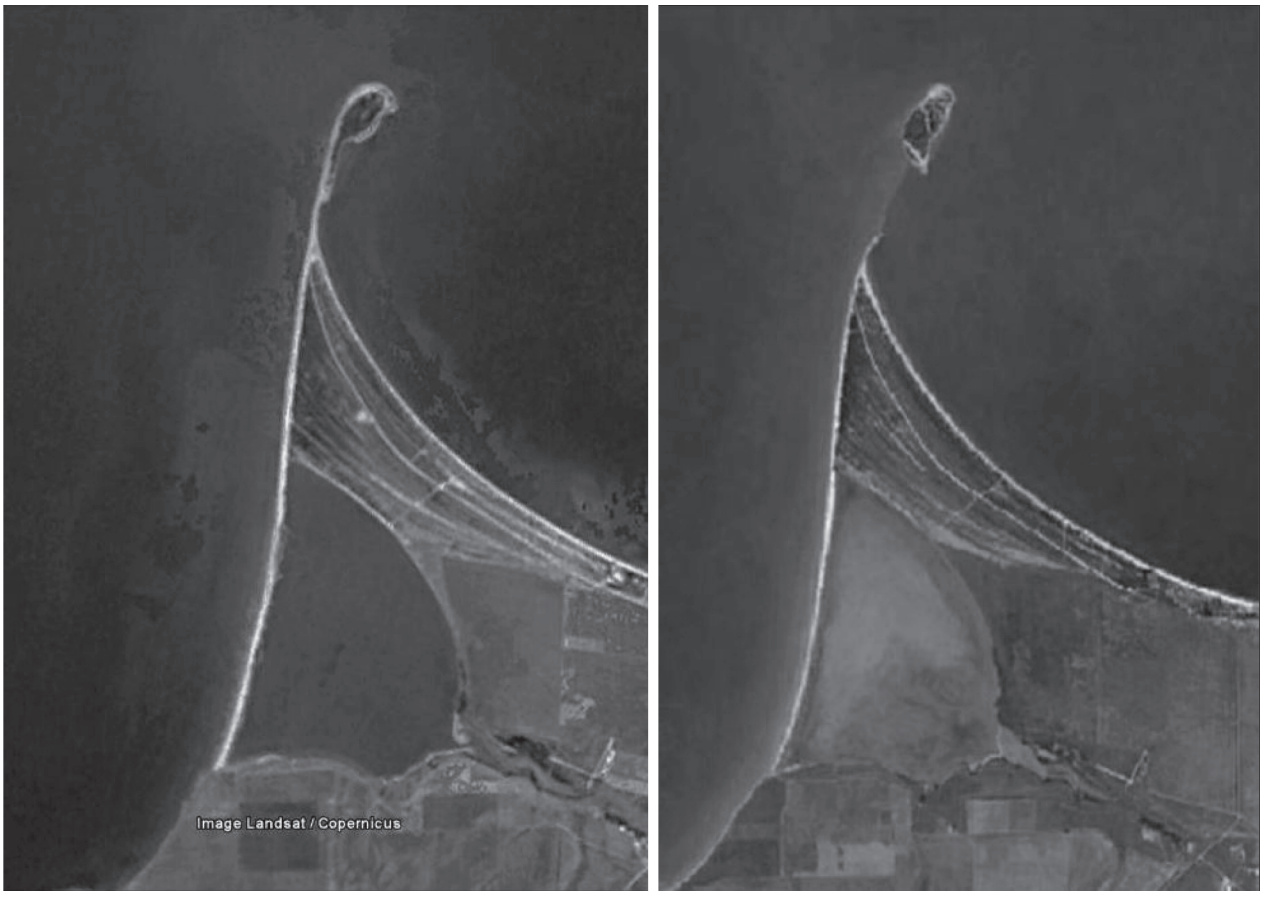

Рис. 2. Бакальская коса из космоса (спутник LANDSAT). Слева – 1984 г., справа – 2018 г.

Следующее отделение острова произошло в марте 2000 г., после чего остров просуществовал более полугода. В продолжение последующих двух лет конфигурация и положение дистальной оконечности косы оставались относительно стабильными. Новый этап переформирования дистальной оконечности косы начался летом 2003 г., когда было отмечено перемещение наносов с запада на северо-восток оголовка косы, а перешеек стал приобретать нестабильную S-образную форму. Следующие семь лет эволюция дистальной оконечности Бакальской косы характеризовалась истончением ширины перешейка с дестабилизацией формы (попеременные изменения формы с прямолинейной на изогнутую) и изменением конфигурации оконечности косы (размыв с северо-запада, нарастание аккумулятивных форм к северо-востоку и юго-востоку с последующим их размывом). В 2007–2009 гг. этот процесс активизировался. Факт надвигания западной ветви пересыпи на озеро подтвердился находками на урезе озерных иловых отложений.

Расчеты по математической модели XBeach показали, что гидродинамические условия, которые могут приводить к отделению дистальной части от основного тела косы, формируются при набегании волн с запада, запада–северо-запада и северо-запада [16]. Контактные наблюдения, сделанные нами с помощью геодезических GPS систем, показывали, что каждый раз после цикла отделения-восстановления ширина перешейка уменьшалась. К лету 2010 г. она составляла всего 10–12 м, а конфигурация перешейка приняла резко выраженную *S*-образную форму, что говорило об одновременном гидродинамическом воздействии как с востока, так и запада.

Наконец, в сентябре–октябре 2010 г. произошло окончательное отделение дистальной части и превращение ее в остров [3]. Ширина образовавшегося пролива быстро нарастала и уже к лету 2011 г. составила 850 м. Эхолотный промер, проведенный нами в сентябре 2011 г., показал, что максимальная глубина в промоине достигала 3 м. К 2014 г. ширина разделившего косу пролива достигла 1 км. В последние пять лет расстояние составляет около 0.9–1.0 км (рис. 2). Промер, проведенный в июне 2018 г., показал, что глубина в промоине составляет 3–6 м (рис. 3), а площадь острова, по данным аэрофотосъемки БПЛА, 0.31 км^2. Длина и конфигурация новой оконечно-

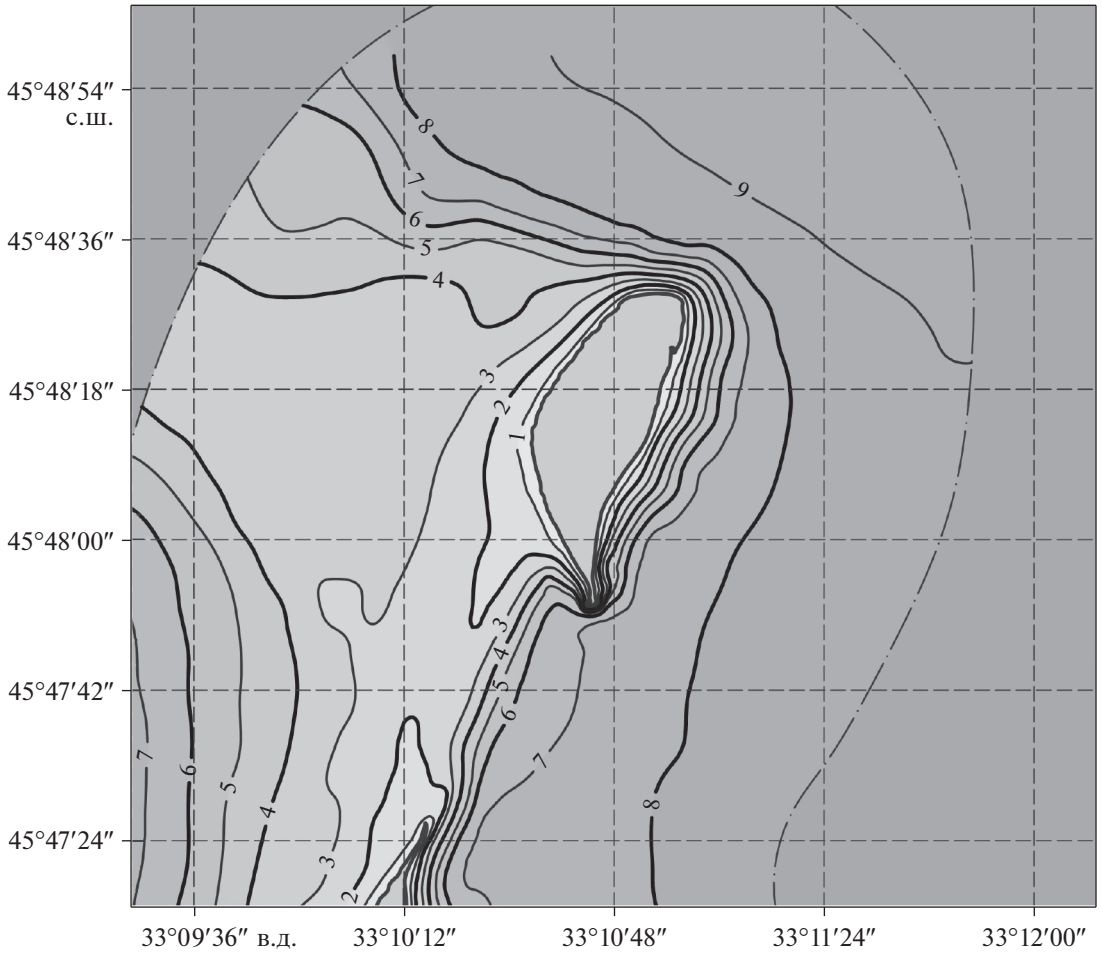

Рис. 3. Рельеф дна вокруг о. Песчаный по данным промера 2018 г.

сти косы быстро меняется. Так, уже в июле 2018 г. она увеличилась на 150 м, а к июню 2019 г. почти на столько же уменьшилась.

Мы считаем логичным называть новый остров Песчаным, поскольку на навигационных картах крайний мыс на бывшей дистальной части косы обозначался этим именем. Собственно, местные жители так его и называют в настоящее время. После отделения острова Песчаный, вдольбереговой поток наносов стал уходить в образовавшуюся промоину и перестал его достигать. С этого момента объем и площадь его надводной части неизменно сокращаются. Современный вид дистальной части косы и острова представлены на рис. 4 и 5.

По спутниковым снимкам серии *Landsat* был произведен расчет значений площадей острова в период с 2010 по 2018 гг. Первоначально образовавшийся остров имел площадь 0.56 км^2. За следующие 8 лет она сократилась более чем на 0.2 км^2, или на 36% от первоначальной. Наиболее активное сокращение площади было в 2011 и 2017 гг. (около 0.06 км^2 в год). Остров Песчаный, как и ранее дистальная часть Бакальской косы, смещается к северо-востоку. Дополнительным подтверждением этого является тот факт, что маячный знак высотой 15 м в 2007 г. находился в 58 м от уреза, в декабре 2013 г. он находился уже в море в 16 м от уреза, а в 2015 г. был опрокинут и разрушился. Смещение западного берега к востоку в последние годы ускорилось, а рост северной и восточной частей практически прекратился. Съемка 2019 г. показала, что остров продолжает сдвигаться в северо-восточном направлении, при этом в восточной его части отмечается размыв, что представляется естественным, поскольку остров мигрирует в сторону бóльших глубин. На отделившемся острове к настоящему времени сформировались обширные колонии гнездящихся птиц, недоступные для наземных хищников [14].

Бакальская коса подвержена весьма активному гидродинамическому воздействию, поэтому динамика ее аккумулятивных образований зависит от режима волнения и уровня моря, периоды преобладания аккумуляции сменяются периода-

Рис. 4. Вид на дистальную часть Бакальской косы и о. Песчаный (июнь 2017 г.).

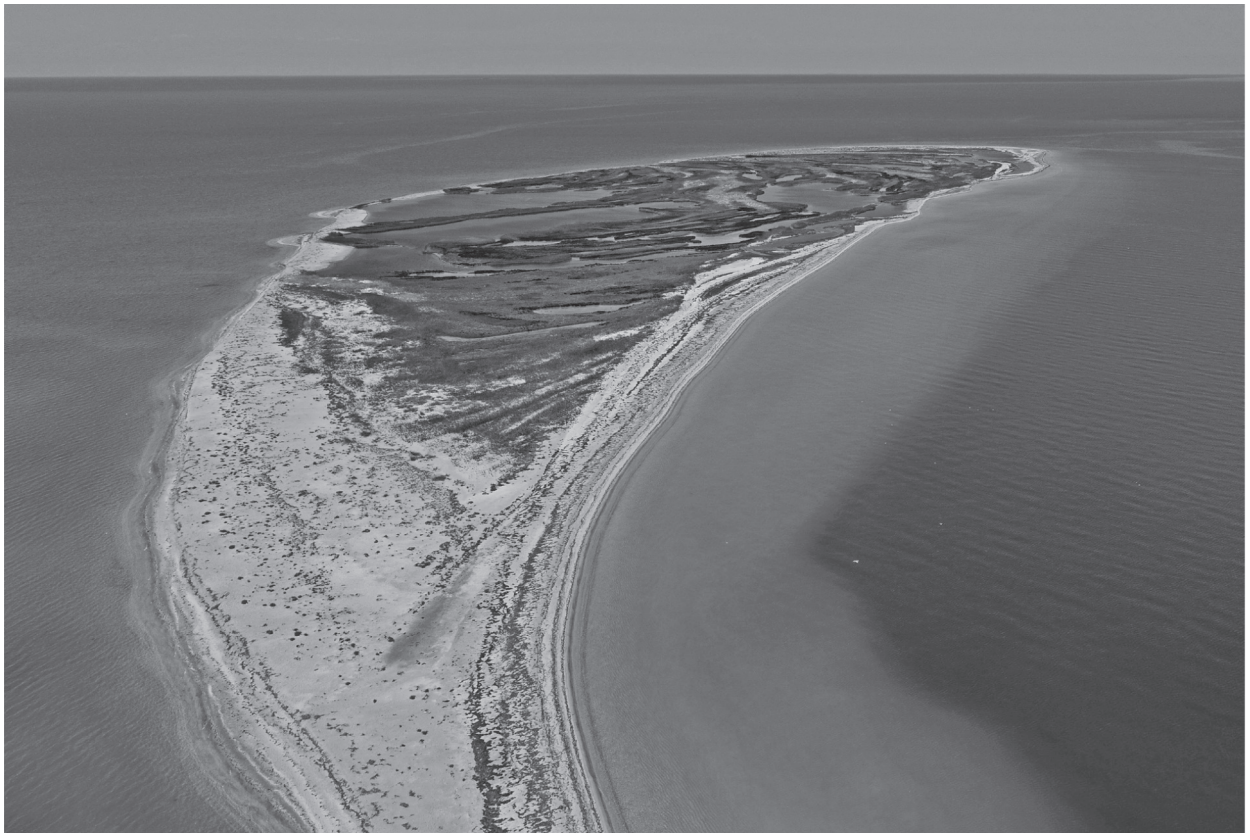

Рис. 5. Вид на о. Песчаный (июнь 2018 г.). Фото В.В. Крыленко.

ми преобладания размыва. Согласно имеющимся данным, в 60–70-е гг. и до середины 80-х гг. 20 в. здесь происходил размыв, а в последующее время рост аккумулятивных форм [10]. Спутниковые данные показывают, что в период с 1984 по 1997 гг. происходили небольшие смещения положения береговой линии Бакальской косы, очевидно связанные с сезонными изменениями штормового режима.

Анализ гидрометеорологических условий по данным близлежащей гидрометеорологической станции "Черноморское" показал, что в течение 2005–2010 гг. отмечалось значительное возрастание повторяемости штормовых западных и юго-западных ветров, при существенном уменьшении повторяемости ветров северо-западных и северных румбов. Немаловажно, что этот период совпал с ростом среднего уровня Черного моря, который в 2010 г. достиг своего максимума за все 150 лет наблюдений. Из внешних условий отметим, что в районе Бакальской косы и на Бакальской банке, начиная с 2007 г. проводилась незаконная, а с 2015 г. и по настоящее время лицензионная добыча песка в промышленных масштабах, следы которой видны даже из космоса. Возможно, что все эти факторы в совокупности, наряду с быстрым смещением дистальной части в сторону бóльших глубин и стали причиной отделения дистальной части Бакальской косы и превращения ее в остров, который существует уже 9 лет (рис. 2). Конфигурация дистальной части сейчас внешне похожа на существовавшую в XIX в.

Очевидно, что коса в настоящем состоянии является отмирающей аккумулятивной формой, наряду с такими же формами, как, например, косы Тузла и Суджук. Первая до 1925 г. существовала как единое целое с Таманским полуостровом. В ноябре 1925 г. во время сильного шторма юго-западного румба произошел прорыв в корневой части косы с образованием промоины шириной до 300 м, которая уже к 1926 г. выросла до 1 км, а в дальнейшем увеличилась до 3 км, в результате чего образовался о. Тузла [9]. Остров Суджук, по-видимому, отделился гораздо раньше, вероятно в XIX веке. В обоих случаях причиной отделения было истощение запасов наносов в области питания кос.

В заключение отметим, что образование нового острова, а точнее исчезновение перешейка, наряду с блокированием северо-крымского канала уже существенно изменило гидродинамический и гидрологический режим Каламитского залива, что требует отдельного изучения. Можно также предположить, что при существующей тенденции смещения о-ва Песчаный в сторону больших глубин и в условиях продолжающейся добычи песка он долго не просуществует. Прогноз В.П. Зенковича в части смещения Бакальской косы к востоку оправдался, однако дальнейшего роста косы, который проходил в течении последних десятилетий, он не предполагал. Для научно обоснованного прогноза дальнейшего развития берегов в рассмотренном районе необходимо продолжить систематические литодинамические наблюдения и привлечь математические модели с наиболее полным учетом всех воздействующих факторов.

Источник финансирования: Исследования проводились в рамках работ по программам № 0149-2019-0014 и № 0827-2019-0004. Камеральная обработка полевых данных и анализ литературы поддержаны грантами РФФИ №18-05-80035 и № 19-05-00041.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горячкин Ю.Н., Гуров К.И.* Механический состав пляжевых наносов Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2017. № 3. С. 48–56.
2. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.* Новый остров в Черном море? // Доповіді Національної академії наук Україні. 2013. № 8. С. 100–104.
3. *Горячкин Ю.Н., Косьян Р.Д.* Бакальская коса – уникальный природный объект Крымского полуострова (обзор) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 5–14.
4. *Горячкин Ю.Н., Харитонова Л.В.* Динамика береговой линии в районе Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 22–30.
5. *Дивинский Б.В.* Гидродинамические условия вод в районе Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 31–39.
6. *Живаго А.В.* О береговых формах рельефа, создаваемых выбросами отмерших водорослей // Труды Института географии. 1948. Вып. 42. С. 142–153.
7. *Зенкович В.П.* Бакальская коса // Сб. труд. Института океанологии АН СССР. 1955. № 4. С. 86–101.
8. *Зенкович В.П.* Берега Черного и Азовского морей. М.: Изд-во геогр. лит., 1958. 371 с.
9. *Иванов В.А., Игнатов Е.И., Чистов С.В.* Происхождение, история развития и динамика косы Тузла // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. 2004. Вып. 10. С. 198–206.
10. *Клюкин А.А.* Экстремальные проявления неблагоприятных и опасных экзогенных процессов в XX веке в Крыму // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2005. Вып. 1. С. 27–38.
11. *Косьян А.Р.* Роль прибрежных моллюсков в формировании карбонатных осадков Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 81–91.
12. *Крыленко В.В., Крыленко М.В.* Высокоточная съемка рельефа Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 65–72.

13. *Крыленко М.В., Крыленко В.В.* Исследование гранулометрического состава пляжевых и донных отложений Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 40–49.
14. *Крыленко С.В., Крыленко В.В.* Оценка влияния трансформации дистальной части Бакальской косы на орнитофауну // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 73–80.
15. *Руднев В.И.* Особенности рельефа дна прибрежной зоны Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 4. С. 15–21.
16. *Фомин В.В., Алексеев Д.В., Харитонова Л.В.* Моделирование морфодинамики Бакальской косы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2013. Вып. 21. Т. 1. С. 374–380.
17. *Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.Д.* Карта средней скорости абразии и аккумуляции 1960–1994 гг. // Атлас охраны природы Черного и Азовского морей. СПб.: ГУНиО МО Российской Федерации. 2006. С. 44.

The Formation of a New Island Near the Crimea Coast

Y. N. Goryachkin[a, #, ##], R. D. Kosyan[b, ###]

[a] *Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*
[b] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[#] *e-mail: yngor@yandex.ru*
[##] *e-mail: yngor@mhi-ras.ru*
[###] *e-mail: rkosyan@hotmail.com*

Modern dynamics of the Bakal Spit (north-western Crimea),the distal part of which separated and became an islandin 2010, is considered. The coastline retreat has been noted east and west of itin the last 200 years. Based on the analysis of satellite data and geodesic surveys, it was established that in the past 30 years the distal part of the spit shifted to the northeast direction by 300 m, the western branch of the spit shifted to the east by 160 m. After the separation of the Peschaniyisland, its area was 0.56 km^2, it was reduced to 0.31 km^2 by 2018. The width of the formed strait is about 1 km. It was assumed that the formation of the island in the face of reduced sediment inflows was due to increased storm activity and an abnormally high level of the Black Sea in the preceding period.

Keywords: Black Sea, coastal zone, accumulative islands, Bakalskaya spit

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 331–333

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 581.526.32

БИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТЕЛЕУПРАВЛЯЕМОГО АППАРАТА “КОМАНЧ”

© 2020 г. С. В. Галкин[1, *], Т. Н. Даутова[2], К. В. Минин[1], К. Р. Табачник[1]

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

[2]Национальный научный центр морской биологии ДВО РАН, Владивосток, Россия

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

Поступила в редакцию 10.12.2019 г.
После доработки 10.12.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

В статье рассматриваются результаты исследований донной фауны, проведенные в северо- восточной части Тихого океана с использованием телеуправляемого аппарата “Команч”. Исследовано распределение доминирующих животных на вершинах и в верхней части склона четырех южных гайотов Императорского хребта.

Ключевые слова: Императорский хребет, донная фауна, Octocorallia, Hexactinellida, Echinoidea, телеуправляемый аппарат

DOI: 10.31857/S0030157420010116

С 2 июля по 23 августа 2019 г. Национальным научным центром морской биологии совместно с Институтом океанологии РАН была проведена комплексная экспедиция на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (86-й рейс). Целью экспедиции было исследование экосистемы Императорского хребта в северо-западной части Тихого океана. В части биологических исследований, основными задачами были: выявление состава, структуры и особенностей распределения донных сообществ гидробионтов на подводных горах и прицельный отбор биологических проб. Основным методом исследований были визуальные наблюдения с использованием телеуправляемого аппарата (ТПА) “Команч 18”. Наблюдения сопровождались фотосъемкой, видеозаписью и отбором образцов. Для измерения размеров животных и оценки их плотности использовалась лазерная шкала 10 см.

В ходе рейса в районе Императорского хребта было проведено 19 рабочих погружений ТПА “Команч 18”. Общая продолжительность погружений составила 95 ч 03 мин; чистое время пребывания на дне 51 ч 34 мин. В рейсе получено и обработано 1789 подводных фотографий и 49 ч 08 мин видеозаписи. Собранная фаунистическая коллекция составляет 679 единиц хранения.

Ландшафтно-экологическая обстановка и донная фауна были обследованы в области вершин и верхней части склонов подводных гор Коко (11 погружений), Джингу (4 погружения), Оджин (3 погружения) и Нинтоку (1 погружение) в диапазоне глубин от 338 до 2182 м (рис. 1). В ходе исследований на плато и склонах гайотов выявлено значительное биотопическое разнообразие, что отражается в неравномерном и сложном распределении отдельных таксонов и биотических комплексов.

Наибольшее ландшафтное и биотическое разнообразие было отмечено на горе Коко, характеризующейся большими размерами и диапазоном исследованных глубин. Здесь выделяется по меньшей мере 6 типов сообществ. Биоценотическое разнообразие на остальных горах ниже, что, видимо, связано с их меньшей изученностью.

Восьмилучевые кораллы (Octocorallia) и стеклянные губки (Hexactinellida) широко распространены на исследованных гайотах и встречались практически во всех погружениях. При этом распределение кораллов и губок очень неравномерно. Меньше всего представителей обеих групп отмечалось на осадочных фациях, однако в случае маломощного осадочного покрова для их прикрепления достаточно небольших камней или выступов подлежащей породы. На каменистых фациях обе группы предпочитают массивные формы рельефа, избегая мелкообломочных осыпей. Вероятно, определяющим фактором в распределении обеих групп является придонная гидродинамика. При этом, как показали наблюдения, далеко не всегда условия, оптимальные для кораллов, являются таковыми для губок и наоборот. В частности, во многих биотопах г. Коко, отличающихся высоким обилием и разнообразием

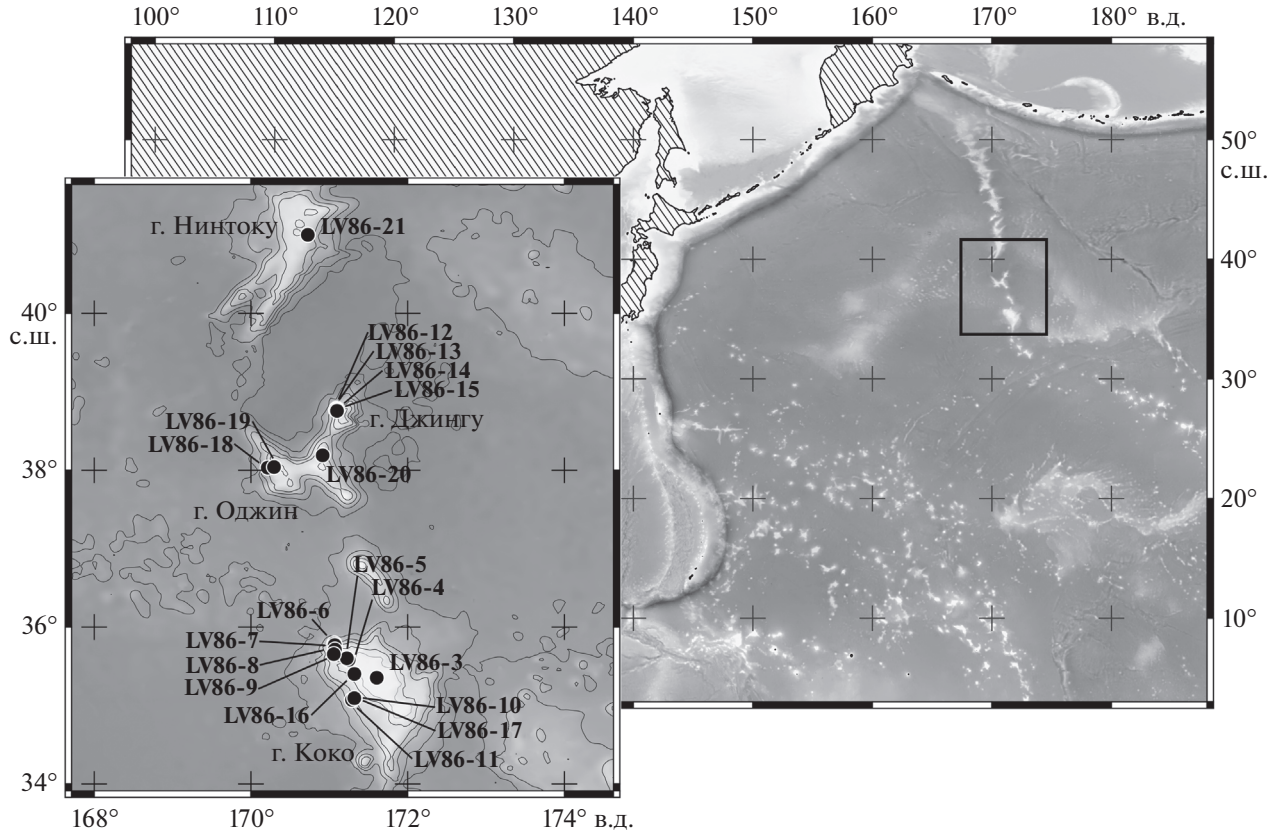

Рис. 1. Район работ с указанием номеров погружений на горах Императорского хребта.

кораллов, губки не входили в число руководящих форм. Обратная ситуация имела место на склонах горы Джингу. В ходе погружений наиболее массовые скопления кораллов были отмечены на северной вершине и в северо-западной части плато горы Коко. Наибольшая плотность и разнообразие губок – на северном склоне горы Джингу.

В популяциях Octocorallia, на исследованных участках Императорского хребта, по числу обнаруженных родов преобладают горгонарии, прежде всего – сем. Primnoidae. Наибольшим фаунистическим богатством отличается гайот Коко. На гайотах Оджин и Джингу обнаружено значительно меньшее разнообразие Octocorallia – всего два рода мягких кораллов и 4 рода горгонарий.

На исследованных гайотах обнаружены 7 семейств шестилучевых губок: Aulocalycidae, Euplectellidae, Euretidae, Farreidae, Leucopsacidae, Rossellidae и Tretodictyidae. Наибольшее количество родов выявлено в семействе Euplectellidae. Семейство Rossellidae представлено обоими подсемействами: Rossellinae и Lanuginellinae. Семейство Farreidae представлено несколькими видами рода Farrea. Можно отметить существенное уменьшение разнообразия шестилучевых губок к северу.

Фауна морских ежей на исследованном участке Императорского хребта менее разнообразна, чем фауна губок и кораллов. Морские ежи представлены семействами Echinothuriidae, Pedinidae, Aspidodiadematidae и Echinidae, а также двумя пока не установленными семействами отрядов Cidaroida и Spatangoida. По числу родов преобладает семейство Echinothuriidae (два рода, *Araeosoma* и *Sperosoma*), остальные семейства представлены каждое одним родом. Все отмеченные в исследованном районе роды морских ежей были встречены на гайоте Коко. Фауна расположенных севернее гайотов Оджин и Джингу значительно беднее: всего один род (*Gracilechinus*, семейство Echinidae). На гайоте Нинтоку морские ежи встречены не были, что может быть связано с его меньшей изученностью (сделано всего одно погружение).

На основании полученный данных можно сделать вывод, что биогеографическая граница между фаунами кораллов в районе Императорского хребта вероятно проходит между 37° и 39° с.ш. (гайоты Оджин и Джингу). Данное наблюдение полностью совпадает с утверждением о положении биогеографической границы между бореальной и западно-тихоокеанской биогеографическими областями в районе Императорских гор,

сделанным Сиренко и Смирновым [1] на основании анализа данных о батиальной фауне иглокожих. Проведение четких зоогеографических границ по шестилучевым губкам морским ежам требует видовых определений и дальнейших исследований.

Благодарности. Авторы благодарят капитана В.Б. Птушкина, штурманскую службу судна, а также А.Л.Кузнецова и возглавляемую им группу технического обеспечения ТПА “Команч 18” за высокопрофессиональную работу.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сиренко Б.И., Смирнов И.С.* Уточнение биогеографической границы в талассобатиали Северной Пацифики по донной фауне Императорских гор // География Мирового океана. Тез. докл. IV Всес. конф. по географии Мир. Океана. Л.: АН СССР. 1989. С. 124–125.

Biological Investigations of Emperor Seamount Chain Using a Remote Operated Vehicle *Comanche*

S. V. Galkin[a, #], T. N. Dautova[b], K. V. Minin[a], K. R. Tabachnik[a]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b] *National Scientific Center of Marine Biology FEB RAS, Vladivostok, Russia*
[#] *e-mail: galkin@ocean.ru*

The article discusses the results of research of benthos, carried out in north-western Pacific on Bering Sea using remotely operated vehicle *Comanche*. The distribution of the dominant animals in summit area and at the upper slope of four southern seamounts of Emperor Seamount Chain was studied.

Keywords: Emperor Seamount Chain, bottom fauna, Octocorallia, Hexactinellida, Echinoidea, remote operated vehicle

ОКЕАНОЛОГИЯ, 2020, том 60, № 2, с. 334–336

ИНФОРМАЦИЯ

УДК 550.83(86)

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МОРЯХ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В 41-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ” В 2019 г.

© 2020 г. С. Л. Никифоров[1, *], Р. А. Ананьев[1], Н. Н. Дмитревский[1, *], Н. О. Сорохтин[1], Е. А. Мороз[2]

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

[2]Геологический институт РАН, Москва, Россия

**e-mail: nnd2008@rambler.ru*

Поступила в редакцию 17.10.2019 г.
После доработки 26.11.2019 г.
Принята к публикации 16.12.2019 г.

В статье кратко описаны результаты комплексных геолого-геофизических и гидрофизических исследований на шельфе Баренцева и Карского морей. Исследования были направлены на обоснование наиболее вероятного сценария развития природных обстановок западного арктического шельфа РФ на фоне продолжающегося потепления климата, повышения уровня моря и усиливающегося воздействия антропогенных факторов. Исследования подтвердили широкое распространение современных опасных геолого-геоморфологичеких процессов различного генезиса в Баренцево-Карском регионе.

Ключевые слова: арктический шельф России, комплексные исследования, газовыделение, опасные процессы

DOI: 10.31857/S0030157420010177

В июне–августе 2019 г. сотрудниками Лаборатории сейсмостратиграфии ИО РАН при участии ряда других организаций на НИС “Академик Николай Страхов” были проведены экспедиционные исследования в Баренцевом, Печорском и Карском морях, а также в Байдарацкой губе. Кроме сотрудников ИО РАН в экспедиции принимали участие сотрудники Геологического института (ГИН РАН), Федерального исследовательского центра “Кольский научный центр Российской академии наук” (ГИ КНЦ РАН), г. Апатиты, Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (КоФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Апатиты, Федерального исследовательского центра “Кольский научный центр Российской академии наук” (ФИЦ КНЦ РАН). г. Апатиты, и Московского физико-технического института (МФТИ). Московская область, г. Долгопрудный. Основанием для проведения работ послужило Разрешение Министерства науки и высшего образования на проведение морских научных исследований № ДН-69-09/7и от 25 февраля 2019 г.

Рейс имел продолжительность 46 сут, сроки проведения с 25 июня по 9 августа, выход из порта Архангельск, возвращение в порт Калининград с промежуточным заходом в Архангельск 28 июля для выгрузки оборудования и высадки основного состава экспедиции.

Основными задачами экспедиции являлись:

1. Проведение комплексных геолого-геофизических, геоморфологических и гидрофизических исследований на шельфе Баренцева и Карского морей, а также проведение картирования рельефа дна и верхней осадочной толщи с целью определения быстрых изменений морского дна для минимизации негативных последствий при планируемой круглогодичной эксплуатации Северного Морского пути и в районах освоения нефтегазовых месторождений в морях западного сектора российской Арктики.

2. Обоснование наиболее вероятного сценария развития природных обстановок западного арктического шельфа РФ на фоне продолжающегося потепления климата, повышения уровня моря и усиливающегося воздействия антропогенных факторов.

3. Определение наличия, границ и размеров возможного простирания подводных многолетнемерзлых пород и эмиссии газов различного генезиса с привязкой сейсмоакустических данных к результатам бурения (кернам) как реперам для

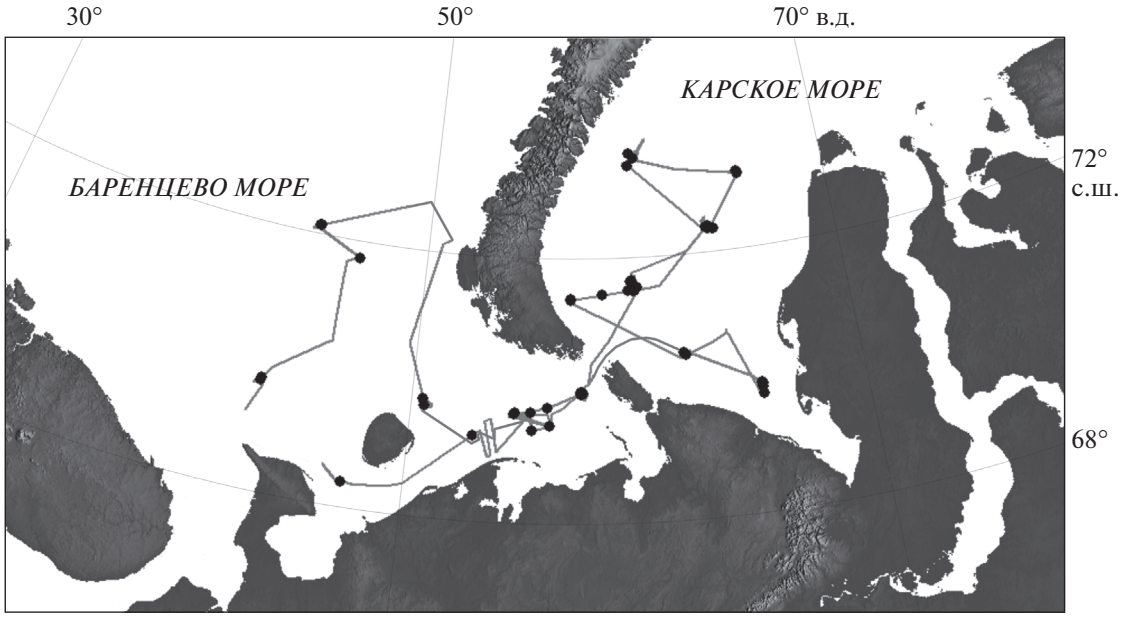

Рис. 1. Схема района работ 41-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”. Серыми линиями показаны выполненные геофизические профили, черными кружками – комплексные станции.

определения вещественного состава и генезиса различных слоев верхней осадочной толщи.

4. Оценка современных опасных природных процессов, включая экзарационное воздействие на морское дно. Опасность также представляют особенности структуры морского дна, связанные с процессами газовыделения – покмарки, пингоподобные структуры.

5. Разработка рекомендаций по созданию составной части комплексной системы геолого-геофизического мониторинга морского дна с использованием новых аппаратных комплексов для высокоточного картирования рельефа и верхней осадочной толщи с целью прогноза негативных и катастрофических изменений природной среды.

В процессе проведения экспедиции выполнялись следующие виды работ:

картирование рельефа дна и сейсмопрофилирование осадочной толщи;

подъем со дна, установленных в 2018 г. четырех донных сейсмостанций;

отбор проб воды батометрами для изучения ее состава;

отбор проб донных осадков дночерпателями и геологическими пробоотборниками.

Для проведения работ использовались следующие приборы и оборудование:

1. Кабель-тросовый гидрологический зонд SBE19+ (Sea-Bird Electronics, США);

2. Узколучевой параметрический эхолот-профилограф “SES-2000” (Innomar Gmbh, Германия) с функцией узконаправленной батиметрии и одновременного высокоразрешающего зондирования придонного слоя осадков в параметрическом режиме;

3. Многолучевой эхолот Reson SeaBat 8111 (Reson A/S, Дания);

4. Многолучевой эхолот WASSP WMB-3250 (WASSP Ltd, Новая Зеландия) для высокоразрешающей батиметрии морского дна;

5. Профилограф EdgeTech 3300 (EdgeTech, США);

6. Морской протонный магнитометр МПМГ (ООО “Спектр-Геофизика”);

7. Аппаратурно-программный комплекс “Геонтшельф” (ООО “Спектр-Геофизика”), для проведения работ методом одноканального и многоканального непрерывного сейсмического профилирования;

8. Донные сейсмографы МПССР (ООО “Подводная техника”) для регистрации морских землетрясений (4 шт.);

9. Дночерпатель “Океан-0.1” для отбора проб донных осадков;

10. Гравитационный пробоотборник донных грунтов (ОКБ ОТ РАН) с длиной приемной части 5 м.

Всего за период экспедиции было пройдено более 12000 морских миль профилей геофизических исследований (эхолотирование и сейсмоакустическое профилирование), а также выполнено 56 станций комплексных исследований, в том числе 13 станций пробоотбора ударной грунтовой трубкой и 50 станций отбора проб поверхностных

донных осадков дночерпателем “Океан-0.1”. Были успешно подняты донные сейсмические станции (4 шт.), установленные в Печорском море в 2018 г. Общий план района работ с указанием сейсмопрофилей и выполненных станций приведен на рис. 1.

В ходе рейса в юго-восточной части Печорского моря и юго-западной части Карского моря были выявлены моренные отложения, выраженные в рельефе морского дна отдельными грядами, уточнены границы распределения различных фаций донных осадков, определены особенности простирания многолетнемерзлых пород и эмиссии газов различного генезиса с привязкой сейсмоакустических данных к имеющимся результатам бурения (кернам) как реперам для определения вещественного состава и генезиса различных слоев верхней осадочной толщи. Исследования подтвердили широкое распространение современных опасных геолого-геоморфологичеких процессов различного генезиса в Баренцево-Карском регионе.

После окончательной обработки результаты наблюдений будут представлены в стандартном табличном виде в приложении к отчету о рейсе и на электронных носителях.

Благодарности. Авторы благодарят капитана и экипаж судна “Академик Николай Страхов” за большую помощь в проведении морских работ.

Источники финансирования. Финансирование работ осуществлялось в рамках Государственных заказов № 0149-2019-0005 ИО РАН (руководитель С.Л. Никифоров), № 0152-2018-0028 КоФ ФИЦ ЕГС РАН (руководитель А.Н. Виноградов), № 0135-2019-0069 ГИН РАН (руководитель А.О. Мазарович), № 0186-2019-009 ФИЦ КНЦ РАН (руководитель В.К. Жиров), № 0135-2018-0044 ГИН РАН (руководитель С.Ю. Соколов), № “Проект 5-100” № “Проект 5-100” МФТИ (руководитель В.А. Баган), № 0135-2018-0049 ГИН РАН (руководитель М.Д. Хуторской), № 0226-2019-0053 ГИ КНЦ РАН (руководитель Д.Р. Зозуля), а также за счет грантов РФФИ № 18-05-00316, № 18-05-70040 и № 18-35-20060.

Geological and Geophysical Studies on Cruise 41 of the R/V Akademik Nikolaj Strakhov in the Seas of the Arctic in 2019

S. L. Nikiforov[a, #], R. A. Ananiev[a], N. N. Dmitrevskiy[a, #], N. O. Sorokhtin[a], E. A. Moroz[b]

[a] Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, Russia

[b] Institute of Geology, RAS, Moscow, Russia

[#] e-mail: nnd2008@rambler.ru

The article briefly describes the results of complex geological, geophysical and hydrophysical studies on the shelf of the Barents and Kara seas. The research was aimed at substantiating the most probable scenario of the development of natural conditions of the Western Arctic shelf of the Russian Federation against the background of the ongoing climate warming, sea level rise and the increasing impact of anthropogenic factors. Studies have confirmed the wide spread of modern dangerous geological and geomorphological processes of different Genesis in the Barents-Kara region.

Keywords: Arctic shelf of Russia, complex research, gas emission, hazardous processes