СОДЕРЖАНИЕ

_

_

Том 60, номер 3, 2020

-

Физика моря

Особенности термохалинной структуры и водообмена в озере Иссык-Куль	
П. О. Завьялов, А. С. Ижицкий, Г. Б. Кириллин, В. Ю. Резвов, С. А. Алымкулов, К. М. Жумалиев, А. К. Курбаниязов	341
Химия моря	
Перенос материковых вод через пролив Вилькицкого в сентябре 2017 и 2018 гг. П. Н. Маккавеев, А. А. Полухин, С. А. Щука, С. В. Степанова	355
Морская биология	
Распределение полихет на шельфе моря Лаптевых и новосибирском мелководье и его связь с абиотическими факторами	264
В. Л. Семин, О. Л. Зимина Принципы биономического районирования береговой зоны и шельфа Мирового океана К. М. Петров	381
Морская геология	
Диагенез органического вещества в осадках покрытых зарослями зостеры морской (Zostera marina L.)	
П. Я. Тищенко, Н. Д. Ходоренко, Ю. А. Барабанщиков, Т. И. Волкова, А. А. Марьяш, Т. А. Михайлик, Г. Ю. Павлова, С. Г. Сагалаев, П. Ю. Семкин, П. П. Тищенко, М. Г. Швецова, Е. М. Шкирникова	393
Литолого-геохимическая характеристика морфолитогенеза в губе Буор-Хая А. С. Ульянцев, С. Ю. Братская, О. В. Дударев, И. П. Семилетов, Е. А. Романкевич	407
Особенности накопления макро- и микроэлементов субколлоидной фракцией донных отложений маргинального фильтра под влиянием повышенного стока р. Раздольной (Амурский залив, Японское море)	
Д. М. Поляков, Н. В. Зарубина	418
седиментогенез в Белом море: вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества и абсолютные массы донных осадков	
А. Н. Новигатский, А. П. Лисицын, В. П. Шевченко, А. А. Клювиткин, М. Д. Кравчишина, Н. В. Политова	429
Сезонные вариации гранулометрического и минерального состава взвеси в маргинальном фильтре Северной Двины (Белое море)	
В. В. Гордеев, О. М. Дара, Т. Н. Алексеева, А. И. Коченкова, А. Г. Боев, А. С. Лохов, С. К. Белоруков	442
Гранулометрические характеристики донных отложений губы Буор-Хая А. С. Ульянцев, С. Ю. Братская, Ю. О. Привар	452
Влияние глобальных оледенений на зарождение гидротермальной активности в пределах Срединно-Атлантического хребта	
А. Е. Мусатов, Г. А. Черкашёв	466
О воздействии системы бун на песчаный берег И. О. Леонтьев, Т. М. Акивис	474

Информация

А. Н. Перцев, К. Сани, А. Санфилиппо, Н. В. Симагин, С. Ю. Соколов, К. Феррандо, Н. П. Чамов, И. Б. Шаховской, К. Н. Шолухов	488
Е. Б. Аванова, С. Г. Сколотнев, Д. Г. Борисов, А. П. Демиоов, А. С. Бич, Ф. Н. Гиппиус, А. С. Грязнова, К. О. Добролюбова, Т. Ф. Зингер, Д. М. Коршунов, О В Левченко В В Машура Ф Муччини Н В Немченко А А Пейве	
Комплесные исследования зон трансформных разломов Долдрамс и Вима в 45-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Николай Страхов"	
А. А. Клювиткин, М. Д. Кравчишина, И. А. Немировская, Б. В. Баранов, А. И. Коченкова, А. П. Лисицын	485
Исследование седиментосистем европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш"	

_

_

Vol. 60, No. 3, 2020

Ξ

Marine Physics

Features of Thermohaline Structure and Circulation in Lake Issyk-Kul	
P. O. Zavialov, A. S. Izhitskiy, G. B. Kirillin, V. Yu. Rezvov, S. A. Alymkulov, K. M. Zhumaliev, A. K. Kurbaniyazov	341
Marine Chemistry	
Transport of Continental Dunoff Through the Villeitakin Strait in Sontombor 2017 and 2019	
P. N. Makkayeev, A. A. Polukhin, S. A. Shchuka, S. V. Stepanova	355
Marine Biology	
Distribution of Polychaetes at the Laptev Sea and Novosibirsk Shelf and Its Relation with the Environmental Factors	
V. L. Syomin, O. L. Zimina	364
Principles of Bionomic Zoning of the Coastal Zone and Shelf of the World Ocean	
K. M. Petrov	381
Marine Geology	
Diagenesis of Organic Matter in Eelgrass (Zostera marina L.) Vegetated Sediments	
P. Ya. Tishchenko, N. D. Khodorenko, Yu. A. Barabanshchikov, T. I. Volkova, A. A. Mar'yash, T. A. Mikhailik, G. Yu. Pavlova, S. A. Sagalaev, P. Yu. Semkin, P. P. Tishchenko, M. G. Shvetsova, E. M. Shkirnikova	393
Lithological and Geochemical Characteristics of Morpholithogenesis in the Buor-Khaya Bay	
A. S. Ulyantsev, S. Yu. Bratskaya, O. V. Dudarev, I. P. Semiletov, E. A. Romankevich	407
Properties of Accumulation of Macro- and Microelements by Subcolloidal Fraction in the Marginal Filter Sediments under the Influence of the Increased Flow on Razdol'naya River (Amur Bay, Sea of Japan)	
D. M. Polyakov, N. V. Zarubina	418
Sedimentogenesis in the White Sea: Vertical Fluxes of Suspendet Particulate Matter and Absolute Masses of Bottom Sediments	
A. N. Novigatsky, A. P. Lisitzin, V. P. Shevchenko, A. A. Klyuvitkin, M. D. Kravahishing, N. V. Politova	420
Seasonal Variations of the Grain-Size and Mineral Composition of Suspended Particulate Matter of the Severnava Dvina River	727
V. V. Gordeev, O. M. Dara, T. N. Alekseeva, A. I. Kochenkova, A. G. Boev, A. S. Lokhov, S. K. Belorukov	442
Grain Size Properties of the Bottom Sediments from Buor Khaya Bay	
A. S. Ulyantsev, S. Yu. Bratskaya, Yu. O. Privar	452
Influence of Global Glaciation on the Origin of the Hydrothermal Activity Within Mid–Atlantic Ridge	
A. E. Musatov, G. A. Cherkashov	466
The Effect of a Groin Field on a Sandy Beach I.O. Leont'vev, T.M. Akivis	474
1. O. Leona yev, 1. 14. Anavio	7/7

Information

Studies of Sediment Systems of the European Arctic during the 75th Cruise	
of the Research Vessel Akademik Mstislav Keldysh	
A. A. Klyuvitkin, M. D. Kravchishina, I. A. Nemirovskaya, B. V. Baranov, A. I. Kochenkova, A. P. Lisitzin	485
Multidisciplinary Investigations of the Transform Fault Zones Doldrums and Vema during Cruise 45 of the R/V "Akademik Nikolaj Strakhov"	
E. V. Ivanova, S. G. Skolotnev, D. G. Borisov, A. N. Demidov, A. S. Bich,	
F. N. Gippius, A. S. Gryaznova, K. O. Dobroliubova, T. F. Zinger, D. M. Korshunov,	
O. V. Levchenko, V. V. Mashura, F. Muccini, N. V. Nemchenko, A. A. Peyve,	
A. N. Pertsev, K. Sani, A. Sanfilippo, N. V. Simagin, S. U. Sokolov, C. Ferrando,	
N. P. Chamov, I. B. Shakhovskov, K. N. Sholukhov	488

_

——— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.465

ОСОБЕННОСТИ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ И ВОДООБМЕНА В ОЗЕРЕ ИССЫК-КУЛЬ

© 2020 г. П. О. Завьялов^{1,} *, А. С. Ижицкий¹, Г. Б. Кириллин²,

В. Ю. Резвов³, С. А. Алымкулов⁴, К. М. Жумалиев⁴, А. К. Курбаниязов^{5, 6}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Институт водной экологии и внутреннего рыбоводства, Берлин, Германия ³Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

⁴Международный университет инновационных технологий, Бишкек, Кыргызстан

⁵Международный казахско-турецкий университет им. А. Ясави, Туркестан, Казахстан

⁶Каспийский университет технологий и инжиниринга им. Ш. Есенова, Актау, Казахстан

*e-mail: peter@ocean.ru

Поступила в редакцию 12.11.2019 г. После доработки 12.11.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

Выполненные в течение 4-х лет натурные измерения позволили установить ранее не известные особенности термохалинных полей и циркуляции озера Иссык-Куль. Построены наиболее подробные за всю историю наблюлений карты распрелелений солености. Обнаружена область слабоповышенной солености в центральной части озера, специфическая "дипольная" форма которой указывает на существование в структуре циркуляции не только общего циклонического круговорота, но и двух отдельных круговоротов меньшего, суббассейнового масштаба. Вообще говоря, поля солености в Иссык-Куле отличаются необыкновенной консервативностью – ее межгодовые и сезонные изменения измеряются лишь сотыми долями промилле. Важным результатом представляется обнаружение сохраняющегося от года к году подповерхностного максимума солености на глубинах от 70 до 130 м. Как было показано в нашей работе [27] на основе косвенных оценок, а теперь подтверждено и анализом прямых измерений скорости течений, осенне-зимнее дифференциальное охлаждение приводит к тому, что по древним речным руслам в восточном литоральном районе в придонные слои центральной части моря поступает значительный объем холодных прибрежных вод, опресненных материковым стоком. Эти воды затем должны перемешиваться с лежащими выше более солеными водами, что, по нашей гипотезе, в ситуации, когда верхний слой озера также опреснен речным стоком, и приводит к появлению максимума солености на промежуточных глубинах. Выполненные измерения не подтверждают проявлений глобального потепления в виде междекадного роста температуры в глубоких слоях озера Иссык-Куль, о котором сообщалось ранее: современное значение температуры на глубине 500 м в точности совпадает с отмеченным в измерениях 2003 г., а именно 4.44°С. Однако можно указать на очень слабое (около 0.03 г кг⁻¹) увеличение солености придонного слоя за последние 40 лет.

Ключевые слова: озеро Иссык-Куль, термохалинная структура, циркуляция, осенне-зимнее выхолаживание

DOI: 10.31857/S0030157420020136

1. ВВЕДЕНИЕ

По своим размерам и глубине, степени влияния на региональный климат, экономическому значению озеро Иссык-Куль вполне может сравниться с морем. Озеро протянулось с запада на восток почти на 200 км, а объем его вод составляет более 1700 км³, что в 6 раз больше объема вод Азовского моря или немногим менее половины объема Белого моря. Озеро оказывает существенное воздействие на климатические характеристики окружающих территорий: зимние температуры здесь на 3–5°С выше, чем на остальной территории Республики Кыргызстан, а летние — примерно на столько же ниже. Смягчающее климат влияние водоема проявляется и на межгодовых и междекадных масштабах — так, увеличение средней температуры воздуха в ходе глобального потепления в Иссык-Кульской области почти вдвое меньше, чем по Кыргызстану в целом [13].

Иссык-Куль играет важную роль в экономике Кыргызстана. Несмотря на относительно низ-

кую биологическую продуктивность (см., например, [1, 7]), озеро сохраняет определенную рыбопромысловую ценность, хотя уловы рыбы в последние десятилетия существенно снизились по сравнению с 1970 и 1980 гг, когда они достигали 1500 т в год, и на берегах озера были построены два крупных рыбоконсервных комбината. В то время Иссык-Куль имел также существенное транспортное значение: с помощью судов производилась перевалка грузов, в первую очередь угля, от железнодорожной станции г. Рыбачье (ныне г. Балыкчи) в западной части озера в областной центр г. Пржевальск (ныне г. Каракол) в восточной, где нет железной дороги. К настоящему времени грузооборот на данном маршруте упал почти до нуля, однако и сегодня на Иссык-Куле существует достаточно оживленное судоходство, связанное, в основном, с обслуживанием туристов. Именно рекреационное и туристическое значение озера особенно велико. По данным новостного портала [14], курорты Иссык-Куля в 2018 г. посетили более 900000 отдыхаюших не только из Кыргызстана, но и из соседних государств Средней Азии, России и дальнего зарубежья. При этом рекреационный потенциал Иссык-Куля далеко не исчерпан – уже на ближайшее десятилетие имеются планы увеличения потока туристов до полутора миллионов в год, а потом и более.

Озеро Иссык-Куль представляет общий научный интерес еще и в связи с тем, что его донные отложения хранят информацию об изменениях климата континентальной Евразии в течение миллионов лет. Именно внутриконтинентальное расположение озера вдали от океана имеет тут большое значение, поскольку палео-реконструкции, основанные на морских осадках, не всегда дают верную информацию о климате во внутренних областях материков [см., например, 18]. Поэтому в последние годы на международном уровне активно обсуждается возможность организации на Иссык-Куле глубокого бурения на 1000-1500 м с целью получить колонки, обеспечивающие реконструкцию климата на несколько гляциальных циклов (200-300 тыс. лет) при разрешении порядка нескольких десятилетий [20, 25]. Отмечалось, в частности, что для определения наиболее перспективных точек бурения и корректной интерпретации результатов эксперимента необходимо хорошо понимать особенности гидрологии Иссык-Куля и закономерности процессов переноса осадочного материала в водной толще озера.

Озеро Иссык-Куль привлекало внимание исследователей на протяжении столетий [19], однако целый ряд важных вопросов гидрофизического режима Иссык-Куля пока остаются открытыми. Периодом расцвета научно-исследовательских работ на озере Иссык-Куль стала вторая половина прошлого века, когда гидрофизические, гидрохимические и гидробиологические исследования на озере и его притоках проводились целым рядом научных организаций СССР и был накоплен значительный объем научной информации о гидрологическом состоянии озера и составляющих его водного баланса (см., например, обобщающие работы [4-6]. К сожалению, после распада Советского Союза систематические исследования озера почти прекратились. Исключение составляют несколько международных проектов, осуществленных с помощью иностранных организаций. Так, в 1997 и 1998 гг. в ходе совместных экспедиций с участием специалистов из Бельгии, Франции, России и Киргизии было выполнено сейсмическое зондирование дна озера, а также отобраны несколько десятков колонок донных отложений [8, 11]. По результатам гидрохимических исследований начала 2000-х гг опубликованы работы [15, 16]. Однако гидрофизические характеристики озера остались почти не затронутыми этими исследованиями. Этот пробел был отчасти восполнен лишь в 2001 г, когда группа швейцарских ученых с участием местных специалистов провела на Иссык-Куле две больших экспедиции [12, 21], были выполнены в общей сложности 179 СТД-зондирований по всей акватории озера. После этого подобные измерения не повторялись вплоть до наших экспедиций 2015-2017 гг., результаты которых и являются предметом настоящей статьи.

Таким образом, хотя научные исследования Иссык-Куля имеют долгую историю, в части гидрологии и гидрофизики изученность озера в значительной мере остановилась на уровне приборных и методических возможностей 80-х гг. прошлого века. Особенно это относится к измерениям солености, которым в данной статье мы уделим особое внимание, а также скорости течений. Существует основанное на единичных измерениях (3 краткосрочные буйковые постановки 1978-1979 гг. и даже запуск специальных почтовых карточек в качестве дрифтеров [5]) и косвенных расчетах общее представление о циклоническом характере циркуляции в поверхностном слое, но практически ничего не известно о суббассейновых круговоротах и роли мезомасштабных структур, особенностях прибрежной и абиссальной циркуляции, закономерностях конвективного перемешивания водоема. Даже сведения о максимальной глубине озера в современных литературных публикациях противоречивы. Так, карта Генерального штаба издания 1978 г. указывает 663 м, в работах [8] и [11] приводится значение 668 м, а в ряде других публикаций [например, 7], а также во многих источниках в Интернете, включая русскоязычную Википедию — значение 702 м. С нашей точки зрения, наиболее обоснованной является глубина 668 м.

Один из ключевых открытых вопросов состоит в следующем: какие механизмы обеспечивают быстрое перемешивание водной толщи озера, и какую роль в этом играют особенности подводного рельефа? Многие имеющиеся данные указывают на то, что вертикальный обмен в Иссык-Куле происходит чрезвычайно интенсивно. Об этом свидетельствует, в частности, насыщенность кислородом всей толщи вод вплоть до максимальных глубин. По оценкам работы [12], авторы которой проанализировали концентрации трассеров SF₆, ³H-³He и CFC-11 и CFC-12 в придонном и поверхностном слоях, время полного обновления абиссальных вод в Иссык-Куле не превышает 11 лет. Некоторые авторы [17] приписывают это действию сильных ветров, однако с этим трудно согласиться. Ветровое турбулентное перемешивание в Иссык-Куле, как и во всяком другом водоеме, в основном ограничивается пределами верхнего квазиоднородного слоя. Поэтому естественно возникает вопрос: за счет чего процессы вертикального обмена во всей толще вод Иссык-Куля протекают столь эффективно?

Авторы работы [21] выдвинули гипотезу, центральную роль в которой играют особенности донного рельефа, в частности, речные палео-русла в восточном литоральном районе озера. Известно, что в позднем плейстоцене уровень Иссык-Куля был почти на 100 м. ниже нынешнего (см., например, [10]). В то время сегодняшние мелководья в восточной части озера были сушей, по которой текли реки, ныне известные как Джергалан и Тюп. Они оставили на дне прекрасно сохранившиеся на протяжении десятков километров русловые каньоны шириной до 1 км, заглубленные на 20-70 м по отношению к окружающему ровному донному ландшафту, которые непосредственно соединяются с глубокой частью озера [22]. Согласно гипотезе [21], перемешивание озера в сезонных временных масштабах начинается осенью с дифференциального охлаждения, когда вода на восточных (как, впрочем, и на западных) мелководьях остывает до значительно более низких температур, чем в глубокой части Иссык-Куля. Далее вследствие плотностной конвекции эта холодная вода опускается в каньоны древних речных русел, по которым как по своеобразным водоводам и стекает в глубокую часть озера и погружается там на свой изопикнический уровень в абиссальных слоях.

Авторы изложенной выше гипотезы выдвинули ее на основе качественных соображений, исходя из анализа вертикальных профилей температуры и солености в глубокой части озера, на которых видны очень слабо выраженные особенности интрузионного характера, возможно (по предположению этих авторов), связанные с латеральной адвекцией литоральных вод из района древних русел. Прямые измерения в русловых каньонах никогда ранее не выполнялись.

Механизмы перемешивания в большой мере определяют отклик крупных озер на происходящие климатические изменения [3]. Известно, что эффекты этих изменений привели к существенному потеплению и аридизации климата Кыргызстана [13]. Как это отразилось на гидрофизическом состоянии водной массы Иссык-Куля? Вопрос этот остается пока открытым. По сообщениям авторов статьи [25], в период с 1983 по 2003 гг. наблюдалось потепление воды в придонном слое почти на 0.5°С. После 2003 г. измерения отсутствовали.

В 2014 г. Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН совместно с Институтом физических проблем и материаловедения АН Республики Кыргызстан и рядом других местных научных организаций была начата программа исследований современного состояния озера Иссык-Куль. В рамках этой программы к настоящему времени были выполнены 5 экспедиций. Экспедиция 2014 г. имела рекогносцировочный характер и была ограничена небольшим прибрежным районом, а экспедиции 2015-2018 гг. охватывали всю акваторию озера. Кроме того, были выполнены долгосрочные постановки заякоренных станций, оснащенных гирляндами термодатчиков и измерителями скорости течения, в том числе и в каньонах древних речных русел в восточном литоральном районе. Информация о современной термохалинной структуре озера была частично опубликована в нашей статье [27]. Данные зондирований и долгосрочных заякоренных измерений скорости течений ранее не обсуждались.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Данные, использованные в этом исследовании, были собраны в 4-х последовательных организованных Институтом океанологии РАН совместно с кыргызскими коллегами экспедициях НИС "Молтур", принадлежащего МЧС Кыргызстана. Первая экспедиция выполнена с 23 июня по 27 июня 2015 г., вторая – с 31 октября по 3 ноября 2016 г., третья – с 25 июня по 1 июля 2017 г., четвертая – с 4 по 7 июля 2018 г. Ежегодные СТD-зондирования и отбор проб воды в 2015–



Рис. 1. Карта озера Иссык-Куль (издание Генерального штаба 1988 г, лист К-43-б) с изолиниями глубины (м) и сетка ежегодно выполнявшихся в 2015–2017 гг. гидрологических станций (черные кружки). Буквами А, В и С обозначены точки заякоренных постановок с цепочками термодатчиков и измерителями скорости течения. Станции А и С были установлены в русловых каньонах Джергалан и Тюп соответственно, а станция В – на ровном дне между каньонами. Буквой D обозначена гидрологическая станция, соответствующая максимальной глубине озера 668 м.

2017 гг были проведены в 34 точках, распределенных по всей акватории озера (рис. 1). В 2018 г. схема расположения станций была несколько иная. Она будет отдельно показана на рис. 4.

Всего было получено 75 профилей СТД-зонда. В 2015 г. использовался мелководный CTD-зонд YSI6600, поэтому профилирование в этом исследовании ограничивалось самой верхней частью (около 70 м) толщи воды. В экспедициях 2016-2018 гг. использовался профилограф SeaBird SBE19plus, позволяющий проводить глубокие зондирования. Согласно спецификациям производителя, профилограф имеет точность 0.005°C и 0.0005 См/м и разрешение 0.0001°С и 0.00005 См/м соответственно по температуре и электропроводности. В ходе экспедиции 2016 г. выполненные измерения включали в себя также непрерывные зондирования температуры и электропроводности в поверхностном слое вдоль траектории судна с использованием системы прокачки забортной воды и CTD-зонда YSI6600, помещенного в специальный проточный контейнер на палубе, что обеспечивало горизонтальное разрешение вдоль трека судна порядка 100 м.

Необходимо отметить, что преобразование основанных на электропроводности данных СТДзонда в истинную соленость для озера Иссык-Куль (как и для других соленых озер, см., например, [2, 26]) является отдельной проблемой из-за существенных отличий ионно-солевого состава вод озера от "канонического" состава воды океана. Полученная на основе лабораторных измерений эмпирическая формула для восстановления солености воды Иссык-Куля из электропроводности, температуры и давления была предложена в работе [21], но с тех пор никем не более использовалась. В данной работе мы использовали эту формулу, чтобы получить истинную соленость.

В экспедиции 2018 г. также впервые получены вертикальные распределения направления и скорости течения посредством зондирований с использованием акустического зонда Seaguard, частота измерений 2 Гц.

Кроме того, три заякоренные станции, оснащенные цепочками термисторов и измерителями скорости течения, были установлены 1 ноября 2016 г., а затем подняты 27 марта 2017 г.. Таким образом, станции работали в течение 147 сут, регистрируя температуру воды на различных уровнях глубины с дискретностью 1 мин, а также скорость течения у дна с дискретностью 15 мин. На южной заякоренной станции, установленной в древнем русле реки Джергалан, где общая глубина составляла 51 м. тринадцать датчиков температуры RBR TR-1060 были установлены на глубинах 1, 6, 12, 16, 20, 24, 29, 32, 38, 42, 46, 48 и 49 м и один датчик температуры и давления RBR TDR-2050, а также инклинометрический измеритель течения SeaHorse – на глубине 50.7 м. На северной станции в древнем русле реки Тюп на глуби-



Рис. 2. Пространственное распределение солености (г/кг) на поверхности 1-3.11.2016 г.

не 50 м четыре термистора RBR TR-1060 были установлены только в нижней части водной колонны, на уровнях 20, 30, 40 и 50 м. На высоте 0.5 м от дна был установлен также измеритель скорости течения SeaHorse. Наконец, на контрольной заякоренной станции между двумя руслами, на глубине 23.5 м были установлены три датчика температуры RBR TR-1060 на уровнях 3, 10, 17 м и один датчик RBR TDR-2050 и измеритель скорости течений SeaHorse на глубине 23 м. Перед установкой станций проводилось батиметрическое картирование с использованием двухлучевого эхолота FortXXI-Scat300 для получения детальной топографии дна. При анализе результатов измерений использовались также данные реанализа ERA-Interim [9] по температуре воздуха.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

3.1. Горизонтальная халинная структура и ее изменчивость. Распределение солености на поверхности, полученное по результатам проточных СТD-измерений в ноябре 2016 г., показаны на рис. 2. Данная карта, насколько нам известно, является наиболее подробной из всех когда-либо полученных на Иссык-Куле. В целом, горизонтальная изменчивость поля солености оказалась удивительно малой — за исключением районов, непосредственно примыкающих к устьям рек, общий разброс значений солености по всему поверхностному слою озера не превышал 0.06 г кг⁻¹ (между 5.96 и 6.02 г кг⁻¹). Это еще раз свидетельствует о высокой интенсивности процессов перемешивания в озере.

Тем не менее, сток главных притоков Иссык-Куля, рек Джергалан и Тюп, приносящих в озеро в среднем 28 м³/с и 12 м³/с [5] пресной воды, формирует отчетливый отклик в поле солености в восточном литоральном районе, образуя своего рода фронтальную зону с достаточно высоким градиентом солености (порядка 0.02 г кг⁻¹ на км) около 78° в.д. Материковый плюм с относительно низкой соленостью прослеживается на протяжении более 20 км от речных устьев и в основном ограничивается верхним 20-метровым слоем. Этот плюм в осенне-зимний период характеризуется также температурой, пониженной на 1-2°С относительно окружающих вод. На инфракрасных спутниковых изображениях, полученных одновременно с натурными измерениями (см. [27]) видно, что наиболее холодная вода сосредоточена в относительно узкой полосе шириной 1-4 км, прилегающей к суше и простирающейся от устья р. Джергалан до устья р. Тюп. Именно здесь осенью и развивается дифференциальная конвекция, обсуждаемая ниже.

Другая примечательная особенность представлена слегка (на 0.01–0.02 г кг⁻¹) повышенными значениями солености и пониженными температуры в центральной части озера, что согласуется с традиционным представлением о циклонической циркуляции бассейнового масштаба, приводящей к формированию в центральной области "куполообразной" структуры и поступлению более соленых вод из термоклина в поверхностный



Рис. 3. Разница между значениями солености (г кг⁻¹) на поверхности в конце июня 2017 г. и в конце июня 2015 г.

слой (см., например, [5]). Интересно отметить, что эта область повышенной солености и пониженной температуры, по-видимому, имеет бимодальную структуру, с одним ядром в центральной северо-восточной части и другим — в центральной юго-западной части озера. Это может указывать на существование двух циклонических круговоротов суббассейнового масштаба, наложенных на общую циклоническую циркуляцию. Такие суббассейновые круговороты часто встречаются в замкнутых морях и водоемах, таких, например, как Черное и Каспийское моря (например, [24]), но они никогда ранее не были описаны для Иссык-Куля. Данные прямых измерений скорости течений в июле 2018 г в целом подтверждают существование суббассейновых круговоротов, см. раздел 3.2 ниже.

Для 2015 и 2017 гг. доступные данные о солености и температуре ограничены гидрографическими станциями, поэтому информация о горизонтальных распределениях менее детальна. В целом, в интерполированных полях поверхностной солености наблюдались закономерности, сходные с характеристиками 2016 г., а именно, очень ограниченный (не более 0.06 г кг⁻¹) диапазон пространственной изменчивости по всей площади озера (за исключением области влияния речного стока в восточном литоральном районе), и небольшой, но отчетливый максимум солености в центральной части озера.

Межгодовые изменения солености невелики, они нигде не превышали нескольких сотых г кг⁻¹ и в среднем по всей акватории были очень близки к нулю (рис. 3). Таким образом, вариации речного стока почти не оказывают влияния на распределения солености даже в верхнем слое.

3.2. Результаты измерений скорости в июле 2018 г. Пространственные распределения скорости течений измерялись только в четвертой экспедиции 4-5 июля 2018 г., в условиях умеренных (3-5 м c⁻¹) ветров западных и юго-западных румбов, затем сменившихся на юго-восточные. Результаты измерений представлены на рис. 4. На этом рисунке векторы скорости на каждом уровне глубины показаны в горизонтальной плоскости (ось абсцисс соответствует зональному, ординат - меридиональному направлению). Наиболее высокие скорости (до 38 см c^{-1}) наблюдались на мелководных станциях в прибрежных районах, где изменчивость направления течений определялась в основном местным ветром. В глубокой части озера течения были более медленными. Интересно отметить, что на всех станциях скорость и направление течений мало менялись по глубине. Даже на самых глубоких станциях (18bis и 19) мы не наблюдали никаких признаков смены знака циркуляции в придонном слое - течение сохраняло одно и то же направление по всей толще вод, лишь незначительно убывая по абсолютной величине по направлению ко дну. Такая ситуация возможна в случае преимущественно баротропного характера движения — за исключением мелководных литоральных районов, где преобладают дрейфовые эффекты, течения управляются не ветровым дрейфом и не горизонтальными неоднородностями плотности (которые, как видно из изложенно-



Рис. 4. Вертикальные распределения векторов скорости течений 4—5.07.2018 г. Векторы на каждом уровне глубины показаны в горизонтальной плоскости (ось абсцисс соответствует зональному, ординат — меридиональному направлению). Номера станций показаны над графиками, масштаб максимальной скорости — под графиками. В правом нижнем углу дана схема расположения станций.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020



Рис. 5. Вертикальные профили температуры и солености по данным зондирований в июне 2016 г. (пунктир) и в ноябре 2017 г. (сплошная линия), а также профиль электропроводности и TS-диаграмма для ноября 2017 г. Также показаны имеющиеся в литературе исторически данные по температуре (кружки) и солености (квадратики) в придонном слое.

го выше, в озере Иссык-Куль вообще относительно малы), а наклонами поверхности водоема, связанными, вероятно, с завихренностью поля ветра над акваторией.

Если исключить из рассмотрения прибрежные районы и оставить лишь те станции, глубина на которых превышает 100 м (т.е. расположенные на континентальном склоне либо в глубокой части озера), а также перейти к осредненным по глубине векторам скорости, получим, что измерения не противоречат нашему представлению о наличии двух циклонических круговоротов суббассейнового масштаба, тем более что предполагаемые центры этих круговоротов довольно точно совпадают с областями повышенной солености, обнаруженными в измерениях 2016 г., см. рис. 2.

3.3. Вертикальная термохалинная структура и ее изменчивость. Вертикальная структура температуры и солености, наблюдавшаяся 31 октября 2016 г. и 29 июня 2017 г. в самой глубокой части Иссык-Куля (станция, отмеченная литерой D на рис. 1) показана на рис. 5. На рисунке также показаны соответствующие исторические данные из литературных источников. Наши вновь полученные данные свидетельствуют о том, что значительное междекадное потепление глубоких вод

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

озера (около 0.5° С за период 1983–2003 гг., по данным работы [23]), по-видимому, прекратилось, поскольку современная температура в настоящее время остается точно такой же, какой была в 2003 г. (а именно, 4.44° С на глубине 500 м). Однако отмечен небольшой положительный тренд солености в глубинных водах: на глубине 500 м она увеличилась примерно на 0.05 г кг⁻¹ с 1984 г. и примерно на 0.02 г кг⁻¹ с 2001 г. и составляет в настоящее время 6.02 г кг⁻¹. Впрочем, согласно литературным данным [4], в более отдаленном прошлом в 1947 г минерализация придонного слоя достигала 6.11 г кг⁻¹, что примерно на 0.09 г кг⁻¹ выше, чем в 2017 г.

Современные вертикальные распределения температуры (рис. 5) характеризуются довольно резким термоклином, где температура падала примерно с 12° С в ноябре 2016 г. и 17° С в июне 2017 г. у поверхности до 5°С в обоих случаях на глубине 80 и 60 м соответственно. Межгодовые различия практически полностью исчезают на глубинах ниже 180 м. Далее ко дну температура незначительно снижается до 4.44°С на глубине 500 м и 4.37°С на глубине 570 м.

Что касается вертикальных профилей солености, прежде всего необходимо отметить, что диапазон изменений солености по вертикали весьма мал – все измеренные значения находятся в интервале шириной менее 0.07 г кг⁻¹ в диапазоне от 5.960 до 6.026 г кг⁻¹. В 2016 г. соленость увеличивалась с 5.960 г кг⁻¹ на поверхности до 6.026 г кг⁻¹ на глубине 81 м, а затем снижалась ко дну до 6.015 г кг⁻¹ на уровне 570 м. В 2017 г. соленость сначала снижалась от примерно 5.996 г кг⁻¹ на поверхности до минимума 5.990 г кг⁻¹ на верхней границе термоклина на глубине 15.5 м, а затем увеличивалась до максимального значения 6.019 г кг⁻¹ на глубине около 125 м. От этой глубины в направлении ко дну соленость очень медленно снижалась до 6.015 г кг⁻¹ на максимальной в этом измерении глубине 481 м.

Таким образом, в наших измерениях впервые обнаружено существование очень слабого, но уверенно наблюдаемого максимума солености на промежуточных глубинах ниже термоклина. Этот максимум слишком мал по величине, чтобы его можно было обнаружить методами, использовавшимися в советский период исследований озера Иссык-Куль, поэтому о нем никогда ранее не сообщалось. Однако его величина (от 0.004 до 0.011 г кг⁻¹) намного выше инструментальной неопределенности СТD-измерений. Последняя может быть оценена из технических характеристик прибора и использовавшейся конверсионной формулы Питерса как примерно 0.001 г кг⁻¹. Про-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

межуточный максимум солености, по-видимому, является постоянной и устойчивой особенностью вертикальной термохалинной структуры Иссык-Куля — подобное распределение солености можно видеть и в данных 2001 г., представленных в [21], хотя авторы этой работы и не обсуждали данный вопрос. В их наблюдениях глубина максимума варьировалась от 200 до 300 м, а затем ниже этого слоя соленость снижалась примерно на 0.002 г кг⁻¹ по направлению ко дну.

Наблюдаемые инверсии солености малы по величине и не оказывают существенного влияния на плотность по сравнению с эффектом температурной стратификации, поэтому толща вод остается конвективно устойчивой (см. [27]). Возможные динамические причины формирования промежуточного максимума солености под термоклином будут обсуждены ниже.

3.4. Изменчивость температуры в палео-руслах рек в восточном литоральном районе и вне их в период осенне-зимнего выхолаживания. Данные заякоренных цепочек термисторов, установленных 1 ноября 2016 г. и поднятых 27 марта 2017 г., дают представления о том, как происходит зимнее выхолаживание на восточных мелководьях озера. Как упомянуто выше, две станции были установлены в палео-руслах рек Джергалан и Тюп и одна на шельфе между ними. На основе полученных данных можно отметить постепенное общее охлаждение с примерно 13°С в начале ноября до около 3°С в конце февраля-начале марта, после чего в середине марта началось весеннее потепление. Фрагмент данных, соответствующий отрезку времени с 1 января по 1 февраля, представлен на рис. 6. Видно, что охлаждение не является непрерывным, а представляет собой последовательность большого числа отдельных событий монотонного понижения температуры продолжительностью от 1-2 до нескольких десятков минут. Эти события разделены между собой периодами постоянства или даже слабого роста температуры. Рассматривая вертикальную структуру, можно видеть, что некоторые из эпизодов охлаждения начинаются с поверхности, а затем распространяются вниз, вероятно, вследствие конвективного перемешивания. Напротив, другие события охлаждения (например, 3, 7, 17, 29 января на рис. 7) возникают сразу в нижнем слое при отсутствии столь же или более холодной воды в верхней части водной колонны и, следовательно, могут объясняться только латеральной адвекцией.

Для приведеного ниже количественного анализа данных цепочек термисторов мы определили событие придонного охлаждения как ситуацию, когда температура на самом нижнем датчике монотонно понижалась в течение серии



Рис. 6. Фрагмент записи заякоренных термисторов: изменения температуры воды на поверхности (серая кривая) и у дна на глубине 50.5 м (тонкая черная кривая) в январе 2017 г.

последовательных отсчетов. Поскольку период дискретизации данных в этих измерениях составлял 1 мин, рассматривались только события продолжительностью 2 мин и более. Далее, событие считалось "конвективным", если в начале его температура на придонном датчике была выше, чем на следующем (считая от дна) датчике цепочки термисторов, и "адвективной" в противном случае. Так как наблюдаемые значения температуры во всех случаях были выше температуры максимальной плотности, которая составляет для воды Иссык-Куля около 2.75°С [5], а стратификация по солености в нижнем слое была крайне незначительной, ситуация инверсии температуры всегда предполагала конвективную неустойчивость. С другой стороны, отсутствие такой инверсии означает, что наблюдаемое снижение температуры во времени не может быть объяснено вертикальным теплообменом и, следовательно, должно быть связано с латеральной адвекцией.

Все данные, записанные заякоренными цепочками термисторов, были проанализированы описанным выше образом. Оказалось, что общая продолжительность охлаждения у дна в течение всего 147-суточного периода измерений была существенно разной для трех местоположений и составила 60780 мин (около 42 сут) для руслового каньона Джергалан, 104491 мин (около 73 сут) для руслового каньона Тюп и 95783 мин (около 67 сут) для ровного участка дна между руслами. При этом, в то время как на шельфе за пределами каньонов конвективный и алвективный механизмы были ответственны за примерно равное количество событий охлаждения, внутри каньонов явно преобладал адвективный механизм, на который приходилось более 89% случаев охлаждения в придонном слое каньона Джергалан и около 66% всех событий охлаждения в каньоне Тюп. Кроме того, отмечено, что отдельные адвективные события охлаждения в русловых каньонах имели тенденцию длиться дольше, чем на ровном дне между каньонами (максимальная продолжительность – 41 мин против 19 мин), и вызывать более сильное падение температуры (максимальное значение — 1.36° С против 0.29° С). Эти результаты указывают на то, что воды, опустившиеся в донные слои в результате дифференциальной конвекции на восточных мелководьях в период осенне-зимнего выхолаживания, действительно могут переноситься в направлении глубокой части озера за счет адвекции в русловых каньонах.

3.5. Изменчивость придонных течений в палеоруслах рек в восточном литоральном районе и вне их. Обратимся теперь к данным по скорости течения в придонном слое. Прежде всего, обращает на себя внимание тот факт, что скорости придонных течений в русловых каньонах оказались почти втрое выше, чем вне их. Так, среднее за весь период измерений значение скорости течения в каньоне Джергалан составило 3.87 см/с, в каньоне Тюп 4.25 см/с, а на ровном дне между руслами всего 1.42 см/с – при том, что глубина в каньонах



Рис. 7. Коэффициенты корреляции между изменениями скорости течения в каньонах Джергалан и Тюп (а) и в каньоне Джергалан и на плоском дне между каньонами (б) в зависимости от времени и от временного сдвига (положительный знак сдвига в обоих случаях соответствует запаздыванию ряда данных из каньона Джергалан по отношению ко второму ряду). Белым цветом показаны корреляции, которые являются значимыми при данной ширине использованного корреляционного окна (144 члена ряда, r > 0.21), а оттенками серого и черного – незначимые корреляции (r < 0.21).

больше. Такое увеличение скорости с глубиной косвенно указывает на преимущественно плотностной, бароклинный характер движения в этом районе в период измерений: действительно, скорость дрейфового ветрового течения должна убывать с глубиной, а скорость баротропных течений от глубины не зависит. Положительные аномалии плотности могут зарождаться на мелководьях в "верховьях" русел за счет дифференциального осенне-зимнего охлаждения и затем передаваться вниз по руслам гравитационными течениями, что согласуется и с преобладанием в каньонах адвекции, как обсуждалось выше.

Результаты корреляционного анализа рядов скорости течения могут быть проиллюстрированы графиками на рис. 7. Рассматривались одновременные и сдвиговые корреляции между течениями в двух каньонах (рис. 7а) и между течениями в каньоне Джергалан и на ровном дне (рис. 7б)

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

при сдвигах от -20 до 20 часов в пределах движущегося по всему ряду окна шириной 38 часов. В отдельные периоды корреляции изменчивости скорости в каньонах Джергалан и Тюп достигали 0.95. Однако в целом преобладают невысокие значения коэффициента корреляции. Согласно критерию Стьюдента, при данной длине выборок в пределах корреляционного окна значимо отличными от нуля могут считаться коэффициенты корреляции, превышающие (по модулю) 0.21. Как видно из рис. 7, значимые корреляции между течением в каньоне и на окружающем ровном дне практически никогда не отмечались. Вместе с этим, течения в двух разных каньонах большую часть времени обнаруживают значимую корреляцию между собой при временных сдвигах от 0 до 10 часов (причем чаще всего изменения скорости в каньоне Джергалан опережают изменения в каньоне Тюп). Гипотетическая интерпретация это-

го факта такова: течения в обоих палеоруслах "запускаются" одними и теми же событиями охлаждения на мелководьях в "верховьях" каньонов, обусловленными атмосферным форсингом. При этом фазовые слвиги межлу рядами скорости, зарегистрированными на заякоренных станциях, могут быть связаны с разницей во времени, необходимого для того, чтобы сигнал достиг станций по двум разным руслам. Отсутствие же значимых корреляций со скоростью течений на ровном дне между каньонами может говорить о том, что воды, опустившиеся в придонный слой на мелководьях в результате конвекции при дифференциальном охлаждении, далее стекают по склону преимущественно именно в каньонах, а не на ровном дне.

4. ВЫВОДЫ

Выполненные в течение 4-х лет натурные измерения позволили установить ранее не известные особенности термохалинной структуры и циркуляции озера Иссык-Куль. Построены наиболее подробные за все время изучения озера карты распределений солености. Показано, что поля солености в Иссык-Куле отличаются удивительной консервативностью – ее межгодовые изменения измеряются лишь сотыми долями промилле. Эта ситуация возможна лишь в том случае, если вся толща вод перемешивается в сезонных и межгодовых масштабах достаточно интенсивно для того, чтобы межгодовая изменчивость стока могла нивелироваться перемешиванием последнего в гораздо большем объеме озерных вод.

Отмечена область слабоповышенной солености в центральной части озера. Впервые обнаруженная "дипольная" форма этой области указывает на существование в структуре циркуляции не только общего циклонического круговорота, но и двух отдельных круговоротов суббассейнового масштаба. Это представление отчасти подтверждается и данными прямых измерений скорости. Отмечено также, что в наших измерениях скорость и направление течения были по глубине относительно однородны, то есть циркуляция имела преимущественно "однослойный" характер, а движение баротропно-эквивалентную природу.

Важной находкой нам представляется обнаружение сохраняющегося от года к году подповерхностного максимума солености на глубинах от 70 до 130 м. Как было показано в нашей работе [27], а теперь подтверждено и анализом прямых измерений скорости течений, осенне-зимнее дифференциальное охлаждение приводит к тому, что по древним речным руслам в восточном литоральном районе в придонные слои центральной части моря поступает объем порядка нескольких десятых км³ прибрежных вод, опресненных речным стоком. Этот объем затем должен перемешиваться с лежащими выше более солеными водами, что, по нашей гипотезе, и является причиной слабого убывания солености ко дну в нижней части водной колонны. С другой стороны, приповерхностные слои также опреснены речным стоком, поступающим туда в теплое время года. Совместное проявление этих двух факторов и приводит к появлению максимума солености на промежуточных глубинах.

Выполненные измерения не подтверждают проявлений глобального потепления в виде междекадного роста температуры в глубоких слоях озера Иссык-Куль, о котором сообщалось ранее: современное значение температуры на глубине 500 м в точности совпадает с отмеченным в измерениях 2003 г, а именно 4.44°С. Однако можно указать на очень слабое (около 0.03 г кг⁻¹) увеличение солености придонного слоя за последние 40 лет.

Источник финансирования. Полевые исследования были поддержаны РФФИ (грант № 17-05-41043). Анализ данных был выполнен также при поддержке Министерства образования и науки РФ, тема Госзадания № 0149-2019-0003, и РНФ (грант № 18-47-06202).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Антал Т.К. Исследование продукционных характеристик фитопланктона с помощью погружного флуоресцентного зонда. Дисс. на соиск. уч. ст. к.б.н., МГУ, биологический ф-т, М.: 2000.
- 2. *Гертман И., Завьялов П.О.* Новое уравнение состояния для Аральского моря // Океанология. Т. 51. № 3. 2011. С. 440–450.
- 3. Завьялов П.О., Арашкевич Е.Г., Бастида И. и др. Большое Аральское море в начале XXI века: физика, биология, химия. М.: Наука, 2012, 229 с.
- 4. *Кадыров В.К.* Гидрохимия озера Иссык-Куль и его бассейна. Фрунзе: Илим, 1986. 211 с.
- 5. Романовский В.В. Озеро Иссык-Куль как природный комплекс. Фрунзе: Илим, 1991. 164 с.
- 6. Шабунин Г.Д. 1984. Термический режим и динамика вод озера Иссык-Куль. Дисс. на соиск. уч. ст. к.г.н. Фрунзе. 197 с.
- Alamatov A., Mikkola H. Is biodiversity friendly fisheries management possible on Issyk-Kul lake in the Kyrgyz Republic? // Ambio. 2011. V. 40(5), P. 479–495.
- De Batist M., Imbo Y., Vermeesch P. et al. Bathymetry and sedimentary environments of Lake Issyk-Kul, Kyrgyz Republic (Central Asia): A large, high-altitude, tectonic lake / Eds. Klerkx J., Imanackunov B. // Lake Issyk-Kul: Its Natural Environment. Dordrecht (NATO Science Series, Kluwer). 2001. P. 101–123.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quat. J. Royal Meteorol. Soc., 2011. V. 137. P. 553–597. https://doi.org/10.1002/qj.828
- Gebhardt C., L., Naudts L., De Mol L. et al. High-amplitude lake-level changes in tectonically active Lake Issyk-Kul (Kyrgyzstan) revealed by high-resolution seismic reflection data // Climate of the Past. 2017. V. 13(1). P. 73–92. https://doi.org/10.5194/cp-13-73-2017
- Giralt S., Klerkx J., Riera S. et al. 2002. Recent paleoenvironmental evolution of Lake Issyk-Kul. // Eds. Klerkx J., Imanackunov B. Lake Issyk-Kul: Its Natural Environment, Dordrecht. NATO Science Series, Kluwer. 125–145.
- Hofer M., Peeters F., Aeschbach-Hertig W. et al. Rapid deep-water renewal in Lake Issyk-Kul (Kyrgyzstan) indicated by transient tracers // Limnol. and Oceanogr. 2002. V. 47. P. 1210–1216.
- 13. *Ilyasov Sh., Zabenko O., Gaydamak N. et al.* Climate profile of the Kyrgyz Republic. UNDP Report. Bishkek. 2013. 99 pp.
- https://knews.kg/2018/11/28/issyk-kul-ezhegodnomozhet-prinimat-1-5-mln-turistov-no-ochistnyhsooruzhenij-ne-hvataet/. Дата последнего просмотра 19 августа 2019 г.
- Kulenbekov Zh., Merkel B.J. Investigation of the natural uranium content in the Issyk-Kul lake, Kyrgyzstan // Freiberg Online Geology. 2012. V. 33. P. 3–45.
- Lyons W. B., Welch K.A., Bonzongo J.-C. et al. A preliminary assessment of the geochemical dynamics of Issyk-Kul Lake, Kirghizstan // Limnol. Oceanogr. 2001. V. 46. P. 713–718.
- Mikkola H. Implication of alien species introduction to loss of fish biodiversity and livelihoods on Issyk-Kul Lake in Kyrgyzstan // Biodiversity Enrichment in a Diverse World, Ed. Lameed G.A., ISBN 978-953-51-0718-7. P. 395-419.
- 18. *Molnar P., England P.* Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg? //

Nature. 1990. V. 346. P. 29–34. https://doi.org/10.1038/346029a0

- Narama C., Kicengge Kubota J., Shatravin V. et al. The lake level changes in Central Asia during the last 1000 years based on historical map.// Eds. Watanabe B., Kubota J. Reconceptualising cultural and environmental change in Central Asia: an historical perspective on the future. Ili Project, Research Institute for Humanity and Nature. Kyoto. P. 11–27.
- Oberhansli H., Molnar P. Climate evolution in Central Asia during the past few million years: A case study from Issyk-Kul // Scientific Drilling. 2012. V. 13. https://doi.org/10.2204/iodp/sd.13.09.2011
- 21. *Peeters F., Finger D., Hofer M. et al.* Deep-water renewal in Lake Issyk-Kul driven by differential cooling // Limnol. and Oceanogr. 2003. V. 48. P. 1419–1431.
- Romanovsky V.V. Water level variations and water balance of Lake Issyk-Kul // Eds. Klerkx J., Imanackunov B. Lake Issyk-Kul: its natural environment. NATO Science Series, Kluwer Academic Publishers, Netherlands. 2002. P. 45–58.
- 23. Romanovsky V.V., Tashbaeva S., Creteaux J.-F. et al. The closed lake Issyk-Kul as an indicator of global warming in Tien-Shan. // Natural Science, 2013. V. 5. P. 608–623. https://doi.org/10.4236/ns.2013.55076
- Tuzhilkin V. Some features of the Black Sea seasonal thermohaline variability: Modern view // Geography, Environment, Sustainability. 2010. V. 3(2). P. 42–50. https://doi.org/10.24057/2071-9388-2010-3-2-42-50
- Xu X., Kleidon A., Miller L. et al. Late Quaternary glaciation in the Tianshan and implications for palaeoclimatic change: A review. // Boreas. V.39. P. 215–232. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00118.x
- Zavialov P.O. Physical Oceanography of the Dying Aral Sea. Springer-Verlag, Praxis, Chichester, UK. 2005. 154 pp.
- Zavialov P.O., Izhitskiy A.S., Kirillin G.B. et al. New profiling and mooring records help to assess variability of Lake Issyk-Kul and reveal unknown features of its thermohaline structure // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2018. P. 6279–6295. https://doi.org/10.5194/hess-22-6279-2018

Features of Thermohaline Structure and Circulation in Lake Issyk-Kul

P. O. Zavialov^{*a*, #}, A. S. Izhitskiy^{*a*}, G. B. Kirillin^{*b*}, V. Yu. Rezvov^{*c*}, S. A. Alymkulov^{*d*}, K. M. Zhumaliev^{*d*}, A. K. Kurbaniyazov^{*e*, *f*}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bInstitute of Water Ecology and Inland Fisheries, Berlin, Germany

^cMoscow Physical Technical Institute, Dolgoprudniy, Russia

^dInternational University of Innovation Technologies, Bishkek, Kyrgyzstan

^eYassavi International Kazakh-Turkish University, Turkestan, Kazakhstan

^fYessenov Caspian University of Technologies and Engineering, Aktau, Kazakhstan

[#]e-mail: peter@ocean.ru

Field measurements carried out over 4 years made it possible to establish previously unknown features of thermohaline fields and circulation of Lake Issyk-Kul. The most detailed salinity distribution maps for the entire history of observations were constructed. An area of slightly increased salinity was found in the central part

ЗАВЬЯЛОВ и др.

of the lake, the specific "dipole" shape of which indicates the existence of not only a general cyclonic circulation. but also two separate gyres of a smaller, sub-basin scale (which is partially confirmed by direct measurements of the current velocity). It has been established that, generally speaking, salinity fields in Issyk-Kul are extraordinarily conservative – its interannual and seasonal changes, as well as spatial variability throughout the lake (with the exception of estuarine regions), are usually measured only in hundredths of $g kg^{-1}$. An important result of the project is the discovery of a subsurface maximum of salinity persisting from year to year at depths from 70 to 130 m. As shown on the basis of balance estimates and then confirmed by analysis of direct measurements of current velocities, the autumn-winter differential cooling leads to the fact that in canyons (i.e., the ancient river channels) in the eastern littoral region, a significant amount (up to 1 km³) of cold coastal waters freshened by river runoff enters the bottom layers of the central part of the lake. These waters are then mixed with the more saline waters lying above, which, in a situation where the upper layer of the lake is also desalinated by river runoff, leads to the appearance of a salinity maximum at intermediate depths. Our measurements do not confirm the manifestations of global warming in the form of an inter-decadal temperature increase in the deeper layers of Lake Issyk-Kul, which was previously reported: the current (in 2018) temperature at a depth of 500 m exactly coincided with that noted in the 2003 measurements, namely about 4.44°C. However, one can point to a very weak (about 0.03 g kg^{-1}) increase in the salinity of the bottom layer over the past 40 years.

Keywords: Lake Issyk-Kul, thermohaline structure, circulation, autumn and winter cooling

УДК 551.465

ПЕРЕНОС МАТЕРИКОВЫХ ВОД ЧЕРЕЗ ПРОЛИВ ВИЛЬКИЦКОГО В СЕНТЯБРЕ 2017 И 2018 гг.

© 2020 г. П. Н. Маккавеев^{1, *}, А. А. Полухин^{1, **}, С. А. Щука¹, С. В. Степанова¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: makkaveev55@mail.ru **e-mail: polukhin@ocean.ru Поступила в редакцию 15.01.2020 г. После доработки 15.01.2020 г. Принята к публикации 16.03.2020 г.

Считается, что воды рек, впадающих в Карское море (главным образом сток рек Енисей и Обь) могут распространяться на восток, проникая в море Лаптевых с прибрежным течением вдоль берега. Это может проходить при так называемом "восточном переносе" материкового стока. В экспедиции на НИС "Академик Мстислав Келдыш" в 2018 г. следы речных вод были обнаружены в проливе Вилькицкого. Гидрохимические данные с большой уверенностью позволяют предположить, что эти воды принесены из Обско-Енисейского приустьевого района. Годом ранее таких вод в проливе не наблюдалось. Связано это с тем, что в 2018 г. наблюдался хорошо выраженный "восточный перенос" вод из Карского моря в море Лаптевых. То, что трансформированные речные воды принесены в пролив со стороны Карского моря показывают и результаты отбора проб по ходу судна.

Ключевые слова: Карское море, пролив Вилькицкого, материковый сток, перенос вод, щелочность, кремний

DOI: 10.31857/S0030157420030053

введение

Водообмен морей Карского и Лаптевых проходит через проливы в архипелаге Северная Земля и, в большей степени, между полуостровом Таймыр и о. Большевик через пролив Вилькицкого. Длина пролива 104 км, ширина в наиболее узкой части 55 км, глубины от 32 до 210 м. Другие проливы между островами архипелага, например, Шокальского и Красной Армии, значительно меньше по размерам, основную часть года промерзают практически по всему столбу воды и их роль в водообмене между морями невелика. Карское море в наибольшей степени из всех морей Арктики подвержено воздействию речного стока [4]. Можно считать, что практически все поверхностные воды Карского моря в той или иной степени образованы при участии вод материкового стока [5, 7]. Суммарный сток рек, впадающих в Карское море, составляет 1350 км³/год, из этого объема на долю вод Обской губы и Енисея приходится 82% [9]. Море Лаптевых подвержено воздействию материкового стока в меньшей степени, средний годовой сток в его акваторию составляет 745 км³, и около 70% из него приходится на долю р. Лена [3, 12].

Считается, что северо-западная часть моря Лаптевых не испытывает сильного влияния впадающих в него влияния рек, ее гидрохимическая структура формируется в основном под влиянием водных масс, поступающих из Арктического бассейна. Ведь в западной части моря Лаптевых сосредоточено не более 20% от его речного стока. В научной литературе есть сведения, что иногда на эту часть моря распространяется влияние речного стока из Карского моря, проходящего через пролив Вилькицкого [1, 16], и что проникновение трансформированных речных вод в район пролива со стороны Карского моря [18] более вероятно, чем с востока. Также существует теория о практически непрерывном вдольбереговом движении пресных вод с запада на восток вдоль всего побережья Арктики [20].

По литературным данным известно несколько типов распространения материкового стока по акватории Карского моря. Так, в работе [17] говорится о 4-х типах: "восточном", "центральном", "западном" и "юго-западном". Позднее, в работе [5] в результате объединения "западной" и "юго-западной" схемы выделяется 3 типа распространения материкового стока. Естественно, основной причиной, по которой речной сток распределяется подобным образом, являются гидрометеорологические условия [5], в первую очередь, это воздействие ветра на поверхностный опресненный слой.



Рис. 1. Схема распределения гидрологических станций (круги) и отбора поверхностных проб (черные точки) во время экспедиций ИО РАН 2017–2018 гг.

Дальность проникновения речных вод, форма и площадь распространения опресненного слоя в Карском море существенно варьируют месяц от месяца и год от года. Так, при западном типе распространения опресненные воды могут достигать восточных берегов арх. Новая Земля. Центральный тип распространения характеризуется далеким проникновением опресненных вод на север. При восточном типе распространения речные воды прижимаются к берегу п-ва Таймыр и в виде пограничного течения переносятся к островам Северной Земли и в море Лаптевых.

"Восточный" тип распространения поверхностных опресненных речным стоком вод в настоящее время считается наиболее редкой ситуацией для бассейна [6]. Так, в теплый период 1993—2017 гг. "центральный" тип распространения поверхностного опресненного слоя наблюдался в 11 случаях, "западный" — в 9, а "восточный" — в 4 случаях. Но в первой половине XX века "восточный" тип распространения, когда воды объ-енисейского стока распространяются вдоль берегов п-ова Таймыр, достигая пролива Вилькицкого и даже проникая в море Лаптевых, считался очень распространенным. По данным [18] такая схема переноса речного стока наблюдалась в 1933, 1935, 1937, 1940 и 1948 гг.

Таким образом, изучение структуры вод пролива Вилькицкого значимо для понимания масштабов обмена между морями, в том числе и проникновения вод Обско-Енисейского района в море Лаптевых.

МАТЕРИАЛЫ

В 72-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" работы в проливе Вилькицкого велись 3-

5 сентября 2018 г. Исследование проникновения через пролив вод из Обско-Енисейского района в море Лаптевых было одной из целей этих работ. Было выполнено 2 разреза, I – протянувшийся с востока на запад, от открытого моря, в сторону пролива. II – расположенный в проливе от о. Большевик до п-ова Таймыр (рис. 1). Всего отбор проб для гидрохимического анализа проводился на 10 гидрологических станциях. Кроме того, во время работ 2017 и 2018 гг. при проходе пролива с запада на восток и в обратном направлении отбирались пробы поверхностной воды каждые 3 часа. В 2017 г. проход через пролив с отбором проб был 30-31 августа (с запада на восток) и 21 сентября (в обратном направлении). Гидрохимические работы велись в судовой лаборатории по методикам. принятым в отечественной практике [14, 15].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Во время работ обоих лет вдоль пролива Вилькицкого в направлении запад – восток практически на всем разрезе верхний квазиоднородный слой с положительной температурой распространялся до глубины 20–25 м. На глубоководных (глубже 350 м) станциях 5944_2 – 5968 ниже 25 м лежали воды с отрицательной температурой. Особняком стояли станции 5966 и 5967, расположенные на континентальном склоне при выходе в глубокую Арктику (глубины здесь достигали 500 м). В этой области наблюдалось взаимодействие шельфовых вод моря Лаптевых, вод Карского моря и вдоль-склонового течения, несущего модифицированные атлантические воды в юго-восточном направлении.



Рис. 2. Распределение солености (psu) на разрезах в проливе Вилькицкого, заштрихована область, где величина удельной щелочности более 0.07.

На разрезе от пролива к морю Лаптевых (станции 5944, 5966—5970) минимальная соленость на поверхности наблюдалась на ст. 5969 до 30.175 епс и на ст. 5944 — 30.797 епс (рис. 2). Судя по величине удельной щелочности (от 0.067 до 0.070) влияние материкового стока на этом разрезе не прослеживалось [18]. Понижение солености в поверхностных водах связано, скорее всего, с таянием морского льда.

На разрезе поперек пролива в южной его части (ст. 5973 и 5974) хорошо прослеживаются более пресные и теплые воды. Температура на разрезе менялась в диапазоне от -1.507° С (ст. 5944, 111 м) до 4.291° С (ст. 5974, 10 м), соленость – от 24.465 рѕи (ст. 5974, 10 м) до 34.648 рѕи (ст. 5944, 206 м). Минимальная соленость наблюдалась на ст. 5974 в южной части, примыкающей к берегам п-ова Таймыр (рис. 2). Величина удельной щелочности (УЩ) здесь повышалась почти до 0.080, что подтверждает присутствие вод материкового стока, хотя и сильно трансформированных.

Возможность присутствия вод материкового происхождения в южной части этого разреза подтверждается и распределением величины общей титруемой щелочности (Alk). На разрезах ее величина менялась от 1.879 до 2.363 мг-экв/л. Минимальная величина наблюдалась в поверхностных водах, в южной части разреза поперек пролива. Ко дну величина Alk росла на обоих разрезах, составляя в водах ниже 100 м 2.347–2.355 мг-экв/л. На разрезе I величина Alk монотонно росла от поверхности ко дну, небольшое заглубление изолиний отмечено в западной части разреза, непосредственно в самом проливе (рис. 3).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

Другим хорошим индикатором материкового стока считается растворенный неорганический кремний (силикаты). Содержание растворенного кремния на разрезах менялось от 0.78 до 11.92 µМ. Максимальное содержание кремния было в поверхностных водах на самой южной станции разреза II (№ 5974), где это могло быть вызвано как стоком вод с берега п-ва Таймыр, так и переносом вод с запада, из бассейна Карского моря. Минимум наблюдался на поверхности самой мористой станции разреза I (№ 5966). На разрезе I распределение кремния было достаточно ровным и малоградиентным (рис. 4). Можно отметить повышение его содержания до 4 µМ ко дну и повышение до 4–5 µМ в слое минимальной температуры в средней части разреза. На разрезе II распределение кремния, напротив, было очень контрастным. Резко отличалась северная часть разреза, где содержание кремния было сходным с разрезом I, и южная часть, где содержание кремния было повышено во всей толще вод.

Что касается других гидрохимических показателей, то они, в общем, соответствовали средним показателям для этого района и сезона [10, 11]. Воды были хорошо аэрированы по всей глубине, насыщение воды кислородом было не менее 85% даже у дна. Степень насыщения вод кислородом (в среднем по разрезу 92%) показывает, что продукционные процессы в водной толще еще преобладают над процессами окисления. Содержание минерального фосфора не опускалось до аналитического нуля (предела обнаружения по методике). Это свидетельствует о том, что фосфор не был лимитирующим фактором развития

МАККАВЕЕВ и др.



Рис. 3. Распределение величины Alk (мг-экв/л) на разрезах в проливе Вилькицкого.



Рис. 4. Распределение содержания растворенного кремния (µМ) на разрезах в проливе Вилькицкого.

фитопланктона. Наблюдался и обычный для высокоширотных морей дефицит минерального азота. Концентрация нитритного азота (N-NO₂) на разрезах была от аналитического нуля до 0.30 µM. На фоне низкого, почти нулевого содержания нитратов почти по всей толще вод на обоих разрезах существует значительный максимум их в слое минимальной температуры. Наиболее хорошо заметно это было на перифериях разрезов. Повышенное содержание нитритного азота



Рис. 5. Зависимость величин общей титруемой щелочности (а) и содержания растворенного кремния (б) от солености в поверхностных водах пролива Вилькицкого и в водах некоторых рек региона: *1* – р. Обь, *2* – р. Енисей, 3 – р. Лена, *4* – р. Хатанга.

(до 1 µМ и более) на разрезах в слое минимума температуры показывает слой, где градиент плотности вод приводил к возникновению эффекта "жидкого дна" и создавались условия для накопления опускающихся из верхних слоев органических остатков.

Несмотря на общее сходство гидрохимической структуры, по абсолютным содержаниям гидрохимических параметров воды станции у берегов п-ва Таймыр (ст. № 5974) отличаются от остального разреза. В табл. 1 приведены значения солености и гидрохимических параметров для верхнего слоя основной части разрезов (до горизонта с отрицательной температурой, в среднем до 30 м) и в том же слое на ст. № 5974. Видно, что на ст. № 5974 на поверхности расположены совершенно другие воды, чем на остальной части разрезов.

Повышенное содержание фосфатов и соотношение форм минерального азота показывают, что в водах ст. № 5974 процессы окисления органического вещества начались раньше, чем на других станциях разреза. Об этом свидетельствует и понижение величины рН и содержания растворенного кислорода в водах ст. № 5974. Можно заключить, что такое отличие вод могло быть следствием влияния материкового стока в южной части разреза у берегов п-ва Таймыр. Помимо величины УЩ здесь отмечено и значительное повышение содержания растворенного кремния, понижение общей титруемой щелочности и повышенное значение парциального давления СО₂, что в общем характерно для вод материкового стока (главным образом речных вод). Понижение солености в поверхностных водах на других станциях разрезов вызваны, скорее всего, талыми водами или атмосферными осадками. По зависимости величины общей щелочности и содержания растворенного кремния от солености, к сожалению. не удается достоверно установить источник пресных вод, хотя этот метод и успешно показал себя в Карском море [8, 13, 19]. На рис. 5 видно, что сложно однозначно выделить один источник пресных вод, принимавших участие с трансформации вод.

Таблица 1. Величины гидролого-гидрохимических характеристик в верхнем слое морской воды в проливе Вилькицкого (лето 2018 г.)

Станции	S, psu	О ₂ , мл/л	pH, NBS	Alk, мг-экв	PO ₄ , μM	Si, µM	NO ₂ , μM	NO ₃ , μM	$NH_4, \mu M$
5966-5973	30.68	7.90	8.18	2.135	0.16	2.01	0.01	0.25	0.74
5974	24.47	7.58	8.07	1.916	0.22	10.64	0.07	0.73	0.95



Рис. 6. Распределение в поверхностных водах на подходе к проливу Вилькицкого содержания растворенного кремния (а), величины удельной щелочности (б), общей щелочности (в) и солености (г). Залив отмечен штриховкой.

Первое, что обращает на себя внимание это то, что точки зависимости Alk/S для поверхностных вод разреза от устья р. Хатанга в сторону открытого моря, выполненного во время экспедиции НИС "Академик Мстислав Келдыш" летом 2017 г., лежат практически на одной линии с результатами работ в проливе в 2017 и 2018 гг. Несколько хуже проявляется линейная зависимость для отношения Si/S. Но проникновение вод из приустьевого района р. Хатанга, по литературным данным, считается маловероятным [12, 18]. Отношение Alk/S и Si/S для вод речного стока 4-х наиболее крупных рек региона имеют слишком большой "разброс", что связано с сильной неоднородностью состава вод химического стока рек в зависимости от сезона, объема стока и, наконец, межгодовой изменчивости состава стока [2]. Это не позволяет применить регрессионный анализ для выяснения происхождения вод. Кроме того, воды наиболее значимых рек региона по своему пути к проливу должны были в значительной степени трансформироваться, что также затрудняет их выделение.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020



Рис. 7. Температура поверхностных вод по спутниковым данным на 25.08.2018 г.

Можно рассмотреть результаты отбора проб с поверхности при движении судна через пролив в 2017 и 2018 гг. (рис. 6). Видно, что при приближении к заливу со стороны Карского моря в 2018 г. отчетливо наблюдалось уменьшение содержания растворенного кремния и удельной щелочности. С восточной стороны от залива данные величины либо менялись незначительно, либо продолжали тенденцию к падению. Для величин Alk и солености воды можно отметить только некоторую тенденцию к росту на восток от залива. При работах 2017 г. не наблюдалось какого-либо направленного изменения всех этих величин при приближении к проливу. Но, во всяком случае, нет никакого свидетельства поступления вод с пониженной соленостью и повышенным содержанием силикатов со стороны моря Лаптевых ни в 2018 г., ни в 2017 г. Напротив, эти воды с отчетливыми следами материкового стока вполне могли быть принесены из Карского моря.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

Это подтверждается еще и тем, что спутниковые карты распределения поверхностной температуры и взвешенного вещества в Карском море и море Лаптевых (рис. 7) наглядно иллюстрируют "восточный" тип распространения поверхностного опресненного слоя по акватории Карского моря в этот год. Хорошо видно проникновение вод Карского моря вдоль южного берега пролива Вилькицкого в море Лаптевых. Экспедиционные исследования 2018 г. проводились в условиях так называемого "восточного" типа распространения поверхностных опресненных речным стоком вод, вполне оправдано, что поверхностные воды на ст. № 5974 пришли с запада и воды обско-енисейского происхождения прослеживались в районе пролива Вилькицкого. В то же время при работах в 2017 г. в большей степени можно предполагать "центральный" тип переноса вод, и, соответственно, воды Обско-Енисейского района не могли проникнуть к проливу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Считается, что северо-западная часть моря Лаптевых не испытывает влияния рек, и ее гидрохимическая структура формируется под влиянием водных масс, поступающих из Арктического бассейна. Тем не менее, в научной литературе есть сведения, что иногда на эту часть моря распространяется влияние речного стока из Карского моря через пролив Вилькицкого [1, 16, 20].

Во время работ в 2018 г. нами было установлено вероятное присутствие вод Карского моря в проливе Вилькицкого около побережья п-ова Таймыр. Присутствие трансформированных речных вод отмечено только в южной части пролива. Пробы поверхностной воды, отобранные по ходу судна при проходе пролива, показывают, что эти воды в пониженной соленостью и высокими величинами удельной щелочности пришли с запада. Это связано с тем, что в 2018 г. наблюдался так называемый, "восточный перенос" вод из Карского моря в море Лаптевых с прибрежным течением вдоль берега. Небольшое снижение солености в северной части, у берегов о. Большевик связано, скорее всего, с таяньем льда.

В 2017 г. вод со следами присутствия материкового стока в проливе не наблюдалось, в этот год по акватории Карского моря преобладал, скорее всего "центральный" тип переноса вод.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН, тема № 0149-2019-0008 (сбор данных), а также при поддержке РФФИ, проекты № 18-05-60302 "Комплексные исследования эволюции материкового стока в акватории Арктических морей России" и № 18-05-60069 "Пелагические экосистемы морей Сибирской Арктики в условиях современных климатических изменений: структура, продуктивность, потоки вещества".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буйневич А.Г., Русанов В.П., Смагин В.М. Распространение речных вод в море Лаптевых по распределению гидрохимических элементов // Тр. ААНИИ. 1980. Т. 358. С. 116–125.
- 2. Воронков П.П. Гидрохимия местного стока Европейской территории СССР. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1970. 187 с.
- 3. *Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983, 160 с.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
- 5. Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. Поверхностный опресненный слой вод в Карском море// Океанология. 2010. Т.50. №5. С. 730–739.
- 6. Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Кубряков А.А. и др. Распространение и трансформация вод поверх-

ностного опресненного слоя в Карском море // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 502-513.

- Маккавеев П.Н. Влияние материкового стока на гидрохимический режим Карского моря. / Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований. Материалы научной конференции. М.: ООО "АПР", 2015. С. 50–53.
- 8. *Маккавеев П.Н., Стунжас П.А., Хлебопашев П.В.* О выделении вод Оби и Енисея в распресненных линзах Карского моря. // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 740–747.
- 9. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: Прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
- Мокиевский В.О., Цетлин А.Б., Сергиенко Л.А. и др. Экологический Атлас. Карское море. Серия: "Атласы морей Российской Арктики" / М.: ООО "Арктический Научный Центр", 2016. 272 с.
- Мокиевский В.О., Цетлин А.Б., Сергиенко Л.А., и др. Экологический Атлас. Море Лаптевых. Серия: "Атласы морей Российской Арктики". М.: ООО "Арктический Научный Центр", 2017. 303 с.
- Пивоваров С.В. Химическая океанография Арктических морей России. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 86 с.
- 13. Полухин А.А., Маккавеев П.Н. Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–37.
- Руководство по химическому анализу морских вод. РД 52.10.242-92. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 264 с.
- 15. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана / Ред. Сапожников В.В. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
- Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г. Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 355. 144 с.
- Смагин В.М., Бердников С.В., Пивоваров С.В. Исследования гидрохимической структуры и моделирование экологических последствий антропогенной деятельности в Карском море // Тезисы докладов на российско-норвежском рабочем совещании 28 февраля—2 марта 1995. Санкт-Петербург, ААНИИ, 1995. С. 16.
- Смирнов А.А. Проникновение речных вод в Карское море и море Лаптевых // Труды Арктического Научно-исследовательского института. Л.: Морской транспорт, 1955. Т. 72. Вып. 2. С. 92–104.
- Стунжас П.А. Разделение вод Енисея и Оби в Карском море по щелочности и кремнию // Океанология, 1995. Т. 35. № 2. С. 215–219.
- Carmack E., Winsor P., Williams W. The contiguous panarctic Riverine Coastal Domain: A unifying concept // Progress in Oceanography. 2015. V. 139. P. 13–23.

Transport of Continental Runoff Through the Vilkitskiy Strait in September 2017 and 2018

P. N. Makkaveev^{a, #}, A. A. Polukhin^{a, ##}, S. A. Shchuka^a, S. V. Stepanova^a

^aShirshov Institute Oceanology Russion Academy of Sciences, Moscow, Russia [#]e-mail: makkaveev55@mail.ru ^{##}e-mail: polukhin@jcean.ru

It is believed, that the waters of the rivers flowing into the Kara Sea (mainly the discharge of the Yenisei and Ob rivers) can propagate to the east, penetrating the Laptev Sea with a current along the coast. This can occur with the so-called "eastern transfer" of continental runoff. During the cruise of R/V "Akademik Mstislav Keldysh" in 2018, traces of riverine waters were discovered in the Vilkitsky Strait. Hydrochemical data with great confidence suggest that these waters were transfered from the Ob-Yenisei estuary region. This is due to the fact that in 2018 a pronounced "eastern transfer" of water from the Kara Sea to the Laptev Sea was observed. A year earlier, continental runoff was not observed in the strait. The fact that transformed riverine waters were brought into the strait from the Kara Sea is also shown with the results of surface sampling along the vessel course.

Keywords: Kara Sea, Vilkitsky Strait, continental runoff, water transfer, alkalinity, silicon

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 574.52:595.142.2

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛИХЕТ НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И НОВОСИБИРСКОМ МЕЛКОВОДЬЕ И ЕГО СВЯЗЬ С АБИОТИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ

© 2020 г. В. Л. Семин^{1, 2, *}, О. Л. Зимина³

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия ³Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, Россия *e-mail: svinovod@yandex.ru Поступила в редакцию 02.08.2018 г. После доработки 21.06.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

В работе проанализировано распределение полихет на шельфе моря Лаптевых и Новосибирском мелководье по данным 115 донных тралений в августе—октябре 2014 г. Полихеты были наиболее богатой в видовом отношении группой (83 таксона, 74 определено до вида). По видовому составу было выделено два фаунистических комплекса полихет — прибрежный и мористый. Граница их распространения не совпадала с границами комплексов, выделенных для остальных групп тралового бентоса. В юго-западной части моря Лаптевых она совпадала с границей между положительными и отрицательными придонными температурами, а на Новосибирском мелководье — с изогалиной 28 PSU. В прибрежном комплексе преобладали широко распространенные по акватории моря виды. Характерными для него были только пять видов, относящихся к собирающим детритофагам и плотоядным. К мористому комплексу были приурочены 26 видов, относящиеся ко всем трофическим группировкам. Кроме того, доля редких видов в мористом комплексе была существенно больше, чем в прибрежном.

Ключевые слова: море Лаптевых, Новосибирское мелководье, траловый бентос, Polychaeta, факторы **DOI:** 10.31857/S0030157420020094

ВВЕДЕНИЕ

Море Лаптевых — одно из самых труднодоступных и ледовитых морей восточной Арктики. Тем не менее, в последние годы степень его изученности существенно возросла. В результате существовавшее в ХХ в. представление о крайней бедности и низкой продуктивности биоты моря Лаптевых в настоящее время пересмотрено [15].

Море Лаптевых испытывает мощное влияние речного стока — из морей Российской Арктики только Карское море получает больший объем пресной воды [1]. В южных прибрежных районах опресненный прогретый поверхностный слой воды соприкасается с дном, непосредственно влияя на бентосные организмы. Большая часть шельфа занята поверхностными арктическими водами [4]. С севера в море заходят более соленые и теплые атлантические воды [30, 32]. Грунты представлены как жесткими (скалы, валуны, галька — во многих районах в прибрежье до глубин 5–20 м), так и рыхлыми (ил, глина, в зоне влияния выноса рек — песок) [12]. Имеются общирные области с железо-марганцевыми конкрециями, служащими наряду с затопленной древесиной субстратом для прикрепленных организмов за пределами распространения жестких грунтов. Такая неоднородность гидрологических и литологических параметров создает высокое разнообразие условий обитания донных беспозвоночных.

Сведения о фауне моря, полученные в советский период, обобщены в [16]. На рубеже XX– XXI вв. в рамках российско-германской программы "Система моря Лаптевых" был проведен ряд международных экспедиций, существенно расширивших знания как об абиотических условиях, так и о фауне этого водоема (см., например, [15, 14]). Работы по этой программе продолжаются и в настоящее время. С 2015 г. в море Лаптевых активно работает Институт океанологии РАН [24, 32]. В 2017 г. А.А. Ведениным была защищена диссертация по донным сообществам морей Сибирской Арктики, включавшая материал по морю Лаптевых [2]. Однако преимущественное использование для сбора материала дночерпателей приводит

к недоучету группы крупных и подвижных редко распределенных животных [28, 22], которые плохо облавливаются этими орудиями [9]. Исследование же приловов беспозвоночных в донных ихтиологических тралах при широкомасштабных ихтиологических съемках позволяет учитывать крупные формы бентосных организмов, имеющих низкую плотность поселения, а также получать информацию о распределении редких видов животных, вероятность попадания которых в дночерпатель низка [9, 26]. При этом показано, что роль таких животных в арктических донных сообшествах значительно больше, чем ранее было принято считать [29]. В недавних съемках ИО РАН использовался трал Сигсби, однако в работе [2] описаны по преимушеству большие глубины, в то время как шельфовая часть моря Лаптевых была охвачена слабо.

Полихеты являются одной из наиболее богатых в видовом отношении групп морских беспозвоночных, играющей важную роль в донных сообществах. Повсеместное распространение и большое число видов даже в районах с обедненной фауной [5] в сочетании с высоким разнообразием жизненных форм и наличием представителей всех трофических групп делают полихет прекрасным объектом для изучения связи экологических характеристик с факторами среды. Целью данной работы было изучение таксоцена полихет на шельфе моря Лаптевых и Новосибирском мелководье по траловым сборам, и связи распределения этой группы с абиотическими факторами.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В июле-октябре 2014 г. Мурманским морским биологическим институтом на НИС "Дальние Зеленцы" проведена площадная траловая съемка на акватории моря Лаптевых и Новосибирского мелководья до границы континентального склона. В основу данной работы легло 51 траление в юго-западной части моря Лаптевых (далее ЮЗМЛ) и 68 тралений на Новосибирском мелководье (далее НСМ) в диапазоне глубин 10-255 м. Схема станций представлена на рис. 1, список станций с координатами и глубинами представлен в табл. 1. Донные траления проводили учетно-промысловым разноглубинным тралом с ячеей в кутовой части мешка 135 мм и вставкой с ячеей 12 мм в каждой точке в течение 30 мин на скорости 3 узла. На глубинах менее 15 м использовался трал Сигсби (длина рамы 1 м, высота 30 см, размер ячеи вставки 7 мм), который буксировали по дну 10 мин со скоростью 2 узла. Выбранных из трала полихет определяли на борту судна до наименьшего возможного таксономического уровня, фотографировали в прижизненной окраске, а затем фиксировали 4% раствором формальдегида для дальнейшего более точного определения на берегу. Всего обработано 94 пробы из донных тралов и 20 – из тралов Сигсби, еще в четырех пробах из ЮЗМЛ и 2 пробах с НСМ полихеты отсутствовали. Тип грунта определяли по пробам, собранным дночерпателем Ван-Вина. Придонные соленость и температуру определяли по данным СТD-зонда SBE 19plus.

На берегу проводили подсчет и идентификацию полихет, в первую очередь с помощью определителя полихет Северного Ледовитого океана [5], а также ряда работ, посвященных отдельным группам [8, 18, 23, 27, 33]. Валидность названий проверялась по базе данных WORMS [34].

Статистическую обработку проводили в программах Microsoft Excel 2007 и Primer 6.1.16 с расширением Permanova 1.0.6 [17, 20]. Температурную и соленостную приуроченность видов определяли по графику зависимости численности от соответствующего фактора. Ординацию выполняли методом неметрического многомерного шкалирования (nMDS) и канонического анализа главных координат с использованием перестановочных тестов - пермутаций (САР, в составе расширения Permanova). Для предварительного выделения границ фаунистических комплексов станции ранжировали по значениям факторов (шаг для глубины -10 м, для солености -1 PSU, для температуры – 1°С), вычисляли дистанции между центроидами и проводили анализ главных координат (Principal Coordinates, PCO). Полученную группировку проверяли методом ANOSIM (достоверным считали уровень значимости 0.1%). Выбор этого метода был обусловлен тем, что ANOSIM, в отличие от PERMANOVA, устойчив к выбору меры сходства/расстояния [17], что позволяет использовать его для сравнения результатов, полученных с использованием индексов Брея-Кертиса и Theta+. Регрессионный анализ проводили с помощью процедуры DistLM (Distance-based Linear Models). Достоверными считали значения *P* < 0.01. Так как для нескольких станций не была доступна информация по температуре и солености, число станций при анализе влияния факторов было меньше общего (94 станции). Матрицы сходства для ANOSIM, РСО и DistLM рассчитывали на основе индекса Брея-Кертиса [19] и индекса таксономической обособленности Theta+ [21]. Для анализа трофической структуры мы использовали индекс Theta+ с трофической классификацией в качестве агрегируюшей матрицы (табл. 2).

Следует отметить, что, хотя траловые сборы не дают представления об абсолютных значениях численности и биомассы, они позволяют сравни-

СЕМИН, ЗИМИНА

Таблица 1. Станции, выполненные на шельфе моря Лаптевых и Новосибирском мелководье

Станция	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Глубина, м	Станция	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Глубина, м
A-1	75.02333	152.3567	14	A-108	77.76167	131.86	77
A-3	75.55167	151.645	15	A-109	78.05	132.9383	307
A-6	74.96667	151.6333	13	A-110	78.07167	133.4067	240
A-7	75.28167	149.98	13	A-112	78.385	136.185	255
A-8	75.29	151.1733	15	A-114	78.55333	138.795	125
A-9	75.40333	152.7667	13	A-116	78.805	139.4833	99
A-10	75.72667	152.035	22	A-117	79.04667	140.0317	277
A-11	75.7	150.9867	22	A-120	79.13333	141.175	259
A-13	75.51833	148.535	14	L-2	74.89833	129.2617	37
A-14	75.99167	146.1667	32	L-3	74.88167	130.2583	33
A-15	75.89333	148.0617	30	L-4	74.40167	126.6283	38
A-16	75.97333	150.7517	30	L-5	74.46333	130.3583	22
A-18	76.14833	146.3017	35	L-6	74.47	127.8367	33
A-19	76.09167	144.7967	36	L-8	75.22	129.9667	40
A-20	76.03	143.6433	30	L-9	76.76	128.3367	62
A-21	75.90333	134.4883	43	L-10	76.78	129.8033	63
A-22	75.99167	135.8167	20	L-11	76.32333	129.965	51
A-23	76.10833	137.4233	20	L-12	75.90167	128.3267	42
A-24	76.26167	139.0433	15	L-13	75.99333	129.9567	48
A-25	76.27833	141.4767	9	L-16	75.60333	126.835	40
A-26	76.30333	142.365	17	L-19	75.19833	128.4633	36
A-27	76.40667	143.7	29	L-20	74.3	124.0	13
A-29	76.59	146.4967	36	L-21	75.355	123.9133	41
A-30	76.655	147.9033	36	L-22	74.975	123.95	46
A-31	77.00333	146.7583	33	L-23	74.625	123.9417	24
A-33	76.77333	144.0333	36	L-25	75.32	125.34	37
A-35	76.58	141.2633	13	L-32	75.75833	124.045	45
A-37	76.35833	138.51	19	L-33	76.05667	124.0167	54
A-39	76.11167	135.3467	21	L-34	76.395	124.1033	64
A-41	76.25833	133.4267	37	L-35	76.765	124.1617	92
A-43	76.485	136.0433	22	L-36	76.80833	125.555	76
A-45	76.72833	139.0383	22	L-39	76.095	125.44	48
A-47	76.93167	141.81	22	L-40	76.39333	127.0667	49
A-49	77.16167	144.295	40	O-1	74.32667	121.6233	11
A-51	77.33333	146.9833	38	O-3	74.64667	122.71	10
A-53	77.48333	144.74	40	O-12	75.33833	122.7867	45
A-55	77.295	142.135	35	O-14	76.425	121.6283	83
A-57	77.09667	139.4133	18	O-15	76.04667	120.5217	55
A-61	76.57833	133.6317	32	O-16	76.765	122.9883	92

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

366

Станция	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Глубина, м	Станция	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Глубина, м
A-64	76.99167	134.3367	32	O-20	75.66833	121.59	58
A-66	77.23167	137.065	33	O-22	76.045	122.8467	53
A-68	77.45833	139.64	34	O-25	74.32833	119.3383	19
A-70	77.66667	142.3517	41	O-27	75.655	119.415	39
A-72	77.89	145.1517	48	O-28	74.62167	120.4817	14
A-74	78.04833	142.795	52	O-29	74.92667	119.2583	23
A-76	77.80667	140.2633	46	O-33	74.98333	121.57	19
A-78	77.575	137.465	45	O-36	75.34333	120.43	40
A-80	77.33333	134.7833	45	O-39	75.26667	118.05	25
A-82	77.05167	132.1633	42	O-41	75.175	115.7133	21
A-84	77.455	132.47	58	O-43	76.01	117.9383	36
A-86	77.685	135.1283	55	O-45	75.58833	116.72	19
A-88	77.955	137.635	58	O-46	76.33833	119.15	54
A-92	78.385	142.95	62	O-47	76.68167	120.3867	65
A-94	78.77667	142.8367	86	O-48	74.58167	115.7233	15
A-96	78.55333	140.5883	73	O-49	74.78333	114.5833	30
A-98	78.33833	138.3	75	O-51	74.19833	114.15	30
A-100	78.04167	135.385	69	O-53	74.27667	116.9983	10
A-102	77.79833	132.6817	64	O-57	74.87667	116.9633	18
A-104	77.54667	131.575	65	O-60	74.58	118.0817	19
A-107	77.94833	133.0783	71				

Таблица 1. Окончание

Таблица 2. Схема трофических уровней, использованная в анализе

Макрофаги				Микј	рофаги	Полифаги	Симбиотрофы		
	хищники		падальщики	детритофаги		фаги сестонофаги		-	_
засадные	активные охотники	сосущий тип питания	_	глотатели (грунтоеды)	собиратели	фильтрующие с помощью жаберной кроны	использующие слизистую сеть	_	_

вать относительное обилие организмов в пределах съемки, принимая, что различие в уловистости различных видов и их группировок оставалось одинаковым в течение периода исследований [10]. В траловых приловах таких, в целом некрупных, организмов, как полихеты, биомасса подвержена большей ошибке, чем численность, так как чем меньше линейный размер (а соответственно и индивидуальная масса) животного, тем меньше вероятность его попадания в трал. Поэтому для расчета индекса Брея—Кертиса в качестве меры относительного обилия мы использовали численности на траление, стандартизованные и логтрансформированные. Биомассу для количественного анализа не использовали, однако учитывали при качественном описании некоторых биотопов (станции с массовым развитием *Harmothoe globifera* и *Flabelligera affinis*).



Рис. 1. Схема выполненных станций и распределение фаунистических комплексов в юго-западной части моря Лаптевых (ЮЗМЛ) и на Новосибирском мелководье (HCM).

I – станции, на которых полихеты отмечены не были; прибрежный комплекс: 2 – тепловодные станции (ЮЗМЛ), 3 – опресненные станции (HCM); 4 – пе-реходные станции 30−40 м (ЮЗМЛ); мористый комплекс: 5 – станции 29–33 PSU (HCM), 6 – холодноводные станции (ЮЗМЛ), 7 – станции >33 PSU (HCM); 8 – предположительно, верхняя граница комплекса континентального склона.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

Анализ полных и редуцированных данных. DistLM-анализ, кроме полных данных, был проведен по выборке из четырех семейств: Polynoidae. Nephtvidae. Ampharetidae и Sabellidae. Целью такой редукции было отсечение "шумов", вносимых группами, распределение которых не имело четко выраженной закономерности или отличалось от основной группы (например, Flabelligeridae). Чтобы выбрать семейства для анализа, предварительно был проведен отдельный анализ по каждому из семейств, представленных несколькими видами, и общий для семейств, представленных одним-тремя видами. Результаты сравнивали между собой, и были отобраны семейства, распределение которых проявляло общие зависимости от абиотических факторов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Всего на обследованной акватории было отмечено 83 таксона полихет, относящихся к 22 семействам; из них 74 определено до вида. Наряду с ракообразными, полихеты были наиболее богатой в видовом отношении группой в траловых сборах. Наиболее широко представлены были семейства Polynoidae (13 видов), Terebellidae (12 таксонов), Ampharetidae (9 видов), Sabellidae (8 видов), Nephtyidae (7 видов) и Flabelligeridae (6 таксонов); остальные семейства были представлены одним-четырьмя видами. Интересно, что при этом наибольшая встречаемость (61% по всей акватории, 75 и 51% в ЮЗ части моря и на Новосибирском мелководье соответственно) отмечена для Nereis zonata – практически единственного представителя семейства Nereididae в пробах. В целом, по встречаемости отмеченные виды полихет разделялись на три группы. Первая, относительно немногочисленная. группа характеризовалась встречаемостью в пределах 40-75% и большим относительным обилием. Основная же часть видов разделялась на две примерно равные части: с встречаемостью ниже 5%, и от 5 до 30%. Для многих видов встречаемость существенно различалась в ЮЗМЛ и на НСМ. В целом, для ЮЗМЛ характерна большая доля широко распространенных видов и меньшая – редких, по сравнению с НСМ, что отражает значительно более высокую мозаичность биотопов последнего (см. ниже). Список таксонов и их встречаемость по районам представлены в табл. 3.

Сравнение уловов учетно-промыслового трала и трала Сигсби показало, что в отношении видового состава (мера расстояния Theta+) они достоверно не отличаются (ANOSIM R = 0.161, уровень значимости 1.4%). Для количественных данных (мера расстояния индекс Брея-Кертиса) имелась слабая связь с орудием сбора (ANOSIM R = 0.495).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

Поэтому в дальнейшем мы использовали результаты обработки количественных данных, только если они не противоречили результатам анализа качественного состава.

В трофической структуре были наиболее представлены плотоядные и детритофаги (встречаемость 90 и 81%, относительное обилие в среднем 47 и 32% соответственно). Полифаги (фактически за счет одного вида *N. zonata*) имели встречаемость 61% и относительное обилие 10%. Сестонофаги имели встречаемость 54% и относительное обилие 12%, в среднем.

Максимумы обилия, так же как и наибольшее число видов, были отмечены на глубинах около 50 м. Большинство (26) видов с встречаемостью более 5% отмечались чаще и имели более высокую численность при отрицательных температурах и высоких значениях солености (табл. 3). К немногим видам, явно приуроченным к прибрежным биотопам с положительными температурами и пониженной соленостью, относились *Bylgides elegans*, *Cistenides hyperborea*, *Nephtys caeca*, *Harmothoe imbricata*, а также *Sternaspis scutata* в ЮЗМЛ. Для остальных таксонов не было выявлено приуроченности к определенным диапазонам температуры и солености.

Анализ влияния факторов среды методом DistLM. Поскольку характер распределения и встречаемость многих видов различались для ЮЗМЛ и НСМ (табл. 3), что связано со значительной биотопической мозаичностью последнего, анализ данных по этим акваториям мы проводили раздельно. Использование различных мер сходства в DistLM-анализе (индекс Брея–Кертиса, Theta+) дало принципиально сходные результаты, но процент объясненной вариации был наибольшим при использовании индекса Theta+ с трофической классификацией в качестве агрегирующей матрицы, превышая таковой по Брею-Кертису почти в два раза. Это указывает на то, что выявленные различия обусловлены в значительной степени различиями в соотношении трофических групп. Группировка станций наиболее четко проявлялась при анализе данных (полных или редуцированных) по трем факторам - глубина, температура, соленость (рис. 2). Наибольшие значения объясненной вариации для ЮЗМЛ дал анализ редуцированных данных по четырем факторам, включая тип грунта (табл. 4, рис. 3). В случае НСМ, однако, анализ как полных, так и редуцированных данных привел к недостоверным результатам (P > 0.01) для всех факторов, кроме солености (табл. 4).

Результаты анализа подтвердили предположение о различных лидирующих факторах в ЮЗМЛ и на НСМ (табл. 4).

СЕМИН, ЗИМИНА

Tavaar		Встречаемость				
Таксон	ЮЗМЛ	HCM	вся обследованная акватория	комплекс		
Сем. Phyllodocidae						
Paranaitis wahlbergi (Malmgren, 1865)	10	1	5	мор		
Phyllodoce groenlandica Örsted, 1842	_	3	2			
Phyllodoce maculata (Linnaeus, 1767)	2	_	1			
Phyllodoce mucosa Örsted, 1843	8	3	5	н/о		
Сем. Polynoidae						
Antinoe finmarchica Malmgren, 1867	2	1	2			
Bylgides elegans (Théel, 1879)	10	6	8	прибр		
Bylgides groenlandicus (Malmgren, 1867)	4	1	3			
Bylgides promamme (Malmgren, 1867)	42	18	28	мор		
Eunoe oerstedi Malmgren, 1866	6	9	8	п/мор		
Gattyana ciliata Moore, 1902	4	1	3			
Gattyana cirrhosa (Pallas, 1766)	29	10	18	н/о		
Harmothoe antilopes McIntosh, 1876	8	—	3	н/о		
Harmothoe globifera (Sars G.O., 1873)	48	37	42	п/мор		
Harmothoe imbricata (Linnaeus, 1767)	15	10	12	прибр		
Harmothoe impar impar (Johnston, 1839) sensu Malmgren, 1865	2	_	1			
Harmothoe rarispina (M. Sars, 1861)	21	16	18	н/о		
Melaenis loveni Malmgren, 1866	8	3	5	Мор		
Сем. Nephtyidae						
Aglaophamus malmgreni (Théel, 1879)	52	60	57	п/мор		
Micronephthys neotena (Noyes, 1980)	_	1	1			
Nephtys caeca (Fabricius, 1780)	6	4	5	Прибр		
Nephtys ciliata (Müller, 1788)	21	24	23	н/о		
Nephtys longosetosa Örsted, 1842	4	3	3			
Nephtys paradoxa Malm, 1874	10	22	17	п/мор		
Nephtys pente Rainer, 1984	_	1	1			
Сем. Nereididae						
Eunereis longissima (Johnston, 1840)?	_	1	1			
Nereis zonata Malmgren, 1867	75	51	61	п/мор		
Сем. Syllidae						
Myrianida sp.	4	_	2			
Exogoninae gen. sp.	2	_	1			
Syllinae gen. sp.	4	_	2			
Сем. Sphaerodoridae						
Sphaerodorum gracilis (Rathke, 1843)	4	_	2			

Таблица 3. Список таксонов, их встречаемость (%) на исследованной акватории и приуроченность к фаунистическому комплексу (для таксонов с встречаемостью более 5%)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛИХЕТ НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Таблица 3. Продолжение

Tayaay		Встречаемость				
Таксон	ЮЗМЛ	HCM	вся обследованная акватория	комплекс		
Sphaerodoridae gen. sp.	2	_	1			
Сем. Onuphiidae						
Nothria hyperborea (Hansen, 1878)	21	25	23	п/мор		
Сем. Lumbrineridae						
Scoletoma fragilis (O.F. Müller, 1776)	10	9	10	Мор		
Сем. Spionidae						
Laonice cirrata (M. Sars, 1851)	2	_	1			
Сем. Cirratulidae						
Cirratulus cirratus (O. F. Müller, 1776)	10	3	6	Мор		
Сем. Flabelligeridae						
Brada granulosa Hansen, 1882	23	19	21	п/мор		
Brada incrustata Støp-Bowitz, 1948	4	13	10	п/мор		
Brada inhabilis (Rathke, 1843)	2	1	2			
Brada villosa (Rathke, 1843)	2	_	1			
Diplocirrus sp.	4	9	7	п/мор		
Flabelligera affinis M. Sars, 1829	52	27	37	п/мор		
Сем. Scalibregmidae						
Polyphysia crassa (Örsted, 1843)	10	15	13	п/мор		
Scalibregma inflatum Rathke, 1843	13	13	13	н/о		
Сем. Opheliidae						
<i>Ophelia</i> sp.	4	1	3			
Ophelina acuminata Örsted, 1843	4	_	2			
Сем. Orbiniidae						
Scoloplos spp.	-	1	1			
Сем. Maldanidae						
Maldane arctica Detinova, 1985	2	_	1			
Maldane sarsi Malmgren, 1865	25	3	12	н/о		
Nicomache lumbricalis (Fabricius, 1780)	21	4	11	Мор		
Сем. Oweniidae						
Myriochele heeri Malmgren, 1867	27	1	12	Мор		
Owenia gr. fusiformis Delle Chiaje, 1844	4	_	2			
Сем. Sternaspidae						
Sternaspis scutata (Ranzani, 1817)	6	1	3	Прибр		
Сем. Pectinariidae						
Cistenides hyperborea Malmgren, 1866	21	1	10	Прибр		
Сем. Ampharetidae						

Таблица 3. Окончание

Tarraar		Встречаемость				
Таксон	ЮЗМЛ	HCM	вся обследованная акватория	комплекс		
Ampharete acutifrons (Grube, 1860)	2	1	2			
Ampharete borealis (M. Sars, 1856)	50	12	28	н/о		
Ampharete finmarchica (M. Sars, 1865)	15	13	14	Мор		
Ampharete goesi Malmgren, 1866	2	_	1			
Ampharete gr. lindstroemi Malmgren, 1867 sensu Hessle, 1917	_	3	2			
Amphicteis gunneri (M. Sars, 1835)	2	_	1			
Amphicteis ninonae Jirkov, 1985	2	3	3			
Anobothrus gracilis (Malmgren, 1866)	4	_	2			
Glyphanostomum pallescens (Théel, 1879)	2	_	1			
Сем. Terebellidae						
Lanassa venusta (Malm, 1874)	2	_	1			
Leaena abranchiata (M. Sars, 1865)	13	1	6	Мор		
Neoamphitrite affinis (Malmgren, 1866)	4	4	4			
Neoamphitrite groenlandica (Malmgren, 1866)	21	12	16	н/о		
Nicolea venustula (Montagu, 1819)	4	4	4			
Nicolea zostericola Örsted, 1844	21	12	16	н/о		
Pista maculata (Dalyell, 1853)	19	12	15	н/о		
Polycirrus latidens Eliason, 1962	2	_	1			
Terebellides aff. stroemii Sars, 1835	4	3	3			
Terebellides gracilis Malm, 1874	_	1	1			
Thelepus cincinnatus (Fabricius, 1780)	17	3	9	Мор		
Terebellidae gen. sp.	8	3	5	н/о		
Сем. Sabellidae						
Bispira crassicornis (Sars, 1851)	_	3	2			
Branchiomma arcticum (Ditlevsen, 1937)	40	18	27	Мор		
Chone cf. duneri Malmgren, 1867	15	3	8	Мор		
Chone infundibuliformis Krøyer, 1856	13	6	9	п/мор		
Euchone analis (Kröyer, 1856)	21	_	9	Мор		
Euchone papillosa (Sars, 1851)	52	15	30	п/мор		
Jasmineira schaudinni Augener, 1912	_	1	1			
Myxicola infundibulum (Montagu, 1808)	2	-	1			
Сем. Siboglinidae						
Frenulata gen. sp. ("Polybrachiidae")	2	_	1			

Примечание. Обозначения: (–) вид не отмечен; полужирным шрифтом выделена частота встречаемости наиболее широко распространенных видов (более 40%). ЮЗМЛ – юго-западная часть моря Лаптевых, НСМ – Новосибирское мелководье; н/о – таксон отмечен в равной степени на станциях обоих комплексов, прибр – таксон отмечен преимущественно на станциях прибрежного комплекса, п/мор – таксон отмечен преимущественно на станциях мористого комплекса, мор – таксон встречен только на станциях мористого комплекса.


Рис. 2. Ординация методом dbRDA результатов DistLM-анализа полного массива данных. Мера сходства: Theta+; агрегирующая матрица: таксономия; векторы: глубина, температура, соленость. (a) - юго-западная часть моря Лаптевых; при значках станций прибрежного комплекса обозначена соленость (PSU), при значках станций мористого комплекса – глубина (м); (б) – Новосибирское мелководье; при значках станций группы >33 PSU обозначена глубина.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 Nº 3 2020



Рис. 3. Ординация методом dbRDA результатов DistLM-анализа данных по четырем семействам (юго-западная часть моря Лаптевых).

Мера сходства: Theta+; агрегирующая матрица: трофическая классификация; векторы: глубина, температура, соленость, тип донных осадков; при значках станций обозначено соотношение ила и песка: (0) песок, (1) заиленный песок, (2) песчанистый ил, (3) ил.

Фактор	Юго-западная часть моря Лаптевых			Новосибирское мелководье					
	Pseudo-F	доля объясненной вариации	Р	Pseudo-F	доля объясненной вариации	Р			
Полные данные									
Температура	8.9095	0.18597	0.001	1.3207	0.02392	0.263			
Грунт	2.03	0.11778	0.021	1.3328	0.09394	0.156			
Глубина	5.9511	0.10118	0.001	1.0985	0.02002	0.361			
Соленость	1.2615	0.021289	0.291	4.7507	0.08677	0.002			
Редуцированные данные (по четырем семействам)									
Температура	11.073	0.22114	0.001	-0.30466	-0.00518	0.96			
Грунт	4.802	0.22260	0.002	2.5116	0.16355	0.024			
Глубина	7.4618	0.09775	0.004	0.36699	0.00606	0.74			
Соленость	1.2405	0.01614	0.36	4.7991	0.08758	0.009			

Таблица 4. Основные параметры последовательных тестов Dist-LM для юго-западной части моря Лаптевых и Новосибирского мелководья

В ЮЗМЛ группирующим фактором была придонная температура. Внутри групп станции выстраивались вдоль градиентов солености (группа станций с положительными температурами) и глубины (группа станций с отрицательными температурами) (рис. 2а). При использовании трофической классификации существенную роль играет грунт (соотношение песка и ила) (рис. 3).

На НСМ, как уже отмечалось, единственным достоверным фактором была соленость (табл. 4). Внутри мористой, более солоноводной, группы выделяются еще два диапазона: менее и более 33 PSU. На рис. 26 видно, тем не менее, что наиболее мористые станции (>33 PSU, расположены в основном глубже 40 м) выстраиваются, как и в ЮЗМЛ, вдоль градиента глубины.

Выделение групп станций, населенных различными фаунистическими комплексами. Мы выделяем для всей исследованной акватории прибрежный и мористый комплексы, однако в ЮЗМЛ и на НСМ их границы определялись различными факторами (рис. 1). Результаты совпали для всех использованных мер сходства.

Для ЮЗМЛ достоверно (ANOSIM R = 0.662) выделяются станции тепловодного (0.9–3.1°С) и холодноводного (-1.8-0°С) комплексов. Тепловодный комплекс занимал прибрежные станции, в основном с глубинами 10–30 м, холодноводный – более мористые с глубинами 40–80 м. Диапазон 30–40 м являлся переходным. Станции глубже 80 м также заметно отличались от остальных и, вероятно, являлись уже переходными к комплексу континентального склона.

На НСМ влияние температуры было значительно менее выражено (ANOSIM R = 0.429); лидирующим фактором была соленость. Прибрежный комплекс здесь включал опресненные станции (19–28 PSU) (ANOSIM R = 0.627), также расположенные в основном на глубинах 10-30 м, мористый — станции с соленостью 29-35 PSU. Выпадение из опресненной группы двух станций с соленостью около 26 PSU было обусловлено высокой температурой (более 3°С) и типом грунта, отличавшимся от всех прочих станций (каменистый в одном случае, чистый песок во втором). Разделение мористого комплекса на диапазоны более и менее 33 PSU, хорошо видное на графике DistLM, было, тем не менее, недостоверно. Станции глубже 200 м, по-видимому, являлись переходными к комплексу континентального склона.

И в ЮЗМЛ, и на НСМ в прибрежном комплексе доля видов, приуроченных к повышенной температуре и пониженной солености, и доля видов, для которых не было выявлено температурных и соленостных предпочтений, были сходными. В мористом комплексе основу составляли виды, приуроченные к отрицательным температурам и высокой солености. Последние разделялись на две группы: встречавшиеся только в мористом комплексе (13 видов), и единично в небольших количествах отмеченные и на прибрежных станциях (13 таксонов). Следует отметить, что на HCM в группе >33 PSU (и единично в ЮЗМЛ) на ряде станций наблюдалось массовое развитие двух крупных видов: *Harmothoe globifera* и *Flabelligera affinis*. Если на большинстве станций биомасса полихет в траловых сборах была несравнима с таковой основных групп тралового бентоса (морские звезды, офиуры, голотурии), то на этих станциях полихеты достигали сравнимых величин – до килограмма на траление.

И в ЮЗМЛ, и на НСМ прибрежный комплекс был заметно беднее мористого в видовом отношении (ЮЗМЛ: 46 видов против 58; НСМ: 26 против 44 соответственно). Значительно ниже было в нем и число видов на траление (ЮЗМЛ: до 9 видов в прибрежном комплексе против 23 в мористом; НСМ: до 6 против 18 соответственно). Кроме того, прибрежный и мористый комплексы отличались друг от друга числом характерных видов. В прибрежном комплексе оно составляло 9, а в мористом — 23. Большая же часть встречавшихся в прибрежном комплексе видов относилось к обычным для всей исследованной акватории.

Роль трофических групп в комплексах также различалась (табл. 5). В ЮЗМЛ встречаемость сестонофагов и полифагов была на 20-30% больше, а их доля в общей численности в 2–3 раза выше в мористом комплексе по сравнению с прибрежным. Встречаемость плотоядных и детритофагов в мористом комплексе была ниже несущественно (на 4-5%), доля в общей численности — меньше на 5–12%. На НСМ встречаемость сестонофагов и полифагов на станциях мористого комплекса была в два раза, а доля в общей численности – в 2–3 раза выше, чем в прибрежье. Несколько выше была и встречаемость детритофагов (на 15%). Роль плотоядных при этом была незначительно меньше (встречаемость на 4%, а доля в общей численности на 8%).

Анализ трофической структуры таксоцена Polychaeta показал, что в ЮЗМЛ группа станций с отсутствием сестонофагов и, как правило, полифагов, примерно соответствовала прибрежному (тепловодному) комплексу станций (рис. 4а). Мористому (холодноводному) комплексу соответствовала группа станций с долей этих трофических групп, равной по 10–50%. Особняком стояла небольшая группа станций, на которых отсутствовали детритофаги и основную роль играли плотоядные (50–100%).

На HCM группировка станций по трофической структуре не совпадала с прибрежным и мористым комплексами. Две основные группы вы-

Трофицеская группа	Юго-западная час	ть моря Лаптевых	Новосибирское мелководье						
Грофическая группа	тепловодный	холодноводный	опресненный	морской					
Встречаемость, %									
Детритофаги	93.3	88.5	71.4	85.1					
Сестонофаги	60.0	88.5	21.4	44.7					
Плотоядные	100.0	96.2	92.9	89.4					
Полифаги	66.7	88.5	21.4	55.3					
Относительное обилие, $\%\pm SD$									
Детритофаги	42.5 ± 24	30.2 ± 19	33.1 ± 32	31.4 ± 23					
Сестонофаги	10.8 ± 14	18.8 ± 12	3.4 ± 10	8.9 ± 23					
Плотоядные	40.1 ± 25	35.5 ± 24	57.8 ± 34	51.1 ± 27					
Полифаги	6.7 ± 9	15.6 ± 9	5.6 ± 13	8.6 ± 24					

Таблица 5. Встречаемость и относительное обилие различных трофических групп на станциях прибрежных и мористых комплексов

делялись по доле полифагов *N. zonata* — в первой они отсутствовали, во второй составляли 10–30% (рис. 4б). В каждой группе выделялись подгруппы, различавшиеся долей сестонофагов (аналогично ЮЗМЛ). Также выделялись две небольшие группы: с преобладанием (до 100%) плотоядных и отсутствием детритофагов, и с отсутствием плотоядных и преобладанием (более 50%) полифагов.

ОБСУЖДЕНИЕ

При анализе данных по всем группам бентоса из траловых уловов, в предыдущих работах на рассматриваемой акватории нами было выделено четыре фаунистических комплекса: мелководный, средних глубин, комплекс верхней части континентального склона и комплекс с доминированием Psolus-Polymastia [7, 13]. Сравнение наших данных с [12] показывает, что мелководный комплекс соответствовал сообществам с доминированием двустворчатых моллюсков (Portlandia arctica (Gray, 1824), Astarte borealis (Schumacher, 1817) + Astarte montagui (Dillwyn, 1817) + P. arctica, Ennucula tenuis (Montagu, 1808), A. borealis (+ A. montagui + Maldane sarsi Malmgren, 1865)) и мшанок Alcyonidium disciforme Smitt, 1872, а комплекс средних глубин – поясному сообществу офиур *Ophiocten sericeum* (Forbes, 1852). Граница между мелководным комплексом и комплексом средних глубин проходила около 40-50 м, а верхняя граница сообщества O. sericeum – 40 м. Переход от прибрежных биоценозов Bivalvia к сообществам иглокожих на глубинах около 40 м описан и в [3]. Переход от комплекса средних глубин к комплексу верхнего отдела континентального склона в море Лаптевых был приурочен к глубинам 80–100 м,

что также согласуется с границей сообществ *O. sericeum* и *Ophiopleura borealis* Danielssen & Koren, 1877 (94–104 м). Однако специфический комплекс *Psolus-Polymastia* не имел соответствия в схеме [12]. Так как доминанты в нем представлены большим количеством крупных относительно долгоживущих организмов (до 30 кг на траление) [7], маловероятно, чтобы это могло быть временно развивающееся сообщество. Более вероятным представляется, что при существенных отличиях в составе и количестве мегабентоса, макробентос этих районов соответствует таковому для средних глубин.

Комплексы полихет, выделенные в настоящем исследовании, соответствовали комплексам мегабентоса мелких и средних глубин, выделенным в [7, 13], однако с некоторыми оговорками. Для полихет граница между фаунистическими комплексами оказалась смещена к изобате 30 м (с переходными станциями в промежутке 30-40 м). Хотя на глубинах, соответствующих мелководному комплексу, отмечен целый ряд мозаично расположенных сообществ [3, 12, 24, 31], наш материал не позволил выделить в мелководном комплексе отдельные кластеры. Таким образом, в различных прибрежных сообществах полихеты были представлены близкими наборами видов. На станциях, на которых мегабентос был представлен комплексом Psolus-Polymastia, таксоцен Polychaeta в траловых сборах также не отличался от такового на других станциях мористого комплекса, что более соответствует [12]. Если для остальных организмов мегабентоса число видов в комплексах мелководья и средних глубин было



Рис. 4. Ординация станций с помощью nMDS; мера сходства: Theta+, агрегирующая матрица: трофическая классификация.

(а) – юго-западная часть моря Лаптевых: *1* – отсутствие сестонофагов и полифагов, *2* – по 10–50% сестонофагов и полифагов, *3* – отсутствие детритофагов, *4* – только плотоядные;

(б) – Новосибирское мелководье: *1* – отсутствие полифагов, *2* – от 10 до 30% полифагов, *3* – преобладание (до 100%) плотоядных и отсутствие детритофагов, *4* – отсутствие плотоядных.

сходным, то у полихет прибрежный комплекс был беднее мористого в видовом отношении.

Для большинства групп бентоса в Арктике соленость является ведущим фактором, определяющим не только распространение отдельных видов, но и количественные характеристики сообществ, а в конечном счете и образование границ между фаунистическими комплексами [11, 31]. По нашим результатам, роль солености в распределении полихет в море Лаптевых оказалась низкой по сравнению с температурой. При этом выделение фаунистических комплексов на HCM осложнял тот факт, что глубина, соленость и температура здесь отличались от станции к станции практически независимо друг от друга, значительно сильнее, чем в ЮЗМЛ. Общая тенденция уменьшения придонной температуры и увеличения солености с глубиной не соблюдалась на многих станциях. Так, например, в прибрежье (10–20 м) на станции с глубиной 15 м при температуре 0.37° С соленость составляла 19 PSU, а на 19 м при температуре 3.51 соленость

была 27 PSU. На континентальном склоне при сходной солености (34.5–34.8 PSU) на станции с глубиной 255 м температура составляла –1.05°С, а на 259 м температура была 0.96°С. Такие различия в соотношении значений факторов на мелководье объясняются тем, что одновременно со стоком теплой пресной воды с суши, у берегов до конца лета сохранялся ледовый припай, с таянием которого поступает опресненная холодная вода. На больших глубинах, в свою очередь, становится заметным влияние затоков с севера теплых и соленых трансформированных атлантических вод.

В ЮЗМЛ уже станции глубже 80 м были переходными к комплексу континентального склона, в то время как на НСМ на глубинах 50–200 м фауна полихет по данным траловых сборов была достаточно однородна. Только станции глубже 200 м существенно отличались на НСМ от вышележащих, в чем очевидно сказывается влияние атлантических вод: начиная с этой зоны, температура начинала повышаться с глубиной.

Глубина при анализе донных сообществ, как правило, выступает в роли "интегрального" фактора, суммирующего градиенты других факторов, закономерно изменяющихся с глубиной [6]. Благодаря этому при анализе глубина выглядит наиболее значимым параметром. Однако в настоящем исследовании глубина, как предиктор, имела низкий процент объясненной вариации и невысокую достоверность, что связано с нелинейным изменением рассмотренных факторов с глубиной в пределах шельфа. Особенно сильно это проявилось для НСМ. Ситуация, в которой отсутствовала выраженная связь глубины со структурой бентосных сообществ, описана и в [25]. Автор отмечает, что "на хребте Неккер эти переменные (температура, соленость, кислород, скорость седиментации и т.п.), похоже, изменяются скорее в зависимости от местоположения, чем от глубины".

В DistLM-анализе объясненная вариация в модели (подогнанная вариация) превышала таковую общей объясненной вариации в 2–3 раза. Большая разница между подогнанной вариацией и общей объясненной вариацией говорит о значительном воздействии не учтенных в анализе факторов. В частности, различия в распределении трофических групп (увеличение роли сестонофагов и полифагов в мористом комплексе) указывают на необходимость учитывать такие факторы, как содержание в воде минеральной взвеси, отрицательно влияющей на фильтраторов, и скорость седиментации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ показал существенные различия в структуре таксоцена Polychaeta и ее

связи с абиотическими факторами между юго-западной частью моря Лаптевых и Новосибирским мелководьем. Действие некоторых факторов (абиотических или биотических) может проявляться на более мелком масштабе пространства, чем принятый в данном исследовании, и "зашумлять" общую картину, что особенно сильно проявилось для НСМ. Вероятно, это обусловлено высокой мозаичностью гидрологической структуры придонных вод этой акватории. Рассмотрение в качестве факторов среды распределения маркеров водных масс, возможно, позволит получить более достоверную картину связи распределение полихет с факторами среды на этой акватории.

Пространственное распределение фаунистических комплексов, выделенных в пределах таксоцена полихет, не совпадало с комплексами, выделенными по остальным группам. Таким образом, в исследуемом регионе совместная обработка данных по полихетам и остальному бентосу (по крайней мере, в траловых сборах) может привести к получению заниженных оценок достоверности и силы связи распределения зообентоса с факторами среды.

Благодарности. Авторы благодарят команду НИС "Дальние Зеленцы" за помощь в сборе материала и Г.А. Колючкину (ИО РАН) за обсуждение текста статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Атлас Арктики / Под ред. Трешникова А.Ф. М.: ААНИИ и ГУГК, 1985. 204 с.
- Веденин А.А. Донная фауна сибирского сектора Арктики: состав, распределение сообществ, вертикальная зональность: Дисс. канд. биол. наук: 03.02.10. М., 2017. 214 с.
- Гуков А.Ю. Экология донных биоценозов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского: Автореф. дисс. докт. биол. наук: 03.02.08. Якутск: ЯкГУ, 2013. 50 с.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: МГУ, 1982. 192 с.
- 5. *Жирков И.А.* Полихеты Северного Ледовитого океана. М.: Янус-К, 2001. 632 с.
- Жирков И.А. Жизнь на дне. Био-география и биоэкология бентоса. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 453 с.
- Зимина О.Л., Семин В.Л. Особенности фауны донных беспозвоночных арктических морей (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское) по результатам траловых съемок 2012–2014 гг. // Экосистема Карского моря новые данные экспедиционных исследований. Тез. науч. конф. (Москва, ИО РАН, 27–29 мая 2015). М.: ИО РАН, 2015. С. 184–188.
- Иллюстрированные определители свободноживущих беспозвоночных евразийских морей и прилежащих глубоководных частей Арктики. Т. 2. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 174 с.

2020

- Любин П.А., Анисимова Н.А., Манушин И.Е., Журавлева Н.Е. Приловы макрозообентоса в ихтиологических донных тралениях как показатель интенсивности тралового промысла // Вестник МГТУ. Т. 13. № 4. Мурманск: МГТУ, 2010. С. 641–646.
- Песенко Ю.А. Принципы и методы количественного учета в фаунистических исследованиях. М.: Наука, 1982. 287 с.
- Петряшев В.В., Новожилов А.В. Влияние гидрологического режима на распределение макробентоса в море Лаптевых // Фауна и экосистемы моря Лаптевых и сопредельных глубоководных участков Арктического бассейна / Под ред. Сиренко Б.И. Ч. 1. СПб.: ЗИН РАН, 2004. С. 74–85.
- Петряшев В.В., Голиков А.А., Шмид М., Рахор А. Макробентос шельфа моря Лаптевых // Фауна и экосистемы моря Лаптевых и сопредельных глубоководных участков Арктического бассейна / Под ред. Сиренко Б.И. Ч. 1. СПб.: ЗИН РАН, 2004. С. 9–27.
- Семин В.Л., Зимина О.Л. Предварительные данные о мегабентосе моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря // Арктическое морское природопользование в XXI в. – современный баланс научных традиций и инноваций (к 80-летию ММБИ КНЦ РАН): тез. докл. междунар. науч. конф. (г. Мурманск, 1–3 апреля 2015 г). Апатиты: КНЦ РАН, 2015. С. 218–220.
- Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Кассенс Х. и др. М.: МГУ, 2009. 608 с.
- Фауна и экосистемы моря Лаптевых и сопредельных глубоководных участков Арктического бассейна / Под ред. Сиренко Б.И. В серии: Исследования фауны морей. Вып. 54. № 62. СПб.: ЗИН РАН, 2004. Части 1–2.
- 16. Экосистемы Новосибирского мелководья и фауна моря Лаптевых и сопредельных вод / Под ред. Голикова А.Н. В серии: Исследования фауны морей. Вып. 37. № 45. Л.: Наука, 1990. 463 с.
- 17. *Anderson M.J., Gorley A.M., Clarke K.R.* PERMANOVA+ for PRIMER: guide to software and statistical methods. PRIMER-E: Plymouth, UK. 2008.
- Banse K. A. R. L. Redescription of some species of Chone Kröyer and Euchone Malmgren, and three new species (Sabellidae, Polychaeta) // Fishery bulletin. 1972. V. 70. № 2. P. 459–495.
- 19. *Bray J.R., Curtis J.T.* An ordination of the upland forest communities of Southern Wisconsin // Ecological monographs. 1957. V. 27. № 4. P. 325–349.
- 20. Clarke K.R., Gorley R.N. PRIMER v6: User Manual/Tutorial. PRIMER-E, Plymouth, UK. 2006. 192 p.
- Clarke K.R., Somerfield P.J., Chapman M.G. On resemblance measures for ecological studies, including taxonomic dissimilarities and a zero-adjusted Bray–Curtis coefficient for denuded assemblages // J. of Experimental Marine Biology and Ecology. 2006. V. 330. N

 № 1. P. 55–80.
- 22. Christiansen B., Thiel H. Deep-sea epibenthic megafauna of the Northeast Atlantic: abundance and bio-

mass at three mid-oceanic locations estimated from photographic transects // Deep-sea food chains and the global carbon cycle. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences) / Eds. Rowe G.T., Pariente V. Springer, Dordrecht, 1992. V. 360. P. 125– 138.

- 23. *Fauchald K*. Sphaerodoridae (Polychaeta: Errantia) from world-wide areas // J. of Natural History. 1974. V. 8. № 3. P. 257–289.
- Kokarev V.N., Vedenin A.A., Basin A.B., Azovsky A.I. Taxonomic and functional patterns of macrobenthic communities on a high-Arctic shelf: a case study from the Laptev Sea // J. of Sea Research. 2017. V. 129. P. 61–69.
- 25. *Morgan N.B.* Community structure of benthic invertebrates on Necker Ridge in the North Pacific: Distribution, diversity, and preliminary comparison to the Hawaiian Archipelago (MS dissertation, The Florida State University). 2013. 70 p.
- 26. Nephin J., Juniper S.K., Archambault P. Diversity, abundance and community structure of benthic macroand megafauna on the Beaufort shelf and slope // PloS one. 2014. V. 9. № 7. e101556. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0101556
- 27. *Rainer S.F.* The genus Nephtys (Polychaeta: Phyllodocida) of northern Europe: a review of species, including the description of *N. pulchra* sp. n. and a key to the Nephtyidae // Helgoländer Meeresuntersuchungen, 1991. V. 45. № 1. 65 p.
- 28. *Rice A.L., Aldred R.G., Darlington E., Wild R.A.* The quantitative estimation of the deep-sea megabenthos: a new approach to an old problem // Oceanologica acta. 1982. V. 5. № 1. P. 63–72.
- Piepenburg D. Recent research on Arctic benthos: common notions need to be revised // Polar Biology. 2005. V. 28. № 10. P. 733–755.
- Spielhagen R.F., Werner K., Sørensen S.A. et al. Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic water // Science. 2011. V. 331. № 6016. P. 450–453.
- Steffens M., Piepenburg D., Schmid M.K. Distribution and structure of macrobenthic fauna in the eastern Laptev Sea in relation to environmental factors // Polar Biology. 2006. V. 29. № 10. P. 837–848.
- Stepanova S.V., Polukhin A.A., Kostyleva A.V. Hydrochemical structure of the waters in the eastern part of the Laptev Sea in autumn 2015 // Oceanology. 2017. V. 57. № 1. P. 58–64.
- 33. Tovar-Hernández M.A., Licciano M., Giangrande A. Revision of Chone Krøyer, 1856 (Polychaeta: Sabellidae) from the eastern central Atlantic and Mediterranean Sea with descriptions of two new species // Scientia Marina. 2007. V. 71. № 2. P. 315–338.
- WoRMS Editorial Board (2018). World Register of Marine Species. Available from http://www.marinespecies.org at VLIZ. Accessed 2018-06-06. https://doi.org/10.14284/170

СЕМИН, ЗИМИНА

Distribution of Polychaetes at the Laptev Sea and Novosibirsk Shelf and Its Relation with the Environmental Factors

V. L. Syomin^{*a*, *b*, *#*}, O. L. Zimina^{*c*}

^aShirshov Institute of Oceanology RAS, Southern Branch, Gelendzhik, Russia ^bSouthern Scientific Centre RAS, Rostov-on-Don, Russia ^cMurmansk Marine Biological Institute KSC RAS, Murmansk, Russia [#]e-mail: svinovod@vandex.ru

In the present paper, the distribution of polychaetes at the Laptev Sea and Novosibirsk shelf is analyzed based on the 115 bottom trawl samples taken in August–October 2014. Polychaetes were the most species-rich group (83 taxa, 74 identified to the species level). Two faunistic complexes of polychaetes were distinguished, near-shore and off-shore one. Their distribution's boundary didn't match one distinguished for the other groups of the trawl zoobenthos. In the south-west part of the Laptev Sea it coincided with the boundary between positive and negative near-bottom temperatures, and at the Novosibirsk shelf it coincided with the 28 PSU isohaline. In the near-shore complex, wide-spread species predominated, while only five carnivorous and detritivorous species were confined to the complex. 26 species belonging to all trophic types were confined to the off-shore complex. Besides, the share of the sparsely distributed species was much higher in the off-shore complex compared to the near-shore one.

Keywords: Laptev Sea, Novosibirsk shelf, trawl benthos, Polychaeta, factors

УДК 502.12:911.6(265.54)

ПРИНЦИПЫ БИОНОМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ И ШЕЛЬФА МИРОВОГО ОКЕАНА

© 2020 г. К. М. Петров*

Санкт-Петербурский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия *e-mail: k.petrov@spbu.ru Поступила в редакцию 30.07.2018 г. После доработки 18.07.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

Обсуждаются принципы создания иерархической системы единиц районирования береговой зоны и шельфа Мирового океана по биономическим (экосистемным) признакам. Решение ряда научных и прикладных задач требует районирования экорегионов (морских бассейнов) на региональном и топологическом уровнях. Предлагается система единиц, учитывающая зональные, глубинные и азональные особенности экорегионов. Основной исходной единицей биономического районирования является подводный ландшафт. В качестве примера районирования на топологическом и региональном уровнях рассматривается морфологическое строение ландшафтов трех округов подобласти Япономорское прибережье Сахалинской орогенной области экорегиона Японское море. Иерархическая система единиц биономического районирования позволяет выявлять ландшафты-аналоги. Прикладное значение выделения которых состоит в возможности прогнозировать интро-

Ключевые слова: большие морские экосистемы, экорегионы, иерархическая система единиц районирования, подводные ландшафты, ландшафты-аналоги

DOI: 10.31857/S0030157420030089

введение

Биогеографическое районирование океана предполагает наряду с биотическими (флористическими и фаунистическими) признаками использование биономических (экосистемных) признаков. В статье обсуждаются принципы создания иерархической системы единиц районирования по биономическим признакам.

1. Большие морские экосистемы. В конце ХХначале XXI веков было предложено понятие "Large Marine Ecosystems", т.е. "Большие морские экосистемы" (БМЭ) [14, 15, 18]. Согласно определению БМЭ – это большие акватории, характеризующиеся своими особенностями батиметрии, гидрографии, биогеографии, продуктивности, экологии и трофически взаимосвязанными популяциями. На основе представлений о БМЭ сотрудниками Американского института биологических наук разработаны принципы районирования береговой зоны и шельфа Мирового океана. Выделяются 12 царств, 62 провинции и 232 экорегиона [19]. Царства характеризуются уникальной эволюционной историей, сходством гидробионтов высокого таксономического ранга и эндемичными таксонами на уровне семейств и

родов. Ведущие факторы формирования царств – изоляция, связь с температурой воды, взаимодействие пелагических и донных форм жизни. Внутри царств обособляются провинции. Они характеризуются своеобразием биоты со своей эволюционной историей. Эндемизм поддерживается преимущественно на видовом уровне. Многие отличительные черты биоты - следствие исторической изоляции и влияния абиотических факторов, которые часто контролируют границы провинций. Эти факторы включают особенности геоморфологии (характер берегов и шельфа, изолированные острова, внутренние моря), гидрологии (температура, соленость, течения, апвеллинги, господствующие ветры, динамика ледового покрова) и гидрохимии (соленость, снабжение питательными веществами). Внутри провинций выделяются экорегионы (морские бассейны). Каждый экорегион отличается своеобразными чертами геоморфологического строения, гидрологических условий и доминированием определенных сообществ гидробионтов.

В Северном полушарии выделяются царства: Арктическое, Умеренное Северо-Атлантическое, Умеренное Северо-Пацифическое, Тропическое Атлантическое, Западное Индо-Пацифическое,



Рис. 1. Экорегионы Холодно-умеренной Западно-Пацифической провинции Умеренного Северо-Пацифического царства [19]: 45 — Охотское море, 46 — Камчатский шельф и берег, 49 — Японское море.

Центральное Индо-Пацифическое, Восточное Индо-Пацифическое, Тропическое Восточно-Пацифическое. В Умеренном Северо-Пацифическом царстве у берегов России располагается Холодно-умеренная Западно-Пацифическая провинция, в которой выделяются экорегионы: Охотское море, Камчатский шельф и берег, Японское море и др. (рис. 1).

Система единиц районирования БМЭ отражает наиболее крупные глобальные особенности жизни в океане. Оценка биоразнообразия, продуктивности, а также использование и охрана биологических ресурсов требуют разработки более детальной иерархической системы единиц биономического районирования экорегионов на региональном и топологическом уровнях.

2. Иерархическая система единиц биономического районирования. Биономические особенности береговой зоны и шельфа Мирового океана отражают влияние географической зональности, вертикальной поясности и характера геолого-геоморфологического строения на распределение сообществ гидробионтов.

Широтная зональность. Общепринятой системы природных зон в океане не существует. Большинство исследователей [1, 2, 6] принимают во внимание, прежде всего, океанические фронты, между которыми располагаются зоны, отличающиеся своими водными массами, интенсивностью природных процессов, химической активностью и биологической продуктивностью. Однако следует иметь в виду, что границы гидрологических фронтов в океане разделены, как правило, не линейными рубежами, а переходными полосами, положение которых меняется во времени. Поэтому поиски критериев, которые более всего соответствовали бы положению зональных границ в океане — задача весьма актуальная. В качестве общей модели географической зональности в океане принято выделять по два пояса — холодный и умеренный в каждом полушарии и разделяющий их теплый пояс [5]. Они опоясывают Землю, включая поверхностную толщу океана и прибрежные мелководья до глубин, подверженных сезонным колебаниям температур.

В начале XX века Сетчелл [17], исследуя географические закономерности распределения подводной растительности, выделил стенотермные группировки морских донных водорослей, характеризующиеся приуроченностью к водам, температурный режим которых различается на 5-10°C. Биологическое объяснение существованию стенотермных групп водорослей объяснила Перестенко [7], она установила, что индивидуальному развитию и жизненным шиклам макрофитов свойственны температурные градиенты, которым соответствуют значения 0, 5, 10, 15, 20, 25°С. Эти термические границы предлагается использовать для выделения инварианта зонального подразделения Мирового океана. В Северном и Южном полушариях выделяются соответственно зоны арктическая и антарктическая, субарктическая и субантарктическая, холоднобореальная (бореальная) и холоднонотальная, теплобореальная (неморальная) и теплонатальная, а также расположенная между ними тропическая зона [11].

В пределах морских мелководий границы поверхностных и донных зон сливаются, на больших глубинах природные зоны однотипные с зонами, выделяемыми на поверхности океана, не прослеживаются.

Вертикальная поясность (зональность). Современная океанология придерживается хорошо выраженной четырехслойной стратификации океанических вод, выделяются: поверхностные (до 200 м), промежуточные (до 600–1000 м), глубинные (до 3500–4000 м) и придонные водные массы [13]. В местах соприкосновения этих вод с шельфом, материковым склоном и ложем океана предлагается выделять соответствующие ярусы: неритический, батиальный и абиссальный.

Неритический ярус, в свою очередь, целесообразно подразделять на пояса. Верхний пояс (береговая зона) находится в пределах волнового воздействия, ему присуща сезонная ритмика (прежде всего, прогрев в теплый период года) и освещенность достаточная для развития сообществ макрофитов. Средний пояс располагается ниже термоклина, волновая деятельность ослаблена, сезонная ритмика слабо выражена, освещенность низкая. Здесь встречаются единичные многоклеточные и некоторые одноклеточные водоросли. Нижний пояс соответствует перегибу профиля дна в сторону материкового склона, возрастает гидродинамическая активность, что приводит к размыву дна, образованию скульптурных форм рельефа и к увеличению разнообразия донных группировок.

Азональные особенности береговой зоны и шельфа. Важным фактором смены биономических условий в береговой зоне и на шельфе являются изменения характера рельефа и донных отложений. Ведущая роль в этом процессе принадлежит геолого-структурному строению окраины материков, новейшим и современным тектоническим движениям. В неоген-четвертичное время происходило развитие морфоструктур от планетарных до локальных, что определило основные черты рельефа морских окраин платформ, орогенов и островных дуг. Тектонические структуры контролируют рельеф побережья, контур береговой линии и приглубость подводного склона. Благодаря интенсивным дифференцированным унаследованным неотектоническим движениям происходит четкая локализация областей размыва дна и осадконакопления. Коллекторами денудационного материала являются региональные и локальные тектонические депрессии. В их пределах происходит формирование выровненного аккумулятивного рельефа. На месте унаследованных тектонических поднятий наблюдается отрицательная седиментация, обнажения коренных пород, происходит формирование скульптурного рельефа.

На материковых окраинах в соответствии со знаком неотектонических движений образуются два особых типа подводных ландшафтов со свойственными им донными группировками. В результате седиментационного выравнивания тектонических депрессий возникают аккумулятивные ландшафты с рыхлыми песчано-илистыми грунтами и сообществами закапывающихся в грунт гидробионтов. На месте структур, испытывающих поднятие, формируются абразионные ландшафты, характеризующиеся обнажением коренных пород, пересеченным рельефом и сообществами обрастателей. Широкое распространение имеет абразионно-аккумулятивный тип ландшафтов морских мелководий. Здесь донные природные комплексы (ДПК), связанные с обнажением коренных пород и формированием скульптурного рельефа, сочетаются с ДПК, образованными скоплением рыхлых осадков различного состава и генезиса, слагающих разнообразные аккумулятивные формы рельефа или выровненные пространства дна.

Большое значение имеет соотношение простирания морфоструктур с береговой линией: продольное или поперечное. При продольном простирании структур, испытывающих поднятие берега высокие с клифом и поясом скал в подводной части склона, профиль дна – приглубый. При поперечном простирании морфоструктур, испытывающих поднятие, формируются обширные мелководья, детали строения которых связаны с дифференцированным развитием положительных и отрицательных локальных структур. Это находит выражение в формировании сложной мозаичной структуры подводного ландшафта; профиль дна пересеченный: аккумулятивные формы чередуются с абразионными. В целом, геолого-геоморфологическое строение морского дна служит каркасом для установления системы азональных единиц биономического районирования. Предлагается выделять: морские бассейны, области и округа береговой зоны и шельфа.

3. Подводные ландшафты. Исследования береговой зоны и шельфа, опирающиеся на общую теорию ландшафтоведения, определились в середине XX века [4, 9]. Однако развитию подводного ландшафтоведения в известной мере препятствовало отсутствие понятийного аппарата, который бы естественно вошел в теорию океанологии. Прежде всего, необходимо признать, что ландшафт является общим понятием, применимым при исследовании объектов как на суше, так и на морском дне.

Разнообразие подводных ландшафтов определяется рядом факторов. Гидрологические условия связаны с климатом и метеорологическим режимом атмосферы, что определяет сезонный ритм природных процессов в береговой зоне.

Проникновение солнечной радиации поддерживает фотосинтез фитопланктона и фитобентоса. Подвижность вод контролирует процессы абразии, литодинамики и аккумуляции осадков, а также способствует хорошей аэрации, притоку питательных веществ и разносу зачатков организмов. Разгрузка жидкого и твердого стока суши вызывает сильную изменчивость солености морских вод и приводит к обогащению биогенными и органическими веществами. Большое видовое разнообразие и богатство жизненных форм определяет высокую плотность заселения разнообразных экологических ниш.

Подводные ландшафты береговой зоны и шельфа несут отпечаток влияния плейстоценовой регрессии, с которой связаны реликтовые формы рельефа, наличие субаэральных отложений и дизюнкция ареалов гидробионтов, и голоценовой трансгрессии, определившей молодость подводных ландшафтов.

Характерные черты подводного ландшафта в верхнем поясе шельфа определяются следующими свойствами:

1. Ландшафт морского дна обособляется, как правило, на одной региональной морфоструктуре.

2. Каждому ландшафту свойствен определенный набор литологических разностей современных донных отложений или выходов коренных пород разного вещественного состава, контролирующих характер микро- и мезоформ подводного рельефа.

3. Повышенная гидродинамическая активность, однородный режим температуры и солености морских вод, освещенность достаточная для существования фитобентоса.

4. Разнообразие форм рельефа, грунтов, гидроклиматических обстановок определяют пестроту условий местообитания и соответственно разнообразие донных биоценозов.

Перечисленные свойства служат основанием для выделения системы морфологических единиц внутриландшафтной вертикальной и горизонтальной дифференциации. Морфологические донные природные комплексы (ДПК) занимают особое место в учении о подводных ландшафтах. Они являются непосредственным объектом исследований и картографирования. В результате анализа их закономерных пространственных сочетаний выделяются и сами ландшафты.

Морфологические единицы вертикальной дифференциации. Верхний пояс шельфа принято делить по вертикали на супралитораль, литораль и сублитораль. Глубже сублиторали еще в конце XIX века Чельман [16] выделял элитораль. Опыт подводных исследований подтверждает объективность выделения этой зоны: у открытых берегов на глубине 30—40 м на каменистых грунтах заросли макрофитов сменяются группировками сессильной фауны, на подводном склоне аккумулятивного типа активная литодинамика уступает место спокойному осадконакоплению, на илистой поверхности дна выражена светлая бактериальная пленка [8].

Внутри зон выделяются этажи и ступени. В литорали они отражают высоту и ритмы приливоотливных явлений, в сублиторали — ослабление воздействия волн на дно и угасание освещенности.

Отметим таксономическое непостоянство рассматриваемой категории единиц. Строго говоря, вертикальные зоны являются единицами не морфологической, а региональной размерности. Не зоны выделяются внутри ландшафта, а целые ландшафты умещаются внутри зон. Это правило справедливо для сублиторали и элиторали. Самые верхние "земноводные" зоны сравнительно редко представляют арену формирования особых супралиторальных и литоральных ландшафтов. Например, таких как ландшафт ваттов Северного моря.

В верхних поясах неритического яруса в качестве вертикальных зон региональной размерности предлагается различать береговую зону в целом и элиторальную зону. В этом случае супралитораль, литораль и сублитораль будут морфологическими единицами вертикального расчленения подводных ландшафтов, относящихся к береговой зоне моря.

Морфологические единицы горизонтальной дифференциации. Основными единицами горизонтального расчленения береговой зоны и шельфа являются подводные угодья и фации. Их обособление происходит под влиянием местных изменений рельефа, грунта и гидрологических условий, что находит отражение в своеобразии донных группировок гидробионтов.

Подводные угодья — это мезоформы рельефа, формирование которых происходит под решающим влиянием волновых и седиментационных процессов. На месте абразии, где вскрываются коренные породы, характер угодий определяется вещественным составом материнских пород и особенностями их залегания. Границы подводных угодий абразионного типа совпадают с геологическими телами и тектоническими формами, выраженными в рельефе дна. Своеобразие подводных угодий в местах аккумуляции определяется литологией и мощностью отложений. Особые условия наблюдаются на участках активной литодинамики, где формируются разнообразные аккумулятивные формы. В спокойной гидродинамической обстановке на участках устойчивого осадконакопления происходит аккумулятивное выравнивание дна, формирование монотонного плоского рельефа. Свойства литогенной основы являются экологическим фактором, определяющим своеобразие жизненных форм бентоса. Хорошо известны группы организмов, в облике которых находят отражение приспособительные



Рис. 2. Орогенная область остров Сахалин.

1- участки поднятия земной коры (a – интенсивного, δ – замедленного); 2 – абразионные берега; 3 – подводные ландшафты абразионного типа; 4 – участки опускания земной коры (a – аккумулятивные берега с широкими песчаными пляжами, δ – подводные ландшафты аккумулятивного типа); 5 – оси крупных тектонических структур, испытывающих поднятие.

признаки, обусловленные образом жизни на каменистом, песчаном, илистом грунтах и т.п.

Подводные фации – это одна форма микрорельефа или один элемент мезорельефа (вершина, склон, подножие банки). Каждая фация расположена в определенном интервале глубин, сложена одной литологической разностью современных осадков или приурочена к однородному по петро-



Рис. 3. Подводные ландшафты западного побережья Южного Сахалина [12].

Ландшафты: І – Ильинский, ІІ – Мыса Слепиковского, ІІІ – Холмско-Невельский, ІV – Лопатинский, V – Шебунинский.

Морфология берегов: 1 – абразионные берега с активным клифом; 2 – абразионные берега с отмершим клифом, окаймленные низкой (5–8 м) аккумулятивной морской террасой; 3 – аккумулятивные берега с широким песчаным пляжем. Угодья подводного берегового склона: 4 – пояс скал: а) с хорошо выраженной осушкой, б) без осушки; 5 – песчаные равнины; 6 – реликтовое гравийно-галечное поле; 7 – бровка материковой отмели.

графическому составу комплексу горных пород и занята одним биоценозом. Подводные фации являются наименышими ДПК, они весьма динамичны в пространстве и времени. Внутренняя структура фаций может осложняться скульптурными элементами размером от нескольких сантиметров до метра. Они могут быть представлены мозаичностью грунтов, мелкими грядами, отпрепарированными в результате абразии, а также мозаичностью горизонтальных синузий бентоса и т.п.

Пестрая картина морфологической дифференциации береговой зоны моря может быть

представлена мозаикой или рядами фаций. Мозаика фаций одного угодья представляет собой сочетание генетически разнородных ДПК, распространенных в пределах равных глубин. Ряд фаций одного угодья образуют сопряженную систему, в которой смена фаций с увеличением глубины, обусловлена ослаблением волновых процессов и угасанием освещенности. Вертикальные ряды фаций кладутся в основу выделения морфологических единиц вертикального расчленения подводных ландшафтов. 4. Биономическая структура экорегиона Японское море. Тихоокеанские моря у берегов России Спалдинг с соавторами [19] относят к Умеренному Северо-Пацифическому царству, к Холодноумеренной Западно-Пацифической провинции, в которой выделяют экорегионы: Охотское море, Камчатский шельф и берег, Японское море и др. (см. рис. 1).

При описании биономической структуры береговой зоны и шельфа Японского моря на региональном и топологическом уровнях предлагается выделять единицы широтной зональности, вертикальной поясности и азональные единицы биогеографического районирования. Поверхностную толщу вод Японского моря принято относить к бореальной (холоднобореальной) и неморальной (теплобореальной) зонам. Шельф и береговая зона входят в неритический ярус. По азональным признакам в бассейне Японского моря на границе с Охотским морем выделяется Сахалинская орогенная область (рис. 2). Япономорское прибережье острова Сахалин рассматривается как подобласть, которая делится на три округа: Северный и Южный – продольных берегов вдоль западных крыльев антиклинальных зон и между ними Центральный округ (перешеек Поясок) – замедленных поднятий. осложненных брахиантиклинальными складками. Гидрологические особенности Северного и Центрального округов по сравнению с Южным определяются проникновением охлажденных вод с севера, вызывающих понижение летних температур на 3-5°С. В составе биоты присутствуют холодноводные сообщества, например, ассоциация Fucus evanescens + Pelvetia wrightii в литорали, что позволяет отнести береговую зону этих округов к бореальной зоне. Гидрологические особенности Южного округа определяются теплыми водами Цусимского течения. Бентос образован тепловодными формами, например, для литорали характерны acc. Sargassum miyabei и Corallina pilulifera ("коралиновые тротуары"), характерно участие иглокожих Patiria pectinifera, Strongylocentrotus nudus. Это позволяет береговую зону Южного округа отнести к неморальной зоне.

В округах обособляются подводные ландшафты. Каждый подводный ландшафт — это наименьшая региональная единица, он не пересекается границами таксонов высших порядков и обладает уникальными особенностями морфологического строения. Анализ фрагмента ландшафтной карты западного побережья Южного Сахалина (рис. 3) показывает, что если следовать с севера на юг, то морфологическое строение береговой зоны и шельфа заметно меняется. Это служит основанием для выделения нескольких ландшафтов. Биономические особенности Центрального и Южного округов связаны с морфологическим строением следующих ландшафтов: в

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

первом округе – Ильинским, во-втором – Холмско-Невельским.

Ландшафт Ильинский простирается между м. Ламанон, расположенным за рамкой карты на севере, и м. Слепиковского на юге. Здесь бровка шельфа отступает далеко от берега, ширина мелководья у пос. Ильинского достигает 65 км. Ландшафт характеризуется развитием подводной абразионно-аккумулятивной платформы на месте простирающихся в море брахиантиклинальных складок. Основными элементами морфологического строения ландшафта, определяющими своеобразие биотопов и донных группировок, являются прибрежный пояс скал, каменистые банки вдали от берега, песчаные равнины, реликтовые поля гальки.

На границе Центрального и Южного округов расположен ландшафт м. Слепиковского — единственный для западных берегов Южного Сахалина пример ландшафта аккумулятивного типа. Он сформирован на месте синклинального прогиба, компенсированного накоплением толщи песчаных отложений. Береговая зона здесь резко сужается, изобата 40 м проходит на удалении 2—3 км от берега. Морфологическое строение ландшафта характеризуется доминированием одного биотопа песчаных равнин с характерной для него группировкой беспозвоночных.

Холмско-Невельский ландшафт простирается вдоль западного крыла Западно-Сахалинских гор от м. Слепиковского на севере до города Невельска на юге. Большие глубины котловины Японского моря прижимаются к берегу, сужая материковую отмель до 6—8 км. Подводный береговой склон абразионного типа. Характерными элементами морфологической структуры Холмско-Невельского ландшафта являются вытянутые вдоль берега и сменяющие друг друга по мере увеличения глубин угодья каменистой осушки, абразионного скульптурно-грядового склона, песчаной отсыпи. Южнее расположены ландшафты Лопатинский и Шебунинский, их описание не входит в задачу настоящей статьи.

Рассмотрим более подробно морфологическое строение Холмско-Невельского ландшафта. Основные элементы его морфологического строения отображены на аэрофотоснимке (рис. 4) и эколого-топологическом профиле (рис. 5).

Угодье каменистой осушки представляет собой выровненную абразионно-аккумулятивную террасу шириной 150—300 м, выработанную в коренных породах. Поверхность террасы почти полностью лежит в интервале приливо-отливных вод. При отливе вода местами задерживается в понижениях рельефа (литоральных ваннах). Во время полной воды глубина моря не превышает 0.5 м. Значительная ширина осушки, небольшая глубина во время полной воды обусловливают спокой-



Рис. 4. Аэрофотоснимок ключевого участка Холмско-Невельского ландшафта, масштаб 1 : 5000. [3]. Элементы изображения. Побережье: 1 – береговой обрыв (отмерший клиф), 2 – низкая аккумулятивная морская терраса с расположенными на ней дорогой и домами. Угодье каменистой осушки: 3 – сообщество зостеры, 4 – выровненная поверхность с тонким слоем щебнистых отложений и разреженным покровом водорослей, 5 – внешний открытый прибою край каменистой осушки: 3 – сообщество зостеры, 4 – выровненная поверхность с тонким слоем щебнистых отложений и разреженным покровом водорослей, 5 – внешний открытый прибою край каменистой осушки (темные пятна – сообщества морской травы филлоспадикс). Угодье подводного скульптурно-грядового берегового склона: 6 – крупные пятна и полосы интенсивного черного тона – сообщества крупных бурых водорослей ламинарии на пограничных грядах; 7 – полосчатость обусловленная грядовым микрорельефом и мелкая пятнистость, связанная с куртинами филлоспадикса, глубина до 5 м; 8 – неясные темные пятна, обусловленные зарослями красной водоросли одонталия, глубина до 10-15 м; 9 – желобообразное понижение, приуроченное к зоне разлома. Рисунок в виде сетки пересекающихся под разными углами линий, обусловлен трещинами, дробящими пласты пород на многочисленные блоки.

ный гидродинамический режим в ее прибрежной части и усиление воздействия волн по мере удаления в сторону открытого моря. Соответственно меняется характер грунтов и растительности, что позволяет выделить три типа фаций. В прибрежной части на песчано-илистом грунте почти сплошной пояс образует асс. Zostera marina. Здесь обитают креветки *Pandalus latirostris*. В местах, где слой песчаных отложений выклинивается, на каменистом грунте формируется асс.



Рис. 5. Вертикальная структура подводного Холмско-Невельского ландшафта.

A, а – абразионный берег с отмершим клифом; Б, б – низкая аккумулятивная морская терраса; В – каменистая осушка: в – асс. Zostera marina, г – выровненная скульптурная поверхность с разреженным покровом водорослей (acc. Chondria dasyphylla + Sphaerotrichia divaricata), д – внешний край осушки с асс. морской травы Phyllospadix iwatensis, е – сообшество Laminaria japonica на грядах, окаймляющих каменистую осушку; Г – подводный скульптурно-грядовый склон; Д – песчаная отсыпь. Элементы вертикального подразделения сублиторальной зоны: І – верхний этаж, II – средний этаж, III – нижний этаж.

Условные обозначения. Грунты: 1 – скальный (коренные породы), 2 – щебнистый, 3 – песчаный. Доминанты растительного покрова: 4 – каменная береза, 5 – курильский бамбук, 6 – сахалинская гречиха, 7 – Zostera marina, 8 – Sargassum miyabei, 9 – Sphaerotrichia divaricata, 10 – Phyllospadix iwatensis, 11 – Laminaria japonica, 12 – Bossiella cretacea, 13 – корковые известковые красные водоросли, 14 – Agarum cribrosum, 15 – Tichocarpus crinitus, 16 – Turnerella mertensiana, 17 – Dichloria viridis.

Sargassum miyabia. В средней части осушки волнение усиливается, рельеф мелко грядовый. На каменистом грунте формируется мозаичный растительный покров acc. Chondria dasyphylla + + Sphaerotrichia divaricata с участием зеленых водорослей Enteromorpha linza, Ulva fenestrata и бурых водорослей Punctaria plantaginea, Scytosiphon lomentaria. Внешняя, мористая часть осушки подвержена воздействию прибоя и характеризуется грядовым рельефом. Здесь характерна асс. морской травы Phyllospadix iwatensis, куртины которого образуют большие, диаметром в несколько метров, сомкнутые заросли. Отшлифованные прибоем каменистые поверхности обрастают корковыми известковыми красными водорослями. К вершинам пограничных гряд, отделяющих каменистую осушку от крутого абразионного склона, приурочены сообщества красной известковой кустистой водоросли *Corallina pilulifera*, плотные заросли которой именуются "кораллиновыми тротуарами". С ними сочетаются типичные для прибойных местообитаний группировки красных водорослей *Neorhodomela larix*, *Polysiphonia yendoi*, *Ceramium kondoi*, *Laurencia nipponica* и др. Характерным компонентом биоценозов являются морские ежи *Strongylocentrotus intermedius*. Порой до нескольких десятков особей морских ежей на квадратный метр устилают межгрядовые понижения.

Угодье подводного скульптурно-грядового берегового склона прослеживается до глубины 20— 30 (40) м. На этой глубине в прибрежных водах

Южного Сахалина солнечная энергия, доступная для фотосинтеза, почти полностью поглощается, приблизительно на этой же глубине прекращается воздействие волн на дно. По этим признакам угодье подводного скульптурно-грядового склона относится к сублиторальной зоне. Описываемое угодье образовано флишеобразной толщей коренных пород. Различная устойчивость пластов к абразии обуславливает формирование резко пересеченного скульптурного рельефа (грядового, ступенчатого, глыбового и т.п.). Фации подводного берегового склона образуют вертикальный ряд, индицируемый последовательной сменой по глубинам сообществ макрофитобентоса [10].

Верхний этаж сублиторали в интервале глубин 0-5 м подразделяется на две ступени: верхнюю — от 0 до 2 м и нижнюю — от 2 до 5 м.

К верхней ступени приурочена серия пограничных гряд, отделяющих угодье каменистой осушки от угодья абразионного подводного берегового склона. Ширина комплекса пограничных гряд достигает нескольких десятков метров. Вершины гряд покрыты сообществом Laminaria japonica – Mesoalgosa – Corallina polulifera – Crustida (корковые известковые красные водоросли). Заросли ламинарии вытянуты вдоль берега узкими полосами длиной в сотни метров. Сомкнутый покров ламинарии практически не дает возможности формированию нижних ярусов фитобентоса. Синузия Mesoalgosa, входящая в состав второго яруса, приурочена к просветам в зарослях. Здесь растут кустовидные багрянки *Ceramium kondoi*, *Ptilota filicina*, *Tichocarpus crinitus* и др. Третий ярус представлен синузией Corailina pilulifera, которую можно рассматривать как верный индикатор условий обитания в первой ступени верхнего этажа сублиторали. Отшлифованные прибоем поверхности скал покрыты накипными формами корковых известковых красных водорослей (Crustida). Характерными компонентами биоценозов пограничных гряд являются иглокожие Strongylocentrotus intermedium, Patiria pectinifera y Asteria amurensis.

Нижняя ступень верхнего этажа сублиторали занята сообществом Laminaria japonica + Alaria praelonga + Cystoseira crassipes - Mesoalgosa - Bossiella cretacea – Crustida. Крупная бурая водоросль Cystoseira crasaipeas играет особую роль в структуре сообщества. Благодаря воздухоносным пузырям на концах веточек, ее слоевища занимают положение в толще воды близкое к вертикальному. Это привлекает разнообразных беспозвоночных и эпифитные водоросли, которые селятся в кроне цистозиры. Второй ярус выражен в просветах между крупными бурыми водорослями и образован багрянками: Odonthalia corymbifera, Ptilota filicina, Tichocarpus crinitus, Neodilsea yendoana, Palmaria stenogona. Третий ярус представлен синузией Bossiella cretacea известковых кустистых водорослей, которая на глубине более 1 м замещает синузию *Corallina pilulifera*. На поверхности скал развита синузия Crustida.

Заметим, что растительность каменистой осушки и абразионного склона в пределах верхнего этажа сублиторали представляет наибольшее флористическое разнообразие. Здесь встречается до 90% видов, распространенных в береговой зоне у западных берегов Южного Сахалина.

Средний этаж сублиторали в интервале глубин от 5–6 до 10–15 м подразделяется также на две ступени. Верхняя ступень (от 5 до 8 м) – в структуре фитобентоса господствует асс. Bossiella cretacea – Crustida. Характерно присутствие крупных бурых водорослей Agarum cribrosum, растущих на расстоянии нескольких метров друг от друга. Единично встречаются богрянки Odonthalia corymbifera, Tichocarpus crinitus, Dichloria viridis и др. Для нижней ступени (от 8 до 10–15 м) характерна асс. Odonthalia corymbifera.

Нижний этаж сублиторали в интервале глубин от 15–20 м до 30 (40) м характеризуется резкопересеченным рельефом. Господствующую роль в образовании донных биоценозов играют беспозвоночные животные – гидроиды, губки, мшанки, серпулиды, балянусы, актинии, асцидии и мидии. Значение растительности в общем аспекте дна здесь ничтожно. Фитобентос представлен единичными экземплярами Agarum cribrosum, Dichloria viridis, Turnerella mertensiana. Характерной чертой является присутствие в синузии Crustida корковой неизвестковой красной водоросли Hildenbrandia prototipus, встреченной только в нижнем этаже сублиторали.

5. Ландшафты-аналоги. Иерархическая система единиц биономического районирования позволяет выявлять ландшафты-аналоги в береговой зоне и шельфе Мирового океана. Ландшафты-аналоги характеризуются принадлежностью к одной природной зоне, к одному глубинному ярусу, к геологическим структурам, испытывающим сходное тектоническое развитие. Биомы ландшафтов-аналогов сходны по особенностям приспособления гидробионтов к условиям жизни в определенных биотопах, а также к источникам пищи и способам ее добывания. В процессе адаптации к сходным условиям обитания происходит конвергентное развитие генетически разнородных элементов биоты в однотипные жизненные формы, которые определяют облик биома. Водные массы эпипелагиали, подводные фации и угодья ландшафтованалогов представляют собой стации, которые могут быть использованы для интродукции полезных видов или являться биотопами благоприятными для инвазии вредных видов.

Примером интродукции может служить вселение в середине XX века в Каспийское море в угодье песчано-илистых грунтов полихеты *Nereis di*- versicolor и двустворчатого моллюска Abra ovata из аналогичного угодья Азовского моря. Интродукция названных видов привела к обогащению кормовой базы рыб Каспийского моря. В те же годы началась интродукция камчатского краба Paralithodes camtschaticus в Баренцево море. Ценный промысловый вид практически не встретил врагов в новом экорегионе, быстро размножаясь и поедая донных беспозвоночных, он подорвал кормовую базу ряда промысловых рыб. Единственным ограничивающим фактором роста популяции камчатского краба стал его промысел, технология которого еще не налажена, поэтому полезность данной интродукции вызывает сомнение.

Примером катастрофических инвазий является появление нежелательных вселенцев в Каспийское, Черное и Азовское моря. В 20-е годы прошлого века в Каспийское море случайно был занесен моллюск Mytilaster lineatus. Он быстро размножился в береговой зоне Среднего Каспия на каменистых угодьях, полностью вытеснив из этого биотопа два эндемичных аборигенных вида Dreissena elata и D. caspica. В 80-е годы XX века в эпипелагиали Черного и Азовского морей появился гребневик Mnemiopsis leidvi, в начале XXI века он оказался в водах Северного Каспия. Пищевой базой гребневика является зоопланктон, икра и личинки рыб и донных беспозвоночных. Активно размножаясь, мнемиопсис подорвал кормовую базу рыб и ограничил возможность размножения многих донных гидробионтов. В результате практически прекратился промысел хамсы и бычка в Азовском море и кильки в Каспийском море. В начале 1990-х годов в Черном море также спонтанно появился гребневик *Beroe* ovata, который питается Mnemiopsis leidyi. Эта инвазия является положительной, так как вселение гребневика Beroe ovata привело к быстрому сокращению популяции мнемиопсис.

Таким образом, прикладное значение концепции ландшафтов-аналогов состоит в возможности прогнозировать интродукцию полезных видов и предусматривать опасность инвазии вредных видов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Система единиц районирования Больших морских экосистем отражает глобальные особенности распределения жизни в океане. Решение ряда научных и прикладных задач требует более детального районирования экорегионов (морских бассейнов).

2. Предлагается система единиц биономического районирования морских бассейнов, учитывающая зональные, глубинные и азональные особенности береговой зоны и шельфа. Инвариант

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

зональных границ устанавливается по термическим градиентам поверхностных вод, различающихся на 5°С. Система вертикальных (глубинных) единиц береговой зоны и шельфа включает неритический ярус, подразделяемый на три пояса. Система азональных единиц районирования (области, округа) опирается на особенности геолого-структурного строения, скорость и знак дифференцированных неотектонических движений.

3. Основной исходной единицей биономического районирования является подводный ландшафт. Каждый ландшафт обладает особенностями морфологического строения, которое раскрывается в системе единиц внутриландшафтной вертикальной и горизонтальной дифференциации.

4. В качестве примера районирования на топологическом и региональном уровнях рассматривается морфологическое строение ландшафтов трех округов подобласти Япономорское прибережье Сахалинской орогенной области экорегиона Японское море.

5. Иерархическая система единиц биономического районирования позволяет выявлять ландшафты-аналоги в береговой зоне и шельфе Мирового океана. Прикладное значение их выделения состоит в возможности прогнозировать интродукцию полезных видов и предусматривать опасность инвазии вредных видов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Богданов Д.В. Региональная физическая география Мирового океана. М.: Высш. шк., 1985. 176 с.
- 2. Грузинов В.М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана. Л.: Гидрометиоиздат, 1986. 272 с.
- 3. *Гурьева З.И., Петров К.М., Шарков В.В.* Аэрофотометоды геолого-геоморфологического исследования внутреннего шельфа и берегов морей. Атлас аннотированных аэрофотоснимков. Л.: Недра, 1976. 227 с.
- Гурьянова Е.Ф. Теоретические основы составления карт подводных ландшафтов // Вопросы биостратиграфии континентальных толщ // Тр. Третьей сессии Всесоюзного палеонтологического о-ва. М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 52–61.
- Зенкевич Л.А. Общая характеристика биоценозов океана и сравнение их с биогеоценозами суши // Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. М.: Наука, 1970. С. 7–27.
- Лебедев В.Л., Добровольский А.Д., Марков К.К. Физико-географическое районирование // География Мирового океана. Тихий океан. Л.: Наука, 1981. С. 115–128.
- Перестенко Л.П. О принципах зонального биогеографического районирования шельфа Мирового океана и о системах зон // Морская биогеография. М.: Наука, 1982. С. 99–114.

- Петров К.М. Вертикальное распределение подводной растительности Черного и Каспийского морей // Океанология. 1967. Т. 7. Вып. 2. С. 314–320.
- 9. *Петров К.М.* Подводные ландшафты: теория, методы исследования. Л.: Наука, 1989. 128 с.
- Петров К.М. Подводная растительность у берегов Южного Сахалина // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2004. Вып. 2 (15). С. 58–69.
- 11. Петров К.М. Биогеография океана. М.: Академический Проект; Альма Матер. 2008. 328 с.
- 12. Петров К.М., Поздеев В.Б. Подводные ландшафты и фитобентос у берегов Южного Сахалина. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1992. 128 с.
- 13. Степанов В.Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
- 14. *Alexander L.M.* Large marine ecosystems as global management units // Biomass Yields and Geography of Large Marine Ecosystems / Eds. Sherman, K.,

L.M. Alexander. Westview Press. Boulder, Colorado, 1989. V. 41(1). P. 1–20.

- 15. *Hempel G., Sherman K.* Large Marine Ecosystems of the World: Trends in Exploitation, Protection, and Research. Amsterdam: Elsevier, 2003. 423 p.
- Kjellman F.R. Uber Algenregione und Algeni ormationen im ostlicen Skagerrak // Bih. Kgl. Svensca vet. akad. 1878. Handl. 5.
- 17. Setchell W.A. Geographical distribution of the marine algae // Science. N. S. 1917. V. 45. № 1157. P. 197–204.
- Sherman K., Christensen V., Sissenwine M., Duda A.M. A global movement toward an ecosystem approach to management of marine resources // Marine Ecology. Progress Series 300. 2005. P. 275–279.
- Spalding M.D., Allen G., Fox H., Davidson N.C. Marine Ecoregions of the World: a bioregionalization of coast and shelf areas // J. BioScience. 2007. 57(2): 573–583. (http://www.biosciencemag.org).

Principles of Bionomic Zoning of the Coastal Zone and Shelf of the World Ocean

K. M. Petrov[#]

Saint Petersburg state University, Saint Petersburg, Russia #e-mail: k.petrov@spbu.ru

The principles of creating a hierarchical system of units for zoning the coastal zone and the shelf of the world ocean by bionomic (ecosystem) features are discussed. The solution of a number of scientific and applied problems requires zoning of ecoregions (sea basins) at the regional and topological levels. A system of units is proposed, taking into account the zonal, deep and azonal features of ecoregions. The main initial unit of bionomic zoning is the underwater landscape. As an example of zoning at the regional and topological levels, the morphological structure of the landscapes of the three districts of the Japanese coastal region of the Sakhalin orogenic region of the Japan Sea is considered. The hierarchical system of units of bionomic zoning allows identifying landscapes-analogues. The applied value of which is the ability to predict the introduction of beneficial species and provide for the risk of invasion of harmful species.

Keywords: large marine ecosystems, ecoregions, hierarchical system of zoning units, underwater landscapes, landscapes-analogues

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ —

УДК 551.464.38

ДИАГЕНЕЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДКАХ ПОКРЫТЫХ Зарослями зостеры морской (*Zostera Marina* L.)

© 2020 г. П. Я. Тищенко^{1,} *, Н. Д. Ходоренко¹, Ю. А. Барабанщиков¹, Т. И. Волкова¹, А. А. Марьяш¹, Т. А. Михайлик¹, Г. Ю. Павлова¹, С. Г. Сагалаев¹, П. Ю. Семкин¹, П. П. Тищенко¹, М. Г. Швецова¹, Е. М. Шкирникова¹

> ¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия *e-mail: tpavel@poi.dvo.ru Поступила в редакцию 25.02.2019 г. После доработки 28.10.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

В феврале и июле 2014 г. были проведены комплексные органо-геохимические исследования донных отложений двух районов Амурского залива, различающихся по интенсивности поступления органического вещества, продуцируемого морскими травами (*Zostera marina* L.). В поровой воде донных осадков по глубине керна (80 см) были измерены концентрации растворенного органического углерода, углеводов, гумусового вещества, биогенных веществ (неорганический фосфор, кремний, аммоний), исследованы параметры карбонатной системы (pH, общая щелочность, растворенный неорганический углерод, парциальное давление углекислого газа – pCO_2). В твердой фазе осадка измерялось содержание органического углерода (OV), процентное содержание фульвовых и гуминовых кислот, влажность осадка. Установлено, что концентрация OV в верхнем слое (5 см) донных отложений в зоне произрастания макрофитов была 5.51%. На участке без морских трав – 1.78%. Суммарное содержание фульвовых и гуминовых кислот составляет около 40% от общего содержания OV. Показано, что на акваториях с интенсивным развитием *Zostera marina*, по сравнению с фоновыми участками, около 50% общего содержания OV перерабатывается в пределах

верхних 40 см осадка и сопровождается резким увеличением концентрации Si, P, NH₄⁺, щелочности

и уменьшением pH, концентрации SO_4^{2-} . Для исследованных параметров сезонная изменчивость была выражена слабо. Исключение составили pH и pCO₂, что связано с влиянием температуры на константы карбонатной системы. Продукты диагенеза органического вещества (OB) указывают, что сульфатредукция является важным процессом, но полностью не объясняет резкое уменьшение содержания OУ по глубине осадка. Сделано предположение, что утилизация OB в донных осадках, покрытых зарослями макрофитов (*Zostera marina*) сопровождается его трансформацией в биомассу инфауны.

Ключевые слова: ранний диагенез, органическое вещество, геохимия донных отложений, *Zostera marina* L., залив Петра Великого **DOI:** 10.31857/S0030157420020112

введение

Морская трава зостера морская (*Zostera marina* L.) образует подводные луга, иногда с очень высоким травостоем (до 100 см), на мягких илисто-песчаных грунтах в мелководных прибрежных акваториях. Это многолетнее растение, с хорошо развитой корневой системой является чрезвычайно продуктивным, его валовая продукция достигает $2 \text{ мгO}_2/4$ на 1 г сырой массы растения [4]. На основе экспериментальных данных было установлено, что ее средняя продукция в летний сезон составляет 4.8 гС/м² в сутки [32]. Натурными на-

блюдениями в б. Витязь (залив Петра Великого, Японское море) были получены значения 0.1-3.1 гС/м² в сутки [7]. Для зостеры японской (*Z. japonica*) валовая продукция в заливе Голубином (Японское море) составляла 2.62 гС/м² в сутки [12]. Из-за высокой продукции, наряду с тропическими лесами, мангровыми зарослями и солевыми маршами, морские травы рода Zostera включены в проект "голубой углерод" [35]. Его суть заключается в увеличении на планете площадей, занятых произрастанием высокопродуктивных растений для сдерживания роста углекислого газа в атмосфере [20, 31]. Однако высокая продукция морских трав не является достаточным условием для изъятия атмосферного углекислого газа. Другим необходимым условием является захоронение биомассы морских трав в современных осадках [19, 27]. Эффективность захоронения органического углерода в осадках зависит от многих причин, которые можно объединить словосочетанием "пути диагенеза органического вещества". Бактериальное разложение органического вещества является ключевым процессом, изменяющим химический состав поровых вод и твердой фазы донных осадков [11, 17, 21]. В соответствии с термодинамической моделью разложения органического вещества (OB) в морских осадках, последовательность использования бактериями

различных окислителей следующая: O₂, NO₃,

MnO₂, FeOOH, SO₄⁻² [21, 33]. При обычных температурах и исчерпании всех перечисленных выше акцепторов электронов органическое вещество подвергается метаногенезу [21, 33]. Для шельфовых вод 80-90% синтезированного в фотическом слое органического вещества достигает дна и обогащает собой осадки [21]. Поскольку донные осадки на шельфе обогащены ОВ, то ключевыми процессами диагенеза являются сульфатредукция и метаногенез [10]. Однако, диагенез органического вещества в донных осадках мелководных бассейнов, глубина которых не превышает глубину эвфотического слоя, имеет свои особенности, главная из которых, наличие высокой плотности заселения инфауны в зарослях морских трав. Инфауна может принимать непосредственное участие в извлечении органического вещества из донных осадков [39].

Целью работы явилось изучение ключевых процессов диагенеза ОВ в донных осадках двух районов Амурского залива, различающихся по интенсивности поступления органического вещества, продуцируемого морскими травами (Zostera marina L.), а также установление сезонных различий (зима, лето) в формировании химического состава поровых вод. Ключевые процессы диагенеза ОВ вещества устанавливались на основе результатов химического анализа поровой воды и твердой фазы донных отложений по глубине керна (80 см). В поровой воде измерялись концентрации: растворенного органического углерода (РОУ), углеводов, гумусового вещества (ГВ), биогенных веществ (неорганический фосфор, кремний, аммоний), параметры карбонатной системы (рН, общая щелочность – ТА, растворенный неорганический углерод – DIC, парциальное давление углекислого газа — pCO_2), сульфаты. В твердой фазе осадка измерялось процентное содержание органического углерода (ОУ), процентное содержание фульвовых и гуминовых кислот, влажность осадка.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования были выполнены в феврале и июле 2014 г. на двух станциях, расположенных на разных участках Амурского залива. Станция 1 (ст. 1) находилась на акватории бухты Воевода (42°59.978' с.ш. 131°47.659' в.д.), характеризовалась небольшими глубинами (до 5 м) и за счет хорошей освещенности песчано-илистое дно было покрыто зарослями Zostera marina [3]. Станция 2 (ст. 2) находилась у о. Речной (43°16.232' с.ш. 131°49.261' в.д.) (северная часть Амурского залива). При схожих глубинах (6 м) на дне не было произрастания макрофитов, поэтому в данном исследовании ст. 2 рассматривалась как фоновая (рис. 1) [6].

Перед началом геохимических работ проводилось зондирование водной толщи зондом RBR (XR-620) с датчиками температуры (T), давления, электропроводности (солености), хлорофилла-а (флюоресценция), мутности. Также отбиралась проба воды придонного горизонта на гидрохимические параметры (соленость, растворенный кислород, pH, щелочность, биогенные вещества). Вертикальные профили температуры и солености на исследуемых станциях приведены на рис. 2.

Прямоточной геологической трубкой (1 м) отбирали керн донных отложений. Трубку с керном помещали в теплоизоляционный тубус и доставляли в лабораторию, где керн фотографировали, измеряли рН на разных горизонтах, с интервалом 10 см. После чего осадок каждого горизонта отжимали в прессе для получения поровой воды. Химический анализ поровой воды проводился сразу после ее получения.

Значения рН в морских осадках измеряли потенциометрическим методом, используя ячейку безжидкостного соединения, калибровка которой проводилась при разных температурах, что позволило проводить измерения без термостатирования с точностью ±0.01 ед. pH [37]. ТА анализировалась прямым титрованием по методу ±0.2% Бруевича [9]. Параметры карбонатной системы (pH_{in situ}, DIC, pCO₂) были рассчитаны с учетом поправки на содержание органической щелочности и биогенных веществ [13, 14]. Содержание ГВ в поровой воде донных отложений определяли спектрофотометрическим методом при длине волны 254 нм на спектрофотометре Shimadzu UV, модели UV-1650PC. Ошибка данного метода оценивалась нами в 2% [15]. Анализ биогенных веществ был выполнен спектрофотометрическим методом с помощью стандартной процедуры, ошибка метода составляла 2% [23].



Рис. 1. Географическое положение изучаемого района и схема расположения станций: ст. 1 – бухта Воевода (о. Русский) глубина места 4 м; ст. 2 – Амурский залив (о. Речной) глубина места 6 м.

Органический углерод в твердой фазе осадков, в поровой воде и придонной морской воде был измерен на анализаторе TOC-VCPN с приставкой для сжигания твердых проб SSM 5000А производства Shimadzu (Япония). Калибровка прибора проводилась с помощью стандартов СДО-3 "известковый ил", ГСО 1758-80, точностью оценивалась из параллельных измерений и составляла ±3%. Концентрации гуминовых и фульвовых кислот в твердой фазе осадка были измерены методом щелочной экстракции, средняя величина стандартного отклонения для единичного измерения составляла 4% [16]. Концентрации углеводов были измерены триптофановым методом, подробное описание метода дано в руководстве [2]. Методика измерения углеводов, которая нами использовалась, предполагает кислотный гидролиз полисахаридов до моно углеводов. Для калибровки метода использовалась глюкоза. В данной статье

полученные результаты мы рассматриваем как общее содержание углеводов в пересчете на вес углерода. Концентрации макро-анионов (Cl⁻, $SO_4^{2^-}$) измеряли методом ионно-обменной хроматографии на хроматографе LC-20A производства Shimadzu (Япония) с точностью ±1%. Влажность проб определяли взвешиванием осадка (около 1 г) до высушивания и после высушивания. Высушивание проводили при температуре 100–105°C в течение 1–2 сут до постоянного веса, точность 2%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В исследуемых акваториях были подняты керны мелкоалевритовых илов разного цвета: серый цвет характерен для Амурского залива, для бухты Воевода цвет донных отложений был темно-серый, почти черный с характерным запахом сероводорода. Влажность донных отложений в б. Вое-



Рис. 2. *t*, *S* профили на станциях 1 и 2 в Амурском заливе. (а) – июль; (б) – февраль.

вода и Амурском заливе по глубине керна плавно vменышалась, соответственно, от 72 и 64% в верхнем слое до 54 и 50% (80 см). Результаты анализа содержания ОУ в твердой фазе донных отложениях станций 1 и 2 приведены на рис. 3. Профили процентного содержания ОУ в твердой фазе осадка и суммы фульвовых (ФК) и гуминовых (ГК) кислот мало отличаются для разных сезонов (февраль, июль), для теплого сезона наблюдается небольшое систематическое увеличение в содержании ОУ в твердой фазе осадков для обеих станций. В то же время, между станциями наблюдается существенное отличие. В районе зарослей зостеры (ст. 1) концентрации ОВ в твердой фазе осадка для верхнего горизонта (5 см) более чем в три раза выше, в сравнении с результатом, полученным для фоновой станции (ст. 2).

Концентрации РОУ в поровой воде (рис. 4а) закономерно в несколько раз выше в сравнении с придонной водой [18]. Также следует отметить, что концентрации РОУ для каждой станции систематически выше для теплого сезона. Такая же тенденция прослеживается для концентраций ГВ в поровой воде (рис. 46). Доля ГВ в РОУ увеличивается с глубиной осадка (рис. 4в).

Помимо ГВ, другим важным компонентом РОУ являются углеводы, которые являются основными компонентами органического вещества, продуцируемого автотрофами. Для летнего сезона были выполнены измерения концентрации углеводов в поровой воде (рис. 4г). Суммарные концентрации углеводов и гумусового вещества составляли от 50 до 90% от общей концентрации РОУ. В отличие от ГВ, концентрация углеводов имеют тенденцию к уменьшению с глубиной колонки (рис. 4г).

Конечным продуктом трансформации ОВ под действием микроорганизмов являются неорганические вещества. Наблюдаемое уменьшение содержание ОУ, которое мы связываем с уменьшением ОВ в твердой фазе осадка, сопровождается увеличением концентрации неорганических форм биогенных веществ в поровой воде донных отложений (рис. 5). Следует отметить, что для области глубин донных отложений 0—35 см наблюдаются существенные изменения во всех измеряемых параметрах.

Диагенез ОВ твердой фазы осадка приводит к уменьшению процентного содержания ОУ (рис. 3а, 3б) и к увеличению концентраций продуктов диагенеза в поровой воде: биогенных веществ (рис. 4) и DIC, TA (рис. 6). Сульфат-хлоридные мольные отношения по глубине керна в б. Воевода систематически уменьшались с 0.053 для придонной воды до 0.036 (80 см), что указывает на процесс сульфат редукции. Изменения сульфат-хлоридных отношений для Амурского залива находились в более узких пределах (0.055–0.048) и не имели систематической зависимости по глубине керна.

ОБСУЖДЕНИЕ

Существенное отличие в содержании ОУ между донными отложениями б. Воевода и фоновой



Рис. 3. Органическое вещество в твердой фазе донных отложений б. Воевода (1, 2) и северной части Амурского залива (3, 4). (а) — процентное содержание органического углерода в сухом осадке; (б) — процентное содержание углерода суммы фульвовых и гуминовых кислот в сухом осадке; (в) — процентное отношение углерода суммы фульвовых и гуминовых кислот к общему содержанию органического углерода; (г) — концентрационное отношение фульвовых кислот к гуминовым. Керны донных отложений отобраны в феврале (1, 3) и июле (2, 4) 2014 г.



Рис. 4. Профили содержания разных форм органического вещества в поровой воде донных отложений б. Воевода (*1*, *2*) и в северной части Амурского залива (*3*, *4*). (а) – концентрация растворенного органического углерода (POV), мгС/л; (б) – концентрация гуминового вещества (ГВ), мгС/л; (в) – процентное отношение ГВ к POV; (г) – концентрация углеводов, мгС/л. Керны донных отложений отобраны в феврале (*1*, *3*) и июле (*2*, *4*) 2014 г.

станцией (рис. 3a), не обусловлено различием гранулометрического состава, т.к. донные отложения для обоих исследуемых мест мало отличаются по влажности и визуально относятся к мелкоаливритовому илу. Основная причина высокого содержания ОУ на ст. 1 обусловлена потоком ОВ в донные осадки, который может формироваться как эпифитоном, поскольку листья зосте-



Рис. 5. Профили концентраций биогенных веществ в поровой воде донных отложений б. Воевода (1, 2) и в северной части Амурского залива (3, 4). (а) – фосфаты (мкмоль/л); (б) – ион аммония (мкмоль/л); (в) – растворенный кремний (мкмоль/л); (г) – азот-фосфорное отношение. Керны донных отложений отобраны в феврале (1, 3) и июле (2, 4) 2014 г.

ры были покрыты охристыми нитями диатомей, так и зостератами, выделяемыми травой. Зостераты — соли полисахарида (зостерина), продуцируемого зостерой. Общее количество углеводов, продуцируемое зостерой может достигать более 35% от сухой массы травы, из которых около 20% зостерина [5]. В отличие от фоновой станции, на ст. 1 наблюдается резкое уменьшение ОУ в верхних слоях осадка, что указывает на высокую скорость деградации ОВ (рис. 3а). Одним из этапов

деградации ОВ является образование ФК и ГК, т.е. происходит гумификация ОВ. Вертикальное распределение суммарного процентного содержания ФК и ГК по глубине осадка для станций 1 и 2 показано на рис. Зб, из которого видно, что формы распределения Сорг и ФК + ГК очень похожи. Доля ФК и ГК в твердой фазе осадка составляет около 40% от общего солержания ОВ и остается примерно постоянной с глубиной осадка (рис. 3в). Отношения ФК:ГК указывают на более чем двукратное доминирование ФК над ГК, которое возрастает с глубиной керна (рис. 3г). Одно из возможных объяснений состоит в том, что при гумификации ОВ в условиях пониженных значений рН, происходит доминирование фульвовых кислот над гуминовыми [8].

Концентрации РОУ в поровой воде донных отложений были на порядок выше в сравнении с результатами, полученными для придонной воды (рис. 4а), что согласуется с литературными сведениями [18]. Для обеих станций концентрации РОУ для летнего сезона систематически выше на 30-40%, что, по-видимому, связано с десорбцией ОВ из твердой фазы в водную среду при повышении температуры в летний сезон. Этот эффект незначительный для ГВ (рис. 4б). В отличие от твердой фазы донных отложений отношения между концентрациями гумуса и органического углерода в поровой воде ниже и изменяются в диапазоне от 11 до 39% для б. Воеводы и от 13 до 31% с тенденцией к увеличению по глубине осадка (рис. 4в). Увеличение концентрации ГВ с глубиной осадка объясняется ростом доли устойчивых к диагенезу растворенных органических веществ [18]. Гуминовые вещества рассматриваются как более устойчивые к микробиологическому разложению в сравнении с углеводами, белками, аминокислотами.

В результате диагенеза ОВ изменяется не только концентрации ОУ в твердой фазе осадков и в поровой воде, соотношения форм органического углерода (увеличивается доля ГВ), но изменяется минеральный состав поровой воды. Наблюдаемое уменьшение содержания ОУ в твердой фазе осадка сопровождается увеличением концентрации неорганических форм биогенных веществ в поровой воде донных отложений (рис. 5, 6), что можно объяснить бактериальной деструкцией ОВ. Минерализация ОВ в морских осадках, в соответствии с термодинамической моделью, изложенной в работе [21], возможна также с участием оксидов марганца и железа. Однако роль оксидов марганца и железа существенна в микробиологической переработке взвешенного OB, оседающего на дно для морских бассейнов с глубинами более 1000 м (около 80–90%), а для шельфа она снижается до 10% [21]. В отсутствии кислорода, нитратов, оксидов железа и марганца при наличии сульфат ионов доминирующее значение приобретает сульфатредукция [21]. Используя стехиометрию Редфилда [34] для OB, этот процесс формально можно представить следующей схемой [21]:

$$(CH_{2}O)_{106} (NH_{3})_{16} H_{3}PO_{4} + 53SO_{4}^{2-} \rightarrow$$

$$\rightarrow 38H_{2}S + 16NH_{4}^{+} + H_{2}PO_{4}^{-} + (1)$$

$$+ 106HCO_{3}^{-} + 15HS^{-}.$$

В соответствии с реакцией (1), в поровой воде будут увеличиваться концентрации фосфора, аммония, гидрокарбонатов (TA, DIC) и уменьшаться концентрации сульфатов. Действительно, наблюдаются увеличения концентраций биогенных веществ, особенно в верхних горизонтах донных осадков (рис. 5). В сравнении с придонной водой концентрации фосфатов в летний сезон. в поровой воде осадков на горизонте 5 см увеличились в 5 и 20 раз для Амурского залива и бухты Воевода соответственно. Подобные сравнения для аммония: 34 и 600 раз; для растворенного кремния: 7 и 35 раз. Такие контрастные изменения, особенно для районов обитания зостеры, обусловлены тем, что именно для верхних горизонтов осадка (0-3 см) наблюдаются максимальные скорости регенерации биогенных веществ, достигающие 150 нмоль/г ч⁻¹ [24]. Более высокие концентрации биогенных веществ в поровой воде соответствуют донным отложениям с высоким содержанием ОУ и в летний сезон (концентрации аммония и кремния для июля систематически выше для обеих станций). Особенность в вертикальном распределении фосфора в донных отложениях обусловлена не только интенсивностью диагенеза ОВ, но также процессами адсорбции-десорбции, которые выполняют роль "буферного механизма" в формировании концентрации ортофосфатов в поровой воде [36]. Суть буферного механизма сводится к поддержке почти постоянной концентрации ортофосфатов в водной фазе за счет высокой сорбционной емкости твердой фазы по отношению к ортофосфатам [22]. Именно такое распределение фосфора наблюдается в поровой воде донных осадков Амурского залива (рис. 5а).

Рис. 6. Вертикальные профили параметров карбонатной системы в поровой воде донных отложений б. Воевода (1, 2) и в северной части Амурского залива (3, 4). (а) – общая щелочность; (б) – растворенный неорганический углерод; (в) – рН_{*in situ*}; (г) – парциальное давление углекислого газа; (д) – степень насыщенности вод по отношению к кальциту; (е) – степень насыщенности вод по отношению к арагониту. Керны донных отложений отобраны в феврале (1, 3) и июле (2, 4) 2014 г.





Рис. 7. Зависимость концентрации растворенного неорганического углерода (а) и сульфат ионов (б) от щелочности в поровой воде донных отложений б. Воевода (1, 2) и в северной части Амурского залива (3, 4). Керны донных отложений отобраны в феврале (1, 3) и июле (2, 4) 2014 г.

Разложение ОВ внутри осадка должно приводить к увеличению концентрации растворенного фосфора в поровой воде, но этого не происходит, т.к. он адсорбируется на твердой фазе осадка. Другая ситуация наблюдается для ст. 1. В этом случае наблюдается резкое увеличение концентрации неорганического фосфора для горизонта более 15 см. Высокое содержание ОУ в б. Воевода приводит к тому, что в результате диагенеза все активные сорбционные центры твердой фазы для горизонта более 15 см заняты ортофосфатами. Буферный механизм твердой фазы перестает работать и наблюдается резкое увеличение концентрации неорганического фосфора с глубин более 15 см. Для зимнего сезона концентрация фосфора систематически выше, чем в июле (рис. 4). Также следует отметить чрезвычайно высокие значения N : Р отношений, особенно для верхних горизонтов донных осадков (рис. 5г). В диагенезе ОВ принимают участие морские организмы инфауны и корни травы, они могут осуществлять преимущественное извлечение фосфатов для своей жизнедеятельности [39]. Увеличение концентрации кремния в поровой воде объясняется растворением кремнистых створок диатомей [28, 38]. Асимптотический профиль растворенного кремния в поровой воде исследуемых донных отложений является типичным и обусловлен растворением створок диатомей [17]. Однако предельные концентрации растворенного кремния разные для ст. 1 существенно выше, чем для ст. 2. Также они систематически выше для летнего сезона, что, по-видимому, обусловлено и большей концентрацией ОУ в твердой фазе осадка и более высокой скоростью минерализации ОВ. Необходимо также отметить, что после увеличения содержания кремния в верхнем 15 см слое ст. 2 в феврале, происходит его плавное уменьшение в нижележащих горизонтах. Это уменьшение обычно объясняется аутигенным образованием глинистых минералов [30]. Подобное уменьшение наблюдается в слое глубже 25 см зимой для ст. 1.

В результате диагенеза ОВ параметры карбонатной системы поровой воды существенно изменились в сравнении с придонной водой (рис. 6). Наблюдается увеличение ТА, которое сопровождается увеличением DIC, уменьшением pH и увеличением *p*CO₂ (рис. 6а–6г). Очевидно, что главными продуктами минерализации ОВ являются гидрокарбонат ион (HCO_{3}^{-}) и двуокись углерода. Согласно уравнению (1) соотношения между Δ DIC: Δ TA и Δ SO₄²⁻ : Δ TA, должны быть 106: 121 = = 0.88 и -0.53: 121 = -0.44 соответственно. Методом наименьших квадратов были получены углы наклона для зависимости DIC от TA для февраля: 1.156 (r² = 0.998) - б. Воевода и 1.101 (r² = = 0.997) – Амурский залив; для июля: 1.138 (r² = = 0.999) - 6. Воевода и 1.014 ($r^2 = 0.999$) – Амурский залив. Значение угла наклона для всех данных, представленных на рис. 7а, равно 1.141 $(r^2 = 0.999)$. Можно предположить, что действительно сульфатредукция является доминирующим процессом в диагенезе ОВ в донных отложениях обеих станций, тем более, что концентрация сульфат ионов уменьшается с увеличением щелочности поровой воды (рис. 7б). Однако методом наименьших квадратов были получены углы наклона для зависимости $[SO_4^{2-}]$ от TA для февраля: $-0.80 (r^2 = 0.93) - 6$. Воевода и $-0.71 (r^2 = 0.81) -$ Амурский залив; для июля: -0.47 ($r^2 = 0.87$) -

б. Воевода и +1.014 ($r^2 = 0.999$) – Амурский залив. Значение угла наклона для всех данных, представленных на рис. 76, равно -0.39 ($r^2 = 0.37$). На наш взгляд, разброс данных относительно теоретического угла наклона (-0.44) для зависимости, представленной на рис. 76 превышает экспериментальные ошибки, и обусловлен протеканием более сложных процессов, чем это представлено схемой (1). В том случае, если реакция (1) сопряжена с взаимодействием образовавшегося сероводорода с ионами железа, присутствующими в донных осадка, то будет происходить образование сульфидов. Данную реакцию можно представить схемой:

$$H_2S + Fe^{2+} \rightarrow FeS_{TB, \ basa} + 2H^+.$$
(2)

Реакция образования твердой фазы сульфида железа (2) будет уменьшать щелочность поровой воды, увеличивая угол наклона для зависимостей, представленных на рис. 7. Другим возможным процессом, который приводит к увеличению уг-

лов наклона для зависимостей DIC от TA и $[SO_4^{2-}]$ от TA (рис. 7а, 7б), это сочетание сульфатредукции (реакция (1)) с участием кислорода придонной воды в окислении OB, при условии, что регенерации сульфат ионов не происходит. Поступление в верхний слой донных отложений кислорода может обеспечиваться через биотурбацию и через сифонные системы инфауны. Наиболее заметное увеличение углов наклона было получено для февраля, когда концентрация кислорода в придонной воде была высокая (447 мкмоль/кг – б. Воевода и 396 мкмоль/кг Амурский залив), что указывает на вероятность этого процесса. Неожиданным результатом является положительный угол наклона для зависимо-

сти $[SO_4^{2^-}]$ от TA для ст. 2 в июле. Эти значения вылетают из общего хода зависимости (черные треугольники на рис. 76). В середине мая 2014 г. был паводок на р. Раздольной (расход реки достиг 400 м³/с). Поскольку ст. 2 расположена была недалеко от устья реки, то паводок изменил состав поровой воды. Для горизонтов 0—40 см произошла инфильтрация эстуарных вод, которая по нашим данным уменьшила концентрацию хлорид ионов и сульфат ионов. Концентрации макрокомпонентного состава морской воды, включая

 $[Cl^{-}]$, $[SO_{4}^{2-}]$, ТА линейно зависят друг от друга, с положительным углом наклона. Поэтому инфильтрация эстуарных вод в донные отложения, привела к тому, что результаты для июля на ст. 2

отличаются от общего хода зависимости, [SO₄²⁻] – ТА (рис. 76), который в целом обусловлен сульфатредукцией.

Диагенез ОВ приводит к уменьшению pH поровой воды и увеличению парциального давления углекислого газа в сравнении с придонной водой (рис. 6). Следует отметить, что сезонная изменчивость практически отсутствует в вертикаль-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

ных профилях TA и DIC (рис. 6а, 6б), но она проявляется в профилях рН и рСО2 (рис. 6в, 6г). В феврале, температура придонных вод близка к точке замерзания морской воды (рис. 2). Увеличение температуры в летний сезон приводит к уменьшению рН и к увеличению рСО₂ при прочих равных условиях. Несмотря на столь низкие значения рН поровой воды (менее 6.9 для ст. 1 в июле), эти воды немного пересыщены по отношению к кальциту и близки к насыщению по отношению к арагониту (рис. 6д, 6е). Исключением являются нижние горизонты ст. 2 в июле и придонные воды, где наблюдается 4-х-кратное пересыщение, а для придонных вод ст. 1, в зимний сезон вода пересыщена в 7 раз по отношению к кальциту, примерно в 5 раз по отношению к арагониту. Такие состояния рассматриваются как метастабильные и твердая фаза при таком пересыщении, как правило, не образуется [1]. Органическое вещество препятствует химическому образованию твердой фазы карбоната кальция. В тоже время, эти условия являются комфортными для жизни организмов имеющих карбонатный скелет, либо раковину. Этот вывод подтверждается визуальными наблюдениями - огромное количество отверстий в донных отложениях, сделанных двустворчатыми моллюсками.

Из полученных нами результатов следует, что, действительно, в области зарослей зостеры (ст. 1), донные отложения обогащены ОУ (рис. 3а) и идея захоронения атмосферного углекислого газа в донных осадках в форме ОВ имеет право на жизнь. Однако, около 50% от общего содержания ОУ в действительности не захоранивается, а перерабатывается в пределах верхних 40 см. Если пренебречь потоками на границе раздела "водадно", то уменьшение ОУ обусловленное только микробиологической деструкцией ОВ должно сопровождаться эквивалентным увеличением концентрации DIC в поровой воде. Из рис. За следует, что в интервале горизонтов от 5 до 75 см содержание ОУ уменьшилось более чем на 30 мгС/г сухого осадка. Из массового баланса следует, что результатом такого уменьшения ОУ будет очень высокая концентрация DIC в поровой воде: 3 моль/кг для горизонта осадка 40 см И 4.9 моль/кг, для горизонта 75 см. Такие высокие концентрации DIC невероятны. Поэтому мы полагаем, что ключевым процессом утилизации ОВ в донных отложениях является его превращение в биомассу инфауны и в биомассу зостеры, которая имеет чрезвычайно развитую корневую систему в пределах 30 см слоя осадков. Лишь небольшая доля ОВ (по нашим оценкам 2-3%) подвергается микробиологической деструкции с участием сульфат-ионов в качестве акцепторов электронов. Другим важным микробиологическим процессом для донных осадков, содержащих высокие концентрации ОУ является метаногенез. Однако он проявляется в заметных количествах лишь при истошении сульфат-ионов, на что указывает термодинамическая модель диагенеза ОВ [21, 33], результаты изучения газового состава донных отложений [10, 29] и изотопные исследования сульфатредукции и метаногенеза [25]. Однако мы не исключаем метаногенез в более глубоких слоях осадков, в которых отсутствуют сульфат ионы, либо их концентрация становится менее 3 ммоль/кг, когда концентрация метана в донных осадках резко возрастает [10]. Более того, в осенний период на берегах мелководных бухт, покрытых зостерой, появляется острый запах сероводорода, который мы объясняем выделением пузырьков метана из глубоких слоев донных осадков. В работе [30] было высказано предположение, что пузырьки метана, выделяющиеся из более глубоких слоев донных осадков, захватывают в себя другие газы, содержащиеся в поровой воде. Таким образом, сероводород может транспортироваться пузырьками метана не только в придонную воду, но и к границе раздела вода/атмосфера, создавая острый запах сероводорода. Акустические исследования Амурского залива указывают на наличие пузырьков метана в глубинных слоях донных отложений [26]. Олнако полобные исследования Карнауха В.Н. в б. Воевода не обнаружили газовых пузырьков [3].

Продукционная активность зостеры имеет сезонную изменчивость, минимальная продукция в марте, а максимальная в августе [7]. Однако исследуемые геохимические параметры донных отложений не проявляют заметной сезонной изменчивости (за исключением pH, pCO₂). По-видимому, "избыточное" ОВ летнего сезона также утилизируется по пищевой цепи живыми организмами. Этот вывод подтверждается исследованиями работы [39].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мелководные бухты с зарослями зостеры, формируют донные отложения с высоким содержанием ОУ. Концентрация ОУ превышает 5% в расчете на сухой осадок, в тоже время на фоновой станции, концентрация ОУ углерода в верхнем слое осадка была менее 2%. Высокая концентрация ОУ в твердой фазе осадков б. Воевода приводит к интенсивному диагенезу ОВ. Высокие значения TA, DIC, низкие значения pH и понижение концентрации сульфат-ионов с глубиной осадка указывают на то, что ключевым процессом диагенеза ОВ является сульфатредукция. В результате диагенеза OB поровая вода обогащается биогенными веществами (фосфатами, силикатами, аммонием, растворенным органическим углеродом). Резкое уменьшение ОУ донных отложений, несбалансированное эквивалентным увеличением неорганического углерода, указывает на то, что ключевым процессом утилизации ОВ в местах зарослей зостеры является его трансформация в биомассу инфауны. Установлено, что около 50% от общего содержания ОУ в донных осадках б. Воевода перерабатывается в пределах верхних 40 см. Исследования, проведенные в разные сезоны (февраль, июль) обнаружили незначительные увеличения в концентрациях ОУ, аммония, кремния, ТА и DIC в летний сезон, несмотря на высокую сезонную изменчивость продукционной активности зостеры. Заметные уменьшения в рН и увеличение pCO₂ наблюдались для июля, что обусловлено влиянием увеличения температуры на карбонатное равновесие в поровой воде.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке приоритетной комплексной программы РАН "Дальний Восток" (гранты № 18-1-007; № 18-1-010), грант РФФИ – № 20-05-00381-а. программы фундаментальных научных исследований академии наук на 2013-2020 гг. (темы № 01201363041 и № 01201353055).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алекин О.А., Ляхин Ю.И. К вопросу о причинах пересыщения морской воды карбонатом кальция // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178. № 1. С. 191–194.
- 2. Аржанова Н.В., Лапина Н.М., Налетова И.А., Торгунова Н.И. Руководство по современным биохимическим методам исследования водных экосистем, перспективных для промысла и марикультуры. М.: Изд-во ВНИРО, 2004. 123с.
- 3. Барабанщиков Ю.А., Тищенко П.Я., Семкин П.Ю. и др. Условия образования лечебных грязей в бухте Воевода (Амурский залив, Японское море) // Изв. ТИНРО. 2018. Т. 192. С. 167-176.
- 4. Бергер В.Я. О продукции зестеры Zostera Marina Linnaeu, 1753 в Белом море // Биология моря. 2011. T. 37. № 5. C. 362–366.
- 5. Лоенко Ю.Н., Артюков А.А., Козловская Э.П. и др. Зостерин. Владивосток: Дальнаука, 1997. 211 с.
- 6. Лоция северо-западного берега Японского моря. СПб.: ГУНИО МО, 1996. С. 45-46.
- 7. Лысенко В.Н., Матюшин В.М. Сезонные изменения роста и продукции зостеры в бухте Витязь Японского моря // Биология моря. 1984. № 4. C. 38-45.
- 8. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во МГУ, 1990. 323 с.
- 9. Павлова Г.Ю., Тищенко П.Я., Волкова Т.И. и др. Интеркалибрация метода Бруевича для определения общей щелочности в морской воде // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 477-483.
- 10. Пименов Н.В., Егоров В.Н., Канапацкий Т.А. и др. Микробные процессы цикла метана и сульфатредук-

404

том 60 2020 Nº 3

ция в осадках акватории севастопольских бухт // Микробиология. 2013. Т. 82. № 5. С. 614-624.

- Политова Н.В., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н. и др. Ранний диагенез в современных донных осадках Двинского залива Белого моря // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 771–783.
- Сабитова Л.И., Скрипцова А.В., Чербаджи И.И. Продукционные показатели сообщества Zostera japonica Ascherson et Graebner, 1907 в заливе Голубиный (Японское море) // Биология моря. 2018. Т. 44. № 5. С. 357–364.
- Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Звалинский В.И., Сергеев А.Ф. Карбонатная система Амурского залива (Японское море) в условиях гипоксии // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 246–257.
- Тищенко П.Я., Михайлик Т.А., Павлова Г.Ю. и др. Карбонатное равновесие вод реки Раздольной // Геохимия. 2017. Т. 55. № 3. С. 236–248.
- 15. Тищенко П.Я., Вальманн К., Василевская Н.А. и др. Вклад органического вещества в щелочной резерв природных вод // Океанология. 2006. Т. 46. № 2. С. 211–219.
- Ходоренко Н.Д., Волкова Т.И., Звалинский В.И., Тищенко П.Я. Кинетика извлечения и количественное определение гуминовых веществ в донных отложениях // Геохимия. 2013. Т. 50. № 4. С. 423–430.
- Aller R.C. Sedimentary diagenesis, depositional environments, and benthic fluxes // Treatise on Geochemistry, 2nd edition Eds. Holland, H.D., Turekian, K.K. Oxford: Elsevier, 2014. V. 8. P. 293–334.
- Burdige D.J. Sediment pore waters // Biogeochemistry of marine dissolved organic matter / Eds. Dennis A. et al. San Diego: Academic Press, An Imprint of Elsevier Science, 2002. Ch. 13. P. 611–663.
- 19. Dahl M., Deyanova D., GuÈtschow S. et al. Sediment Properties as Important Predictors of Carbon Storage in Zostera marina Meadows: A Comparison of Four European Areas // PLOS ONE. 2016. V. 11. 12. e0167493.

https://doi.org/10.1371/journal.pone.0167496

- Duarte C.M., Sintes T., Marba N. Assessing the CO2 capture potential of seagrass restoration projects // J. Appl. Ecology. 2013. V. 50. P. 1341–1349.
- Emerson S., Hedges J. Sediment Diagenesis and Benthic Flux // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2006. V. 6. P. 293–319.
- Froelich P.N. Kinetic control of dissolved phosphate in natural rivers and estuaries: A primer on the phosphate buffer mechanism // Limnol. Oceanogr. 1988. V. 33. № 4. P. 649–668.
- Grasshoff K., Ehrhardt M., Kremling K. Methods of Seawater Analysis. Verlag Chemie, 1983. 419 p.
- Iizumi H., Hattori A., McRoy C.P. Ammonium regeneration and assimilation in Eelgrass (Zostera marina) Beds // Mar. Biol. 1982. V. 66. P. 59–65.
- Jakobsen R., Cold L. Geochemistry at the sulfate reduction-methanogenesis transition zone in an anoxic aquifer—A partial equilibrium interpretation using 2D reactive transport modeling // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 1949–1966.

- Karnaukh V.N., Astakhov A.S., Vereshchagina et al. Formation of subsurface shallow gas accumulations in Amurskiy Bay (Peter the Great Bay, Sea of Japan) as a result of postglacial sea-level change, paleoceanographic conditions and hydrological activity // Mar. Geology. 2016. V. 372. P. 31–52.
- Kennedy H., Beggins J., Duarte C.M. et al. Seagrass sediments as a global carbon sink: Isotopic constraints // Global Biogeochem. Cycles. 2010. V. 24. GB4026, https://doi.org/10.1029/2010GB003848
- Lisitzin A.P. The silica cycle during the last ice age // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1985. V. 50. P. 241–270.
- Martens C.S., Berner R.A. Interstitial water chemistry of anoxic Lbng Island Sound sediments. 1. Dissolved gases1 // Limnol. Oceanogr. 1977. V. 22. P. 10–25.
- März C., Meinhardt A.-K., Schnetger B., Brumsack H.-J. Silica diagenesis and benthic fluxes in the Arctic Ocean // Mar. Chem. 2015. V. 171. P. 1–9.
- Mcleod E., Chmura G.L., Bouillon S. et al. A blueprint for blue carbon: toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO₂ // Front Ecol Environ. 2011. V. 9. № 10. P. 552– 560.
- McRoy C.P. Seagrass productivity: carbon uptake experiments in eelgrass, *Zoster Marina* // Aquaculture. 1974. V. 4. P. 131–137.
- Middelburg J.J., Levin L.A. Coastal hypoxia and sediment biogeochemistry // Biogeosciences. 2009. V. 6. P. 1273–1293.
- Redfield A.C., Ketchum B.H., Richards F.A. The influence of organisms on the composition of seawater // The Sea / Ed. Hill. M.N. New York: Interscience, 1963. V. 2. P. 26–77.
- Röhr M.E., Boström C., Canal-Vergés P., Holmer M. Blue carbon stocks in Baltic Sea eelgrass (Zostera marina) meadows // Biogeosciences, 2016. V. 13. P. 6139– 6153.
- Sundby B., Gobeil C., Silverberg N., Mucci A. The phosphorus cycle in coastal marine sediments // Limnol. Oceanogr. 1992. V. 37. № 6. P. 1129–1145.
- 37. Tishchenko P., Pavlova G., Sagalaev S. et al. Observations of carbonate system parameters in seawater using discrete samples, in surface waters by underway system and in sediments on a board of R/V Hakuho Maru at June– July 2010 // Preliminary Report of the R/V Hakuho Maru KH-10-2 Cruise CARINA Expedition – ASIAN GEOTRACES June 11, 2010–July 23, 2010 P. 98–120.
- Treppke U.F., Lange C.B., Wefer G. Vertical fluxes of diatomes and silicaflagellates in the eastern eaquatarial Atlantic, and their contribution to the sedimentary record // Mar. Micropaleont. 1996. V. 28. P. 73–96.
- 39. Van der Geest M. Multi-trophic interactions within the seagrass beds of Banc d'Arguin, Mauritania: a chemosynthesis-based intertidal ecosystem. PhD Thesis, University of Groningen, Groningen. Netherlands, 2013. 254 p.

Diagenesis of Organic Matter in Eelgrass (Zostera marina L.) Vegetated Sediments

P. Ya. Tishchenko^{*a*, #}, N. D. Khodorenko^{*a*}, Yu. A. Barabanshchikov^{*a*}, T. I. Volkova^{*a*},

A. A. Mar'yash^a, T. A. Mikhailik^a, G. Yu. Pavlova^a, S. A. Sagalaev^a, P. Yu. Semkin^a,

P. P. Tishchenko^a, M. G. Shvetsova^a, E. M. Shkirnikova^a

^aIl'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia

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

In February and July, 2014 multidisciplinary geochemical studies of the sediments were carried out on two stations. One of them is located in the Voevoda bight which has 4 m bottom depth and bottom was covered by eelgrass (Zostera marina L.) Another one is served as a background station because has no seagrass and is located in the northern part of Amursky Bay (near Rechnoi island). This station has 6 m bottom depth. Chemical composition of pore waters of the sediments was studied along depth of core (80 cm) on following: concentrations of the dissolved organic carbon, carbohydrates, humic substances, nutrients (inorganic phosphorus, silicon, ammonium) and parameters of carbonate system (pH, total alkalinity – TA, dissolved inor-ganic carbon – DIC, CO₂ partial pressure – pCO_2). Contents of organic carbon (OC), fulvic acids, humic acids and water were measured in the solid phase of the sediments. It was established that that OC were more than 5 and 2% in the Voevoda bight and background stations, respectively. The sum of the fulvic and humic acids was about 40% from OC contents. It was found that content of OC was decreased on 50% within 40 cm of top layer of the sediments in the Voevoda bight. Within the same layer the sharply increasing of the nutrient concentrations, TA, DIC and decreasing pH and sulfate ion concentrations was observed to opposite the background station. Seasonal variability of the observed parameters was weak, excepting significant decreasing of pH and increasing of pCO_2 which observed in summer due to temperature effect on the constants of the carbonate system. Chemical composition of pore waters suggests that sulfate reduction was important process. However it cannot explains sharply decreasing of OC, therefore it was suggested that OC is transformed into biomass of infauna by food chain.

Keywords: early diagenesis, organic matter, geochemistry of marine sediments, Zostera marina L., Peter the Great Bay

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.351

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В ГУБЕ БУОР-ХАЯ

© 2020 г. А. С. Ульянцев^{1, *}, С. Ю. Братская^{2, **}, О. В. Дударев^{3, 4, ***}, И. П. Семилетов^{3, 4}, Е. А. Романкевич¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Институт химии ДВО РАН, Владивосток, Россия

³Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

⁴Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

*e-mail: uleg85@gmail.com **e-mail: s.bratskaya@gmail.com ***e-mail: dudarev@poi.dvo.ru Поступила в редакцию 20.10.2019 г. После доработки 20.10.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

В статье рассмотрены общие литолого-геохимические характеристики субаквальных многолетнемерзлых и талых донных отложений из трех скважин, пробуренных в губе Буор-Хая. По литологическим, органо-химическим и микроскопическим данным показаны пространственные различия в осадконакоплении и эволюции осадочной толщи, связанные с динамикой речного стока, процессов криогенеза, абразии берегов и ледовой деятельности в исследуемой части моря Лаптевых. Выявлено широкое разнообразие вещественно-генетических типов отложений, основная масса которых представлена аллювиальными песками. В толщах осадков обнаружено большое количество растительных остатков, вносящих основной вклад в общий пул органического углерода. Полученные данные указывают на выраженный полигенный характер исследованных отложений с заметным доминированием аллювиальной поставки осадочного материала, накопление которого происходило в чередующихся обстановках прибрежного арктического морфолитогенеза.

Ключевые слова: Арктика, прибрежная зона, донные отложения, подводная мерзлота, колонковое бурение, органический углерод, морфолитогенез

DOI: 10.31857/S0030157420030119

введение

Современные быстрые изменения среды арктического шельфа усиливают внимание к исследованию этой сложной природной системы в условиях таяния подводных многолетнемерзлых пород и отложений ледового комплекса, разрушения газовых гидратов, дегазации дна, береговой термоэрозии, мобилизации древнего органического углерода и ацидификации вод [2-5, 7, 9, 19, 20, 22, 24, 31-36, 42-46]. Геолого-геоморфологические обстановки четвертичного осадконакопления и формирования рельефа дна на арктическом шельфе значительно изменялись в пространственно-временном масштабе, в результате чего формировались различные морфоструктуры и фации [например, 6, 9-10, 21, 41]. Регрессия моря в условиях сурового климата восточной части арктического бассейна обусловили длительное многолетнее промерзание экспонированного шельфа и формирование специфического мерзлотного

ландшафта [6, 9, 11, 21, 41]. Целью работы является характеристика морфолитогенеза губы Буор-Хая на основе сравнения литолого-геохимического состава субаквальных многолетнемерзлых и талых отложений мелководного шельфа моря Лаптевых, уточнение их генезиса и условий формирования.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материал для исследования был получен в 2014—2015 гг. в ходе комплексных полярно-ледовых экспедициях в губе Буор-Хая [12—15]. В работе были использованы пробы донных осадков и многолетнемерзлых отложений из трех скважин, пробуренных с припайного льда в Ивашкиной лагуне полуострова Быковский (1D-14, глубина воды 3.1 м; глубина скважины 38.2 м), вблизи северного мыса о. Муостах (3D-14, глубина воды 2.7 м; глубина скважины 17.5 м) и севернее о. Муостах (1D-15, глубина воды 9.8 м; глубина скважины 33.2 м) (рис. 1). Литологические описание



Рис. 1. Карта-схема расположения пробуренных скважин.

кернов бурения производилось в полевых условиях. Микроскопические исследования были выполнены на стереомикроскопе Leica DVM6, предоставленном испытательной лабораторией ООО "Синеркон" (г. Москва). Концентрацию органического углерода (C_{opr}) определяли методом высокотемпературного сжигания на элементном анализаторе EuroVector-EA3000 [16]. Отношение *C/N* рассчитывалось как отношение массы C_{opr} к массе общего азота ($N_{oбщ}$). Определение гранулометрического состава проведено методом лазерной дифракции на анализаторе частиц Mastersizer 2000 [12].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Современный рельеф и береговая зона Быковского полуострова и губы Буор-Хая сформированы в результате термоэрозии и термокарста при трансгрессии моря [18, 22, 25, 28–30, 37]. Отложения Ивашкиной лагуны, вскрытые скважиной 1D-14, отличаются от других буровых профилей наибольшим разнообразием вещественно-генетических типов осадков (рис. 2). Формирование лагуны предположительно началось на границе голоцена и плейстоцена и является следствием таяния высокольдистых отложений ледового комплекса и проседания толщ (ледовый термокарст) [23, 26].

Рис. 2. Литолого-геохимическая характеристика скважины 1D-14. (а) – описание; (б) – содержание гранулометрических фракций; (в) – содержание влаги; (г) – концентрация органического углерода; (д) – карбонатность; (е) – *C*/*N* отношение.


409



Рис. 3. Фотографии кернов из скважины 1D-14. (а, б) – фрагменты ферментированных мхов; (в) – шлировая криотекстура мерзлых отложений; (г) – гравийно-галечный слой; (д, е) – тонкослоистая наклонная структура (темные слои представлены древесными остатками).

Основная масса осадков представлена крупнои среднезернистыми песками кварцевого и аркозового состава. Отложения характеризуются высокой слоистостью. выраженной литолого-морфологической дифференциацией, наличием градационных (флишевых) структур. По всей длине бурового профиля встречаются включения остатков древесины, отдельных веточек, корней, мхов и торфа (рис. 3). В мощных песчаных толщах встречается рассеянный гравийно-галечный материал ("пудинговые" включения), что отражает вынос льдов и разгрузку грубообломочного материала. Тонко стратифицированные слои переходят в бесструктурные сегменты с включениями гальки и растительных остатков. Наличие градационных структур от миллиметров до дециметров, присутствие древесных остатков в виде отдельных фрагментов и слоев в совокупности отражают цикличность процессов осадконакопления, среди которых доминировал речной сток.

Первые 3 м колонки 1D-14 представлены илом темно-серого цвета со значительной примесью песчано-алевритового материала и включениями гидротроилита, местами со специфичным запахом сероводорода. Ниже залегают более плотные алеврито-пелитовые пески с единичными включениями древесных остатков. В интервале 8-10 м обнаружены деформированные таберальные образования, характеризующие деградацию сингенетических криогенных отложений [9]. Первые 10 м профиля 1D-14 большей частью сложены переотложенным термоабразионным материалом и остатками отложений верхнеплейстоценового ледового комплекса. Сегмент 10.4-11 м представлен частично ферментированными, сильно увлажненными мхами со специфичным запахом гние-



Рис. 4. Литолого-геохимическая характеристика скважины 3D-14. Условные обозначения см. рис. 2.

ния. Цвет мха изменяется от зеленого до темнокоричневого. Этот слой маркирует переход в субаэральные условия. Необходимо отметить концентрирование минеральных солей в этом слое. Располагаясь непосредственно над кровлей мерзлоты, этот слой выступает в качестве концентратора водорастворимых солей, которые мигрируют к границе мерзлоты при просачивании морской воды, усиливая солевой эффект талассогенного таяния многолетнемерзлых пород [14].

Мерзлая часть колонки 1D-14, которая начинается с глубины скважины 12 м, отличается сохранностью начальных литолого-морфологических и криогенных структурно-текстурных характеристик (эпикриогенные отложения). Наклонная слоистость отложений имеет естественный характер и свидетельствует о динамичной потоковой среде осадконакопления. Среди слоистых горизонтов встречаются нестратифицированные отложения с высоким содержанием песка (более 90% по массе), обедненные органическим веществом (С_{орг} < 0.1%). Чередование стратифицированных песков с бесструктурными слоями отражает динамичную смену доминирующих потоков, основным среди которых был аллювиальный. Участие ледовых и склоновых потоков подтверждается "пудинговыми" включениями окатанного гравийно-галечного материала.

Сегмент 12—22 м представлен пелито-алевритовыми песками и алевритами, среди которых выделяются отдельные слои древесных остатков. Древесные остатки мерзлой части колонки 1D-14 встречаются в виде отдельных слоев и в прослоях с песком. Ниже располагается песчаный слой (22—34 м) с бесструктурным сегментом (25—28 м), в котором локализован слой гравийно-галечного материала. На горизонте 31.5 м обнаружены глинистые окатыши темно-серого цвета. Интервал 34.7—35.8 м представлен слоем гравийно-галечного материала различной окатанности, происхождение которого можно связать с мощной ледовой разгрузкой, оползнем, вызванным денудацией или деградацией мерзлых пород.

Скважина 3D-14 также вскрыла талую и мерзлую толщи (рис. 4). Остров Муостах, расположенный юго-восточнее полуострова Быковский,



Рис. 5. Литолого-геохимическая характеристика скважины 1D-15. Условные обозначения см. рис. 2.

является исчезаюшим останцем той же равнины и состоит преимущественно из отложений ледового комплекса позднеплейстоценового возраста [20, 28]. Верхний 10-сантиметровый слой колонки представлен мелким, хорошо сортированным гравием, скорее всего поступившим в результате абразионного сноса с о. Муостах или таяния сезонного льда. Ниже встречаются пески с гравелистыми включениями, большой долей алеврита, редкими включениями одиночных древесных остатков. Отложения скважины 3D-14 характеризуются меньшим содержанием песка и гравийных включений при невыраженной слоистости или ее отсутствии. Первые 10 м талых отложений сложены однородными песками средней и крупной зернистости. Сегмент 5-8 м представлен песком темно-коричневого цвета, обогащенным гравийным материалом. В области кровли мерзлоты встречаются таберальные и криотурбированные образования. Ниже 12 м массовая доля песков снижается, в интервале 14.5-15 м залегает слой песка с включениями большого количества окатанного гравия. Залегающая глубже слоистая структура маркирует отложение осадочного материала, принесенного речным стоком, впоследствии перешедшего в многолетнемерзлое состояние (эпикриогенез). Разнонаправленность слоев обусловлена криотурбацией отложений при промерзании/оттаивании толщи. Невыраженная слоистость отложений, а также редкие включения галечного материала и древесных остатков отражают незначительный вклад речного и ледового стока в накопление отложений вблизи северной оконечности о. Муостах. Тем не менее, на фоне относительно низких по сравнению с двумя другими скважинами значений С_{орг}, его генезис в основном терригенный.

Скважина 1D-15 вскрыла талую толщу песчаных отложений (рис. 5). Верхний сегмент (2.5 м) представлен увлажненными илами и заиленными песками темно-серого цвета с редкими включениями фрагментов древесины. Ниже залегают плотные алевриты с различным содержанием пелита и песка. В стратифицированном сегменте 7– 8 м залегает плотный слой мелких древесных остатков. Глубже 8 м до конца колонки залегают пелито-алевритовые пески с несколькими выраженными слоями органических остатков. Эти



Рис. 6. Микрофотографии песчаных частиц (скважина 1D-14). (а) – горизонт 2460 см; (б) – горизонт 2701 см; (в) – горизонт 3745 см.

слои характеризуются высокими концентрациями С_{орг} и, вероятно, маркируют флювиальный вынос растительных остатков. Редкие "пудинговые" включения гравийно-галечного материала приурочены к песчаным толщам и маркируют вклад ледовых потоков в осадконакопление. Слоистость отложений колонки 1D-15 в большинстве случаев невыраженная ввиду таяния и изменения первоначальной текстуры.

Микроскопические исследования минеральных зерен (рис. 6) и растительных остатков (рис. 7) показали обломочную природу крупно- и среднезернистых песков, основная масса которых представлена угловатыми зернами кварца. В ряде нестратифицированных горизонтов обнаружены хорошо окатанные сферические частицы, сформировавшиеся в результате истирания. На снимках фрагментов мха (рис. 7а) отчетливо видны кристаллы морской соли. Слой мха, обнаруженный в скважине 1D-14, залегает непосредственно над кровлей мерзлоты, а ионный состав поровой воды соответствует максимальной солености среди исследованных проб [14]. Концентрированию морской соли способствуют высокая влагоемкость мхов, а также термодиффузия. Древесные остатки достигают нескольких сантимет-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020



Рис. 7. Микрофотографии древесных остатков и мхов (скважина 1D-14). (а) – горизонт 1070 см; (б) – горизонт 1901 см; (в) – горизонт 1914 см.

ров в длину, в большинстве случаев они хорошо окатаны вследствие истирания при речном переносе. Радиоуглеродный возраст этих остатков в большинстве случаев выходит за верхний предел определения, что является следствием их переотложения. Кроме того, в районе дельты Лены часто наблюдается инверсия стратиграфии ледового комплекса и едомной свиты, что отражает сложную совокупность природных обстановок, в которых переотложение осадочного материала играло значительную роль [1]. Измеренные концентрации C_{opr} для различных гранулометрических разностей и общая средняя величина C_{opr} характерны для Ивашкиной лагуны и отложений арктической едомной свиты, формировавшейся в условиях позднечетвертичных колебаний климата [27, 38–40]. При этом повышенные и максимальные значения C_{opr} связаны с присутствием в отложениях растительного детрита. Высокое содержание растительных остатков при хорошей сохранности — характерная черта осадконакопления района в условиях быстрого захоронения и консервации в мерзлых толщах. Ранее была продемонстрирована положительная связь Сорг с С/N отношением и концентрацией фенолов лигнина в исследованных отложениях [17, 27, 39], что подтвердило основной вклад терригенного углерода в поставку ОВ в толщи, вскрытые бурением. Это также подтверждено данными по изотопному составу углерода в отложениях Ивашкиной лагуны [8], что свидетельствует о доминировании потоков терригенного ОВ. Столь пестрое распределение органогеохимических параметров связано с пульсирующим характером континентальных потоков органического детрита и отражает смену скоростей осадконакопления вплоть до перерывов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплекс полученных данных свидетельствует о выраженной пространственно-временной неоднородности состава донных отложений в исследованной части губы Буор-Хая, что отражает сложную пульсирующую динамику седиментационных процессов, среди которых доминировали речной сток, абразия берегов, термокарст и термоэрозия. Выявленные в ходе исследования литолого-фациальная и органо-геохимическая дифференциация исследованных толщ отражают широкий набор механизмов поступления осадочного вещества с континента. Присутствие в исследованных толщах консолидированных дисперсных синкриогенных и эпикриогенных многолетнемерзлых пород наряду с оттаявшими отложениями подчеркивает значимую роль криогенеза в четвертичной эволюции исследованной прибрежно-шельфовой области арктического шельфа.

В составе исследованных осадков доминируют кварцевые и аркозовые аллювиальные пески континентального происхождения, типичные для отложений едомной свиты. Эти отложения обогащены органическим веществом терригенного генезиса, о чем говорит прямая связь C_{opr} с C/N, концентрацией отдельных органических маркеров и изотопным составом. Обедненные органическим углеродом толщи, очевидно, формировались при участии склоновых и флювиогляциальных потоков, что подтверждено низкой сортировкой частиц и различной степенью их окатанности. Распределение Сорг в совокупности с геолого-литологическими характеристиками исследованных кернов отражает поступление ОВ в составе аллювиальных, флювиогляциальных, склоновых и иных потоков с континента. Продукционные потоки ОВ в исследованных толщах минимальны.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 1977-10044) в рамках темы Госзадания ИО РАН № 0128-2019-0011. Методики анализов проб разработаны в рамках темы Госзадания ИХ ДВО РАН № 0265-2019-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В. и др. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
- 2. Касымская М.В. Субмаринные талики восточной части шельфа моря Лаптевых // Планета Земля. 2012. №1 (7). С. 133–140.
- 3. Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Дмитревский Н.Н. и др. О процессах газовыделения и деградации подводных многолетнемерзлых пород на шельфе моря Лаптевых // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 312– 320.
- Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Шахова Н.Е. и др. О механизмах деградации подводных многолетнемерзлых пород на восточном арктическом шельфе России // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 2. С. 185–188.
- 5. Никифоров С.Л., Лобковский Л.И., Дмитревский Н.Н. и др. Ожидаемые геолого-геоморфологические риски по трассе Северного морского пути // Докл. РАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 218–220.
- Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007. 455 с.
- 7. Перльштейн Г.З., Сергеев Д.О., Типенко Г.С. и др. Углеводородные газы и криолитозона шельфа Арктики // Арктика: экология и экономика. 2015. Т. 18. № 2. С. 35–44.
- 8. Погодаева Т.В., Ходжер Т.В., Жученко Н.А., и др. Поступление органического вещества в залив Буор-Хая (море Лаптевых) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 5. С. 739–752.
- 9. *Романовский Н.Н.* Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
- 10. Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 1. С. 3–14.
- Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Кассенс Х. и др., М.: Изд-во МГУ, 2009. 608 с.
- 12. Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Романкевич Е.А. и др. О гранулометрическом составе голоцен-плейстоценовых отложений моря Лаптевых (залив Буор-Хая) // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 2. С. 206–210.
- Ульянцев А.С., Лобковский Л.И., Жаворонков А.В. и др. Проблемы изучения Арктического шельфа: опыт системных геолого-геохимических исследований в море Лаптевых // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 1016–1022.

- Ульянцев А.С., Полякова Н.В., Романкевич Е.А. и др. Ионный состав поровой воды мелководных шельфовых моря Лаптевых // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 3. С. 329–335.
- 15. Ульянцев А.С., Романкевич Е.А., Братская С.Ю. и др. Характеристика четвертичного осадконакопления на шельфе моря Лаптевых по молекулярному составу н-алканов // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 5. С. 600–604.
- 16. Ульянцев А.С., Романкевич Е.А., Братская С.Ю. и др. Органический и карбонатный углерод в многолетнемерзлых и талых отложениях губы Буор-Хая (море Лаптевых) // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 6. С. 709–713.
- Ульянцев А.С., Романкевич Е.А., Пересыпкин В.И. и др. Лигнин как индикатор среды осадконакопления на Арктическом шельфе // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 1. С. 75–80.
- Charkin A.N., Dudarev O.V., Semiletov I.P. et al. Seasonal and interannual variability of sedimentation and organic matter distribution in the Buor-Khaya Gulf: the primary recipient of input from Lena River and coastal erosion in the southeast Laptev Sea // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 2581–2594.
- Günther F., Overduin P.P., Sandakov A.V. et al. Shortand long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 4297–4318.
- Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A. et al. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 151–178.
- Hubberten H.W., Andreev A., Astakhov V.I. et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1333–1357.
- Lantuit H., Atkinson D., Overduin P.P. et al. Coastal erosion dynamics on the permafrost-dominated Bykovsky Peninsula, north Siberia, 1951–2006 // Polar Research. 2011. V. 30. 7341.
- Morgenstern A., Ulrich M., Günther F. et al. Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study // Geomorphology. 2013. V. 201. P. 363– 379.
- Overduin P.P., Strzelecki M.C., Grigoriev M.N. et al. Coastal changes in the Arctic // In Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences / Eds. Martini I.P., Wanless, H.R. Geological Society of London Special Publication, 2014. V. 388. P. 103–129.
- Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V. et al. Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1359–1369.
- 26. *Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V. et al.* Thermokarst and land-ocean interactions, Laptev Sea

Region, Russia // Permafrost and Periglac. Process. 2000. V. 11. P. 137–152.

- 27. Schirrmeister L., Grigoriev M.N., Strauss J. et al. Sediment characteristics of a thermokarst lagoon in the northeastern Siberian Arctic (Ivashkina Lagoon, Bykovsky Peninsula) // Arctos. 2018. 4:13.
- Schirrmeister L., Kunitsky V., Grosse G. et al. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal low-lands and islands A review // Quatern. Int. 2011. V. 241. P. 3–25.
- Schirrmeister L., Siegert C., Kunitzky V.V. et al. Late Quaternary ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Laptev Sea Region in northern Siberia // Int. J. Earth Sciences. 2002. V. 91. P. 154–167.
- Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T. et al. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002. V. 89. P. 97–118.
- Schuur E.A.G., Bockheim J., Canadell J.G. et al. Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change: Implications for the Global Carbon Cycle // BioScience. 2008. V. 58(8). P. 701–714.
- Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schädel C. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // Nature. 2015. V. 520. P. 171–179.
- Semiletov I, Pipko I., Gustafsson Ö. et al. Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 361–365.
- Semiletov I.P., Shakhova N. E., Pipko I.I. et al. Space– time dynamics of carbon and environmental parameters related to carbon dioxide emissions in the Buor-Khaya Bay of the Laptev Sea // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 5977–5996.
- Shakhova N., Semiletov I., Leifer I. et al. Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf // Nature Geoscience. 2013. V. 7. P. 64–70.
- Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V. et al. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // Phil. Trans. R. Soc. A. 2015. V. 373. 20140451.
- Siegert C., Schirrmeister L., Babiy O. The sedimentological, mineralogical and geochemical composition of Late Pleistocene deposits from the Ice Complex on the Bykovsky Peninsula, Northern Siberia // Polarforschung. 2002. V. 70. P. 3–11.
- Strauss J., Schirrmeister L., Grosse G., et al. The deep permafrost carbon pool of the Yedoma region in Siberia and Alaska // Geoph. Res. Letters. 2013. V. 40. P. 6165– 6170.
- Strauss J., Schirrmeister L., Wetterich S. et al. Grainsize properties and organic-carbon stock of Yedoma Ice Complex permafrost from the Kolyma lowland, northeastern Siberia // Global Biogeochem. Cycl. 2012. V. 26. GB3003.

- Strauss J., Schirrmeister L., Grosse G., et al. Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability // Earth-Science Reviews. 2017. V. 172. P. 75–86.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1229– 1272.
- Tarnocai C., Canadell J. G., Schuur E.A.G. et al. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // Global Biogeochem. Cycl. 2009. V. 23. GB2023.
- 43. Vonk J.E., Sanchez-Garcia L., van Dongen B.E. et al. Activation of old carbon by erosion of coastal and sub-

sea permafrost in Arctic Siberia // Nature. 2012. V. 489. P. 137–140.

- Vonk J.E., Semiletov I.P., Dudarev O.V. et al. Preferential burial of permafrost-derived organic carbon in Siberian-Arctic shelf waters // J. of Geoph. Res.: Oceans. 2014. V. 119(12). P. 8410–8421.
- Zimov S.A., Davydov S.P., Zimova G.M. et al. Permafrost carbon: Stock and decomposability of a globally significant carbon pool // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L20502.
- Zimov S.A., Schuur E.A.G., Chapin III S.F. Permafrost and the Global Carbon Budget // Science. 2006. V. 312. P. 1612–1613.

Lithological and Geochemical Characteristics of Morpholithogenesis in the Buor-Khaya Bay

A. S. Ulyantsev^{a, #}, S. Yu. Bratskaya^{b, ##}, O. V. Dudarev^{c, d, ###}, I. P. Semiletov^{c, d}, E. A. Romankevich^a

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bInstitute of Chemistry, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia ^cII'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia ^dNational Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

[#]e-mail: uleg85@gmail.com

##e-mail: s.bratskaya@gmail.com

###e-mail: dudarev@poi.dvo.ru

The paper presents the general lithological and geochemical characteristics of subsea permafrost and thawed bottom sediments from three cores drilled in the Buor-Khaya Bay. According to lithological, organic chemical and microscopic data, spatial differences of Quaternary sedimentation and sedimentary evolution were shown, which are determined by the riverine dynamics, cryogenic processes, coastal abrasion and ice activities in the studied part of the Laptev Sea. A variety of granulometric and genetic types of deposits, most of which represent alluvial sands, was revealed. A large number of plant remnants were found which mainly contribute to the total pool of organic carbon. The obtained data indicate a pronounced polygenic origin of the studied sediments where the terrigenous supply of sedimentary material noticeably dominates under the alternating conditions of coastal Arctic morpholithogenesis.

Keywords: Arctic, coastal zone, bottom sediments, subsea permafrost, core drilling, organic carbon, morpholithogenesis ——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 550.551.3

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ СУБКОЛЛОИДНОЙ ФРАКЦИЕЙ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАРГИНАЛЬНОГО ФИЛЬТРА ПОД ВЛИЯНИЕМ ПОВЫШЕННОГО СТОКА р. РАЗДОЛЬНОЙ (АМУРСКИЙ ЗАЛИВ, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

© 2020 г. Д. М. Поляков^{1,} *, Н. В. Зарубина¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия *e-mail: dmpol@poi.dvo.ru Поступила в редакцию 24.10.2017 г. После доработки 18.10.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

Выявлено распределение содержания макро- (Si, Al, Fe, Mn), микроэлементов (Ga, V, W, Th, Mo, U, Be, Y, Cd), С_{орг} и глинистых минералов в субколлоидной фракции донных осадков маргинального фильтра р. Раздольной (почва, речные и морские отложения). Под влиянием повышенного речного стока, как результат тайфуна, зона флоккуляции, образования оксигидроксидов Fe, Mn и сорбции ионов некоторых микроэлементов (U, Be, Cd, Y) продвинулась в Амурский залив. Выявлено дополнительное увеличение содержания Si в отложениях залива связанное с биогенным накоплением, что привело к разбавлению терригенных алюмосиликатов и уменьшению содержания микроэлементов в морских осадках. Показано увеличение содержания по сравнению с речными отложениями Y на 22, Cd – на 80, U – на 110 и Mo – на 1140% в осадках станций, расположенных вблизи б. Золотой Рог, которое связано с влиянием загрязненных грунтов "старого дампинга".

Ключевые слова: Японское море, маргинальный фильтр, макро- и микроэлементы, донные отложения, почвы

DOI: 10.31857/S0030157420030090

На границе реки и моря формируется биохимический барьер, названный маргинальным фильтром [13], где происходит слияние пресных речных и соленых морских вод, их взаимное разбавление, физико-химическое взаимодействие (флоккуляция, сорбция, образование оксигидроксидов Fe и Mn) и бурное развитие биологических процессов (морского планктона и зоопланктона). Химический состав осадков маргинального фильтра формируется в результате выветривания пород, смыва почвы, процессов протекающих в зоне смешения вод и влияния биоты, поэтому наилучшим образом может быть изучен на примере субколлоидной фракции, как наиболее реакционноспособной.

Вопрос о степени подвижности и миграционной способности микроэлементов Ga, Th, W, U, Y, Be и др. не может быть полностью решен без изучения их геохимии в природных водах и донных отложениях (ДО), представляющих важную среду миграции элементов в зоне гипергенеза.

Цель работы состояла в изучении динамики содержания макро- и микроэлементов в субколлоидной фракции ДО маргинального фильтра р. Раздольной, обусловленной биогеохимическими процессами под влиянием повышенного речного стока.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Почву и донные осадки (ДО) отобрали на разрезе р. Раздольная — Амурский залив в июле 2015 г. через 10 дней после прохождения тайфуна "Чан-Хом", в результате которого за короткий промежуток времени выпало до 67 мм осадков (рис. 1). На схеме порядковые номера речных станций (Р) и почвы (П) совпадают (ст. Р1–П1 и т.д.), но станции отбора почвы не отмечены, чтобы не загромождать рисунок. Почва отобрана ручным способом в 5–7 м от берега, а ДО – с помощью дночерпателя из верхнего слоя (1–2 см) осадка. Пробы упаковывали в полиэтиленовую тару и помещали на хранение в холодильник до момента обработки.

Соленость измеряли солемером Guildline Autosal, модель 8400В, калибровку которого провели с помощью стандартной морской воды



Рис. 1. Схема расположения станций отбора проб ДО на разрезе р. Раздольная-Амурский залив.

IASPO (соленость 34.992‰). Каждую пробу воды параллельно измеряли 2–3 раза. Точность определения, в соответствии с паспортными данными прибора, составила ±0.002‰.

Методом водно-механического анализа [21] с использованием дистиллированной воды выделили субколлоидную (<0.001 мм) фракцию осадков.

Минеральный состав субколлоидной фракции ДО исследовали на дифрактометре "Дрон-2.0" с Си K_{α} (трубка с медным анодом и характеристиче-

ским излучением меди) по методике, описанной в [24].

Определение содержания органического углерода (С_{орг}) проводили согласно ранее описанной методике [23].

Химическая методика пробоподготовки ДО взята из [26].

Содержание элементов (Si, Fe, Mn, U, Y, Be, Cd, V, Th, Mo, Ga, W, Nb, Ta) определили методом

масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой ("Agilent 7500 — Agilent Technologies", США). Обработку масс-спектров и расчеты содержания элементов в образцах проводили, используя программное обеспечение масс-спектрометра ChemStation (G1834B). Правильность определения концентрации элементов подтверждена результатами анализа стандартного образца Геологической службы США MAG-1 (глинистый ил из зал. Мэн). Стандартное отклонение для исследованных элементов составило ±(3–8)%.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для удобства и сравнения полученных результатов создали некую последовательность станций: почвы (П1–П15, n = 15), осадков реки (P1–P16, n = 15, нет данных по ст. P12) и ДО Амурского залива (А1–А14, n = 13, нет данных по ст. А3) (рис. 1). Данные по содержанию макро- и микро-элементов в отложениях на станциях представлены в табл. 1.

Минеральный состав осадков

Субколлоидная фракция почвы, речных и морских ДО сформирована в основном гидрослюдами (ГС), смектитами (СМ) и хлоритом (ХЛ), средние количество которых представлено в табл. 2 и согласуется с ранее полученными результатами [24].

Основным глинистым минералом, входящим в состав субколлоидной фракции почвы, речных и морских ДО, являются гидрослюды, в состав которых могут входить различные микроэлементы (Be, Mo, W, U, Th, V, Y, Cd и др.).

Почва (станции П1-П15)

Для удобства построения графиков содержание элементов представили в виде отношения C_i/C_p , где C_i содержание элемента в осадках *i* станции и C_p среднее содержание элемента в речных (станции P1–P7) ДО, что позволило выявить динамику накопления различных элементов в ДО на разрезе река–море.

Высокое среднее содержание Fe (7.5), Mn (0.05) и C_{opr} (3.8%) в почве (станции П6-П11) может характеризовать болотистые почвы [7], при этом среднее содержание Fe и Mn в почве меньше (табл. 1, 2). Этим же почвам (станции П6-П11) присуще более высокое среднее содержание Y (18.62), Be (1.51), V (139.6 мкг/г) по сравнению со средним содержанием в ДО реки (станции P1-P7), что может являться результатом сорбции на оксигидроксидах Fe и Mn (табл. 2).

Среднее содержание Si в почве 21.5 мас. % меньше по сравнению со средним содержанием

22.8 мас. % в ДО реки (табл. 2), что связано с большим количеством СМ в речных ДО [24].

Содержание C_{opr} в почве (3.8%) больше по сравнению с речными (2.9%) отложениями (табл. 2). Зависимости между накоплением исследованных микроэлементов и C_{opr} в составе почвы не обнаружено. Можно предположить, что растения при жизни, если и накапливают исследованные микроэлементы, то в незначительном количестве.

Речные отложения (станции Р1-Р7)

Этим ДО свойственно наименьшее содержание Fe (6.3%), C_{opr} (2.9%) при среднем содержании Mn 0.031%, которое на 7, 7 и 3% соответственно меньше по сравнению со средним содержанием в ДО станций P1–P16 (табл. 2).

Диапазон величины C_i/C_p для элементов в речных ДО (станции P1-P7) от 0.75 до 1.12, кроме Y – 1.27 (станции P1и P2).

Отложения зоны смешения (станции Р8-А6)

Повышенное содержание Al (11.5–11.3%) по сравнению со средним содержанием в почве (10.9%) свойственно основной массе речных (кроме ст. Р2) и части морских ДО (например, ст. A8 – 11.9%), которые при этом характеризуются малым средним содержанием C_{opr} (2.7%, станции P1–P16) по сравнению со средним (3.8%) содержанием в почве. Подобное распределение Al и C_{opr} в ДО реки является результатом формирования органоминеральных флоккул в составе речной взвеси с последующей их седиментацией (рис. 3, табл. 1, 2).

Микроэлементы в процессе гипергенеза переносятся, в основном, во взвешенной форме и в незначительном количестве в растворе [9, 16, 25]. Уран в различных реках мира представлен несколькими формами: растворенной (в пределах $10^{-8}-10^{-5}$ г/л) благодаря окислению и образованию полвижных комплексных ионов $UO_{2^{+}}^{2^{+}}$ [10] и

нию подвижных комплексных ионов UO_2^{2+} [10] и взвешенной (в пределах (0.8–2.5) × 10^{-4%}) [4].

Среднее содержание V и W в субколлоидной фракции рек Днепр, Дунай, Кубань, Риони, Чорох составило 0.0118 и 0.0074 мас. %. Содержание V в растворе этих рек — от 0.64 до 2.10 мкг/г. Часть V переходит в раствор благодаря окислению и обра-

зованию подвижных комплексных ионов VO_4^{3-} [27]. Во взвеси мигрирует от 80.4 до 97.8%, а в растворе от 2.0 до 19.6% от общего содержания V [15].

Содержание Ве в подземных водах Кольского п-ва от 0.0001 до 0.0005 мг/л [11].

Содержание Cd в осадках Амурского залива равно 6.3 мкг/г [2], а в растворе нижнего течения р. Раздольная – 0.011 мкг/л [3].

	Содержание макро- (%), микроэлементов (мкг/г), С _{орг} , (%)															
Станции	Si %	Fe %	Mn %	Ga	W	Мо	Nb	Ta	Y	U	Th	Be	Cd	v	Al %	С _{орг} %
П1	23.0	5.7	0.025	27.1	5.5	2.3	16.7	0.93	12.2	2.1	18.7	1.44	0.20	113.9	11.5	
П2	23.6	6.1	0.047	23.5	1.9	2.6	14.9	0.80	12.2	1.8	13.9	1.60	0.22	115.3	9.9	
П3	22.3	7.7	0.051	26.4	2.1	2.0	17.9	0.92	12.9	1.7	15.3	1.46	0.19	140.5	10.5	4.0
П4	21.6	6.8	0.037	26.6	3.4	1.9	15.4	0.86	12.4	1.9	16.3	1.42	0.15	124.8	10.9	3.9
П5	21.6	7.3	0.044	27.4	3.0	1.6	15.3	0.84	17.6	2.3	16.8	1.59	0.18	136.1	11.4	3.0
П6	20.8	7.7	0.045	26.3	3.2	1.8	15.1	0.82	19.5	2.3	16.1	1.61	0.17	147.2	10.9	4.0
Π7	21.4	7.2	0.039	26.5	2.3	1.5	14.7	0.82	17.2	2.1	14.9	1.47	0.17	130.1	11.0	3.7
П8	21.6	8.5	0.062	26.6	2.5	1.7	15.4	0.84	20.0	2.1	16.1	1.49	0.18	156.2	11.3	2.8
П9	21.4	7.5	0.048	27.0	2.7	1.6	15.1	0.85	19.1	2.2	15.8	1.62	0.17	148.1	10.8	3.4
П10	21.5	7.5	0.049	25.1	2.0	1.9	14.7	0.84	17.7	1.9	14.6	1.53	0.17	137.2	10.5	4.2
П11	20.8	8.3	0.067	24.4	1.7	1.8	15.4	0.82	20.0	1.7	11.8	1.44	0.19	143.8	10.4	4.5
П12	21.2	6.2	0.033	25.7	2.1	1.8	14.9	0.82	17.7	1.9	13.2	1.52	0.15	121.9	—	4.2
П13	21.0	6.9	0.046	26.1	2.0	1.9	15.6	0.83	16.3	2.0	13.7	1.47	0.17	137.1	10.8	4.4
П14	21.1	6.9	0.046	26.2	2.1	2.0	15.8	0.85	21.2	2.2	11.1	1.60	0.18	132.5	10.6	3.7
П15	20.6	7.5	0.029	27.3	1.9	2.2	15.3	0.84	32.4	2.4	13.1	1.71	0.14	140.3	11.4	3.2
P1	22.7	6.2	0.033	27.1	2.9	2.2	15.3	0.85	18.0	2.3	16.9	1.41	0.17	113.1	11.6	3.2
P2	23.5	5.3	0.024	25.2	3.0	2.3	16.1	0.86	18.0	1.9	17.3	1.20	0.18	110.1	10.8	_
Р3	21.9	7.5	0.042	28.2	3.5	1.5	15.5	0.90	11.9	2.2	20.1	1.43	0.19	133.3	11.5	2.9
P4	23.1	5.9	0.025	28.7	3.7	3.0	17.5	0.99	12.1	2.4	20.9	1.54	0.15	111.1	11.6	_
P5	22.1	7.4	0.043	28.1	2.8	1.9	15.6	0.89	12.0	2.4	20.4	1.51	0.20	139.1	11.7	2.7
P6	23.3	6.0	0.024	28.8	3.3	2.2	17.2	0.93	13.7	2.5	20.7	1.48	0.17	116.3	11.7	_
P7	22.7	5.8	0.024	27.1	3.5	1.8	17.2	0.94	13.3	2.3	21.3	1.47	0.16	111.5	11.6	_
P8	23.0	7.4	0.032	27.5	3.1	2.1	15.6	0.87	11.3	2.8	21.0	1.65	0.18	127.7	11.4	2.6
Р9	22.3	7.4	0.035	28.2	3.5	1.5	16.2	0.89	18.1	2.9	23.2	1.67	0.15	132.9	11.5	2.7
P10	22.8	7.3	0.035	27.6	3.1	1.7	15.3	0.83	23.9	3.2	21.8	1.66	0.13	128.7	11.5	2.5
P11	22.6	6.8	0.024	27.4	2.9	1.7	15.8	0.88	15.0	2.8	21.7	1.44	0.15	111.5	11.3	3.0
P13	22.0	7.3	0.032	28.3	3.8	1.4	15.7	0.91	32.5	4.7	24.1	1.85	0.17	124.7	11.7	2.6
P14	21.9	7.4	0.041	28.0	3.4	1.5	15.7	0.90	37.6	4.9	23.8	2.19	0.29	123.7	11.5	2.6
P15	22.5	6.9	0.035	27.7	3.2	1.6	15.5	0.88	32.2	4.2	23.2	1.83	0.20	116.2	11.5	2.6
P16	22.3	7.7	0.030	27.3	3.2	2.1	15.8	0.89	34.2	3.6	23.7	1.73	0.18	131.5	11.4	2.6

Таблица 1. Содержание макро-, микроэлементов и С_{орг} в субколлоидной фракции осадков на разрезе р. Раздольная—Амурский залив

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

		Содержание макро- (%), микроэлементов (мкг/г), С _{орг} , (%)														
Станции	Si %	Fe %	Mn %	Ga	w	Мо	Nb	Ta	Y	U	Th	Be	Cd	v	Al %	C _{opr} %
A8	22.4	6.9	0.028	26.5	2.6	4.3	14.8	0.84	25.7	5.0	23.4	1.63	0.20	119.0	11.9	2.6.
A9	23.3	6.2	0.022	25.5	2.5	6.0	14.2	0.79	23.7	4.3	21.6	1.37	0.14	108.7	11.4	3.0
A7	22.6	6.9	0.024	29.6	2.2	5.7	15.5	0.92	29.8	5.5	23.9	1.98	0.20	137.3	11.9	2.6
A6	22.7	6.4	0.022	27.5	2.1	8.0	15.9	0.86	19.0	4.6	21.6	1.65	0.17	114.6	11.5	2.7
A5	22.1	6.1	0.024	26.3	2.0	6.8	14.7	0.81	21.7	4.3	18.7	1.55	0.20	113.2	11.2	3.2
A10	23.6	6.1	0.021	25.2	2.4	9.2	14.2	0.79	14.6	3.3	20.0	1.35	0.19	109.7	10.9	3.5
A11	23.2	5.9	0.022	22.7	1.9	9.7	12.6	0.70	16.0	3.7	17.7	1.30	0.15	105.3	10.7	3.7
A12	23.1	6.2	0.022	24.2	1.9	7.6	13.7	0.74	17.5	4.0	18.8	1.39	0.17	116.6	10.9	3.6
A13	22.8	6.4	0.022	24.8	1.7	6.7	13.8	0.75	17.8	4.5	18.6	1.38	0.15	124.6	11.1	3.5
A14	22.7	6.2	0.021	22.7	1.7	5.5	13.1	0.69	14.0	3.1	16.4	1.10	0.13	111.8	10.4	4.9
						1	1	1			1		1	1		1

Таблица 1. Окончание

Средняя концентрация Y и Th во взвеси рек – 13.8 и 4.6 мкг/л, а в растворе 0.043 и 0.10 мкг/л [14].

0.021

0.021

0.022

24.1

24.5

24.6

1.5

1.8

1.9

26.4

9.6

7.3

13.3

13.8

14.0

0.72

0.75

0.78

17.3

18.3

17.2

4.9

4.0

3.4

15.8

17.0

17.5

1.62

1.50

1.39

0.30

0.23

0.20

109.3 10.2

10.2

10.4

110.9

105.8

3.9

3.8

3.7

Молибден – подвижный элемент, который в гипергенных условиях сравнительно легко переходит в раствор, что ведет к преобладанию растворенной формы в речных водах [19]. Среднее содержание Мо в субколлоидной фракции взвесей рек Днепр, Дунай, Кубань, Риони, Чорох составило 1.4 мкг/л, а в растворе вод этих рек -0.10-0.53 мкг/л. Во взвеси мигрирует от 33.1 до 75.0%, а в растворе – от 25 до 66.9% от общего содержания Мо [15].

В устьевых областях рек при смешении пресных речных с солеными морскими водами до 80-90% Fe и Mn флоккулируют, что обусловлено нейтрализацией заряда коллоидных частиц под воздействием значительных концентраций сильного электролита – хлористого натрия [36]. Коллоидные формы микроэлементов образуются, как правило, вследствие адсорбции их растворенных форм на коллоидных частицах оксигидроксидов Fe, Mn [18, 25], глинистых минералах, гумусовых веществах и т.д. [30, 32, 36]. Так V адсорбируется на поверхности аморфных гидроксидов Fe и Mn в количестве 1.1-23.3% [12].

Содержание Fe и Mn в ДО зоны смешения (станции Р8-А6) изменяется от 6.2 до 7.4% и от 0.022 до 0.041%, что выше по сравнению со средним содержанием для ДО реки. Среднее содержание Мп одинаково. Увеличение содержания этих элементов в ДО зоны смешения связано с дополнительным формированием оксигидгоксидов Fe и Mn. Выявлено повышенное содержание редких элементов (Be, Y, U, Th) по сравнению со средним содержанием в ДО станций Р1-Р7, что является результатом сорбции на оксигидроксидах Fe и Mn (табл. 1, рис. 2, 3). Динамика накопления исследованных элементов в ДО свидетельствует, что зона смешения пресных и соленых морских вод охватила как речную, так и северную часть морской зоны разреза. Содержание Fe и Mn в ДО станций зоны смешения в целом больше по сравнению со средним содержанием в ДО станций Р1-Р7 (до зоны смешения), что соответствует величине отношений для Fe 1.2-1.3 и Mn-1.2-1.7 (рис. 2) и согласуется с [22].

Увеличение речного стока в результате тайфуна способствовало активному проникновению пресной речной воды в северную часть залива и дальнейшему протеканию процессов флоккуляции и формирования оксигидроксидов Fe, Mn. Повышенный речной сток не оказал влияния на ДО вдоль береговой черты г. Владивостока (станции А1-А4), в которых содержание Fe (4.9-

A1

A2

A4

23.8

23.8

23.5

4.9

5.6

5.5

	Салариания ман	(1, 1, 2, 2, 0) $(1, 1, 2, 2, 3, 3, 3, 3, 3, 3, 3, 3, 3, 3, 3, 3, 3,$			C $(0/)$
	Содержание макр	ю- (мас. <i>%)</i> – и ми	кроэлементов (мкг	/г), глинистых мин	аералов и С _{орг} (%)
Элементы	почва	река	залив	река	зона смешения
	(П1-П15)	(P1–P16)	(A1–A4,	(P1–P7)	(P8–A6)
	<i>n</i> = 15	<i>n</i> = 15	A10 $-$ A14) $n = 8$	n = 7	n = 12
C.	23.5-27.3*	25.2-28.8	22.2-25.2	_	25.5-29.6
Ga	26.1**	27.7	24.1	27.6	27.6
W 7	1.74-5.51	2.8-3.8	1.50-2.41	—	2.10-3.80
vv	2.35	3.26	1.85	3.24	2.97
Mo	1.52-2.55	1.42-3.03	6.45-26.35	_	1.40-8.00
IVIO	1.88	1.89	10.25	2.13	3.13
Nh	14.72-16.73	15.34-17.54	12.57-14.18	_	14.2-16.2
INU	15.39	16.0	13.56	16.34	15.5
Та	0.80-0.93	0.83-0.99	0.69-0.79	_	0.79-0.92
Ta	0.84	0.89	0.74	0.91	0.87
A1	9.9–11.5	10.8-11.7	10.2-11.1	_	11.3–11.9
	10.8	11.5	10.6	11.5	11.5
Si	20.6-23.6	21.9-23.5	22.7-23.8	_	21.9-23.3
51	21.5	22.6	23.3	22.8	22.6
Y	12.2-21.8	11.3-37.58	14.01–18.32	—	11.3-34.2
Ĩ	18.3	20.3	16.59	14.14	25.3
U	1.70-2.42	1.89-4.88	3.26-4.91	—	2.80 - 5.5
C	2.04	3.0	3.86	2.29	4.00
Th	11.1-18.66	16.88-24.07	15.80-20.00	—	21.0-23.9
	14.48	21.3	17.73	19.66	22.75
Be	1.42-1.71	1.19-2.19	1.10-1.62	1.43	1.44-2.19
20	1.54	1.60	1.38		1.72
Cd	0.14-0.22	0.13-0.29	0.13-0.30	—	0.13-0.29
eu	0.17	0.18	0.19	0.17	0.18
V	113.9–156.2	110.1–139.1	105.3-124.6	—	108.7-137.3
·	136.5	122.1	111.8	119.2	123.0
Fe	5.7-8.5	5.3-7.7	4.9-6.2	_	6.2-7.7
	7.3	6.8	5.9	6.3	7.1
Mn	0.025-0.067	0.024-0.041	0.021-0.022	—	0.022-0.041
	0.046	0.032	0.021	0.031	0.030
С _{орг}	3.8	2.7	3.8	2.9	2.7
ГС	58	57	58	—	57
СМ	14	18	12	_	19

Таблица 2. Диапазон изменений и средние содержания макро- и микроэлементов, глинистых минералов и С_{орг} в субколлоидной фракции донных отложений на разрезе река—море

* Диапазон изменения содержания элементов. ** Среднее содержание элемента.

28

27

30

ΧЛ

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 Nº 3 2020 25



Рис. 2. Распределение содержания элементов Y (1), Fe (2), U (3), Mn (4), CM (5) в субколлоидной фракции ДО на разрезе река—море, нормализованные по отношению к среднему содержанию (C_i/C_p) элементов в речных осадках.



Рис. 3. Распределение содержания Cd (1), Fe (2), Th (3), Be (4) в субколлоидной фракции донных отложений на разрезе река—море, нормализованные по отношению к среднему содержанию (C_i/C_p) элементов в речных осадках.

5.6 мас. %) и Mn (0.0205–0.0216 мас. %) меньше по сравнению с речными отложениями.

В зоне смешения вод установлено как консервативное, так и неконсервативное поведение микроэлементов: так ионы V адсорбировались на оксигидроксидах Fe и Mn [27], а извлечение Ga из раствора не наблюдалось [15]. Отмечалось удаление значительных количеств растворенного U [31, 35], но и демонстрировалось его консервативное поведение [29].

В отложениях зоны смешения (станции Р9, P10, P14, P16) определено содержание U (2.9, 3.2, 4.9, 3.6 мкг/г), Be (1.67, 1.66, 2.19, 1.73 мкг/г), Y (18.1, 23.9, 37.6, 34.2 мкг/г), Cd (0.15, 0.13, 0.29, 0.18 мкг/г), Fe и Mn выше (табл. 1) по сравнению со средним содержанием (U – 2.29, Be – 1.43, Y – 14.14, Cd – 0.17 мкг/г) в ДО реки (станции P1–P7), кроме содержания Cd в ДО станций Р-9 и Р-10. Содержание элементов в этих отложениях соответствует величине отношений: U - 1.22-2.40, Y - 0.80-2.66, Cd - 0.76-1.66, Be - 0.96-1.53 (рис. 2, 3).

Значительное увеличение содержания элементов в ДО зоны смешения вод связано с протекающими процессами сорбции их ионных форм на оксигидроксидах Fe и Mn, что способствовало увеличению содержания по сравнению с содержанием в ДО станций P1–P7 до 53 (Be), 140 (U), 166% (Y).

Гидроксид Mn(IV) обладает более сильными адсорбционными свойствами по отношению к ионам Cd²⁺, чем гидроксид железа(III) [33]. Косвенно это подтверждается совпадением наибольшего содержания Cd (0.29 мкг/r) и Mn (0.0410%) в осадках ст. P14. Содержание Cd в отложениях этой станции по сравнению со средним содержанием в речных ДО увеличилось на 71%.



Рис. 4. Распределение содержания элементов Fe (1), Al (2), C_{opr} (3) в субколлоидной фракции донных отложений на разрезе река—море, нормализованные по отношению к среднему содержанию (C_i/C_p) элементов в речных осадках.

Диапазон содержания Th в отложениях станций P8–A6 (21.0–24.1 мкг/г) выше по сравнению со средним содержанием в ДО реки на 7–124%. Величина отношения составила 1.07–2.36 (рис. 3). Увеличение содержания Th в речных осадках связано с количеством CM (5–18%) выше среднего, что наиболее характерно для ДО ст. P14, где определено наибольшее содержание этого элемента и CM (33%). До 80% Th сорбируется на поверхности частиц размером от 1 до 100 мкм [34]. Повышенное содержание Th и характер его накопления в ДО зоны смешения дает основание полагать, что ионы этого элемента способны дополнительно сорбироваться на CM.

В отложениях зоны смешения определен диапазон содержания Nb (15.3–16.2 мкг/г), Ta (0.79– 0.92 мкг/г), W (2.1–3.8 мкг/г) и их среднее содержание (табл. 2). Наиболее значительное содержание этих элементов выявлено в отложениях ст. P14 – Nb (15.73), Ta (0.9) и W (3.38 мкг/г). Для осадков этой станции характерно количество XЛ (40%) выше среднего.

Принято считать, что Мо относится к числу подвижных элементов в геологических процессах, поэтому в гипергенных условиях он сравнительно легко переходит в раствор. Преобладающая форма переноса Мо в речных водах — растворенная [19]. Среднее содержание Мо в субколлоидной фракции взвесей рек Днепр, Дунай, Кубань, Риони, Чорох составило 1.4 мкг/г, а в растворе вод этих рек — 0.10—0.53 мкг/л [15].

Распределение содержания Мо в ДО отличается от других элементов на разрезе река — море. Наибольшее содержание этого элемента выявлено в ДО залива (станции A1–A4 и A10–A14) при среднем содержании 10.25 мкг/г (табл. 2).

Необходимо отметить, что содержание Мо в почве и речных ДО колеблется от 1.5 (ст. П7) до 3.0 (ст. Р4), что в среднем составило 1.9 мкг/г. Мо относится к числу биофильных элементов [5], поэтому значительное увеличение содержания в осадках зоны смешения в его морской части (в 2– 4 раза по сравнению со средним содержанием в почве и речных ДО) может быть связано с прижизненным накоплением планктоном и зоопланктоном [6].

Осадки залива

Выявлено высокое содержание некоторых исследованных элементов (Mo, U, Y, Be, Cd) в осадках ст. А1 (табл. 1) по сравнению со средним содержанием в речных отложениях, для которых величина отношений C_i/C_p составила 12.4 (Мо), 2.1 (U), 1.8 (Cd), 1.2 (Y), 1.13 (Be) (рис. 2, 5), что соответствует увеличению содержания Ве на 13, У-22, Cd - 80, U - 110 и Mo - 1140%. Эти отложения характеризуются малым содержанием Fe (4.9) и Mn (0.0205 мас. %). Осадки расположены вблизи б. Золотой Рог (порт г. Владивостока) в районе "старого дампинга" [20], куда с 1970 по 1983 г. вывозился грунт из б. Золотой Рог. В составе грунтов были определены высокие содержания тяжелых металлов, нефтяных углеводородов и золы, оставшейся после сжигания каменного угля в топках пароходов, в состав которого входили микроэлементы (Ga, Be, Mo, Yидр.) [28]. Можно полагать, что высокое содержание некоторых микроэлементов в ДО (станции А1-А5), расположенных вдоль береговой черты г. Владивостока, связано с разносом грунтов из "старого дампинга".

Элементы, не подверженные антропогенному накоплению, характеризуются малым содержанием, так в осадках ст. А1 определено незначительное содержание W, Th, V (табл. 1). Содержание Nb и Ta в ДО залива меньше по сравнению со средним содержанием в ДО реки (табл. 2), поэтому величина отношения C_i/C_p находится в диапа-



Рис. 5. Распределение содержания Nb (1), Ga (2), Ta (3) в субколлоидной фракции донных отложений на разрезе рекаморе, нормализованные по отношению к среднему содержанию (C_i/C_p) элементов в речных осадках.

зоне 0.42–0.54 (W), 0.81–0.94 (Th, V), 0.77–0.97 (Nb, Ta), что свидетельствует об уменьшении содержания элементов в ДО залива по сравнению с речными ДО (рис. 3, 5).

Повышенное содержание Si по сравнению со средним содержанием в ДО залива определено в отложениях станций A1–A4 и A10 (23.5–23.8 и 23.6 мас. %) (табл. 1, 2). Дополнительный привнос Si в ДО залива может быть связан с его биогенным накоплением благодаря диатомовым водорослям [8, 37], на что косвенно указывает высокое содержание C_{opr} , среднее содержание которого в отложениях станций A9–A12 составило 3.5, а в осадках станций A1–A4 – 3.8%. Дополнительное биогенное накопление Si в отложениях залива ведет к уменьшению содержания исследованных микроэлементов, входящих в состав алюмосиликатов.

Определено высокое содержания Сорг (3.5-4.9%) практически во всех ДО залива (табл. 1) по сравнению со средним содержанием в речными ДО, при наибольшем содержании в ДО ст. А14 (4.9%). Содержание Сорг в ДО залива увеличилось на 21-69% (ст. А14) по сравнению со средним содержанием для речных ДО. Содержание Мо в ДО залива (5.5-26.4 мкг/г) существенно увеличилось (158-1139%) по сравнению со средним содержанием в речных (2.13 мкг/г) ДО (табл. 1, 2), поэтому величина отношения составила 2.58-12.39. Повышенное содержание Мо в ДО залива связано с прижизненной аккумулирующей функцией этого элемента из раствора морским планктоном и зоопланктоном [1, 6] последующим отмиранием, седиментацией и биохимической переработкой в гумусовое вещество ДО [17]. Это косвенно подтверждается ранее введенной величиной С_п, которая характеризует биохимически слабо переработанную органику, наибольшая величина которой характерна для осадков залива [23]. Накопление содержания Мо и Сорг в морских ДО связано с антропогенной составляющей, вызванной присутствием высокого содержания Мо в осадках "старого дампинга" (ст. A1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Болотистым почвам свойственно повышенное содержание микроэлементов (Y, Be, V), как результат сорбции на оксигидроксидах Fe и Mn.

Увеличение речного стока (тайфун) способствует проникновению пресных вод в северную и центральную части Амурского залива и обеспечивает расширение зоны смешения вод, протекание процессов флоккуляции, образования оксигидроксидов Fe, Mn. Выявлено увеличение содержания Y, U, Be (на 166, 140, 53% соответственно) в ДО зоны смешения по сравнению со средним содержанием в ДО реки (до зоны смешения), благодаря процессам сорбции на оксигидроксидах Fe и Mn.

Выявлено накопление биогенного Si в ДО залива, которое привело к разбавлению терригенного материала и уменьшению содержания микроэлементов, входящих в состав глинистых минералов.

Определено увеличение содержания микроэлементов (Y на 22, Cd на 80, U на 110, Мо на 1140%) в ДО, непосредственно примыкающих к б. Золотой Рог, что связано с антропогенными факторами (разнос грунта со "старого дампинга").

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН (проект № АААА-А17-117030110033-0) при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-02667).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Аллауэй В.Х. микроэлементы в биологических системах // Физические методы анализов следов элементов. М.: Мир, 1967. 268 с.

- 2. Аникиев В.В., Перепелица С.А., Шумилин Е.Н. Оценка влияния антропогенных и природных источников на пространственное распределение тяжелых металлов в донных отложениях залива Петра Великого (Японское море) // Геохимия. 1993. № 9. С. 1328–1340.
- 3. Аникиев В.В., Горячев Н.А., Лапин И.А.и др. Поведение тяжелых металлов при смешении речных и морских вод. Влияние гуминовых и фульвовых кислот на миграцию Fe, Mn, Zn, Cu, Cd и Pb в эстуарии р. Раздольная — Амурский залив // Геохимия. 1991. № 11. С. 1642–1651.
- 4. *Батурин Г.Н., Коченов А.В.* Миграция урана в реках и время его пребывания в водах Мирового океана, морей и озер // Геохимия. 1969. № 6. С. 715–723.
- 5. Геохимия молибдена и вольфрама. М.: Наука, 1971. 128 с.
- 6. Демина Л.Л. Количественная оценка роли живого вещества в геохимической миграции микроэлементов в океане // Геохимия. 2015. № 3. С. 234– 251.
- Добрицкая Ю.М. Определение валового содержания марганца в почвах и растениях. Методы определения микроэлементов в почвах и растениях. М.: АН СССР, 1958. 144 с.
- Звалинский В.И., Тищенко П.Я. Биогенные элементы в эстуариях. Поведение и биогеохимия // Состояние морских экосистем, находящихся под влиянием речного стока. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 89–124.
- 9. Зубков М.Ю. Анализ распределения К, U, Th в различных гранулометрических фракциях продуктивных отложений Ловинского месторождения (Западная Сибирь) с целью оценки их глинистости // Геохимия. 2008. № 5. С. 505–521.
- Ковалев В.А. Геохимические аспекты исследования отношения Th/U в осадочных породах // Геохимия. 1965. № 9. С. 1171–1173.
- Крайнов С.Р. Особенности распределения и формы миграции редких элементов-гидролизатов (Nb, TR, Be) в природных водах с щелочной реакцией // Геохимия. 1968. № 3. С. 342–354.
- 12. Линник П.Н., Набиванец Б.И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 270 с.
- 13. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
- Лисицын А.П., Лукашин В.Н., Гурвич Е.Г. и др. О соотношении выноса элементов реками и их накопления в донных осадках океанов // Геохимия. 1982. № 1. С. 106–113.
- 15. Лубченко И.Ю., Белова И.В. Миграция элементов в речных водах // Литол. и полезн. ископаемые. 1973. № 2. С. 23–29.
- 16. Лукашин В.Н., Лисицын А.П. Галлий. Геохимия элементов-гидролизатов. М.: Наука, 1980. 225 с.
- 17. *Манская С.М., Дроздова Т.В.* Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.

- стематика редкоземельных элементов, Th, Hf, Sc,
 Со, Сг и Ni в глинистых породах Серебрянской и сыльвицкой серий венда западного склона средне-го Урала инструмент мониторинга состава источников сноса // Геохимия. 2006. № 6. С. 610–632.
 И 19. Мизенс Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю.
 - 19. Мизенс Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Редкие и редкоземельные элементы в девонских обломочных комплексах магнитогорской мегазоны южного Урала // Геохимия. 2006. № 5. С. 501– 521.

18. Маслов А.В., Ронкин Ю.В., Крупенин М.Т. и др. Си-

- Мишуков В.Ф., Калинчук В.В., Плотников В.В., Войцыцкий А.В. Влияние дампинга загрязненных грунтов на экологическое состояние прибрежных вод г. Владивостока // Изв. ТИНРО. 2009. Т. 159. С. 243–256.
- 21. Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.: Наука, 1967. 128 с.
- Поляков Д.М., Аксентов К.И. Динамика накопления Fe, Mn и других тяжелых металлов субколлоидной фракцией донных осадков результат биохимических процессов, протекающих в маргинальном фильтре р. Раздольная (Амурский залив, Японское море) // Метеорология и гидрология. 2013. № 11. С. 79–86.
- Поляков Д.М., Ходоренко Н.Д., Марьяш А.А. Некоторые аспекты накопления органического вещества субколлоидной фракцией донных осадков на барьере "река—море" (р. Раздольная Амурский залив) // Вестник ДВО РАН. 2012. № 6. С. 89–93.
- 24. Поляков Д.М., Можеровский А.В., Марьяш А.А. Геохимические аспекты накопления макроэлементов субколлоидной фракцией донных осадков на разрезе р. Раздольная-Амурский залив (Японское море) // Метеорол. и гидрология. 2014. № 10. С. 79–88.
- Семенов Е.И. Геохимия редких элементов. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М.: Наука, 1964. 521 с.
- 26. Сорокина О.А., Зарубина Н.В. Химический состав донных отложений среднего течения р. Амур // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 5. С. 105–113.
- 27. Чертко Н.Л., Чертко Э.Н. Геохимия и экология химических элементов. Минск: Изд-во центр БГУ, 2008. 140 с.
- 28. Шубин Ю.П. Полезные элементы примеси в углях Донбасса разных марок // Transactions of UkrNDMI NAN, Ukraina. 2008. № 2. С.192–198.
- Borole D.V., Mohanti M., Ray S.B., Somayaiulu B.L.K. Preliminary investigations on dissolved uranium and silicon and major elements in the Mahanadi estuary // Proc. Ind.ad. Sci. 1979. V. 88-A. P. 2. № 3. P. 161–470.
- Boyle E. A., Edmond I.M. Shelkovitz E.R. On the mechanism of iron removal in estuaries. Geochim. et cosmochim. acta. 1977. V. 41. P. 1313–1324.
- Church T.M., Sasrin M.M., Fleisher M.Q., Ferdelman T.G. Salt marshes: An important coastal sink for dissolved uranium // Geochim. et cosmochim. acta. 1996. V. 60. № 20. P. 3879–3887.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

ПОЛЯКОВ, ЗАРУБИНА

- Elderfeld H., Upstill-Goddard R., Sholkovitz E.R. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean water // Geochim. et cosmochim. acta. 1990. V. 54(4). P. 971–991.
- Gadde R.R., Laitinen H.A. Studies of heavy metal adsorption by hydrous iron and manganese oxiden // Anal. Chem. 1974. V. 46. № 13. P. 2022–2026.
- 34. *Megymi K., Mamuro T.* Content of uranium and thorium series nuclides in soil particles in relation to their size // J. Radiat. Res. 1975. V. 15, № 1. P. 25–27.
- 35. *Sarin M.M., Church T.M.* Behavior of uranium during mixing in the Delaware and Chesapeake estuaries // Estuar. Coast. Shelf Sci. 1994. V. 39. № 5. P. 619–631.
- Sholkovitz E.R. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river water and seawater // Geochim. et cosmochim. acta. 1976. V. 40(7). P. 831–845.
- Wollast R., De Broen J. Study of behavior of dissolved silica in the estuary of the Scheldt // Geochim. et Cosmochim. acta. 1971. V. 35. P. 613–620.

Properties of Accumulation of Macro- and Microelements by Subcolloidal Fraction in the Marginal Filter Sediments under the Influence of the Increased Flow on Razdol'naya River (Amur Bay, Sea of Japan)

D. M. Polyakov^{1, #}, N. V. Zarubina¹

¹Il'ichev Pacific Ocenogical Institut FEB RAS, Vladivostok, Russia [#]e-mail: dmpol@poi.dvo.ru

The distribution of macro- (Al, Si, Fe, Mn) and microelements (Ga, V, W, Th, Li, Cs, Rb, Mo, U, Be, Y, Cd), organic carbon, and clay minerals in subcolloidal fraction of bottom sediments of the Razdol'naya river' marginal filter (soil, river and sea sediments) was studied. Under the influence of the increased river flow, as a typhoon result, the zone of flocculation, formation of Fe, Mn oxyhydroxides, and sorption of some trace elements (U, Be, Cd, Y) ions moved to the Amur bay. An additional increase in the Si content in the sediments of the bay associated with nutrient accumulation, which led to a dilution of terrigenous aluminosilicates content and a reduction of trace elements in marine sediments, was identified. The increase of content of Y by 22, Cd by 80, U by 110 and Mo by 1140% in comparison with river sediments in bottom sediments near the Gold Horn Bay, which is due to the influence of contaminated ground of "the old dumping", was shown.

Keywords: Japan Sea, marginal filter, macro- and microelements, bottom sediments, soils

УДК 551.465

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В БЕЛОМ МОРЕ: ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА И АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ

© 2020 г. А. Н. Новигатский^{1, *}, <u>А. П. Лисицын</u>¹, В. П. Шевченко¹, А. А. Клювиткин¹, М. Д. Кравчишина¹, Н. В. Политова¹

> ¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: novigatsky@ocean.ru Поступила в редакцию 09.12.2019 г. После доработки 09.12.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

Применен новый подход в изучении морского осадконакопления с использованием рассеянного осадочного материала толщи вод в седиментационных ловушках в сопоставлении с поверхностным слоем донных осадков. На основе многолетних исследований небольшого моря Северного Ледовитого океана удалось установить новые закономерности осадочного процесса в условиях Субарктической и Арктической зон. Изучена месячная, сезонная, многолетняя динамика основных компонентов потоков рассеянного осадочного вещества. Представлена морская стадия седиментации основных компонентов рассеянного осадочного вещества во времени, показано, что биогенная составляющая потока при переходе из рассеянных форм в концентрированные понижается на порядок. Рассчитаны средние значения вертикального потока: общее и по вкладам основных биогенных и терригенных компонентов на 1 м² дна и на всю площадь глубоководной части Белого моря.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Белое море, седиментационные ловушки, вертикальные потоки, осадочный материал, донные осадки, седиментация

DOI: 10.31857/S0030157420030077

введение

Рассеянная форма осадочного вещества очень широко распространена в природе, но мало изучена. Эта форма дисперсного осадочного вещества существует во всех геосферах – аэрозоли в атмосфере, гидрозоли – в морской и пресной воде, криозоли – во льдах и снеге. Она существует и в местах подводных извержений — гидротермальной деятельности (дымы "черных курильщиков"), в незначительных количествах поступает из космоса (космическая пыль). Важную роль в образовании золей играют также организмы, особенно организмы-продуценты (диатомовые, кокколитофориды и др.), которые создают биогенную взвесь, и организмы-фильтраторы, которые используют эту тонкую взвесь и мелкий биогенный детрит для питания (зоопланктон и бентос) [23]. Рассеянные формы осалочного вешества на континентах связаны с процессами физического и химического выветривания горных пород и в значительной мере – с макроорганизмами и растительностью (споры и пыльца при цветении растений, микрочастицы при распаде растительного вещества). Многие важные особенности образования, переноса (транспортировки) осадочного

429

вещества в рассеянной и растворенной его формах до настоящего времени почти не изучены. Изучали в основном только их концентраты: донные осадки океанов, морей, озер. Водная взвесь единственный источник формирования донных осадков, главный источник пищи глубоководных организмов. Общей особенностью осадочного материала всех геосфер являются незначительные содержания в среде и размеры. Как и бактерии (биогенная часть взвеси), осадочный материал не различается невооруженным глазом. Характерны также его подвижность, очень широкое региональное и глобальное распространение, тонкость частиц (в основной части 1-100 мкм), тесная связь с условиями среды, взаимодействие по путям переноса [3, 23].

Рассеянные формы осадочного вещества – главный источник пелагических донных осадков; они обнаружены во всех геосферах и перемещаются в соответствии с динамикой среды. Принципиально новые данные о процессах осадкообразования получены прямыми методами определения вертикальных (и наклонных) потоков осадочного вещества (седиментационные ловушки, изотопные методы и др.) [21, 24]. Для седиментологии наибольший интерес представляет метод седиментационных ловушек [14, 31, 42]. Это конусы или цилиндры, в нижней части которых установлены приемные флаконы, собирающие рассеянный осадочный материал. Смена флаконов производится микропроцессором, т.е. экспозиции улавливания вещества могут устанавливаться от одних суток до месяцев, сезонов, лет. Мы ведем отбор вещества на разных глубинах обычно с экспозицией 1 месяц и сменой станций один раз в год.

Таким образом, удается получить непрерывный во времени ряд проб с месячными экспозициями (дифференциальные потоки) и годовыми экспозициями (интегральные потоки) на Белом море, в Арктике и разных природных зонах океанов. Опорные станции, снабженные не только ловушками, но и измерителями течений, прозрачномерами, самописцами, установленными на разных глубинах на вертикальном тросе с якорем, называют автоматическими глубинными седиментационными обсерваториями (АГОС) [5, 25].

Северный Ледовитый океан – океанический бассейн с сильно выраженной сезонностью осадконакопления. Такие параметры, как площадь развития морских льдов, твердый и жидкий сток рек, абразия берегов, первичная продукция, температуры поверхностной водной массы и приводного слоя атмосферы, демонстрируют ярко выраженную сезонность. Последние годы мы проводили детальные исследования по взаимодействию рассеянного и растворенного вещества на региональном и локальном уровнях в характерном водоеме арктической и субарктической зон – в Белом море. Большую часть года это море покрыто дрейфующими льдами, а придонные его воды имеют температуру –1.4°С круглый год, т.е. здесь обстановка соответствует условиям зон ледовой седиментации [2, 6, 22].

Скорости седиментации донных осадков Мирового океана меняются в широких пределах от менее 1 до 1000 мм/год и более. На континентальных окраинах Северного Ледовитого океана (СЛО) встречаются значения порядка 10 мм/год (в депоцентрах зон смешения речных и морских вод, пр. Фрама и некоторых фьордах), нередки нулевые и даже отрицательные значения в зонах донной эрозии (участки дна Белого, Баренцева, Карского и других морей) при средней скорости осадконакопления в пелагиали СЛО 0.01 мм/год [2, 36, 39].

Таким образом, океан — главный уловитель рассеянного осадочного вещества всех геосфер внешних и внутренних, т.е. это глобальный самописец геосфер планеты (процессов, событий на континентах и в водах океанов). Взаимодействие геосфер особенно активно идет на двух батиметрических уровнях: на поверхности для внешних геосфер и в придонном слое — верхней части

осадочной толщи - взаимодействие с осадочным веществом внутренних (глубинных) геосфер. К этим двум видам осадочного материала в морях и океанах добавляется еще рассеянное вещество, образующееся в море – биогенное (СаСО₃ + + SiO_{2ам} + C_{орг}) [41]. В процессе смешения осадочного вещества всех этих геосфер (его растворенных и взвешенных форм) происходит не только образование, но и преобразование этих видов осадочного вешества, их неоднократное взаимодействие, смешение по мере осаждения, так что в донные осадки попадает осадочный материал, прошедший эти превращения на пути от поверхности до дна океана [24]. Все эти превращения удается изучать в пробах взвеси от поверхности до дна, а затем в донных осадках.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В рамках программы ИО РАН "Система Белого моря" впервые в Белом море в течение 15 лет проводили непрерывные прямые исследования осадочных процессов не только в донных осадках, но и в толще вод посредством мембранной ультрафильтрации взвеси, а также с помощью глубинных автоматических седиментационных обсерваторий (АГОС) с ежемесячным прямым количественным определением вертикальных потоков и непрерывным отбором вещества с разных глубин круглый год. Это позволяет получить прямые данные о количественной концентрации (мг/л), скорости осаждения (мм/год) и вертикальных потоках (мг/м²/сут), т.е. абсолютных массах рассеянного осадочного вещества в придонном слое вод и верхнем слое донных осадков, его изменений в ходе осаждения от поверхности до дна, причем непрерывно во времени (15 лет наблюдений) [25, 26].

Метод седиментологических обсерваторий мы совмещаем обычно с непрерывными спутниковыми наблюдениями для поверхностного слоя вод, рейсовыми океанологическими и геологическими исследованиями донных осадков (пробы из мультикорера) на станциях (рис. 1). Такие исследования методом АГОС с непрерывным изучением рассеянного вещества в толще вод Белого моря (0–300 м) в сопоставлении с донными осадками удалось выполнить в 2000–2014 гг. на мегаполигоне Белое море (рис. 1).

Другой независимый метод количественного изучения осадочного вещества в толще вод (концентрация, мг/л) — метод мембранной ультрафильтрации (выделение частиц крупнее 0.45 мкм). Этот метод дает картину распределения вещества только для момента работ на станции (одномоментный). Обычно дискретный отбор проб батометрами предваряют непрерывным вертикальным зондированием прозрачности и других пара-



Рис. 1. Положение автоматических глубоководных седиментационных обсерваторий (AГOC) с седиментационными ловушками и измерителями течений с параллельным изучением взвеси и поверхностного слоя донных осадков – (1); оценка скорости седиментации по верхнему слою донных осадков (метод радиохронологии ¹³⁷Cs, ²¹⁰Pb) – (2).

метров, что открывает возможность отбора проб не формально (по горизонтам), а в наиболее важных местах. Для самого верхнего слоя (0–5 м) используют также спутниковые данные (MODIS-Aqua сканер) для всего времени работ спутников, т.е. круглогодичные [18, 19].

Таким образом, сочетание спутниковых наблюдений с верификацией и контролем прямыми дискретными определениями содержания взвешенного вещества на станциях позволяет получить картину распределения взвеси (мг/л) для всего поверхностного слоя на момент экспедиционных исследований и распространить это для взвешенного осадочного вещества и его биологической части (по хлорофиллу) уже по спутниковым данным на большую часть года.

Осаждающийся осадочный материал состоит в основном из биогенных и литогенных компонентов. Биогенные компоненты представлены органическим веществом (OB), карбонатным материалом, биогенным опалом; литогенные — обломочными и глинистыми минералами, реже вулконогенными пеплами. Индикаторы этих компонентов для OB – C_{opr} ($C_{opr} \cdot 2 = OB$) [7], для кремнистых панцирей – SiO_{2 ам}, для карбонатных – CaCO₃, для литогенного материала – Al, Si_{вал} [29, 30]. Скорости современного осадконакопления в Белом море в верхнем слое осадков (0–20 см) определяли с помощью радионуклидного анализа (¹³⁷Cs, ²¹⁰Pb) [8].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В нашей работе описан новый подход к пониманию современных процессов седиментации в морях и океанах с использованием разработанного в ИО РАН метода АГОС. Этот метод позволяет изучать рассеянное осадочное вещество не только в обычных для океанологии трех измерениях (широта, долгота, глубина), но и во времени (от месяцев и сезонов до десятков лет), в том числе при переходе осадочного вещества из рассеянной (взвесь) в концентрированную форму (донные осадки) с резким изменением реологии.

Сезонная изменчивость месячных значений потоков осадочного вещества и среднемесячных значений концентрации взвеси. После весеннего таяния льда и вскрытия рек в моря Арктики начинают поступать основные порции осадочного материала с площади речного водосбора [13, 17]. Параллельно с этим процессом под снежно-ледовым покровом и у кромки льда вследствие высокой солнечной активности в сочетании с поступлением растворенных биогенных элементов речного стока и талого морского льда, аккумулирующего аэрозольный и другой осадочный материал всю зиму, происходит весенняя вспышка цветения фитопланктона [1, 16] и одновременно бурное развитие бактерий (максимум зоопланктона следует немного позже). В морях Арктики, а также и в Белом море, в связи с этим происходит резкий сезонный скачок концентрации взвеси [18] и, как следствие, увеличение в несколько раз значений вертикальных потоков осадочного вещества с поверхности на дно моря (рис. 2).

На рис. 2 представлены месячные значения вертикальных потоков, полученные нами с 2000 г. Резкие максимумы потоков приурочены к областям эстуариев и заливов, где преобладающее влияние на поставку осадочного материала имеет материковый сток [37, 38]. Своего максимума потоки осадочного вещества достигают в июне, превышая значение 1000 мг/м²/сут (ст. 3 – Кандалакшский залив, ст. 75 – Двинский залив).

Летняя межень (середина июля—август) в Белом море характеризуется относительно низкими значениями потоков, которые в среднем составляли не более 200 мг/м²/сут (ст. 75, ст. 76 – Двинский залив; ст. 55 – Кандалакшский залив; рис. 2).

В конце летнего сезона, начале осени структура планктонного сообщества снова перестраивается, идет бурный рост мезопланктона, эврифагов и крупного зоопланктона [34]. Осенние паводки также вносят существенный вклад в увеличение концентраций взвеси, что напрямую отражается на величинах потока и составе осадочного вещества (рис. 2). На это, в первую очередь, реагируют эстуарные области, где значения потоков осадочного вещества достигают 1000 мг/м²/сут (р. Кемь, биологическая станция Картеш).

В конце осени солнечная активность снижается, планктонные сообщества мигрируют на большие глубины (зимовка) [34], речной сток перестраивается на режим зимней межени, начинается ледостав. Концентрация взвеси в этот период в арктических морях незначительна, соответственно минимальны и потоки осадочного вещества (рис. 2).

Относительное увеличение потоков осадочного вещества можно наблюдать в декабре (рис. 2); возможно, это связано со сменой гидрологического режима Белого моря и, как следствие, разрушением пикноклина. По данным Кравчишиной [18], скачок плотности (пикноклин) аккумулирует значительное количество взвеси. При замерзании льдов отжимаются рассолы, которые опускаются на глубину, это явление отражается в относительно повышенных величинах потока взвешенного осадочного вещества в декабре, что мы подробно описали в [27]. Зимние подледные вертикальные потоки осадочного вещества характеризуются самыми низкими значениями, которые не превышают 70 мг/м²/сут (ст. 4930 – Бассейн; рис. 2). Это связано с ослаблением солнечной радиации и полным ее прекращением в полярную ночь.



Рис. 2. Сезонная динамика месячных значений потоков осадочного вещества (мг/м²/сут) и среднемесячных значений концентрации взвеси (мг/л) в самой верхней части деятельного слоя по данным спутникового сканера MODIS-Aqua [18] в Белом море.

Таким образом, наблюдается ярко выраженная сезонная и месячная изменчивость потоков рассеянного осадочного вещества в Белом море – меняются в толще вод их количество, состав, свойства. Максимальные значения концентраций (мг/л) и потоков (мг/м²/сут) характерны для безледного весенне-летнего периода, минимальные свойственны зимнему периоду, когда море и питающий водосбор покрыты снежноледовым покровом, а речной и эоловый сток незначительны. При смене гидрометеорологического режима возникают сезонные изменения потоков рассеянного осадочного вещества, повторяющиеся из года в год (повышенное содержание потоков в декабре, ледовая разгрузка в апреле, майская вспышка цветения фитопланктона и паводок). Месячные, сезонные и годовые потоки рассеянного осадочного вещества во времени могут различаться между собой в несколько раз, особенно в весенний сезон, когда существенное влияние на величину потока оказывает ледовый режим акватории: ковровая снежноледовая разгрузка осадочного вещества – криозоля, речной сток, а также абразия. цветение фитопланктона. Потоки осадочного материала на дно напрямую зависят от взаимодействия вещества, поступающего из внешних геосфер.

Годовые интегральные потоки рассеянного осадочного вещества. В ходе работ мы выделили два структурных фронта в Белом море: Северный, где через Горло поступают воды из Баренцева моря и уходят из Белого моря (Северодвинское течение), т.е. это область смешения вод, и Южный фронт близ Соловецких островов [25]. Эти фронтальные зоны характеризуются повышенными по сравнению с другими частями моря концентрациями и потоками рассеянного вещества (взвеси). Здесь, кроме того, высокая интенсивность приливо-отливных течений. Именно здесь проявлены максимальные для моря среднегодовые значения потоков на трех станциях 6062, 4934, 4941: 4082–1814, в среднем 2758 г/м²/год (рис. 3а).

Другие части Белого моря (Бассейн, Двинский, Кандалакшский заливы) характеризуются более низкой приливо-отливной энергией и более низкими концентрациями и потоками рассеянного осадочного вещества. Средняя величина потоков осадочного вещества в море (за исключением аномалий двух фронтов) 234 г/m^2 /год, т.е. на порядок меньше, чем во фронтальных зонах. Минимальные потоки обнаружены в центральной части моря в Бассейне (51 г/м²/год), а средние многолетние для глубоководной части Белого моря 213 г/м²/год, что близко к другим определениям для Арктики [12, 20].

Повышены потоки осадочного вещества в заливах Белого моря — Двинском и Кандалакшском, в особенности в областях их маргинальных фильтров (зоны смешения речных и морских вод) [25, 27]. Так, средняя многолетняя величина потока для Двинского залива 243 г/м²/год, а в Кандалакшском заливе 367 г/м²/год для открытых их частей. Таким образом, маргинальные фильтры это вторая область повышенных значений потоков осадочного вещества.

Третья область повышенных значений содержания взвеси и потоков — придонная (от поверхности дна до 100 м над дном, а иногда и больше). Здесь основное значение имеют придонные тече-



Рис. 3. Соотношение величин (a) – интегральных вертикальных потоков ($\Gamma/m^2/\Gamma$ од) и (б) – взвеси ($M\Gamma/\pi$) в Белом море с глубиной (0–300 м): 1 – область высоких и сверхвысоких величин потока; 2 – область величин потока под пикноклином; 3 – область придонных величин потока; 4 – повышенные значения взвеси в придонном нефелоидном слое.

ния, изученные на нескольких станциях на протяжении ряда лет. Главное значение для динамики в Белом море имеют полусуточные приливы с местными отклонениями, связанными с конфигурацией дна и берегов. При уменьшении глубины амплитуда приливо-отливных течений растет. Скорости возникающих течений бывают достаточными для размыва наилка (жидкий верхний слой осадков), что напрямую подтверждается наблюдениями за концентрацией взвеси и прозрачностью вод придонного слоя. Данные зондирования и мембранной фильтрации показали возникновение слоев и линз вод повышенной мутности (нефелоидов) — четвертая область (рис. 36) [29, 30].

Прямые измерения придонных течений в Бассейне показали доминанту восточного вектора с изменениями направления на обратное без вращения. В среднем для года результирующие течения составляют около 1.5 см/с с изменениями до 2–20 см/с [25]. Интересной также оказалась связь величин потоков с глубиной (рис. 3а). Высокие значения отмечены над пикноклином и на пикноклине (рис. 3а, область 1), они снижаются на шельфе (0-200 м) и вновь растут на склоне (рис. 3а, область 3).

Впервые количественно изучены вертикальные потоки осадочного вещества во всей акватории Белого моря методом АГОС. Получены новейшие данные о ходе осадочного процесса в толще вод моря от поверхности моря до верхнего слоя донных осадков. Метод АГОС открывает новые возможности для океанологии, седиментологии, геохимии и биологии — непрерывные наблюдения во времени от суток до десятков лет.

Скорости современной седиментации и абсолютные массы. Полученные нами значения по ²¹⁰Pb, ¹³⁷Сs показывают скорости осадконакопления для всего Белого моря 0.4–4.2 мм/год. В пересчете на абсолютные массы сухого осадка эти значения отвечают интервалу 93–1260 при среднем около $310 \ r/m^2/год$ (табл. 1). Этому не противоречат данные о скоростях осадконакопления в прибрежных участках Кандалакшского залива Белого моря

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В БЕЛОМ МОРЕ

	Придонные ве	ртикальные поток	и рассеянного оса	дочного вещества	
станция	широта (с.ш.)	долгота (в.д.)	глубина, м	горизонт, м	величина придонного потока, г/м ² /год
b-16	66°34′	33°47′	236	226	357
b-4a	64°57′	39°31′	50	30	752
b-8	64°35′	39°01′	96	85	330
b-15	65°26′	37°40′	132	125	276
b-15	65°26′	37°40′	132	127	354
b-6a	66°09′	35°03′	267	250	325
b-6a	66°09′	35°03′	267	255	421
6056	65°34′	37°45′	139	130	390
6062	65°05′	36°05′	70	60	1814
6070	65°26′	36°45′	229	220	639
4930	65°38′	36°10′	255	238	149
2 (4930)	65°38′	36°09′	249	207	317
3 (4930)	65°38′	36°07′	255	185	195
3 (4930)	65°38′	36°07′	255	195	208
3 (4930)	65°38′	36°07′	255	205	282
3 (4930)	65°38′	36°07′	255	215	378
4944	65°00′	39°22′	67	52	201
4938	65°15′	38°43′	117	72	219
4936	65°10′	37°57′	97	83	193
Среднее геометр	ическое				335
Минимум					149
Максимум					1814
Стандартное отк	лонение				372

Таблица 1. Придонные вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества и оценка скорости осадконакопления в верхнем слое осадка в Белом море

Оценка скорости осадконакопления в верхнем слое осадка

(метод радиохронологии	²¹⁰ Pb and	¹³⁷ Cs)
------------------------	-----------------------	--------------------

станция	широта (с.ш.)	долгота (в.д.)	глубина, м	скорость осадконакопления, мм/год	абсолютные массы*, г/м ² /год
4697	65°17′	38°55′	96	0.40	120
4698	65°25′	38°40′	107	0.79	237
4706	65°05′	36°06′	66	0.85	255
4720	65°57′	35°53′	290	2.2	660
32	64°07′	37°35′	16	2.7	810
78	65°05′	39°44′	32	4.2	1260
66	65°02′	34°53′	21	0.82	246
76	65°17′	39°16′	68	0.91	273
77	65°08′	39°17′	76	0.31	93
59	66°20′	35°32′	81	0.62	186
3	66°20′	33°40′	62	0.51	153
4943	65°50′	37°30′	116	0.69	207
44	64°58′	39°31′	54	2.6	780
46	65°06′	39°17′	73	1.1	330
4	65°10′	37°56′	88	1.7	510
Среднее геометрич	неское	1.0	310		
Минимум				0.40	93
Максимум		4.2	1260		
Стандартное откло	онение	1.1	332		

* При средней плотности сухого осадка (0–20 см) 0.3 г/см^3 .

0.3–1.0 мм/год [4, 32], в море Бофорта 1.4 мм/год [10] и другие определения по Арктике [39].

Прямые количественные данные по потокам осадочного вещества в придонных горизонтах Белого моря, полученные с помощью седиментационных ловушек на обсерваториях АГОС за 15 лет, дали значения 149–1814 при среднем 335 г/м²/год (табл. 1).

Более низкие значения абсолютных масс верхнего слоя донных осадков в сравнении с придонными потоками (при их сравнении в сходных единицах), очевидно, связаны с деструкцией органического вещества и всей биогенной триады во время нахождения вещества в самом верхнем слое (наилке). Это подтверждается исследованиями по органическому веществу [35], где показано, что при длительном пребывании частиц в самом верхнем слое осадка происходит потребление органического углерода бентосом и бактериями (выедание), а также частичное растворение других компонентов биогенной триады (CaCO₃, SiO_{2 аморф}).

Наиболее высокие значения скоростей осадконакопления и потоков осадочного вещества выявлены на границе река—море (реки Северная Двина, Онега, Кемь), т.е. в маргинальных фильтрах рек, а также вдоль стокового течения р. Северной Двины в Двинском заливе (рис. 1). Кроме того, высокие скорости осадконакопления обнаружены в глубоководных участках Бассейна, Кандалакшского и Двинского заливов в областях депрессий дна (Кандалакшский грабен и др.), они связаны со сложными склоновыми процессами (мутьевые потоки, гравититы и др.) на дне моря [33].

Более высокие значения придонных потоков осадочного вещества встречены на ст. 6062 (между о. Большой Соловецкий и о. Анзерский): они в несколько раз превышают скорости осалконакопления в этой области. Этот район испытывает интенсивную гидродинамическую нагрузку полусуточные приливные циклы Белого моря, что выражается в доминировании латерального вектора переноса осадочного вещества над обычным вертикальным. Суммарный результирующий вектор скорости латерального движения придонных водных масс Белого моря в течение года в среднем составляет 1.5 см/с и не создает существенных препятствий для осаждения под действием силы тяжести [25]. Кроме того, на отдельных станциях выделяются участки быстрой и сверхбыстрой седиментации в устьевых (ст. b-4a) и склоновых (ст. 6070 и 3) областях.

Таким образом, удалось применить новый подход в изучении морского осадконакопления с использованием рассеянного осадочного материала толщи вод в седиментационных ловушках в сопоставлении с поверхностным слоем донных осадков. Такой подход открывает возможность инситно (по потокам осадочного вещества в толще вод) изучать современную седиментацию в поверхностных слоях донных осадков и на новом технологическом уровне прослеживать изменения природной среды и климата.

Динамика основных компонентов потока осадочного вещества. На рис. 4 представлен месячный и сезонный ходы основных компонентов рассеянного осадочного вещества в Белом море. Отчетливо выделяется высокая доля литогенной части на протяжении года. Это характерная особенность внутриконтинентальных морей. Кроме того, литогенная составляющая потока существенно доминирует в зимний сезон, когда акватория покрыта снежно-ледовым покровом, значительно лимитирующим процессы морского фотосинтеза и, соответственно, биогенную составляющую потока.

Для биогенной части значимую долю в вертикальном потоке ОВ составляют планктонные водоросли, вклад которых может составлять до 90% [16]. К основным особенностям Белого моря, отрицательно влияющим на развитие карбонатных организмов, следует отнести отсутствие теплых течений, слабый водообмен с океаном, длительность ледового покрова, большой приток пресных вод и низкую первичную продукцию фитопланктона. В Белом море преобладают морские виды диатомовых (до 70%) с кремнистым скелетом, пресноводные формы находятся в подчиненном положении и встречаются обычно только в заливах с речным стоком [1, 15]. Своих максимальных значений биогенные компоненты потока достигают в безледный период (рис. 4), однако высокие значения ОВ встречаются и в зимние месяцы, что связано с поступлением обогащенных биогенными элементами баренцевоморских вод, а также зимней миграцией зоопланктона в придонные горизонты [34].

Обращают на себя внимание лавинные скорости седиментации в весенне-летний сезон (рис. 4a, 4б). Это явление типично для морей Арктики и обусловлено наложением нескольких процессов поступления осадочного вещества — таяние снежно-ледового покрова, бурное цветение планктона, мощный речной паводок [27].

На рис. 5 показана морская стадия седиментации основных компонентов рассеянного осадочного вещества во времени, где материал с месячной экспозицией (взвесь) получен во время судовых работ, материал с годовой экспозицией получен с помощью седиментационных ловушек в составе АГОС, а материал с многолетней экспозицией — прецизионным отбором поверхностного слоя донных осадков мультикорером [28]. В осадочном материале с годовой экспозицией отчетливо фиксируется уменьшение доли биогенной

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В БЕЛОМ МОРЕ



Рис. 4. Изменения главных компонентов вертикальных потоков (г/м²/год) в толще вод Белого моря по месяцам и сезонам, полученные в разных частях акватории с помощью седиментационных ловушек в составе АГОС: (а) – Двинский зал. (ст. 4938, глубина 117 м, горизонт постановки 72 м); (б) – Бассейн (ст. 4930, глубина 255 м, горизонт постановки 145 м); (в) – Кандалакшский зал. (ст. b-16, глубина 236 м, горизонт постановки 226 м). *1* – органическое вещество (OB), *2* – SiO_{2 ам}, *3* – CaCO₃, *4* – литогенная часть. Положение АГОС на рис. 1.

составляющей в несколько раз по отношению к месячной экспозиции, а в материале с многолетней экспозицией доля биогенной составляющей уменьшается уже на порядок, поскольку основным источником энергии биохимических процессов при переходе рассеянных форм в концентрированные выступает OB, поступающее из взвеси, и восстановленные соединения, поступающие из

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

(-)

Взвесь 0 20 40 60 80 100 % 0 20 60 80 100 % 0 1		C	76			(a)			75						
Взвесь $(T_{3KCR} \sim 1 \text{ мес.})$ 0/60 O(2) O(2	_	Ст.	. 76	20	40	60	80	100 %	T. 75	20	40	60	80	100 %	
$ \begin{array}{c} (T_{3KCR} \sim 1 \text{ Мес.}) & 0/30 \\ \hline 0 \\ Caqovный материал \\ A FOC (T_{3KCR} \sim 1 \text{ год}) & 43/60 \\ \hline 48/60 \\ \hline 6 \\ \hline 7_{3KCR} \sim 1 \text{ год}) & 0-1 \text{ см} \\ \hline 0 \\ \hline C \\ T, 4630 \\ \hline (6) \\ C \\ T, 4630 \\ \hline (6) \\ C \\ T, 6056 \\ \hline 10/140 \\ \hline 10/255 \\ \hline 10/140 \\ \hline 10/255 \\ \hline 10/140 \\ \hline 10/255 \\ \hline 10 \\ 238/255 \\ \hline 10 \\ 130/140 \\ \hline 10/255 \\ \hline 10 \\ 238/255 \\ \hline 10 \\ \hline 10/255 \\ \hline 10 \\ \hline 10/255 \\ \hline 10 \\ \hline 10/255 \\ \hline 10 \\ \hline 0 \\ C \\ T, 55 \\ \hline (B) \\ C \\ T, b-6a \\ 0/265 \\ \hline 10/255 \\ \hline 10/25 \\ \hline 10/255 \\ \hline 1$	Взвесь	0/60					1								
Осадочный материал AГОС ($T_{3ксп} \sim 1$ год) 43/60 48/60 48/60 48/60 Ст. 4630 ($f_{3ксn} \sim несколько лет$) 0-1 см Ст. 4630 (f_{5}) Ст. 6056 10/140 10/255 Ст. 6056 10/140 10/255 Осадочный материал 145/255 АГОС ($T_{3ксn} \sim 1$ под) 238/255 Ст. 55 (B) Ст. b-6a 0/255 Ст. b-6a 0/265 0/275	$(T_{\rm эксп} \sim 1 \text{ мес.})$	0/60						0/72	2						
Octadomini Marchan 43/60 30/72 AFOC ($T_{3xcn} \sim 1 \text{ год}$) 43/60 58/72 Донные осадки 0-1 см 0-1 см ($T_{3xcn} \sim 1 \text{ мес.}$) 5/255 0/255 10/255 20/140 0 Осадочный материал 145/255 10/140 Осадочный материал 145/255 130/140 Осадочный материал 0-1 см 0-1 см Осадочный материал 145/255 130/140 Осадочный материал 0-1 см 0-1 см Осадочный материал 145/255 130/140 Осадочный материал 0-1 см 0-1 см Осадочный материал 0/255 130/140 Осадочный материал 0/255 0/265 Ост. 55 6 0/255 Ост. 55 0 0-1 см Ст. 55 0 0-1 см Ост. 55 0/265 0/265 Ост. 55 0/265 0/265 Ост. 52/255 0/265 0/265 Ост. 50/255 0/265 0/265 Осадочный материал 10/255 0/265 <td>Осалонный материал</td> <td>38/60</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td>38/7</td> <td>2 mm</td> <td></td> <td>==1</td> <td></td> <td></td> <td></td>	Осалонный материал	38/60						38/7	2 mm		==1				
$\begin{array}{c} H = 0 + C(r_{3KeH} - 116K) \\ \hline \\ $	АГОС ($T \sim 1$ гол)	43/60							-						
48/80 48/80 Донные осадки $(T_{3ксп} \sim несколько лет)$ 0–1 см Ст. 4630 (6) Ст. 6056 Взвесь 0/255 10/140 ($T_{3ксп} \sim 1$ мес.) 5/255 20/140 10/255 10/255 130/140 Осадочный материал 145/255 130/140 Донные осадки 0–1 см 130/140 Донные осадки 0–1 см 0–1 см Ст. 55 (B) Ст. b-6a Взвесь 0/255 0/265 Сл. 52 10/255 10/255 Сл. 55 10/255 10/265 Сл. 55 10/255 10/265 Сл. 55 10/255 10/265 Сл. 55 10/255 10/265 Сл. 50 10/255 10/265 Сл. 50 10/255 10/265 Сл. 50 10/255 10/265 Сл. 50 10/255 10/265	ли о о (гэксп ггод)	10/(0	-					58/72	58/72						
Донные осадки $(T_{3ксп} \sim \text{несколько лет}) = 0 - 1 \text{ см}$ Взвесь $(T_{3ксп} \sim 1 \text{ мес.}) = 5/255$ $Ocadov+ный материал AFOC (T_{3ксп} \sim 1 \text{ год}) = 0 - 1 \text{ см}10/255Ocadov+number of the term of the term of te$	Поница осолики	48/00							-						
Ст. 4630 (6) Ст. 6056 Взвесь 0/255 20/140 20/140 20/140 ($T_{3ксп} \sim 1 \text{ мес.}$) 5/255 238/256 238/255 238/255 238/256 238/255 238/256 23	$(T_{\rm скол} \sim$ несколько лет	0-1 см						0-1 cm	иЩ						
Взвесь $0/255$ $10/140$ $(T_{3KC\Pi} \sim 1 \text{ Mec.})$ $5/255$ $20/140$ $0/255$ $0/255$ $20/140$ $0/255$ $0/255$ $20/140$ $0/255$ $0/255$ $0/265$ $0/265$ $0/265$ $0/265$ $AFOC (T_{3KC\Pi} \sim 1 \text{ rog})$ $0-1 \text{ cm}$ $0-1 \text{ cm}$ $CT. 55$ B $0-1 \text{ cm}$ $CT. 55$ $0/265$ $0/265$ $0/255$ $0/255$ $0/265$ $0/255$ $0/265$ $0/265$ $0/255$ $0/265$ <t< td=""><td>, sken</td><td>G</td><td>1(20</td><td></td><td></td><td>(б)</td><td></td><td>0</td><td></td><td>_</td><td></td><td></td><td></td><td></td></t<>	, sken	G	1(20			(б)		0		_					
Взвесь $0/255$ $0/255$ $0/255$ $0/255$ $0/255$ $0/255$ $0/255$ $0/255$ $0/255$ $0/255$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/140$ $0/255$ $0/25$		Ст. 4	4630					Ст	. 6050	5					
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Взвесь	0/255					·	10/140	0 📖						
10/255 Осадочный материал $145/255$ 140 $A \Gamma OC (T_{3KC\Pi} \sim 1 \ rod)$ 145/255 $238/255$ 130/140 Донные осадки 0-1 см $(T_{3KC\Pi} \sim 1 \ Mec.)$ 0-1 см $CT. 55$ (B) СТ. b-6a Взвесь 0/255 $(T_{3KC\Pi} \sim 1 \ Mec.)$ 10/255 $25/255$ 10/255 $(T_{3KC\Pi} \sim 1 \ Mec.)$ 50/255 $(T_{3KC\Pi} \sim 1 \ Mec.)$ 50/255 $(T_{3KC\Pi} \sim 1 \ Mec.)$ 10/255 $(T_{3KC\Pi} \sim 1 \ Mec.)$ 10/255 $(T_{3KC\Pi} \sim 1 \ Mec.)$ 50/255	(<i>T</i> _{эксп} ~ 1 мес.)	5/255						20/14							
Осадочный материал $145/255$ 50/140 АГОС ($T_{3KC\Pi} \sim 1 \text{ год}$) $145/255$ 130/140 Донные осадки 0-1 см 0-1 см ($T_{3KC\Pi} \sim 1 \text{ мес.}$) 0-1 см 0-1 см Ст. 55 (B) Ст. b-6а Взвесь 0/255 0/265 ($T_{3KC\Pi} \sim 1 \text{ мес.}$) 25/255 30/255 Осадочный материал 50/255 100/265 Осадочный материал 50/255 100/265		10/255						20/11	-						
АГОС ($T_{3KC\Pi} \sim 1$ год) 238/255 Донные осадки ($T_{3KC\Pi} \sim$ несколько лет) 0–1 см \square 0–1 см \square 0–1 см \square Ст. 55 (B) Ст. b-6а Взвесь 0/255 ($T_{3KC\Pi} \sim 1$ мес.) 10/255 \square 30/255 \square 30/255 \square 0/265 \square 0/	Осадочный материал	145/255						50/140	ОЩШ						
Донные осадки ($T_{эксп} \sim$ несколько лет) 0-1 см 0-1 см 0-1 см Ст. 55 (B) Ст. b-6а Взвесь 0/255 0/265 ($T_{эксп} \sim 1 \text{ мес.}$) 10/255 30/255 Осадочный материал 50/255 100/265 Осадочный материал 50/255 100/265	АГОС (<i>T</i> _{эксп} ~ 1 год)	238/255						130/140	0 📖						
$(T_{_{3KC\Pi}} \sim \text{несколько лет})^{0-1} CM [] CT. 55 (B) CT. b-6a Взвесь 0/255 [] 0/255 [] 0/265 [$	Лонные осалки	0 1 cm						- 0-1 cm	- л ПЕП						
Ст. 55 (B) Ст. b-6а Взвесь $0/255$ $0/265$ $(T_{_{ЭКСП}} \sim 1 \text{ мес.})$ $10/255$ $30/255$ Осадочный материал $50/255$ $100/265$ Осадочный материал $50/255$ $100/265$	$(T_{ m эксп} \sim$ несколько лет)	$)^{0-1 \text{ CM}}$													
Взвесь ($T_{эксп} \sim 1 \text{ мес.}$) 0/255 0/255 Осадочный материал АГОС ($T_{-\infty} \sim 1 \text{ мес.}$) 50/255 100/265		Ст.	. 55			(B)		Ст	. b-6a	ì					
ВЗВЕСЬ $10/255$ $0/255$ ($T_{3KC\Pi} \sim 1 \text{ мес.}$) $10/255$ $30/255$ Осадочный материал $50/255$ $100/265$ АГОС ($T_{-\infty} \sim 1 \text{ мес.}$) $10/255$ $100/265$	Danaar	0/255					I	0/26	5 000						
Осадочный материал 50/255 100/265 100/265	$(T \sim 1 \text{ Mec})$	10/255						0/20.	-						
Осадочный материал 50/255 100/265 100/265 100/265		25/255						30/25	5 [[]]]]						
$\Delta FOC(T_{max} = 1) \mu c_{0}$ $110/255$	Осалочный материал	50/255						100/26	5 📖						
	AFOC ($T_{\text{over}} \sim 1 \text{ mec.}$)	110/255						255/26	- م اسا	1					
240/255		240/255						233/20.							
Донные осадки $0-1$ см \blacksquare $0-1$ см \blacksquare	Донные осадки	0-1 см	ΠEI					0-1 cm	иЩ						
(Гэксп Горизонт/ Горизонт/	(1 эксп - несколько лет	Горизон	нт/					Горизо	онт/						
глубина, м П 1 🗮 2 П 3 🗖 4		глубина	а, м	m	1 🗖	2 🗆	3	глубин 4	на, м						

Рис. 5. Морская стадия седиментации основных компонентов (%) рассеянного осадочного вещества во времени, полученные методом АГОС: (а) – Двинский зал.; (б) – Бассейн; (в) – Кандалакшский зал. *1* – органическое вещество (OB), *2* – SiO_{2 ам}, *3* – CaCO₃, *4* – литогенная часть.

осадков [11, 35]. Кроме того, в этих сложных биогеохимических процессах активно участвуют микроорганизмы, которые отвечают за преобразование ОВ морской взвеси в ОВ донного осадка, особенно на начальном этапе осадкообразования [21].

По данным многолетних исследований АГОС нам удалось рассчитать поступление и среднее со-

держание основных компонентов потока рассеянного осадочного вещества в Белом море (табл. 2). В литературе встречены попытки оценить потоки углерода по первичной продукции [9] и спутниковым данным [40], однако прямых определений на разных горизонтах водного столба по всей акватории до сегодняшнего дня не проводили.

Таблица 2. Среднее значение вертикального потока осадочного вещества: общее и по вкладам основных биогенных и терригенных компонентов на 1 м² дна (г/м²/год) и на всю площадь глубоководной части Белого моря (10⁶ т в год)

Горизонт, м	По	эток на	а 1 м ² по г/м ² /	верхнос год	ти дна,	Поток на глубоководную площадь моря ($S = 50100 \text{ км}^2$), 10^6 т в год						
	поток валовый	OB	SiO _{2 ам}	CaCO ₃	литогенная часть	поток валовый	OB	SiO _{2 ам}	CaCO ₃	литогенная часть		
50-300	183	19	10	5	147	9	1	0.5	0.2	7.3		

При среднем содержании компонентов в потоке (%): OB = 11; $SiO_{2 \text{ ам}} = 6$; $CaCO_3 = 3$; литогенная часть = 80.

Таким образом, показано, что биогенная составляющая потока при переходе из рассеянных форм в концентрированные понижается на порядок. Рассчитаны средние значения вертикального потока: общее и по вкладам основных биогенных и терригенных компонентов на 1 м² дна и на всю площадь глубоководной части Белого моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые количественно изучены вертикальные потоки осадочного вещества во всей акватории Белого моря методом АГОС. Получены новейшие данные о ходе осадочного процесса в толще вод моря от поверхности моря до верхнего слоя донных осадков. Метод АГОС открывает новые возможности для океанологии, седиментологии, геохимии и биологии — непрерывные наблюдения во времени от суток до десятков лет.

Наблюдается ярко выраженная сезонная, и даже месячная изменчивость потоков рассеянного осадочного вещества в Белом море – меняются в толще вод их количество, состав, свойства. Максимальные значения концентраций (мг/л) и потоков (мг/м²/сут) характерны для безледного весенне-летнего периода, минимальные свойственны зимнему периоду, когда море и питающий водосбор покрыты снежно ледовым покровом, а речной и эоловый стоки незначительны. При смене гидрометеорологического режима возникают сезонные изменения потоков рассеянного осадочного вещества, повторяющиеся из года в год (повышенное содержание потоков в декабре, ледовая разгрузка в апреле, майская вспышка цветения фито планктона и паводок).

Месячные, сезонные и годовые потоки рассеянного осадочного вещества во времени могут различаться между собой в несколько раз, особенно в весенний сезон, когда существенное влияние на величину потока оказывает ледовый режим акватории: ковровая снежно ледовая разгрузка осадочного вещества — криозоля, речной сток, а также абразия, цветение фитопланктона. Потоки осадочного материала на дно напрямую зависят от взаимодействия вещества, поступающего из внешних геосфер.

Таким образом, на основе многолетних исследований небольшого моря Северного Ледовитого океана удалось установить новые закономерности осадочного процесса в условиях субарктической и арктической зон. Изучена месячная, сезонная, многолетняя динамика основных компонентов потоков рассеянного осадочного вещества. Представлена морская стадия седиментации основных компонентов рассеянного осадочного вещества во времени.

Показано, что биогенная составляющая потока при переходе из рассеянных форм в концентрированные понижается на порядок. Рассчитаны средние значения вертикального потока: общее и по вкладам основных биогенных и терригенных компонентов на 1 м² дна и на всю площадь глубоководной части Белого моря.

Удалось применить новый подход в изучении морского осадконакопления с использованием рассеянного осадочного материала толщи вод в седиментационных ловушках в сопоставлении с поверхностным слоем донных осадков. Такой подход открывает возможность инситно (по потокам осадочного вещества в толще вод) изучать современную седиментацию в поверхностных слоях донных осадков и на новом технологическом уровне прослеживать изменения природной среды и климата.

Источник финансирования. Обработка материала выполнена при финансовой поддержке РНФ № 19-17-00234, определение органического углерода за счет средств РФФИ № 19-05-00022, а также в рамках государственного задания ИО РАН на 2019–2020 гг. по теме № 0149-2019-0007 осуществлялась интерпретация полученных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Ильяш Л.В., Житина Л.С., Федоров В.Д. Фитопланктон Белого моря. М.: Янус-К, 2003. 168 с.
- 2. Левитан М.А. Скорости седиментации отложений последних пяти морских изотопных стадий в Северном Ледовитом океане // Океанология. 2015. Т. 55. №. 3. С. 470–470.
- Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: СО РАН, 2001. С. 163–249.
- 4. *Митяев М.В., Герасимова М.В., Павлова Л.Г.* Взвесь и потоки осадочного вещества в губах Карельского побережья в 2016–2018 годах // Труды Кольского научного центра РАН. 2019. Т. 10. №. 3. С. 5–13.
- Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Клювиткин А.А. и др. Вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества в Арктическом седиментогенезе внутриконтинентальных морей // Докл. РАН. 2018. Т. 479. № 2. С. 206–211.
- 6. Пантюлин А.Н. Динамика, структура и водные массы // Система Белого моря. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Под ред. Лисицына А.П. М.: Научный мир, 2012. Т. 2. С. 309–379.
- 7. *Романкевич Е.А.* Биогеохимия органического вещества арктических морей. М.: Наука, 1982. 242 с.
- Aliev R., Bobrov V., Kalmykov S. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2007. V. 274 (2). P. 315–321.
- 9. *Berger V.Y., Primakov I.M.* Assessment of primary production in the White Sea // Russian Journal of Marine Biology. 2007. V. 33. № 1. P. 49–53.

- Bringué M., Rochon A. Late Holocene paleoceanography and climate variability over the Mackenzie slope (Beaufort Sea, Canadian Arctic) // Marine Geology. 2012. V. 291. P. 83–96.
- 11. Demina L.L., Budko D.F., Novigatsky A.N. et al. Occurrence Forms of Heavy Metals in the Bottom Sediments of the White Sea // Sedimentation Processes in the White Sea: The White Sea / Eds. Lisitzin A.P., Demina L.L. Environment Part II, Hdb Env Chem. Springer International Publishing AG, 2018. P. 241– 270.
- 12. *Fahl K., Nöthig E.M.* Lithogenic and biogenic particle fluxes on the Lomonosov Ridge (central Arctic Ocean) and their relevance for sediment accumulation: Vertical vs. lateral transport // Deep-Sea Res. Part I: Oceano-graphic Research Papers. 2007. V. 54. № 8. P. 1256–1272.
- 13. Gordeev V. V. Fluvial sediment flux to the Arctic Ocean // Geomorphology. 2006. V. 80. № 1. P. 94–104.
- 14. *Honjo S., Doherty K.W.* Large aperture time-series sediment traps; design objectives, construction and application // Deep-Sea Res. Part A. Oceanographic Research Papers. 1988. V. 35. № 1. P. 133–149.
- 15. *Ilyash L.V., Radchenko I.G., Shevchenko V.P. et al.* Spatial distribution of phytoplankton in the White Sea in the late summer period with regard to the water structure and dynamics // Oceanology. 2011. V. 51. № 6. P. 993–1003.
- 16. *Ilyash L.V., Radchenko I.G., Novigatsky A.N. et al.* Vertical flux of phytoplankton and particulate matter in the White Sea according to the long-term exposure of sediment traps // Oceanology. 2013. V. 53. № 2. P. 192–199.
- 17. *Kravchishina M.D., Shevchenko V.P., Filippov A.S. et al.* Composition of the suspended particulate matter at the Severnaya Dvina River mouth (White Sea) during the spring flood period // Oceanology. 2010. V. 50. № 3. P. 365–385.
- Kravchishina M., Klyuvitkin A., Filippov A. et al. Suspended particulate matter in the White Sea: the results of long-term interdisciplinary research // Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. 2015. V. 365. P. 35–41.
- Kravchishina M.D., Lisitsyn A.P., Klyuvitkin A.A. et al. Suspended Particulate Matter as a Main Source and Proxy of the Sedimentation Processes // Sedimentation Processes in the White Sea: The White Sea / Eds. Lisitzin A.P., Demina L.L. Environment Part II, Hdb Env Chem. Springer International Publishing AG, 2018. P. 13–48.
- Lalande C., Nöthig E. M., Somavilla R. et al. Variability in under-ice export fluxes of biogenic matter in the Arctic Ocean // Global Biogeochemical Cycles. 2014. V. 28. № 5. P. 571–583.
- 21. Lein A.Y., Kravchishina M.D., Politova N.V. et al. Transformation of particulate organic matter at the waterbottom boundary in the Russian Arctic seas: Evidence from isotope and radioisotope data // Lithology and Mineral Resources. 2012. V. 47. № 2. P. 99–128.
- 22. *Lisitzin A.P.* Sea-ice and iceberg sedimentation in the ocean: recent and past. Berlin: Springer, 2002. 563 p.

- 23. *Lisitzin A.P.* Sediment fluxes, natural filtration, and sedimentary systems of a "living ocean" // Russian Geology and Geophysics. 2004. V. 45. № 1. P. 15–48.
- 24. Lisitzin A.P. Marine ice-rafting as a new type of sedimentogenesis in the Arctic and novel approaches to studying sedimentary processes // Russian Geology and Geophysics. 2010. V. 51. № 1. P. 12–47.
- 25. Lisitzin A.P., Novigatsky A.N., Shevchenko V.P. et al. Dispersed organic matter and its fluxes in oceans and seas from the example of the White Sea: results of a 12year study // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 456. № 1. P. 635–639.
- 26. Lisitzin A.P., Novigatsky A.N., Aliev R.A. et al. Comparative study of vertical suspension fluxes from the water column, rates of sedimentation, and absolute masses of the bottom sediments in the White Sea basin of the Arctic Ocean // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 465. № 2. P. 1253–1256.
- 27. Lisitzin A.P., Novigatsky A.N., Klyuvitkin A.A. Seasonal variation of fluxes of dispersed sedimentary matter in the White Sea (Arctic ocean basin) // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 465. № 1. P. 1182–1186.
- 28. Lisitzin A.P., Novigatsky A.N., Shevchenko V.P. et al. Dynamics of the main components of fluxes of sedimentary matter in the White Sea // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 472. № 2. P. 252–255.
- 29. Lukashin V.N., Kosobokova K.N., Shevchenko V.P. et al. Results of multidisciplinary oceanographic studies in the White Sea in June 2000 // Oceanology. 2003. V. 43. № 2. P. 224–239.
- Lukashin V.N., Isaeva A.B., Rat'kova T.N., Prego R. Particulate matter and vertical particle fluxes in the White Sea // Oceanology. 2003. V. 43. P. 159–172.
- Lukashin V.N., Klyuvitkin A.A., Lisitzin A.P., Novigatsky A.N. The MSL-110 small sediment trap // Oceanology. 2011. V. 51. № 4. P. 699–703.
- 32. *Mityaev M.V., Gerasimova M.V., Druzhkova E.I.* Vertical particle fluxes in the coastal areas of the Barents and White Seas // Oceanology. 2012. V. 52. № 1. P. 112–121.
- 33. Novigatsky A.N., Klyuvitkin A.A., Lisitsyn A.P. Vertical Fluxes of Dispersed Sedimentary Matter, Absolute Masses of the Bottom Sediments, and Rates of Modern Sedimentation // Sedimentation Processes in the White Sea: The White Sea / Eds. Lisitzin A.P., Demina L.L. Environment Part II, Hdb Env Chem. Springer International Publishing AG, 2018. P. 49–66.
- Pertzova N.M., Kosobokova K.N. Zooplankton of the White Sea. History of investigations and the present state of knowledge–a review // Berichte zur Polarforschung. 2000. V. 359. P. 23–29.
- 35. *Politova N.V., Klyuvitkin A.A., Novigatsky A.N. et al.* Early diagenesis in recent bottom sediments of the Dvina Bay (White Sea) // Oceanology. 2016. V. 56. № 5. P. 702–713.
- Rachold V., Eicken H., Gordeev V.V. et al. Modern terrigenous organic carbon input to the Arctic Ocean // The organic carbon cycle in the Arctic Ocean / Eds. Stein R, Macdonald R.W. Berlin: Springer. 2004. P. 33–41.
- 37. Shevchenko, V.R., Dolotov, Y.S., Filatov, N.N. et al. Biogeochemistry of the Kem' River estuary, White Sea

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

(Russia) // Hydrology and Earth System Sciences. 2005. V. 9. No 1-2. P. 57-66.

- 38. Shevchenko V.P., Pokrovsky O.S., Filippov A.S. et al. On the elemental composition of suspended matter of the Severnaya Dvina River (White Sea Region) // Doklady Earth Sciences. 2010. V. 430. № 2. P. 228–234.
- 39. *Stein R.* Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment. Elsevier, 2008. V. 2. 592 p.
- 40. *Vetrov A.A., Romankevich E.A.* Primary production and fluxes of organic carbon to the seabed in the Eurasian

arctic seas, 2003-2012 // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 454. № 1. P. 44–46.

- 41. *Wassmann P., Bauerfeind E., Fortier M. et al.* Particulate organic carbon flux to the Arctic Ocean sea floor // The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Berlin: Springer, 2004. P. 101–138.
- 42. Wefer G., Fischer G. Annual primary production and export flux in the Southern Ocean from sediment trap data // Marine Chemistry. 1991. V. 35. № 1–4. P. 597–613.

Sedimentogenesis in the White Sea: Vertical Fluxes of Suspendet Particulate Matter and Absolute Masses of Bottom Sediments

A. N. Novigatsky^{*a*, #}, <u>A. P. Lisitzin</u>^{*a*}, V. P. Shevchenko^{*a*}, A. A. Klyuvitkin^{*a*}, M. D. Kravchishina^{*a*}, N. V. Politova^{*a*}

> ^aInstitute of Oceanology Shirshova RAS, Moscow, Russia [#]e-mail: novigatsky@ocean.ru

A new approach has been applied in the study of marine sedimentation using dispersed sedimentary material in the sedimentation traps in comparison with the surface layer of bottom sediments. Based on long-term studies of the small sea of the Arctic Ocean, it was possible to establish new patterns of sedimentary process in the conditions of the Subarctic and Arctic zones. The monthly, seasonal, and long-term dynamics of the main components of the streams of dispersed sedimentary matter are studied. The marine stage of sedimentation of the main components of dispersed sedimentary matter in time is presented; it is shown that the biogenic component of the flux decreases by an order of magnitude when passing from dispersed forms to concentrated ones. The average values of the vertical fluxes are calculated: the total and by the contributions of the main biogenic and terrigenous components per 1 m^2 of the bottom and over the entire area of the deep sea of the White Sea.

Keywords: Arctic Ocean, White Sea, sedimentation traps, vertical flux, sedimentary material, bottom sediments, sedimentation

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УЛК 551.465

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ВЗВЕСИ В МАРГИНАЛЬНОМ ФИЛЬТРЕ СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ (БЕЛОЕ МОРЕ)

© 2020 г. В. В. Гордеев^{1,} *, О. М. Дара¹, Т. Н. Алексеева¹, А. И. Коченкова¹, А. Г. Боев¹, А. С. Лохов¹, С. К. Белоруков¹

> ¹Институт океанологии им П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: gordeev@ocean.ru Поступила в релакцию 30.10.2019 г. После доработки 30.10.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

Представлены первые результаты изучения сезонных вариаций гранулометрического и минерального составов взвеси реки Северной Двины. Пробы взвеси отбирались ежемесячно в 2016-2017 гг. на выходе из протоки Кузнечиха в протоку Маймакса, впадающую в Двинский залив. Гранулометрические фракции выделялись методом водно-механического анализа по Петелину с сохранением фракций для последующих исследований с помощью электронного микроскопа, энерго-дисперсионного рентгеновского микроанализатора и рентгенографического дифрактометра. Результаты показали, что в гранулометрическом спектре взвеси Северной Двины превалируют пелитовая фракция и самая тонкая ее часть – субколлоидная фракция при подчиненной роли более крупных фракций. Сезонные изменения концентрации взвеси, содержания суммы обломочных и суммы глинистых минералов находятся под влиянием водного стока реки и достигают максимума в периоды высокой воды (на пике весеннего половодья и отчасти в конце лета и осенью в сезон дождей). В распределении тонких фракций выделяется субколлоидная фракция мартовской пробы. Вклад этой фракции в валовую пробу (60%) оказался наибольшим по сравнению с вкладом субколлоидных фракций во все остальные пробы года. Удалось установить, что это связано, по-видимому, с наибольшим содержанием в этой фракции тонкодисперсных обломочных минералов. Вопрос о том, почему это произошло в марте, остается открытым.

Ключевые слова: Северная Двина, маргинальный фильтр, речная взвесь, гранулометрический состав, минералогия взвеси, сезонные вариации DOI: 10.31857/S0030157420030016

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в Институте океанологии РАН особое внимание уделяется исследованию рассеянных в средах (в речной и морской воде, атмосфере, льдах) микро- и наночастиц, которые при осаждении дают начало связанным формам вещества – донным осадкам [12–14, 16]. Значительное место в этих исследованиях занимают работы по изучению седиментологических и геохимических процессов в речных водах и зонах смешения река-море, как важнейших барьерах на пути осадочного материала с континента в океан [1, 2, 11]. Принципиальным моментом в этих работах является включение в систему исследований морей и океанов дополнительно к трем координатам пространства четвертой координаты – времени [15]. При изучении речного стока это в определенной мере достигается созданием постоянно действующих обсерваторий. Примером

может служить "Обсерватория Маргинальный фильтр реки Северной Двины", созданная весной 2015 г. на базе Северо-Запалного отделения ИО РАН в Архангельске [3, 8, 9].

Гранулометрический состав представляет собой важную характеристику взвесей и донных осадков, которая во многом определяет их химический состав. Гранулометрия — это разделение образца на фракции по крупности частиц. Этот метод исследований применяется уже много лет. В СССР систематические наблюдения за гранулометрическим составом речных наносов проводились с 30-х годов прошлого столетия. Обобщения, касающиеся распределения гранулометрического состава речных наносов, производились только в нашей стране [17, 18, 22]. Однако с точки зрения геохимии данные гранулометрического анализа стали использовать позже. Одной из первых была статья [19]. В ней результаты анализа гранулометрического состава взвесей рек Северной Двины, Мезени, Печоры и Оби были представлены наряду с данными по гранулометрическому и химическому составам донных осадков устьевых участков тех же рек. Работы по отбору проб проводились последовательно с начала июня на Северной Двине до середины июля 1969 г. в устье Оби.

Гранулометрия взвеси в зонах смешения рек бассейнов Белого, Азовского и Каспийского морей изучалась в работе [5]. Довольно детально анализ гранулометрического, рентгенографического и химического составов взвеси Северной Двины был выполнен в работе [10]. Пробы взвеси отбирались ежедневно с середины по конец мая 2004 г. Использовали два метода анализа – гидравлический (водно-механический) и лазерный. Исследования показали, что в период весеннего половодья транспортируемая речными потоками взвесь состоит преимущественно из минеральных агрегатов размером 0.015-0.040 мм. Скопления этих частиц в виде глобул состоят из глинистых минералов (иллита, хлорита, каолинита и смектита). Авторы выделяют два основных фактора образования взвеси: 1) влияние состава пород водосборного бассейна реки; 2) смена основных гидрологических процессов (приливных течений, флуктуаций стока реки, абразии берегов и дна и др.), которые определяют механическое фракционирование взвеси по размерам частиц и их вещественному составу.

Большое внимание изучению гранулометрического состава речных взвесей уделяется и специалистами западных стран. На наш взгляд, наиболее значительный вклад в этом отношении внесли многочисленные работы специалистов разных стран, работавших в рамках международного проекта "Транспорт углерода и минералов крупнейшими реками Мира", руководителем которого был крупный немецкий ученый Дегенс [23, 26]. Существенный вклад в понимание процессов переноса и трансформации взвешенных веществ в водах рек, озер, эстуариев и океана внесла монография голландского ученого Эйсмы [24].

Минеральный состав речных взвесей тесно связан с их гранулометрическим составом. В работе [27] показана четкая взаимосвязь в распределении минералов взвеси р. Амазонки в зависимости от размеров частиц. Иванова и Коновалов [6] опубликовали результаты минералогического анализа взвесей 14-ти рек СССР. Авторы работы [21], изучая факторы формирования глинистого материала взвеси рек и оросительных систем Средней Азии, установили, что на состав глинистых минералов решающее влияние оказывают два фактора: характер пород водосбора (определяет набор глинистых минералов) и рельеф водосбора (приводит к дифференциации состава тонких взвесей). Анализ распространенности глинистых минералов, основанный на данных по 81 реке из разных климатических зон, показал зависимость размещения глинистых минералов от климатической зональности [4] — это третий фактор, определяющий состав глинистого вещества речных взвесей.

Минеральный состав речных взвесей, наряду с их гранулометрическим и химическим составами, изучался специалистами из разных стран в рамках уже упоминавшегося проекта "Транспорт углерода и минералов крупнейшими реками Мира". В 7-ми томах, опубликованных по результатам этого проекта, представлена серия статей с результатами исследований минерального состава взвесей многих рек Мира (упомянем лишь некоторые [25, 26, 28, 29]).

Представленный выше далеко не полный обзор исследований гранулометрического и минерального составов речных взвесей не дает, однако, практически никакой информации о их вариациях как в разные сезоны года, так и тем более об изменениях между годами.

Цель данной работы состоит в представлении первых результатов изучения сезонных вариаций гранулометрического и минерального составов взвеси Северной Двины в 2016—2017 гг.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор проб воды проводился ежемесячно в 2016 и 2017 гг. с поверхности пластиковым ведром в двух точках (рис. 1) – причалов в черте города Архангельска (Яхт-клуб) и в полукилометре выше по течению от порта Экономия в протоке Кузнечиха вблизи входа в протоку Маймакса, впадающую в Двинский залив [7] (рис. 2). В настоящей работе использованы пробы взвеси, полученные во второй точке. Следует подчеркнуть, что эта точка представляет собой, по сути, начальную точку зоны смешения река-море, т.е. маргинального фильтра реки Северной Двины, где протекающие седиментологические и биогеохимические процессы, сильно влияющие на объемы выносимого в море осадочного материала, во многом зависят от гранулометрического, минерального и химического состава изучаемой нами взвеси. Пробы объемом от 200 до 800 л (в периоды минимальной концентрации взвеси) переливались в полиэтиленовые канистры объемом 50 л. После 3-4 сут отстаивания основная масса воды декантировалась. Остатки сливались в 5 л полиэтиленовые бутыли, из которых после суточного отстаивания излишки воды удалялись. Взвесь с остатками воды (около 30 мл) высушивалась в сушильном шкафу при +47°С.

Отдельная 5 л канистра наполнялась пробой при завершении пробоотбора. Эта вода фильтро-



Рис. 1. Карта станций.

валась через мембранные ядерные фильтры диаметром 47 мм и размером пор 0.4 мкм производства ОИЯИ, г. Дубна с целью определения концентрации взвеси в пробе.

Разделение валовых проб взвеси на фракции с их сохранением для последующего исследования выполнялось гидравлическим (водно-механическим) методом по Петелину [20].

Электронно-микроскопические исследования выполнялись с помощью электронного микроскопа TESCAN Vega. Полуколичественный химический состав частиц определялся на энерго-



Рис. 2. Сезонные изменения водного стока Северной Двины в 2016–2017 гг.

дисперсионном рентгеновском микроанализаторе EDX X-Max.

Минеральный состав образцов водной взвеси реки изучался с применением рентгенографического фазового анализа на дифрактометре D8 ADVANCE (Bruker AXC). Для первичной обработки, расшифровки спектров и расчета использовалась программа PDF-2ICDD (International Centre for Difraction Data).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Режим водного стока Северной Двины в 2016—2017 гг. показан на рис. 2.

Резко выделяется весенний период, примерно со второй половины апреля до начала июля. Весенний пик 2016 г. более выражен по сравнению с пиком 2017 г. Интенсивность последнего пика заметно ниже, он растянут по времени. Выделяется осенний пик, связанный, по-видимому, с сильными дождями.

Концентрация взвеси (рис. 3) четко следует за водным стоком — максимумы наблюдались в мае 2016 г. (до 20–30 мг/л) и в 2017 г. также в мае (17– 34 мг/л), при фоновом уровне зимой (2–5 мг/л). В летне-осенний период колебания более значительны (до 9–12 мг/л в период интенсивных дождей при фоновом уровне 5–7 мг/л). Концентрация взвеси в речных водах на двух станциях не всегда совпадала. Очень близкие концентрации
взвеси отмечались в работе [10]. Авторы этой работы подчеркивали, что концентрация взвеси существенно зависит от фазы прилива, особенно в придонном слое (во время отлива мутность может увеличиваться в 2–2.5 раза). Пробы на причале Яхт-клуба и в порту Экономия обычно отбирались в один и тот же день, но в разное время, реже в – разные дни. Именно этим можно объяснить разницу в концентрации взвеси в двух точках отбора (рис. 3).

В течение года во взвеси Северной Двины не было обнаружено песчаной фракции (1.0–0.1 мм) (табл. 1).

Весной 2004 г. в 12-ти полученных отстаиванием пробах взвеси фракция 0.25–0.10 мм была обнаружена тем же методом водно-механического анализа во всех пробах в количестве от 0.24 до 12.53%. Пробы из устьевой области реки содержали следы этой фракции (0.24–0.68%, в одной пробе из верховьев протоки Маймаксы было определено 3.2%) [10]. Также в одной пробе взвеси, полученной 2 июня 1969 г. в 12 км выше Архангельска [19], были обнаружены не только 1.39% этой фракции, но даже еще 2.9% фракции 0.5– 0.25 мм, т.е. проба содержала вполне осязаемое количество мелкого песка.

Фракция грубых алевритов (0.1—0.05 мм) варьирует, по нашим данным, в пределах 1.10— 5.41%, в среднем 2.61%. В пробах устьевой области Северной Двины в 2004 г. содержание этой фракции составляло 0.78—6.8%, в среднем 2.97%, а в пробе 1969 г. — 9.16%. На долю тонких алеври-



Рис. 3. Сезонные изменения концентрации взвеси в нижнем течении Северной Двины в 2016–2017 гг. Сплошная линия – причал Яхт-клуб в г. Архангельск. Штриховая линия – порт Экономия.

тов (0.05–0.01 мм) приходилось, по нашим данным, 0.86–4.2%, в среднем 1.65%, тогда как весной 2004 г. 1.88–9.25%, в среднем 5.15%, а весной 1969 г. – 16.94%.

Заметна разница между нашими результатами и данными двух предыдущих работ — в наших пробах наиболее крупные из измеренных фракций содержались в меньших количествах по сравнению с весной 2004 и 1969 гг. В основном это связано с тем, что ранее исследовались только образцы взвеси периода высокой воды. Наши данные для весны 2016–2017 гг. – фракции 0.25–0.1, 0.1–0.05 и 0.05–0.01 мм соответственно 0, 1.72–

Таблица 1. Гранулометрический состав взвеси Северной Двины (в весовых % от вала). Пробы взвеси за февраль и декабрь 2017 г. заменены пробами 2016 г. Апрель представлен пробами 2016—2017 гг., которые показали незначительные различия между собой

Пробо	Фракция, мм							
проба	0.1-0.05	0.05-0.01	0.01-0.005	0.005-0.001	<0.001			
Февраль 2016	2.11	0.95	32.63	28.42	35.89			
Апрель 2016	5.41	4.37	43.54	21.67	25			
Декабрь 2016	5.40	2.7	32.43	24.32	35.14			
Январь 2017	2.63	2.37	28.95	26.32	39.74			
Март 2017	2.35	1.17	21.17	15.29	60			
Апрель 2017	5.34	3.05	41.91	21.3	28.4			
Май 2017	1.72	0.86	40.52	25	31.89			
Июнь 2017	1.03	0.93	30.93	34.02	33.09			
Июль 2017	1.1	1.3	22.5	35.1	40			
Август 2017	1.25	1.13	37.5	27.5	32.62			
Сентябрь 2017	2.2	1.1	38.46	29.67	28.57			
Октябрь 2017	2.97	1.98	44.55	22.77	27.72			
Ноябрь 2017	2.67	1.33	33.2	28	34.8			



Рис. 4. Сезонные изменения гранулометрического состава взвеси реки Северной Двины в 2017 г.

5.38 и 0.86–4.2%. Это немного ближе к данным предыдущих работ, но все равно ниже их. Учитывая, что методы отбора и анализа проб во всех трех работах были одни и те же, различия между пробами, по-видимому, реально существовали.

На долю фракций 0.01–0.005 и 0.005–0.001 мм приходится, по нашим данным, соответственно 22.50–44.75%, ср. 33.80%, и 15.29–35.10%, в среднем 29.1%, тогда как в предыдущих работах эти фракции составляли 10.78–12.57, ср. 11.66% (2004 г.), и 7.11 и 20.4% (1969 г.). Последние значения заметно ниже, чем наши. Весенние пробы 2017 г. содержали 21.18–42.70 и 15.3–21.5% этих фракций, что также превышает результаты предыдущих работ. Субколлоидная фракция (<0.001 мм) составляла, по нашим данным, 26.7–60.0%, ср. 39.74%, против более ранних определений – 53.12–60.78, ср. 57.2% (2004 г.) и 42.1% (1969 г.).

Сумма фракций, составляющих пелитовую (<0.01 мм), и сумма алевритовых и песчаных фракций (>0.01 мм) в 2016–17, 2004 и 1969 гг. составляли в среднем 94.5% (90.2% весной), 86.7%, 69.6% и 5.4% (9.8% весной), 13.3%, 30.4%. Очевидно, что взвесь Северной Двины в 2016–2017 гг. была заметно более тонкой, чем весной 2004 г. и, особенно, весной 1969 г. При этом вклад субколлоидной фракции, по нашим данным, в среднем 40% (29.3% весной) существенно ниже, чем по данным предыдущих работ. В то же время, доля крупных пелитов (0.01–0.005 и 0.005–0.001 мм) в наших пробах выше, чем ранее.

Таким образом, в гранулометрическом спектре взвесей Северной Двины резко превалируют пелитовая и составляющая ее самая тонкая субколлоидная фракции при подчиненной роли алевритовой и ничтожной доле (или их полном отсутствии) более крупных фракций (>0.1 мм).

Сезонный ход фракций показан на рис. 4. Подчеркнем, что для апрельской пробы приводится два значения каждой фракции – это пробы апреля 2016 и 2017 гг. (табл. 1). Как видно, различия между двумя пробами минимальные. Это не означает, что подобные различия будут иметь место и для других месяцев. но позволяет в определенной мере считать замену февральской и декабрьской проб 2017 г. пробами тех же месяцев предыдущего года вполне допустимой. Как уже отмечалось, хорошо видно, что более крупные частицы алевритовой размерности (0.1-0.05 и 0.05-0.01 мм) играют в течение всего года подчиненное значение, не выходя в сумме за 10% от вала. Однако некоторые изменения этих фракций по сезонам имеют место. Выделяются апрельские пробы каждой из фракций (5.4 и 3.7-4.2%) по сравнению с 1.1-3.0 и 0.9-2.4% в другие сезоны года. Повышенный вклад более грубых фракций в период весеннего половодья вполне ожилаем. Мощное течение реки в это время, достигающее 3-4 м/с, способно транспортировать более крупные, чем в другие сезоны, частицы. Однако неожиданно высоким оказался вклад фракции 0.1-0.05 мм в декабре 2016 г. (5.4%). Низкий сток воды подо льдом (рис. 2) свидетельствует о заметно более низких скоростях течения. Гораздо в большем диапазоне колеблются доли тонких фракций -0.01-0.005, 0.005-0.001 и <0.001 мм в течение года. Выделяется пик субколлоидной фракции в марте (60% против 25-49% в другие месяцы).

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ



Рис. 5. Характерные частицы взвеси р. Северной Двины в 2016—2017 гг. (а) — растительные остатки: (б, д) — обломочные частицы полевого шпата и глинистые частицы; (в) — диатомовые водоросли на глинистых частицах; (г, е) — глинистые частицы.

Чтобы найти ответ на вопрос, каковы причины этих фактов, обратимся к электронно-микроскопическим и минералогическим данным.

Полуколичественные определения основных элементов химического состава образцов по площади сканирования электронным пучком от 300 до 500 мкм² (содержащие, по оценкам, порядка 10 тыс. частиц) показали близкий химический состав всех фракций.

По характерной чешуйчато-листовой форме частиц (рис. 5) и данным анализа видно, что в пробах преобладают глинистые частицы. Для отдельных частиц неправильной угловатой формы были сделаны локальные химические анализы в точке. Эти данные показали, что кроме преобладающих глинистых частиц в каждой фракции присутствуют единичные частицы минералов, типичных для магматических и метаморфических горных пород водосбора. К частицам неглинистого состава относятся частицы плагиоклаза, калиевых полевых шпатов, кварца, амфибола, рутила, титаномагнетита. Среди биогенных частиц обнаружены диатомовые водоросли (отдельные створки и обломки) (рис. 5в). В мартовской пробе во всех фракциях наблюдается большее количество фрагментов диатомовых. А в субколлоидной фракции их больше, чем во фракции <0.001 мм апрельской и октябрьской проб. Во фракции 0.1-0.05 мм мартовской пробы отмечено много не отсортированных растительных остатков. Иногда встречаются единичные частицы антропогенного происхождения (сферы сгорания, металлические частицы).

Исследование сезонных вариаций минерального состава валовых (без разделения на фракции) проб (табл. 2, рис. 6) показало, что группа обломочных минералов представлена кварцем (15–34%), альбитом (8–21%), калиевыми полевыми шпатами (8–16%), минералами группы амфибола (роговая обманка 3–8%), минералами



Рис. 6. Сезонные изменения суммы обломочных и суммы глинистых минералов во взвеси Северной Двины в 2016–2017 гг.

2017 11.)												
Mac. %	Янв. 17	Февр. 17	Mapr 17	Апр. 17	Май 16	Июнь 16	Июль 16	Авг. 16	Сент. 16	Окт. 16	Нояб. 16	Дек. 16
Кварц	23	30	19	19	34	32	15	22	31	34	27	18
Альбит	11	13	8	21	16	18	9	13	14	16	11	9
Кпш	9	9	9	13	16	10	8	9	8	9	8	8
Амфибол	5	4	4	5	3	4	4	4	4	4	3	8
Пироксен	4	1		4			3	3	4	3	4	6
Эпидот			4				6	6	5		5	10
Анатаз										1	1	
Сумма обломочных	52	57	44	62	69	64	45	57	66	67	59	59
Q/Fsp	1.2	1.4	1.1	0.6	1.1	1.1	0.9	1	1.4	1.4	1.4	1
Смектит-Mg, Ca					8	9			8	9		
Смектит-Na, К	5	5		8			4	4			5	7
Иллит	11	11	8	14	9	10	9	9	10	10	9	12
Каолинит	5	5	4	5	4	5	3	4	4	4	?	8
Хлорит	6	5	6	6	6	7	6	5	6	7	5	7
Cco	Следы		Следы	Следы			Следы					Следы
Сумма глин	27	26	18	33	27	31	22	22	28	30	19	34
Σоблом/Σглин	1.93	2.19	2.44	1.88	2.6	2.06	2.04	2.59	2.34	2.23	3.1	1.73
Кальцит	1	2	2	1					1			2
Доломит	2	3	2	4	3	5	2	2	2	3	2	4
Арагонит									1			
Пирит		1							1			
Гипс	2	2					3	2			2	
Галит	15	9	33				28	17			18	

Таблица 2. Минеральный состав образцов отстоя водной взвеси устья реки Северная Двина (май 2016—апрель 2017 гг.)

группы пироксена (диопсид, авгит 1–6%), эпидотом (5–10%) и анатазом (1%). Суммарное содержание минералов этой группы варьирует в пределах 44–69% (в среднем 58.4%). Максимальные содержания характерны для апреля–июня и сентября–октября. Именно в эти месяцы отмечаются наиболее высокие месячные стоки воды (рис. 2). Наименьшие содержания встречены в зимние месяцы (минимум в марте – 44% и в июле – 45%).

Группа глинистых минералов представлена иллитом, магнезиально-железистым хлоритом, каолинитом. Диагностирован диоктаэдрический смектит с переменным значением межплоскостного базального рефлекса d_{001} (от 12.3 до 14.5 Å), что отражает колебания в составе межслоевых катионов (Ca²⁺, Mg²⁺, K¹⁺, Na¹⁺), Отметим, что появление в пробах щелочного 12-ангстремового смектита (межслоевые катионы K¹⁺, Na¹⁺) сопровождается увеличением солености вод, что подтверждается наличием галита (NaCl). При отсутствии галита образцы содержат щелочно-земельный 14-ангстремовый смектит (межслоевые катионы Ca²⁺, Mg²⁺).

Общее количество глинистых минералов колеблется в течение года в пределах 18-34%, ср. 24.7%. Минимальные количества встречены в марте (18%) и ноябре (19%), максимальные в апреле—июне, сентябре—октябре и декабре (рис. 6). Эти колебания зависят, главным образом, от содержания во взвеси монтмориллонита (смектита), содержание которого возрастает с увеличением объема речного стока (декабрь выпадает из этого правила). Из минералов группы карбонатов отмечены доломит (2–5%), кальцит (с декабря по апрель 1–2%) и арагонит (1% в сентябре). В нескольких пробах диагностированы пирит и гипс.

448

Анализ разных фракций проб взвеси, отобранных в декабре, феврале, марте, апреле, августе и октябре, показал, что группа глинистых минералов (каолинит, хлорит, иллит и смектит) присутствует во всех фракциях с общим содержанием от 5% (фракция 0.05-0.01 мм, апрель 2017 г.) до 55%(<0.001 мм, апрель 2017 г.). Содержание глин возрастает к тонким фракциям за счет увеличения количества всех минералов, но особенно – смектита. Из минералов группы карбонатов отмечены кальцит (1-2%), арагонит (1%), доломит (2-5%). Содержание обломочных минералов во фракциях 0.1-0.05 и 0.05-0.01 мм достигает 93%. Наибольший разброс характерен для кварца – от 23% в тонких фракциях до 72% в крупных.

Мартовская проба демонстрирует наименьшие колебания между всеми фракциями. Так, содержание кварца во фракции 0.1-0.05 мм не превышает 30%, что является наименьшим значением для этой фракции. В остальных фракциях оно колеблется в пределах 31-42%, при этом в субколлоидной фракции содержание кварца достигает 38%. В другие месяцы алевритовые фракции содержат порядка 50-72% при практически тех же содержаниях этого минерала (20-35%), что и мартовские фракции.

Похожая ситуация наблюдается для сумм обломочных и глинистых минералов. Так, сумма обломочных минералов мало меняется между фракциями – от 62–73% в алевритовых фракциях до 60–63% в самых тонких фракциях. При этом значения этой суммы для других месяцев снижается с 80–90% до даже более низких величин относительно марта (до 45–58%). Здесь выделяется субколлоидная фракция мартовской пробы, она составляет 61%, что является наибольшим значением в этой фракции остальных месяцев.

Сумма глинистых минералов варьирует в марте от 20–28% в алевритах до 35–40% в тонких пелитах, тогда как в другие месяцы происходит рост от 15–20 до 42–55%. При этом в субколлоидной фракции мартовской пробы сумма глинистых минералов минимальна (35% против 42–55% в другие месяцы). Эти данные свидетельствуют о том, что именно за счет тонкодисперсных обломочных минералов эта фракция в мартовской пробе выделяется на фоне той же фракции в другие месяцы года.

Декабрьская проба отличается наличием во фракции 0.1–0.05 мм большого содержания монтмориллонита (смектита) (21%), что обычно более характерно для наиболее тонких фракций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ежемесячный отбор проб взвеси из больших объемов воды нижнего течения реки Северной Двины в 2016–2017 гг. позволил впервые полу-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

чить данные о сезонных вариациях гранулометрического и минерального составов взвешенного материала со столь высокой дискретностью. Гранулометрические фракции были выделены методом водно-механического анализа по Петелину с сохранением самих фракций для последующих анализов разного типа. Концентрация взвеси в течение года хорошо коррелирует с водным стоком, достигая максимума в период весеннего половодья (апрель-июнь) и повышаясь в период летне-осеннего периода интенсивных дождей (август-сентябрь).

Результаты показали, что в гранулометрическом спектре взвеси Северной Двины превалируют пелитовая фракция, включая субколлоидную, при подчиненной роли алевритовой и более крупных фракций (на долю суммы фракций 0.1– 0.05 и 0.05–0.01 мм приходится не более 10%). На пике весеннего паводка сумма этих фракций достигает годового максимума, что вполне объясняется способностью мощных потоков талых вод переносить частицы достаточно крупного размера. В то же время, почти такое же содержание крупных фракций отмечено в декабре, когда скорость подледного течения заметно ниже.

Среди тонких фракций выделяется субколлоидная фракция (<0.001 мм) мартовской пробы, что довольно неожиданно и требует специального рассмотрения и объяснения.

Просмотр разных фракций под электронным микроскопом и данные полуколичественного химического анализа свидетельствуют о преобладании во всех фракциях глинистых частиц и присутствии отдельных частиц обломочных минералов. В мартовской пробе во всех фракциях наблюдается большое количество фрагментов створок диатомовых и растительных остатков (последних особенно много во фракции 0.1–0.05 мм).

Исследования сезонных вариаций минерального состава валовых (без разделения на фракции) проб показало, что суммарное содержание группы обломочных минералов меняется в течение года в пределах 44-69%. Как и ожидалось, наибольшие содержания характерны для периодов высокой воды (весна и лето-осень). Наименьшие содержания встречены в зимние месяцы (минимум в марте) и в июле при установившемся речном стоке. Сумма глинистых минералов в значительной мере меняется по сезонам в сходной манере, т.е. повышенные содержания характерны для периодов высокой воды (сюда же примыкает декабрьская проба, когда водный сток низкий). Важно подчеркнуть, что минимальные содержания суммы глинистых минералов отмечены в марте (18%) и ноябре (19%). Данные минералогического анализа свидетельствуют о том, что наибольшее влияние на величину суммы оказывает смектит.

Мартовская проба выделяется среди других месяцев наименьшими колебаниями как обломочных, так и глинистых минералов между разными фракциями. Например, кварца, основного обломочного минерала, во фракции 0.1-0.05 мм содержалось только 30%, в субколлоидной – 38%, что больше, чем в этой фракции в другие месяцы. Сумма обломочных минералов в этой фракции мартовской пробы также самая высокая — 61% против 45— 58%. Сумма глинистых минералов в этой фракции, напротив, минимальна – 35% против 42–55%. Таким образом, из этих данных следует, что пиковое содержание субколлоидной фракции в марте (60%) связано, в первую очередь, с вкладом тонкодисперсных обломочных минералов. Но почему это происходит в марте пока не ясно.

И, наконец, объяснить высокое содержание фракции 0.1—0.05 мм в декабре пока не удается, поскольку она мало отличается от этой фракции в другие месяцы, за исключением необычно высокого содержания в ней монтмориллонита (смектита).

Работы по данной тематике планируется продолжить и углубить.

Благодарности. Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за внимание к работе.

Источник финансирования. Получение материала выполнено в рамках Государственного задания ИО РАН по теме № 0128-2019-0011. Обработка материала и интерпретация выполнена при финансовой поддержке РНФ № 19-17-00234.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Гордеев В.В. Геохимия системы река-море. М.: Матушкина И.И., 2012. 452 с.
- 2. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Геохимическое взаимодействие пресноводной (речной) и морской геосфер // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5-6. С. 721-744.
- 3. Гордеев В.В., Чульцова. А.Л., Коченкова А.И. и др. Сезонные вариации концентраций растворенных неорганических форм биогенных элементов в нижнем течении Северной Двины и в зоне смешения речных и морских вод // Вода: химия и экология. 2018. № 4–6. С. 75–85.
- 4. *Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* Факторы и география глинистых минералов речного стока // Докл. РАН СССР. 1997. Т. 234. № 2. С. 425–428.
- 5. Ефимова Л.Е., Лебедев И.М., Цыцарин А.Г., Чернова Т.А. Гранулометрический состав взвесей в зонах смешения Белого, Азовского и Каспийского морей. М.: ВИНИТИ, 2001. Депонент № 43–В 2001. 21 с.
- Иванова А.М., Коновалов Г.С. О механическом и минералогическом составе взвешенных веществ некоторых рек Советского Союза // Гидрохим. материалы. 1971. Т. 55. С. 79–89.
- 7. Иглин С.М., Лещев А.В., Коробов В.Б. Оценка масштабов заносимости судоходного канала в мор-

ском порту Архангельска // Инженерные изыскания. 2019. Т. 13. № 1. С. 46–54.

- 8. Коченкова А.И., Новигатский А.Н., Гордеев В.В. и др. Особенности сезонного распределения взвеси и органического углерода по данным обсерватории "Маргинальный фильтр реки Северная Двина" // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 2. С. 96–111.
- 9. Коченкова А.И., Новигатский А.Н., Гордеев В.В. Распределение взвеси в маргинальном фильтре Северной Двины в конце лета // Успехи современного естествознания. 2018. № 2. С. 106–112.
- Кравчишина М.Д., Шевченко В.П., Филиппов А.С. и др. Вещественный состав водной взвеси устья реки Северной Двины (Белое море) в период весеннего половодья // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 396-416.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
- Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: СО РАН, Филиал "ГЕО", 2001. С. 163–248.
- Лисицын А.П. Геология Мирового океана в третьем тысячелетии – новые подходы, достижения и перспективы // Новые идеи в океанологии Т. П. Геология / Под ред. Виноградова М.Е., Лаппо С.С. М.: Наука, 2012. С. 7–66.
- 14. Лисицын А.П. Рассеянное осадочное вещество в геосферах Земли и системе Белого моря // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / Под ред. Лисицына А.П., Немировской И.А. М.: Научный мир, 2012. С. 19–48.
- 15. Лисицын А.П. Системные четырехмерные исследования рассеянного осадочного вещества в водной толще Белого моря: взаимодействия геосфер водосбора и акватории // Система Белого моря. Т. III. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения. М.: Научный мир, 2013. С. 25–38.
- 16. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И. и др. Взвесь и гидрооптика Белого моря – новые закономерности количественного распределения и гранулометрия. // Актуальные проблемы океанологии / Под ред. Лаверова Н.П. М.: Наука, 2003. С. 556–607.
- Лисицына К.Н. Сток наносов в океан // Сток наносов, его изучение и географическое распределение. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. С. 78–92.
- 18. Лопатин Г.В. Наносы рек СССР. М.: Гидрометеоиздат, 1952. 366 с.
- Морозов Н.П., Батурин Г.Н., Гордеев В.В., Гурвич Е.Г. О составе взвеси и осадков устьевых районов Северной Двины, Мезени, Печоры и Оби // Гидрохимические материалы. 1974. Т. 60. С. 60–73.
- 20. Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.: Наука, 1967. 128 с.
- 21. Соколова Г.А., Кузнецов Н.Т., Клюканова И.А. Географические факторы формирования глинистого материала взвешенных наносов рек и ороситель-

ных систем Средней Азии // Изв. АИ СССР. Сер. географ. 1978. № 2. С. 99–107.

- 22. Шамов Г.И. Речные наносы. Л., 1954. 346 с.
- Degens E.T. Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers. Part 1. SCOPE/UNEP Sonderband. Hamburg, 1982. V. 52. 765 p.
- Eisma D. Suspended matter in the aquatic environment. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1993. 315 p.
- 25. Irion G. Clay mineralogy of the suspended load of the Amazon and of Rivers in the Papua-New Guinea mainland // Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers. Part 2 / Eds. Degens E.T. et al. SCOPE/UNEP Sonderband Hamburg 1983. P. 483– 504.
- 26. *Kempe S., Eisma D. Degens E. et al.* Transport of Carbon and Nutrients in Lakes and Estuaries. Part 6.

SCOPE/UNEP Sonderband. Hamburg, 1993. V. 74. 318 p.

- 27. *Gibbs R*. Mechanism controlling world water chemistry // Science. 1970. V. 170. № 3962. P. 1088–1090.
- Konta J. Crystalline suspended particles in the Niger, Parana, Mackenzie and Waikato rivers // Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers Part 2 / Eds. Degens E.T., S. Kempe, H. Soliman – et al. SCOPE/UNEP Sonderband Hamburg, 1983. P. 505– 523.
- 29. *Konta J.* Mineralogy and chemical maturity of suspended matter in major rivers sampled under the SCOPE/UNEP Project. // Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers. Part 3 / Eds. Degens E.T. et al. SCOPE/UNEP Sonderband Hamburg, 1985. P. 569–592.

Seasonal Variations of the Grain-Size and Mineral Composition of Suspended Particulate Matter of the Severnaya Dvina River

V. V. Gordeev^{*a*, #}, O. M. Dara^{*a*}, T. N. Alekseeva^{*a*}, A. I. Kochenkova^{*a*}, A. G. Boev^{*a*}, A. S. Lokhov^{*a*}, S. K. Belorukov^{*a*}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [#]e-mail: gordeev@ocean.ru

The first results of the study of seasonal variations of the grain size and mineral compositions of the Severnaya Dvina river suspended matter are presented. The suspended matter samples were collected every month during 2016–2017 at the exit of the Kuznetchiha arm to the Dvinsky bay of the White Sea. The grain-size fractions were separated by water-mechanic method by Petelin with retention of fractions for the following investigations with help of electron microscope, energy-dispersion microanalyzer and X-ray diffractometer. The results demonstrated that the pelitic and subcolloidal fractions were prevailed in the grain-size spectrum of river suspended matter with subordinate role of more coarse fractions. Seasonal variations of suspended matter concentrations, the sum of detrital minerals and of clay minerals are under influence of river water discharge and achieved maximum in the periods of high water (spring flood and partly in the end of summer–autumn season of heavy rains). The subcolloidal fraction in March sample stands out in the fine fraction distribution. Its part in this sample was the highest content of fine dispersed detrital minerals in the fraction. The question – why this is found in March? – is remained to be open.

Keywords: Severnaya Dvina, marginal filter, river suspended matter, grain size, mineralogy of suspended matter, seasonal variations

УДК 551.351

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГУБЫ БУОР-ХАЯ

© 2020 г. А. С. Ульянцев^{1, *}, С. Ю. Братская^{2, **}, Ю. О. Привар²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия ²Институт химии ДВО РАН, Владивосток, Россия *e-mail: uleg85@gmail.com **e-mail: s.bratskaya@gmail.com Поступила в редакцию 20.10.2019 г. После доработки 26.11.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

В статье представлены результаты гранулометрического анализа донных отложений и подводных многолетнемерзлых пород из трех буровых скважин, вскрывших голоцен—плейстоценовую толщу в губе Буор-Хая. Выявлена выраженная литолого-фациальная дифференциация исследованных терригенных толщ, большое разнообразие гранулометрических и вещественно-генетических типов отложений, накапливавшихся в чередующихся природных обстановках. Основная масса вскрытых бурением многолетнемерзлых и талых дисперсных отложений представлена хорошо окатанными и сортированными аллювиальными песками, накопление которых было неразрывно связано с динамикой речного стока, склоновых процессов, термоэрозии и абразии берегов. Установлено, что более тонкие фракции отложений по сравнению с песками значительно хуже сортированы. По совокупности полученных данных подтверждена преимущественно обломочная (кластическая) природа осадочного материала и его континентальный генезис.

Ключевые слова: Арктика, шельф, донные осадки, подводная мерзлота, колонковое бурение, гранулометрия

DOI: 10.31857/S0030157420030107

введение

Наблюдаемые за последние десятилетия изменения среды восточно-арктического шельфа усиливают интерес к изучению свойств и характеристик компонентов этой сложной природной системы в условиях деградации многолетней мерзлоты, разрушения газовых гидратов и массированной дегазации дна, береговой абразии и термоэрозии, ледовой экзарации дна, мобилизации древнего органического углерода и связанных с ней потенциальных климатических рисков [2, 5-7, 9, 27, 28, 37, 46-51, 58]. Четвертичный морфолитогенез восточно-арктического шельфа характеризуется рядом особенностей, в том числе выраженностью флювиальных, флювиогляциальных и криогенных процессов, сформировавших мощные аккумулятивные толщи, характерный криогенный ландшафт и обширную криолитозону, в которой заключены большие массы реакционно способного органического углерода [11, 46, 47, 55, 59]. Единого представления о генезисе и возрасте криогенных отложений едомной свиты и ледового комплекса, распространенных в

прибрежно-шельфовой зоне моря Лаптевых и частично затопленных в результате морской трансгрессии, не сформулировано, однако наиболее вероятен их голоцен—плейстоценовый возраст и полигенное происхождение с преобладанием терригенной компоненты [15, 16, 35, 42–45, 53, 58].

Гранулометрический состав донных отложений является важным инструментом для понимания особенностей седиментационных процессов в разных климатических обстановках, так как позволяет судить о гидродинамических и морфометрических условиях осаждения материала, его генезисе и инженерно-геологических свойствах, а также проницаемости для флюидов и физическом состоянии толщ [13, 14]. На фоне продолжающегося таяния субаквальных многолетнемерзлых отложений на шельфе Арктики [например, 28, 47] оценка их гранулометрического состава как фактора темпа деградации подводной мерзлоты и индикатора генезиса осадочного материала является актуальной задачей. Целью работы было выявление основных закономерностей формирования гранулометриче-

Скважина	Координаты °с.ш.; °в.д.	Глубина воды (толщина льда), м	Глубина скважины, м	Граница мерзлоты, м
1D-14	71.755; 129.397	3.1 (1.9)	38.2	12
3D-14	71.619; 129.916	2.7 (1.2)	17.5	10
1D-15	71.672; 130.137	9.8 (1.6)	33.2	Не пройдена

Таблица 1. Характеристики пробуренных скважин. Глубина воды приводится с учетом мощности льда (в скобках) от ледовой поверхности до дна. Глубина скважины приводится от поверхности дна

ского состава многолетнемерзлых и талых отложений в мелководной части моря Лаптевых. Задачи: установить преобладающие гранулометрические и вещественно-генетические типы осадочного материала, оценить его природу и преобладающий генезис.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для исследования послужили керны донных отложений трех станций, полученных в 2014-2015 гг. при колонковом бурении в губе Буор-Хая [18–21]. Скважины были пробурены с припайного льда в Ивашкиной лагуне полуострова Быковский (1D-14), вблизи северного мыса o. Myoctax (3D-14) и севернее о. Myoctax (1D-15) (табл. 1). Для анализа использовали пробы естественной влажности. Гранулометрический состав определяли методом лазерной дифракции в соответствии с международным стандартом ISO 13320:2009. Песчаную и алеврито-пелитовую фракцию разделяли мокрым рассевом проб на ситах с размером ячейки 0.1 мм. Разделенные таким образом две фракции высушивались до постоянной массы и взвешивались. Процентное содержание песчаной и алеврито-пелитовой фракции в пробе рассчитывалось весовым способом с учетом естественной влажности проб, определение которой проводилось на анализаторе Shimadzu МОС-120Н. Определение процентного содержания алевритовой и пелитовой фракций проводили после рассева на анализаторе частиц Mastersizer 2000 (Malvern, Великобритания) с использованием жидкостного модуля диспергирования Hydro 2000S при постоянном перемешивании (2000 об./мин) и ультразвуковом воздействии. Время экспозиции пробы – 30 с, частота сканирования образца – 2500 Гц, дисперсант и фоновая жидкость – вода Milli-Q. Каждая проба анализировалась трижды, результаты усреднялись. Доля фракции 0.063-0.1 мм из результатов метода лазерной дифракции вычиталась в пользу песчаной фракции.

ОКЕАНОЛОГИЯ

Оценка гранулометрических характеристик отложений состояла в статистической обработке результатов, расчете массового и численного содержания гранулометрических фракций. Для ряда проб колонки 1D-15 методом лазерной дифракции была проанализирована препаративно выделенная песчаная фракция с целью оценки степени сортировки песков и их дисперсности. Для отображения процентного вклада гранулометрических фракций в работе использована международная двоичная логарифмическая классификация: песок (>63 мкм), алеврит (2-63 мкм), пелит (<2 мкм). В алевритовой фракции были выделены две подгруппы — тонкий алеврит (2-10 мкм) и лесс (10-63 мкм), поскольку массовое содержание и состав частии лессовой размерности в криогенных отложениях информативны как индикатор их генезиса [15, 53]. Для объективной оценки картины размерного распределения частиц исследованных отложений в работе были использованы расчетные статистические параметры, характеризующие совокупность частиц в пробе (табл. 2). Коэффициент сортировки (So) характеризует степень однообразия совокупности частиц в пробе. Значения So, близкие к 1, свойственны хорошо сортированным осадкам, значения Ѕо между 1 и 2 – умеренно сортированным отложениям, значения более 2 свидетельствуют о низкой степени сортировки отложений. Средний диаметр (M_{Z1}) дает общее представление о средней размерности частиц и рассчитывается из трех процентилей (p16, p50 и p84). Для сравнения нами был предложен расчет среднего диаметра (M_{Z}) на основе пяти процентилей (p5, p16, р50, р84 и р95), учитывающих "концевые" фракции частиц. Стандартное отклонение (σ_I) также характеризует степень сортировки частиц в пробе. Величина σ_I менее 1 характеризует хорошую сортировку отложений, значения σ_I более 1 свойственны для плохо сортированных отложений. Величина асимметрии (Sk_I) является характеристикой симметричности распределения частиц.

2020

Nº 3

том 60

УЛЬЯНЦЕВ и др.

Таблица 2. Перечень статистических параметров гранулометрического состава

Параметр	Расчетная формула	Ссылка
Средний диаметр	$M_{Z1} = \frac{p16 + p50 + p84}{3}$	[26]
Средний диаметр	$M_{Z2} = \frac{p5 + p16 + p50 + p84 + p95}{5}$	Настоящая работа
Коэффициент сортировки	$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$	[14]
Стандартное отклонение	$\sigma_I = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6.6}$	[26]
Величина асимметрии	$Sk_{I} = \frac{\phi 16 + \phi 84 - 2\phi 50}{2(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 5 + \phi 95 - 2\phi 50}{2(\phi 95 - \phi 5)}$	[26]
Величина эксцесса	$K_G = \frac{\phi 95 - \phi 5}{2.44 (\phi 75 - \phi 25)}$	[26]

Примечание. p — соответствующий процентиль распределения частиц каждой пробы, рассчитанный через мм; Q_1 и Q_3 – первый и третий квартили массового распределения частиц в пробе, рассчитанные через мм; ϕ — соответствующий процентиль распределения частиц каждой пробы, рассчитанный через единицы " ϕ и" по [31].

Если распределение симметрично, то его Sk_I равна нулю. В случае асимметричной кривой распределения величина Sk_I отклоняется от нуля к +1 или -1 в зависимости от преобладания тонких или крупных фракций соответственно. Величина эксцесса (K_G) выявляет наличие пиков в распределении частиц и используется для оценки сортировки выделяющихся (пиковых) групп размерных фракций. Для распределения без выраженных пиков значение K_G близко к 1 и возрастает с появлением выраженных вторичных максимумов. Для статистических расчетов использованы результаты дифракционного анализа проб, отделенных от песка, а также препаративно выделенных песков.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Современный рельеф и береговая зона Быковского полуострова сформировались в результате термоэрозии, термокарста и трансгрессии моря [25, 30, 33, 38, 42, 44, 52]. Лагуна Ивашкина представляет собой затопленную морской водой термокарстовую котловину, формирование которой началось на границе голоцена и плейстоцена [35, 39]. Остров Муостах, расположенный юго-восточнее полуострова, является исчезающим останцем той же равнины и состоит преимущественно из отложений ледового комплекса позднеплейстоценового возраста [28, 42]. Широкое распространение высокольдистых отложений ледового комплекса в прибрежно-шельфовой зоне моря Лаптевых обусловливает значительный вклад термоэрозии в поставку осадочного материала и трансформацию осадочных толщ.

Гранулометрические характеристики шельфовых донных отложений зависят от многих факторов, ведущими из которых являются состав поступающего в зону седиментации осадочного вещества, рельеф, тектоническая активность, колебания климата, циркуляция атмосферы, динамика водных масс [3, 8, 13, 14]. В рассматриваемом районе биопродуктивность вод имеет подчиненное значение, но зональность природных процессов выражена особым образом [15, 36]. Перечисленные факторы в совокупности привели к формированию сложной картины гранулометрического состава отложений, расшифровка которой стала возможной с учетом динамики седиментации, абразии береговой зоны и разнообразием обстановок осадконакопления.

Гранулометрический анализ выявил весьма разнообразный и неоднородный состав отложений исследованных буровых колонок, большинство которых представлено кварцевыми и аркозовыми песками различной зернистости с вариациями содержания алеврита и пелита (рис. 1). Присутствие большого количества аллювиальных песков с включениями древесных остатков является характерной чертой перигляциального ландшафта прибрежно-шельфовой зоны моря Лаптевых [15, 19, 41]. Профили 1D-14 и 1D-15 характеризуются нисходящим увеличением содержания песка, что является предпосылкой для интенсификации поступления морской воды к мерзлым толщам и усилению солевого эффекта



Рис. 1. Гранулометрический состав исследованных отложений. Слева представлены треугольные диаграммы гранулометрического состава, справа – круговые диаграммы среднего содержания гранулометрических фракций в кернах исследованных отложений. *1* – фракция >63 мкм; *2* – фракция 10–63 мкм; *3* – фракция 2–10 мкм; *4* – фракция <2 мкм.

таяния многолетнемерзлых пород, связанными с улучшением дренажных свойств осадочных пород [20]. Отложения колонки 3D-14 в свою очерель отличаются заметным обогашением крупноалевритовой фракцией и меньшим содержанием песка. Высокое содержание лессовой фракции в криогенных отложениях, характерное для аридного климата, указывает на высокую долю поставки эолового осадочного материала на стадиях оледенений [15, 41, 53]. Отдельные мерзлые сегменты колонки, представленные мелким песком и лессом, являются плотно упакованными остатками ледового комплекса. Тем не менее, неравномерное распределение гранулометрических фракций отражает также криогенную трансформацию осадочных толщ (криотурбацию и термокарст), связанную со сменой географических обстановок морфолитогенеза в результате колебаний климата.

Анализ отделенных от песков фракций показал их значительную неоднородность по гранулометрическому составу, о чем свидетельствуют рассчитанные параметры (табл. 3–5). Размерные спектры массового распределения частиц весьма разнообразны по форме и заметно отличаются друг от друга (рис. 2). Значения S_o и σ_I в большинстве проб превышают 2 и 1.5 соответственно, что отражает низкую сортировку. Величина Sk₁ имеет отрицательные значения, свидетельствуя о преобладании в просеянных пробах более крупных фракций, в том числе лессовой размерности. Незначительные колебания величины К_G относительно 1 отражают модальность распределения частиц в пробе и позволяют сделать вывод об отсутствии вторичных выраженных максимумов на размерных спектрах. Средний диаметр M_{Z2} во всех пробах превышает M_{Z1} и отражает небольшой вклад крупных "концевых" фракций, не учтенных при расчете M_{Z1} . Для горизонтов 190 и 1914 см скважины 1D-14 выявлена значительная разница между M_{Z1} и M_{Z2} (24.6 против 122 мкм и 35.2 против 155 мкм соответственно). Эта разница связана с наличием "концевого" вторичного максимума, учитываемого при расчете M_{Z2} , но на долю которого приходится более 5% частиц. В этом случае процентиль р95 соответствует гораздо большему диаметру, что отражается в разнице *M*_{Z1} и *M*_{Z2}.

Выявленная в значительной мере неоднородная картина распределения гранулометрических характеристик отделенных от песка фракций указывает на их обломочную (кластическую) природу. При этом пути поступления осадочного материала, среди которых доминировали пресноводный сток, термоэрозионные и флювиогляциальные потоки, были весьма неоднородны в пространстве и времени, что нашло отражение в литологическом составе исследованных колонок. На лифференциальных кривых просеянных проб встречаются частицы песчаной размерности (горизонты 190, 296, 1901 и 1914 см скважины 1D-14). Их попадание в более мелкую фракцию связано с неправильностью формы, когда несферические частицы, например, цилиндрические или эллипсоидные, проходят сквозь ячейки сита. Поскольку метод лазерной дифракции оперирует эквивалентными сферами, частицы любой неправильной формы математически преобразуются в сферы. При достаточно большой длине частиц их эквивалентный диаметр при расчетах возрастает, что отражается на размерных спектрах.

По сравнению с тонкодисперсными фракциями препаративно выделенные пески показали схожие между собой дифференциальные распределения частиц по размерам. Статистические коэффициенты (табл. 6) подтверждают их более высокую степень сортировки (S_o и σ_I не превышают 1.5 и 1 соответственно) и мономодальность распределения частиц (Sk₁ близко к 0). Величина эксцесса (K_G около 1) указывает на близкие к нормальным распределения частиц. Исключением является образец 3146, характеризующийся максимальными величинами K_G и Sk_I , в то же время не выделяющийся по другим расчетным параметрам. Это объясняется присутствием второго максимума в правой части распределения, соответствующего более крупным фракциям. Стоит отметить, что наибольшая разница между средними диаметрами (M_{Z1} и M_{Z2}) выявлена именно для этого образца (203 и 410 мкм соответственно). Средний диаметр М₂₂, предложенный в настоящей работе, учитывает выпадающие из расчета M_{Z1} "концевые" фракции, поэтому применение *М*₇₂ позволяет получить более адекватную информацию о среднем размере частиц.

Сортировка отложений, в том числе крупнозернистых песков, также связана с аэродинамическим фактором, играющим значительную роль в эоловой поставке и распространении кластического материала на севере Якутии [15, 32]. Посредством ветровой сальтации достаточно крупные пески отсортировываются от мелких фракций, создавая отдельные скопления на заснеженной поверхности. При этом мощные заструги, формирующиеся на ледовой поверхности, играют роль направляющих, перераспределяя выносимый ветром осадочный материал. На рис. 3 представлены песчаные наносы на заснеженной поверхности морского льда, заснятые недалеко от полуострова Быковский. Отчетливо видны застру-

	ine i panjoneni	pii ieeiiiie iiupu	are ipbi oppundin		•••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	
Горизонт, см	<i>М_{Z1}</i> , мкм	<i>М_{Z2}</i> , мкм	S_o	σ _I	Sk _I	K _G
0	11.81	16.22	2.23	1.62	-0.07	0.92
55	17.76	23.57	2.65	1.86	-0.18	0.85
96	24.33	29.13	2.33	1.80	-0.41	0.97
190	24.65	121.6	2.63	2.40	-0.09	1.31
296	19.76	29.26	2.45	1.85	-0.21	0.97
415	16.02	19.98	2.40	1.76	-0.32	0.91
448	13.82	17.38	2.49	1.71	-0.25	0.84
496	15.25	19.60	2.46	1.75	-0.23	0.88
546	14.35	18.71	2.49	1.79	-0.25	0.88
878	36.42	45.45	3.51	2.25	-0.39	0.77
1039	31.61	40.09	2.50	1.91	-0.31	0.96
1142	19.24	24.70	2.31	1.77	-0.23	0.98
1200	22.75	32.52	2.41	1.87	-0.10	0.98
1218	27.69	35.11	2.72	1.95	-0.30	0.87
1358	20.44	33.18	2.77	2.14	0.01	0.94
1391	16.90	24.54	2.63	1.90	0.03	0.88
1471	16.24	24.22	2.60	1.94	-0.07	0.92
1486	17.77	22.82	2.17	1.69	-0.22	1.03
1631	23.46	29.99	2.04	1.67	-0.30	1.14
1706	35.04	45.11	3.15	2.13	-0.24	0.81
1743	20.90	26.81	2.55	1.85	-0.28	0.89
1796	21.10	26.84	2.59	1.89	-0.32	0.89
1901	33.80	52.22	2.79	2.07	-0.08	0.92
1914	35.20	155.2	3.09	2.44	0.03	1.11
2059	33.76	40.70	2.51	1.89	-0.38	0.93
2087	22.28	29.15	2.75	1.99	-0.29	0.88
2119	24.30	30.64	2.57	1.82	-0.25	0.86
2366	62.36	68.29	2.38	1.89	-0.60	1.01
2460	34.51	43.28	3.23	2.18	-0.34	0.81
2701	27.85	36.68	2.66	1.99	-0.27	0.93
3154	23.31	30.30	2.66	1.93	-0.23	0.89
3313	13.76	19.41	2.16	1.68	-0.18	1.04
3447	34.52	42.30	2.50	1.92	-0.38	0.96
3597	34.87	42.63	2.53	1.89	-0.34	0.94
3745	27.32	35.35	2.80	2.00	-0.27	0.87
3782	21.53	28.30	2.46	1.80	-0.19	0.91

Таблица 3. Статистические гранулометрические параметры фракции <0.1 мкм отложений скважины 1D-14

Горизонт, см	<i>M_{Z1}</i> , мкм	<i>М_{Z2}</i> , мкм	So	σ _I	Sk_I	K _G
0	17.87	25.27	2.59	1.85	-0.05	0.88
155	22.71	27.56	2.25	1.72	-0.36	0.98
310	10.25	16.35	2.10	1.69	-0.04	1.09
402	23.14	30.35	2.42	1.83	-0.26	0.95
422	20.16	27.04	2.48	1.83	-0.20	0.92
845	16.43	25.84	2.55	1.93	0.00	0.94
896	17.32	24.12	2.51	1.84	-0.13	0.91
1057	33.77	40.92	2.66	2.06	-0.42	0.95
1080	14.59	20.40	2.62	1.84	-0.08	0.85
1170	29.19	36.44	2.60	1.96	-0.34	0.93
1218	30.75	35.90	2.70	1.96	-0.49	0.88
1249	21.43	26.02	2.09	1.67	-0.37	1.08
1334	48.88	54.10	2.24	1.94	-0.59	1.11
1414	27.15	32.69	2.82	1.98	-0.43	0.84
1450	18.50	26.97	2.97	2.04	-0.03	0.82
1471	11.62	16.67	2.26	1.76	-0.16	1.01
1475	9.12	14.21	2.01	1.58	-0.08	1.10
1499	31.32	40.25	3.05	2.14	-0.30	0.85
1540	15.98	21.12	2.29	1.73	-0.23	0.96
1740	18.73	23.35	2.10	1.62	-0.28	1.03

Таблица 4. Статистические гранулометрические параметры фракции <0.1 мкм отложений скважины 3D-14

ги и скопления песка. Эти снежно-песчаные наносы сформировались в результате сильной метели, наблюдавшейся в районе п. Тикси перед началом экспедиционных работ (конец марта 2015 г.). Песок хорошо окатан и сортирован (рис. 4), размер частиц 1—2 мм, цвет темно-коричневый или черный, присущий местным аргиллитам.

Навеянные снежники представляют собой нивально-эоловые образования, в которых аккумулируется значительное количество обломочного материала, поступающего в дальнейшем в аккумулятивные ландшафты [32]. Крайне сухой криоаридный климат северной Якутии в последнюю ледниковую эпоху [1, 15] определял специфику перигляциального осадконакопления и способствовал накоплению больших ледовых масс среди субаэральных отложений прибрежно-шельфовой зоны моря Лаптевых. В современных климатических условиях снежники по-прежнему играют значимую роль в сезонном распространении, сортировке и поставке осадочного материала в донные осадки.

Поселок Тикси расположен в близости от Хараулахского хребта, являющего частью Верхоянского комплекса, сложенного преимущественно ар-

гиллитами, алевролитами и песчаниками верхнепалеозойского-нижнемезозойского возраста [4, 16]. На стадиях четвертичных оледенений, сопровождавшихся понижением уровня моря, обнажением шельфа и формированием нивального аридного климата [8, 15, 29, 36, 54], этот механизм играл весомую роль в поставке осадочного материала в заснеженные толщи, переходившие впоследствии в ледовый комплекс [11]. В периоды голоцен-плейстоценовых межледниковий отложения ледового комплекса оттаивали и проседали ввиду потери льдистости, формируя бесструктурные полигенные толщи таберальных образований, оказавшиеся впоследствии под водой в результате трансгрессии [11, 12, 34, 38]. Подобный цикл повторялся неоднократно на протяжении четвертичного времени, что отражено в сложном строении дна и составе отложений прибрежно-шельфовой зоны моря Лаптевых [15, 29, 36, 54]. Таким образом, в рассматриваемом районе Арктики климатически опосредованные ветровые процессы играют существенную роль как в поставке и распространении кластического материала, так и в его сортировке.

Следует отметить, что подобный механизм оказывает влияние на распространение и органи-

Горизонт, см	<i>М_{Z1}</i> , мкм	<i>М_{Z2}</i> , мкм	S _o	σι	Sk _I	K _G
0	21.24	24.12	1.84	1.46	-0.39	1.18
110	14.81	17.21	1.90	1.44	-0.33	1.09
210	18.48	24.36	2.42	1.80	-0.22	0.93
280	17.33	20.16	2.06	1.55	-0.37	1.02
321	12.93	15.82	2.04	1.46	-0.22	0.94
395	19.86	22.76	1.91	1.54	-0.41	1.15
510	17.83	20.37	1.97	1.58	-0.43	1.12
612	19.83	25.17	2.25	1.76	-0.32	1.01
675	16.32	20.11	2.45	1.79	-0.33	0.90
750	23.09	31.05	3.06	2.04	-0.18	0.79
794	18.15	23.43	2.40	1.78	-0.26	0.93
852	17.31	22.64	2.33	1.75	-0.23	0.95
1114	20.60	30.52	2.90	2.06	0.01	0.85
1195	25.00	34.34	3.05	2.07	-0.17	0.81
1249	28.83	37.21	2.86	2.07	-0.30	0.87
1284	25.48	35.08	3.36	2.21	-0.10	0.79
1347	53.65	60.07	2.88	2.16	-0.60	0.90
1424	19.65	31.00	4.12	2.51	0.17	0.74
1483	26.78	36.29	3.69	2.25	-0.09	0.73
1507	10.84	19.63	2.80	2.10	0.04	0.92
1548	26.48	35.96	3.56	2.23	-0.12	0.75
1624	60.62	64.99	2.24	1.96	-0.65	1.14
1662	21.68	31.62	2.92	2.13	-0.05	0.88
1697	19.79	28.45	3.58	2.20	-0.02	0.73
1726	10.46	14.58	2.49	1.80	-0.07	0.87
1800	11.56	18.62	2.68	2.00	0.09	0.89
1930	14.47	21.38	2.49	1.90	-0.10	0.95
2031	10.47	17.92	2.71	2.03	0.01	0.92
2093	25.25	33.14	2.86	2.03	-0.24	0.87
2170	13.35	19.81	2.54	1.88	-0.08	0.91
2210	13.98	22.50	2.99	2.13	-0.01	0.86
2254	9.71	15.99	2.70	2.00	-0.04	0.91
2321	22.47	32.21	4.23	2.37	0.03	0.68
2402	9.94	17.23	2.71	2.04	0.05	0.92
2469	9.84	17.24	2.75	2.04	0.04	0.91
2545	10.39	16.19	2.61	1.92	0.01	0.89
2604	10.10	17.70	2.03	2.01	0.01	0.94
2040	20.37	29.22	3.10	2.19	-0.17	0.85
2712	23.92	32.29	3.71	2.30	-0.21	0.74
2780	7.80	23.80	2.50	2.29	0.00	0.04
2929	7.07	14.30	2.01	1.74 2.10	0.09	0.92
3120	23.04	17 80	5.50 2 71	2.19	0.00	0.79
3700	31.50	30 07	2.71	2.03	_0.08	0.92
3200	10 30	39.92	2.00	2.00	0.07	0.32
3304	12.13	16 20	2 32	1 74	_0.07	0.78
5504	12.11	10.20	2.52	1./ 7	0.17	0.74

Таблица 5. Статистические гранулометрические параметры фракции <0.1 мкм отложений скважины 1D-15







Рис. 3. Песчаные наносы на заснеженной ледовой поверхности губы Буор-Хая (фото А.С. Ульянцева). На заднем плане виден характерный термоабразионный байджераховый рельеф полуострова Быковский.

Горизонт, см	<i>М_{Z1}</i> , мкм	<i>М_{Z2}</i> , мкм	S_o	σ _I	Sk _I	K _G
675	210.6	250.9	1.48	0.85	0.09	1.03
750	181.7	201.1	1.46	0.81	-0.04	1.01
852	237.4	297.4	1.69	1.10	0.09	0.97
1284	292.4	313.1	1.42	0.71	-0.05	0.93
1424	206.5	234.3	1.40	0.71	0.09	0.99
1548	165.8	178.8	1.33	0.59	0.04	0.97
1726	325.9	345.1	1.37	0.65	-0.05	0.94
2093	515.1	587.3	1.59	0.94	-0.02	0.93
2321	361.2	390.4	1.44	0.76	-0.07	0.97
2545	241.6	252.5	1.29	0.52	-0.01	0.94
2648	287.8	301.6	1.30	0.54	-0.02	0.94
2712	320.1	399.2	1.48	0.87	0.14	1.06
2780	367.4	391.4	1.41	0.71	-0.08	0.95
3146	203.2	410.3	1.43	1.04	0.17	1.70
3200	159.0	165.9	1.27	0.49	-0.01	0.95

Таблица 6. Статистические гранулометрические параметры препаративно выделенной из отложений скважины 1D-15 фракции крупнее 0.1 мкм



Рис. 4. Микрофотография песка, отобранного с ледовой поверхности близ полуострова Быковский. Снимок получен с помощью стереомикроскопа Leica DVM6.

ческого вещества. В исследованном районе губы Буор-Хая на заснеженной ледовой поверхности в период экспедиций были обнаружены наносы мелких древесных и травянистых остатков, также формирующих локальные скопления. Следует учитывать, что обогащение отложений ледового комплекса органическим веществом, принесенным с суши, в периоды оледенений происходило именно по такому механизму. В пользу этого говорит преимущественно терригенное органическое вещество в криогенных отложениях прибрежной зоны Восточно-Арктического шельфа [15, 17, 22–24, 40, 53, 56, 57].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплекс полученных данных отражает сложную динамику приконтинентальных седиментационных процессов и изменений литологического состава моря Лаптевых в условиях четвертичных колебаний климата. Анализ гранулометрического состава выявил весьма сложную картину, не типичную для слабо литифицированных донных осадков Мирового океана. В составе исследованных отложений доминируют аллювиальные пески кварцевого и аркозового состава, накопление которых определялось в большей степени гидродинамическим режимом вод и динамикой термоэрозии. Как показали статистические гранулометрические параметры, пелитовые фракции в составе песков представлены в основном кластическим материалом, образованным в результате дробления песчаных фракций. Принимая во внимание многообразие факторов, определяющих гранулометрический состав исследованных отложений, можно говорить лишь о преобладании тех или иных потоков осадочного материала, среди которых, безусловно, доминируют речной сток и термоэрозия.

Разнообразие выявленных литолого-фациальных характеристик и гранулометрических типов осадков, большинство из которых представлено перигляциальным аллювием, подтвердило пространственно-временну́ю неоднородность четвертичного морфолитогенеза прибрежной зоны моря Лаптевых и полигенный состав криогенных отложений. Выявленные морфологические особенности частиц наряду со статистическими гранулометрическими параметрами указывают на континентальное происхождение исследованных отложений, ранее подтвержденное исследованиями концентраций и молекулярного состава органического вещества [10, 17, 19, 21, 22, 40, 53, 56, 57].

Источник финансирования. Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ (проект № 19-77-10044) в рамках темы госзадания ИО РАН № 0149-2019-0006. Методики пробоподготовки и анализа разработаны в рамках темы госзадания ИХ ДВО РАН № 0265-2019-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Зигерт К., Штаух Г., Лемкуль Ф. и др. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30-31. С. 222-228.
- 2. *Касымская М.В.* Субмаринные талики восточной части шельфа моря Лаптевых // Планета Земля. 2012. № 1 (7). С. 133–140.
- 3. Кузнецов В.Г. Литология. Основы общей (теоретической) литологии. М.: Научный мир, 2011. 360 с.

- 4. *Куницкий В.В.* Криолитология низовья Лены. Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1989. 164 с.
- 5. Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Дмитревский Н.Н. и др. О процессах газовыделения и деградации подводных многолетнемерзлых пород на шельфе моря Лаптевых // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 312— 320.
- Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Шахова Н.Е. и др. О механизмах деградации подводных многолетнемерзлых пород на восточном арктическом шельфе России // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 2. С. 185–188.
- Никифоров С.Л., Лобковский Л.И., Дмитревский Н.Н. и др. Ожидаемые геолого-геоморфологические риски по трассе Северного морского пути // Докл. РАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 218–220.
- Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007. 455 с.
- Перльштейн Г.З., Сергеев Д.О., Типенко Г.С. и др. Углеводородные газы и криолитозона шельфа Арктики // Арктика: экология и экономика. 2015. Т. 18. № 2. С. 35–44.
- 10. Романкевич Е.А., Ветров А.А., Беляев Н.А. и др. Алканы в четвертичных отложениях моря Лаптевых // Докл. РАН. 2017. Т. 472. № 1. С. 72–75.
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
- 12. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др. Криолитозона Восточно-Сибирского арктического шельфа // Вестник МГУ. 2003. № 4. С. 51–56.
- 13. *Свальнов В.Н.* Микроструктуры и текстуры глубоководных осадков. М.: ГЕОС, 2001. 192 с.
- Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Гранулометрический состав осадков Мирового океана. М.: Наука, 2005. 297 с.
- Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Кассенс Х. и др. М.: Изд-во МГУ, 2009. 608 с.
- Слагода Е.А. Криолитогенные отложения Приморской равнины моря Лаптевых: литология и микроморфология. Тюмень: Экспресс, 2004. 119 с.
- Ульянцев А.С., Беляев Н.А., Братская С.Ю., Романкевич Е.А. Молекулярный состав лигнина как индикатор таяния подводных многолетнемерзлых отложений // Докл. РАН. 2018. Т. 482. № 6. С. 701– 704.
- Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Романкевич Е.А. и др. О гранулометрическом составе голоцен-плейстоценовых отложений моря Лаптевых (залив Буор-Хая) // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 2. С. 206–210.
- Ульянцев А.С., Лобковский Л.И., Жаворонков А.В. и др. Проблемы изучения Арктического шельфа: опыт системных геолого-геохимических исследований в море Лаптевых // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 1016–1022.
- 20. Ульянцев А.С., Полякова Н.В., Романкевич Е.А. и др. Ионный состав поровой воды мелководных шель-

фовых моря Лаптевых // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 3. С. 329–335.

- Ульянцев А.С., Романкевич Е.А., Братская С.Ю. и др. Характеристика четвертичного осадконакопления на шельфе моря Лаптевых по молекулярному составу н-алканов // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 5. С. 600–604.
- 22. Ульянцев А.С., Романкевич Е.А., Пересыпкин В.И. и др. Лигнин как индикатор среды осадконакопления на Арктическом шельфе // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 1. С. 75–80.
- 23. Холодов А.Л., Золотарева Б.Н., Ширшова Л.Т. Органическое вещество в основных мерзлотно-генетических типах четвертичных отложений полуострова Быковский: содержание и групповой состав гумуса // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 4. С. 29–34.
- Чеверев В.Г., Видяпин И.Ю., Тумской В.Е. Состав и свойства отложений термокарстовых лагун Быковского полуострова // Криосфера Земли. 2007. Т. 11. № 3. С. 44–50.
- 25. Charkin A.N., Dudarev O.V., Semiletov I.P. et al. Seasonal and interannual variability of sedimentation and organic matter distribution in the Buor-Khaya Gulf: the primary recipient of input from Lena River and coastal erosion in the southeast Laptev Sea // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 2581–2594.
- 26. *Folk R.L., Ward W.C.* Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters // Journal of sedimentary petrology. 1957. V. 27. P. 3–26.
- Günther F., Overduin P.P., Sandakov A.V. et al. Shortand long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 4297–4318.
- Günther F, Overduin P.P., Yakshina I.A. et al. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 151–178.
- 29. *Hubberten H.W., Andreev A., Astakhov V.I. et al.* The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1333–1357.
- Karlsson E. S., Charkin A., Dudarev O. et al. Carbon isotopes and lipid biomarker investigation of sources, transport and degradation of terrestrial organic matter in the Buor-Khaya Bay, SE Laptev Sea // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 1865–1879.
- Krumbein W.C. Size frequency distributions of sediments // Journal of sedimentary petrology. 1934. V. 4. P. 65–77.
- Kunitsky V.V., Schirrmeister L., Grosse G. et al. Snow Patches in Nival Landscapes and Their Role for the Ice Complex Formation in the Laptev Sea Coastal Lowlands // Polarforschung. 2002. V. 70. P. 53–67.
- 33. Lantuit H., Atkinson D., Overduin P.P. et al. Coastal erosion dynamics on the permafrost-dominated Bykovsky

Peninsula, north Siberia, 1951–2006 // Polar Research. 2011. V. 30. 7341.

- Morgenstern A., Grosse G., Günther F. et al. Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedoma land-scapes of the Lena Delta // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 849–867.
- Morgenstern A., Ulrich M., Günther F. et al. Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study // Geomorphology. 2013. V. 201. P. 363– 379.
- Nikiforov S. (Ed.) Seabed morphology of the Russian Arctic shelf. New York: Nova Science Publishers, 2010. 202 p.
- Overduin P.P., Strzelecki M.C., Grigoriev M.N. et al. Coastal changes in the Arctic // Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences / Eds. Martini I.P., Wanless, H.R. Geological Society of London Special Publication, 2014. V. 388. P. 103–129.
- Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V. et al. Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1359–1369.
- Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V. et al. Thermokarst and land-ocean interactions, Laptev Sea Region, Russia // Permafrost and Periglac. Process. 2000. V. 11. P. 137–152.
- Sanchez-Garcia L., Vonk J.E., Charkin A.N. et al. Characterization of three regimes of collapsing Arctic Ice Complex deposits on the SE Laptev Sea coast using biomarkers and dual carbon isotopes // Permafrost and Periglac. Process. 2014. V. 25. P. 172–183.
- Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G. et al. Late Quaternary History of the Accumulation Plain North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): A Multidisciplinary Approach // Polar Geography. 2003. V. 27(4). P. 277–319.
- Schirrmeister L., Kunitsky V., Grosse G. et al. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands – A review // Quatern. Int. 2011. V. 241. P. 3–25.
- Schirrmeister L., Oezen D., Geyh M.A. 230 Th/U dating of frozen peat, Bol'shoy Lyakhovsky Island (Northern Siberia) // Quaternary Research. 2002. V. 57. P. 253– 258.
- Schirrmeister L., Siegert C., Kunitzky V.V. et al. Late Quaternary ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Laptev Sea Region in northern Siberia // Int. J. Earth Sciences. 2002. V. 91. P. 154–167.
- Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T. et al. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002. V. 89. P. 97–118.
- Schuur E.A.G., Bockheim J., Canadell J.G. et al. Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change: Im-

plications for the Global Carbon Cycle // BioScience. 2008. V. 58(8). P. 701–714.

- 47. *Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schädel C. et al.* Climate change and the permafrost carbon feedback // Nature. 2015. V. 520. P. 171–179.
- Semiletov I, Pipko I., Gustafsson Ö. et al. Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 361–365.
- Semiletov I.P., Shakhova N. E., Pipko I.I. et al. Space– time dynamics of carbon and environmental parameters related to carbon dioxide emissions in the Buor-Khaya Bay of the Laptev Sea // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 5977–5996.
- Shakhova N., Semiletov I., Leifer I. et al. Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf // Nature Geoscience. 2013. V. 7. P. 64–70.
- Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V. et al. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // Phil. Trans. R. Soc. A. 2015. V. 373. 20140 451.
- Siegert C., Schirrmeister L., Babiy O. The sedimentological, mineralogical and geochemical composition of Late Pleistocene deposits from the Ice Complex on the Bykovsky Peninsula, Northern Siberia // Polarforschung. 2002. V. 70. P. 3–11.
- Strauss J., Schirrmeister L., Wetterich S. et al. Grainsize properties and organic-carbon stock of Yedoma Ice Complex permafrost from the Kolyma lowland, northeastern Siberia // Global Biogeochem. Cycl. 2012. V. 26. GB3003.
- 54. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. // Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1229– 1272.
- Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G. et al. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // Global Biogeochem. Cycl. 2009. V. 23. GB2023.
- 56. Tesi T., Semiletov I., Hugelius G. et al. Composition and fate of terrigenous organic matter along the Arctic land–ocean continuum in East Siberia: Insights from biomarkers and carbon isotopes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. V. 133. P. 235–256.
- 57. Tesi T., Semiletov I.P., Dudarev O.V. et al. Matrix association effects on hydrodynamic sorting and degradation of terrestrial organic matter during cross-shelf transport in the Laptev and East Siberian shelf seas // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2016. V. 121. P. 1–22.
- Vonk J.E., Semiletov I.P., Dudarev O.V. et al. Preferential burial of permafrost-derived organic carbon in Siberian-Arctic shelf waters // J. Geophys. Res. Oceans. 2014. V. 119(12). P. 8410–8421.
- Zimov S.A., Schuur E.A.G., Chapin III S.F. Permafrost and the Global Carbon Budget // Science. 2006. V. 312. P. 1612–1613.

Grain Size Properties of the Bottom Sediments from Buor Khaya Bay

A. S. Ulyantsev^{a, #}, S. Yu. Bratskaya^{b, ##}, Yu. O. Privar^b

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bInstitute of Chemistry, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia [#]e-mail: uleg85@gmail.com ^{##}e-mail: s.bratskaya@gmail.com

The paper presents the results of grain size analysis of bottom sediments and subsea permafrost from three cores drilled in Buor-Khaya Bay. A pronounced lithologic differentiation of the studied terrigenous deposits, as well as a wide variety of granulometric and genetic types of deposits accumulated in various natural environments were revealed. The most of investigated sediments are represented by alluvial sands with wide range of size, pelletizing and sorting rates. The accumulation of the shore. Fine fraction of sediment is poorly sorted as compared to sands. According to the data set, the predominantly clastic nature of the sedimentary material and its continental origin has been established.

Keywords: Arctic, shelf, bottom sediments, subsea permafrost, core drilling, grain size

УДК 553.065

ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НА ЗАРОЖДЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

© 2020 г. А. Е. Мусатов^{1, *}, Г. А. Черкашёв^{1, 2}

¹ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия ²Институт Наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия *e-mail: alexejmusatov@yandex.ru Поступила в редакцию 10.02.2019 г. После доработки 30.10.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

Изменение уровня моря в эпохи глобальных оледенений понижает гидростатическое давление на дно океана. Было установлено, что понижение гидростатического давления увеличивает продуктивность магматической активности и, вследствие этого, может способствовать образованию гидротермальных систем [9, 19]. Таким образом, между гляциальными периодами и зарождением гидротермальных систем может существовать временная корреляция. Для проверки гипотезы о связи образования гидротермальных рудообразующих систем с эпохами оледенений было проведено сравнение возрастных ²³⁰Th/U датировок сульфидных руд в северной приэкваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта и морских изотопных стадий, отражающих ледниковые и межледниковые периоды. В результате сравнения установлено, что гляциальные периоды совпадают с началом формирования только тех рудных объектов, которые располагаются на базальтах в пределах магматических сегментов Срединно-Атлантического хребта. При этом периоды образования руд, локализованных на тектонических сегментах хребта в пределах внутренних океанических комплексов, сложенных габбро-перидотитами, не проявляют временной связи с оледенениями. Предполагается, что установленное наличие или отсутствие временной корреляции определяется различиями в обстановках формирования сульфидного оруденения в пределах медленно-спрединговых хребтов.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, современная гидротермальная активность, морские изотопные стадии, ²³⁰Th/U метод датирования, оледенения в позднем плейстоцене, глубоководные сульфидные руды

DOI: 10.31857/S0030157420030065

введение

Современные океанские гидротермальные рудообразующие системы изучаются в течение многих лет с момента их открытия в Тихом океане в конце 70-х годов ХХ века. В ходе исследований были установлены главные геологические условия возникновения высокотемпературной деятельности на дне океана. Ключевыми факторами, приводящими к зарождению циркуляционных систем, являются тепло, выделяемое в ходе магматической активности, и тектонические нарушения, которые обеспечивают поставку вещества и энергии к поверхности морского дна [1, 10-13, 18]. Но существуют ли еще силы, которые приводят к началу активизации высокотемпературной гидротермальной деятельности? Возможно, уменьшение гидростатического давления на морское дно при понижении уровня моря в периоды оле-

денений может служить катализатором зарождения гидротермальной деятельности. Во время глобальных оледенений уровень моря понижается и, следовательно, сила гидростатического давления также уменьшается. По разным оценкам уровень моря мог понижаться от 70 до 150 м в зависимости от мощности оледенения [25]. При уменьшении объема воды в океане в эпохи похолодания давление на океаническую кору и верхнюю мантию уменьшается. Зафиксировано, что в эти эпохи происходит усиление магматической активности [9]. Предполагается, что эта же причина может приводить и к образованию гидротермальных систем [19]. Эта версия подтверждается наличием корреляции морских изотопных стадий (МИС), фиксирующих этапы потепления и похолодания, и временных отрезков гидротермальной активности, выделенных по результатам изучения колонок донных осадков вблизи гидротермаль-

ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Название полей	Вмещающие породы	Возраст ²³⁰ Th/U, макс, тыс. л.	МИС	Уровень моря м
Ашадзе 1	Γ/Π	7	1 (I)	-20
Логачёв 2	Γ/Π	7	1 (I)	-20
Семёнов 5	Г/П	8	1 (I)	-20
Пью-де-Фолль	Б	18	2 (G)	-125
Ашадзе 2	Γ/Π	27	2 (G)	-105
Семёнов 1	Γ/Π	37	3a (I)	-85
Логачёв 1	Γ/Π	58	4 (G)	-90
Зенит-Виктория	Б	60	4 (G)	-100
Ашадзе 4	$\mathbf{E} + \mathbf{\Gamma} / \mathbf{\Pi}$	63	4 (G)	-100
Ириновское	Γ/Π	69	4 (G)	-90
Семёнов 2	Γ/Π	76	4 (G)	-60
Семёнов 3	Γ/Π	90	5b (G)	-60
Сюрприз	Б	102	5d (G)	-50
Юбилейное	Б	110	5d (G)	-70
Краснов	Б	119	5e (I)	-20
Семёнов 4	Γ/Π	124	5e (I)	0
Победа 1	Γ/Π	177	6d (I)	-80
Петербургское	Б	223	7d (G)	-80

Таблица 1. Характеристика рудных полей, МИС и уровень моря, соответствующие началу их формирования

Примечание. Г/П – габбро-перидотиты, Б – базальты; І – межледниковый период, G – ледниковый период.

ных полей. По данным [15, 19-22] пики гидротермальной активности, выраженные в наличии прослоев металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия, Срединно-Атлантического хребта (САХ) и хребта Карлсберг (северозападная часть Индийского океана), примерно соответствуют двум последним эпохам похолодания (20 и 60 т. л. н.). В дополнение к данным по металлоносным осадкам было проведено сравнение датировок сульфидных руд САХ, отражающих этапы активизации гидротермальной деятельности, с морскими изотопными стадиями, которые фиксируют теплые и холодные периоды в позднем плейстоцене. В случае наличия связи между оледенениями и гидротермальной деятельностью на дне океана должна существовать корреляция между МИС и периодами зарождения гидротермальных систем, которые можно оценить по наиболее ранним датировкам сульфидов в пределах гидротермальных руд. Проверке данной гипотезы, предварительные результаты которой были представлены на конференции Underwater Mining Conference [8], посвящена данная статья.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Образцы сульфидных руд были отобраны в северной приэкваториальной зоне САХ на участке Российского Разведочного Района (PPP) сотруд-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

никами АО ПМГРЭ и ФГБУ ВНИИОкеангеология в ходе рейсов НИС "Профессор Логачев" (рис. 1).

Результаты датирования 198 образцов сульфидных руд ²³⁰Th/U методом приведены в работе [7], где сделаны выводы об отсутствии корреляции этапов активизации гидротермальной деятельности в пределах различных полей и о формировании каждого рудного поля по своему собственному сценарию.

Для сравнения возраста рудных отложений с данными по колебаниям уровня моря выбраны самые древние датировки для каждого поля, по предположению отражающие время зарождения гидротермальных рудообразующих систем. Данные изотопных датировок сульфидных руд приведены в табл. 1 в порядке возрастания.

Морские изотопные стадии

Морские изотопные стадии используются для выделения теплых и холодных этапов в плейстоцене, их выделение основывается на соотношениях между изотопами кислорода O^{16} и O^{18} , которые отображают изменения климатических условий. Параметр $\delta^{18}O$ (отношение изотопов кислорода O^{18} к O^{16}) изменяется в зависимости от интенсивности покровного оледенения на планете. Высокие значения O^{18} отвечают эпохам глобального оледенения, а низкие значения O^{18} и вы-



Рис. 1. Российский Разведочный Район и рудные объекты в его пределах.

I – граница РРР; *2* – разведочные блоки; *3* – рудные узлы и поля в пределах разведочных блоков; *4* – количество рудных полей в пределах рудных узлов [4].

сокие значения O^{16} — межледниковым периодам в истории Земли [24]. Таким образом, параметр $\delta^{18}O$ используется для определения периодов потеплений и похолоданий. Шкала МИС показала свое соответствие не только с астрономическими данными цикла Миланковича [17], но и с датировками по радиоуглеродному и ²³⁰Th/U методу [5]. На основании вышесказанного МИС и датировки сульфидных руд ²³⁰Th/U методом возможно сопоставлять между собой.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение возраста сульфидных руд и морских изотопных стадий

Судя по имеющимся датировкам, образование гидротермальных руд в Северной приэкваториальной Атлантике происходило в последние 230 тыс. л. (табл. 1). Во время данного временно́го интервала в позднем плейстоцене сменилось 7 морских изотопных стадий (табл. 2).

При сравнении возрастных датировок сульфидных руд и МИС установлено, что временная связь с гляциальными максимумами отмечается только для части рудных полей (рис. 2).

Время начала образования рудных полей, связанных с базальтовыми породами, примерно соответствует гляциальным максимумам за исключением поля Краснов (120 тыс. л. н.), в то время как поля, связанные с ультраосновными комплексами, не показывают четкой корреляции ни с гляциальными максимумами, ни с минимумами, но большинство полей этого типа формировались в периоды времени, когда уровень океана был ниже современного (табл. 1).

Гидротермальная активность и изменения уровня моря

Возможная временная связь между гидротермальной активностью и гляциальными периодами в позднем плейстоцене связана с изменениями уровня моря и глобальным уменьшением количества открытого льда на планете. Начало образования ряда гидротермальных рудных объектов в пределах PPP совпадает с временными отрезками развития оледенений на поверхности Земли. Возможная положительная или отрица-

Таблица 2. Морские изотопных стадии за последние 250 тыс. лет по [23]

	5	Подстадии МИС							
МИС	Время начала МИС (тыс. л. н.)	межл	межледниковье/оледенение						
		Ι	G	Ι	G	Ι			
1	11	1							
2	24		2						
3	60	3a	3b	3c					
4	74		4						
5	130	5a	5b	5c	5d	5e			
6	190	6a	6b	6c	6d	6e			
7	244	7a	7b	7c	7d	7e			

Примечание. І – межледниковый период, G – ледниковый период.

тельная корреляция начала образования гидротермальной деятельности и уменьшения уровня моря связана с различным магматическим бюджетом и различными вмещающими породами в пределах сегментов рифтовых зон — базальтами и габбро-перидотитами внутренних океанических комплексов [4].

Гидротермальная активность, связанная с базальтами, формируется при высоком магматическом бюджете и проявляется на неовулканических поднятиях или фланговых зонах рифтовых долин. В пределах внутренних океанических комплексов гидротермальные системы всегда приурочены к бортам рифтовой долины, образуются при низком магматическом бюджете и связаны с глубоко проникающими разломными зонами



Рис. 2. Морская изотопно-кислородная шкала по [21, 23], отражающая эпохи похолодания и потепления, и датировки сульфидных руд, фиксирующих начало гидротермальной деятельности. Названия полей и их возрастные характеристики приведены в табл. 1. Цифрами на шкале обозначены морские изотопные стадии и подстадии. *I* – поля, связанные с ультраосновными породами; *2* – поля, связанные с основными породами.



Рис. 3. Схематическая модель расположения и образования сульфидных руд по [12] с изменениями. Рудные тела, связанные с базальтами (а) и с габбро-перидотитами (б).





Рис. 4. Результаты математического моделирования влияния уменьшения уровня моря на 60 м на магмогенерацию в пределах Срединно-океанических хребтов [16].

(детачментами), вдоль которых происходит подъем пород габбро-перидотового состава на поверхность морского дна (рис. 3).

Уменьшение уровня моря в течение ледниковых периодов понижает давление в верхних частях мантии, что, в свою очередь, возможно, приводит к магматической активности в пределах океанических хребтов [9]. По результатам математического моделирования влияния уменьшения давления вследствие изменений уровня Мирового океана на магматическую активность сделан вывод об увеличении магмогенерации в периоды понижения уровня моря, при этом больший вклад уменьшение давления оказывает именно на медленных и ультрамедленных океанических хребтах (рис. 4).

Увеличение магматической активности в свою очередь "запускает" систему рециклинга [26, 27]. Таким образом, изменения уровня моря во время оледенений могли приводить к зарождению гидротермальных систем. Периоды формирования рудных полей, расположенных в пределах магматических сегментов [14] и образованных при высоком магматическом бюджете на базальтовых породах, совпадают с гляциальными максимумами, в то время как для полей, связанных с текто-



Рис. 5. Схематическая модель образования гидротермальной системы при изменении уровня Мирового океана во время глобальных оледенений.

1 — базальты и долериты; 2 — габброиды; 3 — мантийные ультрамафиты; 4 — гидростатическое давление; 5 — температурная зона трансформации нисходящей ветви в восходящую; 6 — уровень проницаемости пород, достаточный для циркуляции; 7 — активная гидротермальная система; 8 — гидротермальные сульфидные отложения.

ническими сегментами и внутренними океаническими комплексами, такой прямой временной связи не наблюдается (рис. 2). По всей видимости связь оледенений и гидротермальной активности в условиях высокого магматического бюджета помимо ультрамедленных и медленно-спрединговых хребтов должна существовать и в пределах областях высоких скоростей спрединга. Косвенно это подтверждается корреляцией пиков гидротермальной активности в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и оледенения во время последнего гляциального максимума [20, 21]. Возможно, что влияние изменения давления на возникновение гидротермальной деятельности на дне океана в пределах быстроспрединговых хребтах меньше, чем на медленных. Дальнейшее изучение и сравнение этапов активизации гидротермальной активности в пределах САХ и ВТП поможет проверить гипотезу о влиянии оледенений на возникновение гидротермальной деятельности на дне океанов.

Понижение давления на дно океана, помимо увеличения магматической активности, также должно увеличивать проницаемость пород с глубиной [3]. Таким образом, в периоды глобальных оледенений морская вода может глубже проникать в недра океанических пород. Для образования стабильной циркуляционной системы необходимо движение флюида как в нисходящей, так и в восходящей ветви [2, 6]. Для этого необходимо, чтобы раствор мог разогреться до температуры, при которой он, достигнув критической точки, начал движение к поверхности дна. В случае повышенного гидростатического давления и пониженной проницаемости вмещающих пород раствор не будет нагреваться до температур, необходимых для формирования восходящей ветви. При уменьшении давления вследствие изменения уровня моря вода может достигать критической температуры, необходимой для трансформации нисходящей ветви гидротермальной системы в восходящую. При совпадении уровня температурной зоны трансформации и уровня проницаемости пород, достаточного для циркуляции гидротермальных флюидов, возможно зарождение и относительно длительное поддержание гидротермальной активности (рис. 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уменьшение гидростатического давления на дно океана может увеличивать продуктивность магматических процессов, инициирующих циркуляционные гидротермальные системы. Это подтверждается корреляцией между началом зарождения руд гидротермальных полей, связанных с базальтовыми породами, и гляциальных периодов. Таким образом, уменьшение гидростатического давления может провоцировать зарождение гидротермальных системы, а изменение уровня моря в ходе глобальных оледенений является катализатором активизации гидротермальной деятельности на дне океана.

Благодарности. Авторы выражают благодарность В.Ю. Кузнецову (СПбГУ) за определение возраста сульфидных руд и сотрудникам океанской поисково-съемочной партии (АО ПМГРЭ) за предоставленный рудный материал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.
- Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.
- Мироненко В.А. Динамика подземных вод: Учебник для вузов – 5-е издание, стереотипное. М.: Горная книга и изд–во Московского горного университета, 2009. 519 с.
- Мировой океан. Т. 3. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. М.: Научный мир, 2018. 708 с.
- Andersen M.B., Stirling C.H., Potter E.K. et al. Highprecision U-series measurements of more than 500,000 year old fossil corals // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 265. P. 229–245.
- Becker R., Langseth M.G., Von Herzen R.P., Anderson R.N. Deep crustal geothermal measurements. Hole 504B. Costa Rica Rift // J. of Geoph. Res. 1983. V. 88. P. 3447–3457.
- Cherkashov G., Kuznetsov V., Kuksa K. et al. Sulfide geochronology along the Northern Equatorial Mid-Atlantic Ridge // Ore Geology Reviews. 2017. V. 87. P. 147–154.
- Cherkashov G., Musatov A. Hydrothermal activity, sea level and glaciation: evidence of correlation from the Atlantic SMS deposits. Underwater Mining Conference // Deep-Sea Mining: Challenges of Going Further and Deeper Advances in Marine Research and Subsea Technology Beyond Oil & Gas. 2018. Norway. Bergen.
- Crowley J. W., Katz R. F., Huybers P. et al. Glacial cycles drive variations in the production of oceanic crust // Science. 2015. V. 347. Iss. 6227. P. 1237–1240.
- 10. *de Martin B. J., Sohn R. A., Canales J.B., Humphris S.E.* Kinematics and geometry of active detachment faulting beneath the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) hydrothermal field on the Mid-Atlantic Ridge // Geology 2007. V 35. № 8. P. 711–714.
- Escartín J., Smith D. K., Cann J. et al. Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere // Nature. 2008. V. 455. № 7214. P. 790– 794.
- Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. et al. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic hosted mineralization: a new type of oceanic Cu–Zn–Co–Au volcanogenic massive sulfide deposit // Diversity of submarine hydrothermal systems on slow spreading ocean ridge. 2010. Geophysical Monograph Series. V. 188. P. 297–320.
- German C.R., Parson L.M. Hydrothermal activity on the Mid-Atlantic Ridge: an interplay between magmatic and tectonic processes // Earth Planetary Science Letter. 1998. V. 160. P. 327–341.
- 14. *German C.R., Petersen S., Hannington M.D.* Hydrothermal exploration of mid-ocean ridges: Where might the

largest sulfide deposits be forming? // Chemical Geology. 2016. V. 420. P. 114–126.

- 15. *Han X., Fan W., Cai Y., Li M.* Extreme hydrothermal activity on Carlsberg Ridge during the last glacial stage: evidence from an off-axis sediment core // Workshop on Hydrothermal ore-forming processes and the fate of SMS deposits along slow and ultraslow spreading MOR. 2019. China. Hangzhou.
- Hasenclever J., Knorr G., Rüpke L.H. et al. Sea level fall during glaciation stabilized atmospheric CO2 by enhanced volcanic degassing // Nature Communication 2017. V. 8.
- 17. *Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. et al.* The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ^{18} O record.Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing. /Berger A. et al. Dordrecht: D. Reidel Publishing, 1984. P. 269–305.
- Lowell R.P., Farough A., Hoover J., Cummings K. Characteristics of magma-driven hydrothermal systems at oceanic spreading centers // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. 2013. V. 12. № 6. P. 14.
- Lund D.C., Asimow P.D. Does sea level influence midocean ridge magmatism on Milankovitch timescales? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. V. 12. № 12. P. 1–26.
- Lund D.C., Asimow P.D., Farley K.A. et al. Enhanced hydrothermal activity along the East Pacific Rise during the last two glacial terminations // Science. 2016. V. 351. Is. 6272. P. 478–482.
- Middleton J.L., Mukhopadhyay S., Mcmanus J.F., Langmuir C.H. Last glacial maximum and hydrothermal sediment fluxes on the Mid-Atlantic ridge // Goldschmidt. 2015. Abstracts 2123.
- Middleton J.L, Langmuir C.H., Sujoy Mukhopadhyay S. et al. Hydrothermal iron flux variability following rapid sea level changes // Geoph. Res. Letters. V. 43. 2016. P. 3848–3856.
- Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J. et al. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages // Quaternary Science Reviews. V. 111. P. 94–106.
- Shackleton N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial record // Proceedings of the Royal Society of London. 1969. B. 174. P. 135–154.
- 25. *Spratt R.M., Lisiecki L.E.* A Late Pleistocene sea level stack // Climate of the Past. 2016. V. 12. P. 1079–1092.
- Von Damm K.L., Oosting S.E., Kozlowski R. et al. Evolution of East Pacific Rise hydrothermal vent fluids following a volcanic eruption // Nature. 1995. V. 375. № 6526. P. 47–50.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Lisitsin A.P. et al. Tectonics of the Mid-Atlantic rift valley between the TAG and MARK areas (26–24° N): Evidence for vertical tectonism // Tectonophysics. 1989. V. 159 (1–2). P. 1–23.

Influence of Global Glaciation on the Origin of the Hydrothermal Activity Within Mid–Atlantic Ridge

A. E. Musatov^{a, #}, G. A. Cherkashov^{a, b}

^aVNIIOkeangeologia, Saint Petersburg, Russia ^bInstitute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia [#]e-mail: alexejmusatov@yandex.ru

Sea level changes during of the glacial periods on the Earth reduce hydrostatic pressure on the ocean bottom. The decrease of the hydrostatic pressure increase the produce of magmatic activity and, as a result, it could lead to forming hydrothermal systems [9, 19]. Thus, it is possible correlation between glacial periods and origin of the circulation hydrothermal systems. To test the hypothesis about the relationship between the formation of hydrothermal systems and the glacial periods, we compared the ²³⁰Th/U age dates of sulfide ores in the northern near equatorial zone of the Mid-Atlantic Ridge and marine isotopic stages, which reflecting the glacial and interglacial periods. The comparison show that the glacial periods coincide with the beginning of the formation of only ore objects, which are associated with basalts within the magmatic segments of the Mid-Atlantic Ridge. Contrariwise, the periods of formation of ore objects associated with tectonic segments of the ridge within the ocean oceanic complexes do not show connection with glaciation. We assume that connection between glaciations and origin of hydrothermal systems is determined by differences in the geological conditions for the formation seafloor massive sulfides within slow-spreading ridges.

Keywords: Mid-Atlantic Ridge, modern hydrothermal activity, marine isotope stages, ²³⁰Th/U dating, Late Pleistocene glaciations, seafloor massive sulphides

——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.435.3

О ВОЗДЕЙСТВИИ СИСТЕМЫ БУН НА ПЕСЧАНЫЙ БЕРЕГ

© 2020 г. И. О. Леонтьев^{1, *}, Т. М. Акивис^{1, **}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: igor.leontiev@gmail.com **e-mail: akivis@yandex.ru Поступила в редакцию 25.03.2019 г. После доработки 24.06.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

Предложена модель, объясняющая аккумуляцию наносов в системе бун с позиций закона сохранения массы. Осаждение материала в межбунных отсеках связывается с градиентом вдольберегового потока наносов, проходящего через поле бун. Важным параметром модели является протяженность зоны влияния сооружения Λ . Сделан вывод о том, что скорость аккумуляции максимальна, когда расстояние между бунами близко к Λ , а при его увеличении до 2 Λ накопление материала прекращается. Определены оптимальные соотношения между шагом системы бун, их длиной и шириной потока наносов. Полученные зависимости дают возможность осуществлять оперативный прогноз объема аккумуляции и расстояния, на которое выдвинется пляж в течение заданного времени (от нескольких часов до десятков лет). Примеры расчетов показывают, как управлять параметрами системы бун, чтобы достичь нужных результатов и уменьшить нежелательные последствия. Расчеты удовлетворительно согласуются с опубликованными данными наблюдений.

Ключевые слова: система бун, песчаный пляж, вдольбереговой расход наносов, аккумуляция, низовой размыв

DOI: 10.31857/S0030157420030041

введение

Система бун представляет собой ряд примыкающих к берегу линейных сооружений, отстоящих друг от друга на определенное расстояние. Применение бун для защиты морских берегов имеет давнюю историю, охарактеризованную, например, в работе [7]. Однако до сих пор нет устоявшегося мнения о том, насколько целесообразно использование подобных сооружений в тех или иных условиях. Некоторые специалисты акцентируют внимание на негативном влиянии бун на прилегающие участки берега, где возникает низовой размыв. Тем не менее, сооружения данного вида продолжают строиться, и известно множество примеров их успешной работы в плане расширения пляжей и укрепления берегов [6, 7, 11, 14-16]. Накопленный опыт ясно свидетельствует о том, что применение бун имеет смысл только при наличии достаточно заметного вдольберегового транспорта наносов, создаваемого волнами и сопутствующими течениями.

Ожидаемый эффект бун состоит в том, что они перехватывают часть вдольберегового потока, и материал, задержанный в межбунных отсеках, наращивает пляж (рис. 1). Хотя идея достаточно проста, ее реализация на практике не всегда приводит к желаемым результатам. Последствия зависят как от региональных условий, так и от параметров сооружений, включая их длину и шаг.

В связи с планированием использования бун для берегозащиты возникает ряд вопросов, например, как оценить годовой объем аккумуляции при заданных характеристиках бун, или при какой длине сооружений и при каком шаге системы можно обеспечить оптимальную скорость нарастания ширины пляжа? Попытки ответить на эти вопросы опираются, главным образом, на эмпирические аргументы [8, 11].

В последние десятилетия для расчетов используются также численные модели морфодинамики [12, 13], которые способны детально воспроизвести те или иные сценарии волновых воздействий при наличии береговых сооружений, но при этом подразумевают значительные затраты времени на подготовку данных и расчеты. Применение таких моделей целесообразно в тех случаях, когда уже сделан определенный выбор в пользу того или иного проекта. Однако на предварительной стадии, когда требуется приближенно оценить и сравнить различные варианты проекта, существенную



Рис. 1. Схема берега и системы бун. l_* – ширина потока наносов (активной области профиля), h_* – глубина замыкания, l_G – длина бун, h_G – глубина у головной части буны, l_c и z_c – ширина и возвышение пляжа, λ – расстояние между бунами или шаг системы, X_c – выдвижение береговой линии в результате работы бун.

помощь могут оказать более простые модели, отражающие суть процессов с меньшей детальностью, но позволяющие значительно сократить время на получение необходимой информации.

Вариант подобной модели представлен в настоящей работе. Аккумулирующий эффект системы бун объясняется с позиций закона сохранения массы. Результаты дают наглядное представление о том, как работает данная система при тех или иных условиях, и какие следствия может вызвать изменение ее параметров. Полученные зависимости дают возможность осуществлять оперативный прогноз объема аккумуляции и расстояния, на которое может выдвинуться пляж за определенный период времени. Также обсуждаются рекомендации в отношении выбора оптимальных параметров системы. Для верификации модели использованы опубликованные данные.

КОНЦЕПЦИЯ МОДЕЛИ

Исходным пунктом служит традиционное допущение о том, что изменения контура берега связаны, главным образом, с изменениями вдольберегового потока наносов, создаваемого волнами, а профиль дна близок к равновесию и может перемещаться вслед за контуром без заметных изменений формы.

Рассмотрим наиболее типичную ситуацию, когда длина бун l_G меньше ширины вдольберегового потока наносов l_* , и часть материала может проходить с внешней стороны сооружений (рис. 1). Также введем постулат, согласно которому, влияние преграды на поток наносов ограничивается определенным расстоянием Λ , как с наветренной, так и подветренной сторон сооружения (рис. 2).

Если шаг системы λ достаточно велик и удовлетворяет условию $\lambda \geq 2\Lambda$, то отдельные буны практически не влияют друг на друга и могут рассматриваться как независимые преграды для продольного перемещения наносов (рис. 2а). Перед преградой поток разгружается, а ниже по течению насыщается и восстанавливается до первоначального значения Q_0 . Аккумуляция с наветренной стороны препятствия вызывает выдвижение берега, а дефицит материала с подветренной стороны обусловливает отступание береговой линии. Для всех последующих элементов системы бун картина повторяется. Береговая линия приобретает волнообразный рисунок, однако ее среднее положение не изменяется, поскольку аккумуляция и размыв в целом компенсируют друг друга (рис. 2а).

Далее будет показано, что система бун способна накапливать материал только тогда, когда ее шаг λ меньше 2 Λ (рис. 26). Пусть в области, расположенной выше по течению, действующее волнение создает вдольбереговой расход наносов Q_0 . Первая буна (G_1) перехватывает его часть b_1Q_0 , и на ее створе продольный расход уменьшается до значения $Q_0 - b_1Q_0$. Величина b_1Q_0 , очевидно, эквивалентна скорости аккумуляции Ac_0 на участке перед первой буной: $Ac_0 = b_1Q_0$.

Ниже по течению расход возрастает по мере удаления от препятствия, и если бы расстояние λ_1 до следующей буны было 2Λ , то увеличение составило бы b_1Q_0 и поток восстановился бы до первоначального значения Q_0 (рис. 2а). Однако при меньших λ_1 увеличение может составить лишь



Рис. 2. Изменения потока наносов и контура берега при относительно большом (а) и относительно малом (б) расстояниях между бунами λ . Масштабом служит протяженность зоны влияния сооружения Λ .

часть $K_1 b_1 Q_0$, где $K_1 < 1$ и очевидно, зависит от λ_1 . Таким образом, максимальный расход наносов Q_1 для первого межбунного отсека S_1 должен быть равен

$$Q_1 = Q_0 - b_1 Q_0 + K_1 b_1 Q_0 = [1 - (1 - K_1) b_1] Q_0.$$

В области восстановления потока с подветренной стороны первой буны G_1 (рис. 2б) будет иметь место размыв со скоростью $K_1b_1Q_0$. В то же время в зоне разгрузки потока у наветренной стороны второй буны (G_2) наносы будут накапливаются со скоростью b_2Q_1 . Следовательно, результирующая аккумуляция в первом межбунном отсеке S_1 определится как

$$Ac_{1} = b_{2}Q_{1} - K_{1}b_{1}Q_{0} = = [b_{2}(1-b_{1}) - b_{1}(1-b_{2})K_{1}]Q_{0}.$$

Аналогичным путем найдем скорость аккумуляции в следующем отсеке (S_2):

$$Q_2 = [1 - (1 - K_2)b_2]Q_1,$$

$$Ac_2 = [b_3(1 - b_2) - b_2(1 - b_3)K_2]Q_1,$$

и в результате придем к соотношениям, определяющим расходы наносов и аккумуляцию в каждом n-ном межбунном отсеке (S_n):

$$Q_n = [1 - (1 - K_n) b_n] Q_{n-1}, \qquad (1)$$

$$Ac_{n} = [b_{n+1}(1-b_{n}) - b_{n}(1-b_{n+1})K_{n}]Q_{n-1},$$

$$n = 1, 2, 3, \dots, N-1,$$
(2)

где N — число бун в системе (число межбунных отсеков равно N — 1). Очевидно, расход наносов уменьшается вниз по течению, аккумуляция мак-

симальна в первом межбунном отсеке, а далее снижается (рис. 26).

Последняя буна в системе (с номером *N*) задерживает часть расхода наносов $b_N Q_{N-1}$, и на ее створе расход составляет $Q_{N-1} - b_N Q_{N-1} =$ = $(1 - b_N) Q_{N-1}$. Ниже по течению расход постепенно восстанавливается до первоначального значения Q_0 (рис. 26). Разность указанных расходов эквивалентна скорости низового размыва *Er_N*:

$$Er_{N} = Q_{0} - (1 - b_{N})Q_{N-1}.$$
(3)

Мы рассмотрели ситуацию, когда поток наносов направлен слева направо при взгляде с берега (рис. 1 и 2). При подходе волн справа от береговой нормали, направление потока меняется на противоположное, и его начальное значение Q_N имеет тот же смысл, что Q_0 . На участке справа от буны с номером N материал теперь аккумулируется со скоростью Ac_N , а низовой размыв со скоростью Er_0 фиксируется ниже первой буны. Нетрудно убедиться, что данная ситуация может быть описана теми же зависимостями (1)–(3) при некоторой их модификации.

Представляя найденные зависимости для скоростей аккумуляции (*Ac*) и размыва (*Er*) как функции расходов наносов на входе в систему бун (Q_0 и Q_N), придем к соотношениям:

$$Ac_0 = b_1 Q_0, \quad Ac_N = b_N Q_N. \tag{4}$$

$$Ac_{n} = a_{n} \prod_{1}^{n} c_{n} Q_{0}, \quad Ac_{n}' = a_{n}' \prod_{1}^{N-n} c_{n}' Q_{N},$$

$$n = 1, 2, 3, ..., N-1,$$
(5)

$$a_{n} = b_{n+1} (1 - b_{n}) - b_{n} (1 - b_{n+1}) K_{n},$$

$$c_{n} = 1 - (1 - K_{n}) b_{n},$$
(6)

$$a'_{n} = b_{n} (1 - b_{n+1}) - b_{n+1} (1 - b_{n}) K_{n},$$

$$c'_{n} = 1 - (1 - K_{n}) b_{n+1},$$
(7)

$$Er_{N} = \left[1 - (1 - b_{N})\prod_{1}^{N-1}c_{n}\right]Q_{0},$$

$$Er_{0} = \left[1 - (1 - b_{1})\prod_{1}^{N-1}c_{n}'\right]Q_{N},$$
(8)

где величины, обозначенные штрихом, отвечают потоку наносов, направленному справа налево.

В частном случае, когда каждая буна в системе характеризуется одной и той же величиной b = = const, а шаг системы постоянен ($\lambda = \text{const}$, K = = const), приведенные выше зависимости упрощаются:

$$Ac_0 = bQ_0, \quad Ac_N = bQ_N, \tag{9}$$

$$Ac_n = ac^n Q_0, \quad Ac'_n = ac^{N-n} Q_N,$$

$$n = 1, 2, 3, \dots, N-1,$$
(10)

$$a = b(1-b)(1-K), c = 1-(1-K)b,$$
 (11)

$$Er_{N} = [1 - (1 - b)c^{N-1}]Q_{0},$$

$$Er_{0} = [1 - (1 - b)c^{N-1}]Q_{N}.$$
(12)

ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИ

Определим параметры модели *b*, *K*, Λ , Q_0 и h_* . Величина *b*, представляющая долю расхода наносов, задержанную буной, зависит от отношения глубин у ее конца h_G и на границе вдольберегового потока h_* (рис. 1), и с учетом проницаемости сооружения ε_P оценивается как [5, 12]:

$$b = (1 - \varepsilon_p)(h_G/h_*), \quad h_G/h_* \le 1$$
(13)

(для сплошной конструкции $\varepsilon_P = 0$). Постоянство величин b_n , предполагаемое в (9)–(12), возможно в условиях однородного берега при одинаковой конструкции и длине бун.

Величина *K*, отражающая степень восстановления расхода наносов, должна увеличиваться с ростом расстояния между бунами λ и достигать максимума *K* = 1 при значении $\lambda/2\Lambda = 1$. Исходя из этого, можно принять

$$K = \lambda / 2\Lambda. \tag{14}$$

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

Протяженность области влияния сооружения А, согласно результатам [5], может быть оценена как

$$\Lambda = (l_G / l_*)^{0.5} l_*, \tag{15}$$

где l_G — длина буны, а l_* — длина активной части профиля, ограниченной глубиной h_* и возвышением пляжа z_c (рис. 1).

Вдольбереговой расход наносов на входе в систему бун Q_0 (или его эквивалент Q_N) определяет масштаб морфологических изменений и должен оцениваться с достаточной достоверностью. В данном случае используется хорошо зарекомендовавшая себя формула [3, 4]:

$$Q_0 = 0.005 \mu_h \left(0.8 + 0.02 \frac{\sqrt{gh_B}}{w_g} \right) \times$$

$$\times H_B^2 \sqrt{gh_B} \sin \Theta_B \cos \Theta_B,$$
(16)

где расход выражен в м³/ч, $\mu_h = 3600 \times \left[(\rho_g / \rho - 1)(1 - \sigma) \right]^{-1}$, ρ_g / ρ – отношение плотности твердых частиц к плотности воды, σ – пористость песчаного грунта, g – ускорение силы тяжести, w_g – скорость осаждения твердых частиц (гидравлическая крупность), h_B – глубина обрушения волн 1% обеспеченности в системе (с высотой $H_{1\%\infty}$),

$$h_{B} = \left(\frac{1}{4\pi\gamma_{B}^{2}}\right)^{0.4} H_{1\%\infty}^{0.8} \left(gT^{2}\right)^{0.2} \left(\frac{\cos\Theta_{\infty}}{\cos\Theta_{B}}\right)^{0.4}, \quad (17)$$

индексы " ∞ " и "*B*" относится к глубокой воде и к точке обрушения соответственно, $\gamma_B = 0.8$, *T* – период пика спектра волн. Под величиной H_B в (16) подразумевается среднеквадратичная высота в точке обрушения, которая с учетом рэлеевского распределения высот волн составляет $H_B = 0.37h_B$. Угол подхода волн при обрушении Θ_B (между лучом волны и нормалью к берегу) рассчитывается по закону рефракции $\sin\Theta/C = \text{const}$, где *C* – скорость распространения волн. Для оценки вдольберегового расхода наносов также можно рекомендовать версию известной формулы CERC, приведенную в [4].

Глубина замыкания h_* при единичном волновом воздействии эквивалентна определенной в (17) глубине обрушения h_B волн 1% обеспеченности [1]. В масштабах года или нескольких лет



Рис. 3. Оптимальное расстояние между бунами в функции их относительной длины l_G/l_* : *1* – отношение расстояния к длине активного профиля, λ/l_* , *2* – отношение расстояния к длине бун, λ/l_G .

величина h_* определяется высотой штормовых волн H_{s12h} , действующих не менее 12 ч в год [10]:

$$h_* = 2.8 H_{s12h}^{2/3}.$$
 (18)

ОПТИМАЛЬНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ БУН

Эффективность бун как механизма аккумуляции, согласно формулам (10)–(11), прямо пропорциональна величине a = b(1-b)(1-K). Произведение b(1-b) достигает максимума при b = 0.5, а значит, скорость аккумуляции в межбунном кармане максимальна, когда буна задерживает половину транспортируемого вдоль берега материала. Для этого, согласно (13), требуется, чтобы буна выходила на глубину, соответствующую половине глубины замыкания (имеется в виду непроницаемое сооружение).

Аккумулирующая способность бун должна возрастать при уменьшении K, т.е. при уменьшении относительного шага системы (см. формулу (14)). Однако при слишком малом расстоянии между препятствиями поток наносов в силу инерции просто не будет успевать реагировать на них. Введенная ранее длина зоны влияния сооружения Λ , по сути, характеризует расстояние, на котором поток наносов способен перестроиться под влиянием внешних факторов. Следовательно, минимальное расстояние между бунами λ должно быть не меньше Λ , а максимальное, как уже указывалось, не больше 2Λ :

$$\Lambda \le \lambda < 2\Lambda \quad \text{или} \quad 0.5 \le K < 1. \tag{19}$$

Данный интервал значений K ограничивает возможный шаг системы бун, а также определяет область применимости нашей модели.

Очевидно, при $\lambda = \Lambda$ или K = 0.5 аккумуляция оказывается максимальной. Данному условию, согласно (15), отвечают следующие зависимости между шагом системы бун λ и их длиной l_G :

$$\lambda/l_* = (l_G/l_*)^{0.5}$$

или $\lambda/l_G = (l_G/l_*)^{-0.5}$. (20)

Графики зависимостей (20) показаны на рис. 3.

При увеличении длины бун расстояние между ними также должно возрастать пропорционально $\sqrt{l_G}$. Для коротких бун, $l_G/l_* = 0.1$, оптимальный шаг системы близок к $3l_G$, тогда как для длинных сооружений, $l_G/l_* = 0.5$, расстояние λ должно составлять всего около 1.4 l_G . В связи с этим заметим, что значения λ/l_G , используемые на практике, обычно располагаются в диапазоне от 1 до 3 [7, 11].

ГОДОВЫЕ ОБЪЕМЫ АККУМУЛЯЦИИ И СМЕЩЕНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ

При действии волнения с данными параметрами в течение времени Δt объем аккумуляции в *n*-ном межбунном отсеке составит $V_n = Ac_n\Delta t$. Чтобы оценить годовой объем аккумуляции Ω_n , необходимо просуммировать элементарные объемы V_n , подсчитанные для различных градаций направлений (*j*) и высот (*i*) волн с учетом их продолжительности в течение года t_{wi} . При этом следует выделить направления слева от береговой нормали (*j*_L) и справа от нее (*j*_R) и подсчитать соответствующие объемы $\Omega_n^{(L)} = \sum_{j_L} \left(\sum_i A c_{ni} t_{wi} \right)_{j_L}$ и $\Omega_n^{(R)} = \sum_{j_R} \left(\sum_i A c'_n t_{wi} \right)_{j_R}$. С учетом соотношений (5) получим

$$\Omega_n = \Omega_n^{(L)} + \Omega_n^{(R)} = a_n \prod_{1}^n c_n Q_{0\Sigma} + a'_n \prod_{1}^{N-n} c'_n Q_{N\Sigma}, \quad (21)$$

$$Q_{0\Sigma} = \sum_{jL} \left(\sum_{i} Q_{0i} t_{wi} \right)_{jL}, \quad Q_{N\Sigma} = \sum_{jR} \left(\sum_{i} Q_{Ni} t_{wi} \right)_{jR}, \quad (22)$$

где $Q_{0\Sigma}$ и $Q_{N\Sigma}$ — годовые потоки наносов, поступающие соответственно к левой и правой границам поля бун (м³/год).

Накопление материала приведет к выдвижению пляжа и всего активного профиля берега на среднее расстояние Δx_n . В соответствии с условием сохранения массы и принятым допущением о сохранении свойств активного профиля имеем равенство $\Omega_n = (h_* + z_c)\lambda_n\Delta x_n$, откуда среднее годовое расширение пляжа определится как

$$\Delta x_n = \frac{\Omega_n}{(h_* + z_c)\lambda_n}.$$
 (23)

На прилегающих участках, расположенных слева и справа от поля бун (S_0 и S_N , рис. 26), годовой баланс наносов определяется разностью суммарных объемов аккумуляции и низового размыва: $\Omega_0 = \sum_{j_L} \left(\sum_i A c_{0i} t_{wi} \right)_{j_L} - \sum_{jR} \left(\sum_i E r_{0i} t_{wi} \right)_{jR}$ и $\Omega_N = \sum_{j_R} \left(\sum_i A c_{Ni} t_{wi} \right)_{j_R} - \sum_{jL} \left(\sum_i E r_{Ni} t_{wi} \right)_{jL}$. С учетом (4) и (8) результирующие объемы Ω_0 и Ω_N выражаются как

$$\Omega_0 = b_1 Q_{0\Sigma} - \left[1 - (1 - b_1) \prod_{1}^{N-1} c'_n \right] Q_{N\Sigma}, \qquad (24)$$

$$\Omega_N = b_N Q_{N\Sigma} - [1 - (1 - b_N)] \prod_{1}^{N-1} c_n Q_{0\Sigma}.$$
 (25)

Средние годовые смещения береговой линии за краями поля бун Δx_0 и Δx_N определяются по аналогии с (23) как

$$\Delta x_0 = \frac{\Omega_0}{\left(h_* + z_c\right)L}, \quad \Delta x_N = \frac{\Omega_N}{\left(h_* + z_c\right)L}, \tag{26}$$

где *L* — протяженность областей возмущений. Воздействие системы бун на прилегающие участки берега подобно воздействию одиночного препятствия соответствующего размера, для которого

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

длина областей возмущений *L* увеличивается с течением времени в соответствии с зависимостью [5]:

$$L = \Lambda \sqrt{t_Y},\tag{27}$$

где Λ определяется из (15), а t_{γ} — число лет, прошедших после строительства сооружения. Величины Δx_0 и Δx_N , очевидно, могут быть как положительными (берег выдвигается), так и отрицательными (берег отступает).

КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ

Для сравнительно небольших интервалов времени годовой объем аккумуляции Ω_n и прирост пляжа Δx_n приблизительно постоянны [15], а полная ширина пляжа X_{cn} прямо пропорциональна числу прошедших лет t_Y : $X_{cn} = t_Y \Delta x_n$. Однако по мере выдвижения пляжа аккумуляция должна замедляться вследствие ослабления улавливающей способности бун. Иначе говоря, при $X_{cn} \rightarrow l_{Gn}$ должно быть $\Omega_n \rightarrow 0$ и $\Delta x_n \rightarrow 0$. Этот тренд учитывается в рассматриваемой модели с помощью функции обратной связи f_n :

$$f_n = \left[1 - X_{cn} / (l_{Gn} - l_c)\right]^{0.5}, \quad X_{cn} \ge 0,$$
(28)

которая в качестве дополнительного множителя включается в зависимость (21), а также в первые слагаемые в правой части зависимостей (24) и (25). Ширина пляжа X_{cn} подсчитывается суммированием элементарных смещений Δx_n , которые уменьшаются с каждым шагом по времени. Пляж нарастает до тех пор, пока не достигаются равенства $X_{cn} = (l_{Gn} - l_c)$ или $X_{cn} = (l_{Gn+1} - l_c)$, означающие заполнение межбунного кармана S_n и прекращение аккумуляции ($b_n = 0$ или $b_{n+1} = 0$).

Смещения берега за пределами системы X_{c0} и X_{cN} отражают средние изменения в пределах длины *L*. Однако в случае аккумуляции выдвижение берега непосредственно у сооружения оказывается вдвое больше среднего [2, 5]. Следовательно, достижение условий $X_{c0} = 0.5(l_{G1} - l_c)$ или $X_{cN} = 0.5(l_{GN} - l_c)$ означает заполнение входящего угла у первой или последней буны, которая, таким образом, перестает быть препятствием для вдольберегового транспорта наносов ($b_1 = 0$ или $b_N = 0$). Для отслеживания указанных условий при расчетах рекомендуется использовать шаг по времени порядка 0.1 года.

В качестве иллюстрации приведем несколько примеров 3-х летнего прогноза изменений песчаного морского берега под влиянием системы бун, включающей 5 элементов (рис. 4). Береговой



Рис. 4. Примеры прогноза изменений песчаного берега под влиянием системы бун. *1* – начальная береговая линия, *2* – среднее положение берега через 3 года после строительства бун (для теста 6 – через 9 лет). Исходные данные приведены в тексте.
Тест	<i>h_G</i> , м	<i>l_G</i> , м	λ, м	Ω ₁ , м ³	<i>h</i> _∗ , м	<i>l</i> _* , м	b	Λ, м	K	<i>Ас</i> , м ³ /ч	$\Omega_1^{(c)}$, м ³
NT3	0.10	2.0	3.2	0.01	0.133	2.3	0.75	2.14	0.75	0.0014	0.011
NT5	0.07	1.6	2.6	0.02			0.53	1.92	0.68	0.0024	0.019

Таблица 1. Условия экспериментов в волновом бассейне [9] и результаты моделирования

профиль охарактеризуем достаточно типичными параметрами $h_* = 7 \text{ м}, z_c = 1 \text{ м}, l_* = 350 \text{ м}, l_c = 10 \text{ м}$ (см. рис. 1).

Базовая длина сооружений составляет $l_G = 30$ м, глубина на конце $h_G = 1$ м, а шаг системы $\lambda = 120$ м, причем наносы перемещаются либо только в одну сторону (тест 1: $Q_{0\Sigma} = 40$ тыс. м³/год), либо в противоположных направлениях (тесты 2, 3, 4, 5 и 6: $Q_{0\Sigma} = 40$, $Q_{N\Sigma} = 20$ тыс. м³/год).

В тесте 1 через 3 года происходит заполнение входящего угла перед первой буной, ускоряющее аккумуляцию в примыкающем межбунном отсеке. Низовой размыв превышает 25 м. В тесте 2 объем аккумуляции внутри системы увеличивается, а размыв сокращается. Очевидно, при двухстороннем питании негативное влияние бун менее ощутимо.

В тесте 3 исходные данные прежние, за исключением шага системы λ , который увеличен в полтора раза (до 180 м). При этом скорость нарастания пляжа внутри системы падает в несколько раз, что подчеркивает роль параметра λ .

В тесте 4 увеличены длина бун (l_G = 45 м) и глубина у их окончания (h_G = 1.5 м). В результате возрастают аккумуляция в системе, а также протяженность областей влияния сооружений.

Тесты 5 и 6 относятся к неоднородным бунам, которые последовательно укорачиваются к правому краю поля. Считается, что такая мера помогает уменьшить низовой размыв [8, 11]. В тесте 5 размыв, действительно, меньше, чем в аналогичном тесте 2 с однородными бунами, но при этом сокращается и аккумуляция.

Условия теста 6 те же, но время прогноза увеличено втрое (до 9 лет). К этому времени межбунные отсеки полностью заполняются, наносы обходят сооружения с внешней стороны, низовой размыв прекращается и положение береговой линии стабилизируется.

Приведенные результаты наглядно демонстрируют возможность регулирования эффекта бун с помощью изменения их параметров. Заметим, что контур береговой линии в зонах влияния сооружения может быть определен с помощью модели [5].

ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ

Для верификации модели использовались опубликованные данные, полученные как в лабораторных, так и натурных условиях.

Пример волнового бассейна. Морфологический эффект бун рассматривался в экспериментальном исследовании [9]. В одном из тестов первоначально плоский песчаный береговой склон подвергался 12-часовому воздействию нерегулярного волнения (значимая высота волн 0.08 м, период спектрального пика 1.15 с, угол подхода 11.6°), в результате чего вырабатывался устойчивый рельеф. Он служил эталоном для сравнений с рельефом, сформированным при наличии двух непроницаемых бун. Вдольбереговой транспорт наносов составлял в среднем 48 кг/ч, что при стандартных значениях плотности и пористости песка соответствовало объемному расходу $Q_0 = 0.030 \text{ м}^3/\text{ч}.$

Условия опытов отражены в табл. 1. Для сравнения выбраны два теста (NT3 и NT5), удовлетворяющие требованию модели $l_G/l_* < 1$. Параметры бун и объемы аккумуляции в межбунном отсеке Ω_1 определены по графикам, приведенным в работе [9].

В правой части табл. 1 представлены расчетные параметры модели. Глубина замыкания h_* принималась равной глубине h_B , определяемой формулой (17). В последней колонке таблицы приведены расчетные объемы аккумуляции $\Omega_1^{(c)}$, которые, как видно, довольно близки к измеренным значениям Ω_1 . Полученные результаты подтверждают отмеченную ранее тенденцию к увеличению скорости аккумуляции *Ac* при $b \rightarrow 0.5$, а также при уменьшении величины *K*.

Пример ЮЗ побережья Индии. В работе [14] описан опыт применения бун для наращивания песчаного пляжа на подверженном размыву участке юго-западного побережья Индии. Береговая линия здесь приблизилась непосредственно к возведенной ранее защитной стенке (рис. 5). После строительства двух бун пляж стал быстро нарастать, особенно с внешней стороны буны G_1 , обращенной навстречу доминирующему потоку наносов (70–100 тыс. м³/год).



Рис. 5. Изменения берега под влиянием бун (юго-западное побережье Индии [14]). *1* – защитная стенка, маркирующая положение уреза в 2009 г., *2* – положение береговой линии, зафиксированное в 2014 г. (через 5 после строительства бун), *3* – средние смещения берега согласно расчетам.



Рис. 6. Эволюция берега на участке Уэстхэмптон Бич, о. Лонг-Айленд [7, 13]. *1* – условная начальная береговая линия 1965 г., *2* – береговая линия 2015 г., отвечающая прогнозу [13], *3* – то же в соответствии с нашей моделью.

Как видно на рис. 5, через 5 лет после строительства бун берег выдвинулся до конца первой буны. Низовой размыв, по-видимому, переместился в область, расположенную за пределами защитной стенки.

При расчетах были приняты следующие параметры берегового профиля и бун: $Q_{0\Sigma} = 85$ тыс. м³/год, $h_* = 7$ м, $l_* = 300$ м, $z_c = 0$, $l_c = 0$, $l_G = 35$ м, $h_G = 0.7$ м, $\lambda = 150$ м. Прогнозируемое положение береговой линии также показано на рис. 5. Согласно расчетам, за 3.5 года пляж должен был выдвинуться до конца первой буны, что должно было ускорить аккумуляцию в межбунном отсеке. Предсказанные и измеренные смещения берега одного порядка.

Пример побережья о. Лонг-Айленд. Речь идет о береговом участке Уэстхэмптон Бич, где для защиты от штормовых размывов была построена система из 16 бун (рис. 6). Строительство началось в 1965 г. и продолжалось несколько лет.

Объектом для сравнения в данном случае служит береговая линия 2015 г., предсказанная по модели [13] на основе исходных данных 1995 г. (рис. 6). В наших расчетах за основу была принята условная прямая линия берега, предположительно, отражающая его среднее положение в 1965 г. и, таким, образом, срок нашего прогноза – 50 лет. Использовались следующие значения параметров берега и системы бун: $Q_{0\Sigma} = 100$ тыс. м³/год, $h_* = 8$ м, $l_* = 700$ м, $z_c = 3$ м, $l_c = 30$ м, $l_G = 145$ м, $h_G = 2.5$ м, $\lambda = 400$ м. Фактические параметры отдельных бун несколько отличаются друг от друга, но при расчетах они принимались однородными.

Как видно на рис. 6, наиболее заметные различия результатов расчетов по двум моделям отмечаются у левого края поля (буна G_1), где наша модель завышает аккумуляцию, а также у правого края (буны G_{14} — G_{16}), где модель [13] предсказывает размыв. В остальном обе расчетные береговые линии повторяют друг друга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенная модель объясняет аккумуляцию в системе бун с позиций закона сохранения массы. Осаждение материала в межбунных отсеках связывается с градиентом вдольберегового потока наносов, проходящего через поле бун. Скорость процесса контролируется как величиной потока, так и параметрами сооружений. Временной масштаб моделируемых морфологических изменений варьируется от нескольких часов (отдельные волновые ситуации) до нескольких лет.

Одним из ключевых параметров модели является протяженность зоны влияния сооружения Λ . Скорость аккумуляции в системе бун оказывается максимальной, когда расстояние между ними близко к Λ . Если же указанное расстояние достигает 2Λ , то накопление материала в межбунных карманах прекращается.

Хотя величина Λ довольно условна, ее введение помогает упростить анализ проблемы и найти оптимальные соотношения между шагом системы бун λ , их длиной l_G и шириной активной области берегового профиля l_* . Для коротких бун $(l_G/l_*$ около 0.1) оптимальное расстояние между ними близко к $3l_G$, тогда как для длинных сооружений $(l_G/l_*$ около 0.5) оно составляет 1.4 l_G .

Длина бун тесно связана с другим параметром модели, b, характеризующим долю потока наносов, перехваченную буной. Максимуму аккумуляции отвечает значение b = 0.5, подразумевающее, что буна оканчивается на глубине, составляющей половину глубины замыкания. Это однако означает серьезное вмешательство в природные процессы. Для снижения уровня воздействий, по-видимому, лучше использовать более короткие буны, отвечающие меньшим значениям b, что целесообразно и по экономическим соображениям.

Основными показателями проекта, связанного с бунами, являются объемы аккумуляции, расширение пляжа и низовой размыв на заданный момент времени. Приведенные примеры расчетов показывают, как можно управлять параметрами системы бун, чтобы достичь поставленной цели и уменьшить нежелательные явления. Смягчение последних может быть достигнуто путем внесения дополнительного количества материала в межбунные отсеки.

Для краткосрочного прогноза в ряде случаев допустимо условие равномерного накопления материала и нарастания пляжа в межбунных отсеках. Вместе с тем, по мере приближения края пляжа к головной части буны аккумуляция должна замедляться. Эта тенденция учитывается в рассматриваемой модели включением функции обратной связи, зависящей от отношения текущей ширины пляжа к длине буны. Результаты расчетов в основном подтверждаются опубликованными данными наблюдений. Источник 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

- Леонтьев И.О. Динамика прибойной зоны. М.: Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1989. 184 с.
- 2. Леонтьев И.О. Изменения береговой линии моря в условиях влияния гидротехнических сооружений // Океанология. 2007. Т. 47. № 6. С. 940–946.
- 3. Леонтьев И.О. Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 с.
- 4. Леонтьев И.О. О расчете вдольберегового транспорта наносов // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 226-232.
- 5. Леонтьев И.О. Изменения контура берега, вызванные поперечным сооружением в береговой зоне моря // Геоморфология. 2018. № 3. С. 32–39. https://doi.org/10.7868/S0435428118030033
- 6. *Пешков В.М.* Береговая зона моря. Краснодар: Лаконт, 2003. 350 с.
- 7. Прушак З., Островский Р., Бабаков А.Н., Чубаренко Б.В. Основные принципы использования бун в качестве берегозащитных сооружений // Геоморфология. 2014. № 3. С. 91–104.
- СП 277.1325800.2016. Свод Правил. Сооружения морские берегозащитные. Минстрой России. Москва, 2016.
- Badiei P., Kamphuis J.W., Hamilton D.G. Physical experiments on the effects of groins on shore morphology. // 24th Int. Conf. on Coastal Eng. ASCE. Kobe, Japan, 1994. P. 1782–1796.
- Capobianco M., Larson M., Nicholls R.J. Kraus N.C. Depth of closure: a contribution to the reconcillation of theory, practice and evidence // Int. Conf. "Coastal Dynamics'97". Plymouth, 1997. P. 506–515.
- 11. Coastal Engineering Manual (CEM). Part V. Chap. 3. Shore protection project. EM 1110–2–1100. 2002.
- Hanson H. GENESIS: a generalized shoreline change numerical model // J. of Coastal Res. 1989. V. 5. № 1. P. 1–27.
- Hanson H., Larson M., Kraus N.C. Calculation of beach under interacting cross-shore and longshore processes // Coastal Engineering. 2010. V. 57. P. 610–619.
- 14. *NoujasV., Thomas K.V., Ajeesh N.R.* Shoreline management plan for a protected but eroding coast along the south-west coast of India // International Journal of Sediment Research. 2017. № 2. https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2017.02.004i
- Schoonees J., Theron A., Bevis D. Shoreline accretion and sand transport at groynes inside the port of Richard Bay // Coastal Engineering. 2006. V. 53. P. 1045–1058.
- Süme V. Shoreline changes in three groin fields on the eastern Black Sea coast // Fresenius Environmental Bulletin. 2018. V. 28. № 1. P. 125–131.

483

ЛЕОНТЬЕВ, АКИВИС

The Effect of a Groin Field on a Sandy Beach

I. O. Leont'yev^{a, #}, T. M. Akivis^{a, ##}

^aShirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia [#]e-mail: igor.leontiev@gmail.com ^{##}e-mail: akivis@vandex.ru

A model explaining sediment accumulation within the system of groins from the point of view of mass conservation has been developed. The model revealed that the sedimentation between the groins is connected to the gradient of the adjacent alongshore sediment transport. The important model parameter is the length Λ of the influence zone of the construction. It is shown that the accumulation rate reaches its maximum when the distance between the groins is close to Λ whilst the accretion of the material terminates when the distance is close to 2Λ . The optimal relationships between the groins separation distance, their length and the sediment flux width has been obtained. This allows operational forecasting of the accumulation volume and the distance over which the beach advances within time periods from hours till decades. The model is capable of calculating optimal parameters of the groins system, to achieve the required performance and avoid unnecessary effects. The calculations are in reasonable agreement with published observations.

Keywords: groin field, sandy beach, longshore sediment transport, accretion, down-drift erosion

УДК 551.465

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕДИМЕНТОСИСТЕМ ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКИ В 75-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ"

© 2020 г. А. А. Клювиткин^{1,} *, М. Д. Кравчишина¹, И. А. Немировская¹, Б. В. Баранов¹, А. И. Коченкова¹, А. П. Лисицын¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия *e-mail: klyuvitkin@ocean.ru Поступила в редакцию 11.12.2019 г. После доработки 11.12.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

Приведена информация о первых результатах системных океанологических исследований европейской части Арктики в 75-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш". Экспедиция охватила акватории Норвежского, Гренландского и Баренцева морей. Основная цель – сопряженное изучение рассеянного осадочного вещества (аэрозоли, водная взвесь) и донных осадков с акцентом на процессы седиментогенеза и раннего диагенеза в сочетании с палеоокеанологическими реконструкциями. Продолжены начатые ранее [1] исследования роли эндогенного материала в современных осадочных процессах в океане на примере субполярного участка (хребет Мона) Срединно-Атлантического хребта.

Ключевые слова: седиментация, атмосферные аэрозоли, водная взвесь, донные осадки, диагенез, метан, эндогенное вещество, углеводороды, Арктика **DOI:** 10.31857/S003015742003003X

Северная Атлантика и западная часть Евразийской Арктики играют ключевую роль в системе формирования климата Европы. Процессы, определяющие температуру в Арктике, являются одними из наиболее чувствительных элементов окружающей среды. В последние годы усиливается "атлантификация" Северного Ледовитого океана, что способствует переносу тепла и вещества через пролив Фрама и Баренцево море [4, 5].

Основная цель экспедиции — сопряженные седименто-биогеохимические, геологические и экологические исследования европейской части Арктики в системе рассеянное осадочное вещество приводного слоя атмосферы и водной толщи верхний слой осадка — подстилающие донные отложения. Изучение одновременно рассеянных (взвесь) и связанных (донные осадки) форм осадочного вещества позволит обоснованно судить об изменениях морской среды и климата Европы [2].

В ходе экспедиции (27 мая—30 июня 2019 г.) выполнена 91 океанологическая станция, пройдено 5800 морских миль (рис. 1). Район исследований охватывал активные срединно-океанические хребты Мона и Книповича, отмерший хребет Эгир, глубоководные котловины Норвежского и Гренландского морей, континентальный склон архипелага Шпицберген, желоба-троги западной континентальной окраины Баренцева моря и его южный шельф. Для этих структур составлены как генеральные, так и локальные батиметрические профили, а для полигонов детальных исследований в пределах гидротермальных полей хребта Мона подготовлены батиметрические карты. Были получены новые данные, которые позволят исследовать тектоническое строение и гидротермальную активность изученного региона.

Выполнены разрезы по гидрологическим параметрам субширотного и субмеридионального простирания, что позволит оценить сезонный перенос атлантических вод в арктический бассейн, выявить положение и влияние Полярного фронта на структуру вод, планктонное сообщество и на особенности формирования состава взвеси в раннелетний сезон.

Проведено детальное опробование водной и осадочной толщ на четырех гидротермальных полях, расположенных в пределах Ян-Майенского осевого вулканического поднятия в южной части хребта Мона. Исследовано гидротермальное поле Локи Касл на севере хребта Мона. У дна выявлены аномалии температуры, плотности, концентрации кислорода и метана. Отобраны пробы воды, взвеси, гидротермально измененные донные осадки, образцы гидротермальных построек и марганцевые корки с низким содержанием железа.



Рис. 1. Карта-схема района работ и выполненных исследований в 75-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш", май-июнь 2019 г.

1 – комплексные океанологические станции, *2* – отбор донных осадков ДЧ, *3* – отбор донных осадков МК, *4* – отбор донных осадков ТБД, *5* – АГОС, *6* – маршрут судна.

Выполнен отбор донных осадков и воды в местах выходов метансодержащих растворов и газовых струй из осадочных толщ (холодные метановые сипы) на континентальной окраине архипелага Шпицберген и в желобе Стурфьорд. В центральной части Баренцева моря обследованы два кратера (около километра диаметром), связанных с крупномасштабным выбросом метана, образовавшегося при бурном разложении газогидратов в результате отступления ледникового щита [3].

Аэрозоли приводного слоя атмосферы изучены на содержание черного (сажевого) углерода. На открытых морских участках преобладают низкие концентрации сажевого углерода (10–50 нг/м³), которые допустимо считать фоновыми. Повышенные концентрации сажевого углерода (80– 90 нг/м³) встречаются в Норвежском и Баренцевом морях вблизи берега вдоль рекомендованного маршрута движения судов.

Исследование рассеянного осадочного вещества водной толщи выполнялось параллельно несколькими взаимодополняющими методами. Выделение вещества проводилось с помощью вакуумной фильтрации. Гранулометрический состав определялся кондуктометрическим методом на счетчике частиц Коултера Весктап Coulter Multisizer 3. Впервые в составе зондирующего комплекса SBE911 помимо обычного нефелометра WET Labs был задействован лазерный анализатор частиц Sequoia LISST-deep, который позволяет получать непрерывный вертикальный профиль гранулометрического состава и объемной концентрации взвеси *in situ*.

Вертикальные потоки осадочного вещества изучали с помощью седиментационных ловушек в составе автоматических глубоководных седиментационных обсерваторий (АГОС). В Лофотенской котловине поднята АГОС, завершившая 2-летний цикл работы. Новая долгосрочная постановка АГОС выполнена на периферии гидротермального поля Локи Касл с целью оценить внутригодовую изменчивость потока эндогенного вещества на изученном участке Срединно-Атлантического хребта. Краткосрочные АГОС отработали на гидротермальном полигоне Ян-Майен: поле Тролльвегген и Сориа Мориа. В составе осадочного вещества в придонном 30-ти метровом слое установлены сульфидные и сульфатные минералы гидротермального генезиса, а самописцы среды АГОС (температура, течения, акустическая прозрачность и др.) выявили динамику латеральных потоков изученных гидротермальных плюмов.

Донные осадки с поверхности отбирали дночерпателем (ДЧ) "Океан-0.25". Детальность отбора ненарушенного верхнего слоя с дискретностью 0.5-1 см достигалась с помощью мультикорера (MK) KUM MiniMUC. Обработано 27 МК и 80 ДЧ, произведена отмывка материала ледового разноса из ДЧ. В желобе Квейтола к северо-западу от о. Медвежий ударной трубкой большого диаметра отобрана колонка донных осадков длиной 7.05 м. Вскрыта толща донных осадков дрифта Квейтола с включениями целых раковин двустворчатых моллюсков, перспективных для установления абсолютного возраста радиоуглеродным методом. Колонка представляет интерес для исследования климатических колебаний, миграций Полярного фронта и палеопродуктивности европейской части Арктики за последние ~7 тыс. лет.

Эколого-геохимические исследования выявили увеличение концентрации углеводородов (УВ) во взвеси поверхностного слоя южной части Баренцева моря по сравнению с восточными и западными разрезами в районе Шпицбергена. В открытой части акватории содержание и состав УВ формируют природные процессы. В придонном слое концентрация УВ значительно ниже. Отмечены различия в составе алканов из взвеси придонного горизонта и наилка.

Благодарности. Авторы признательны капитану Ю.Н. Горбачу, команде и всему научному составу за помощь в экспедиции.

Источники финансирования. Экспедиция проведена в рамках госзадания Минобрнауки России (тема 0149-2019-0007). Эколого-геохимические исследования проводились при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00234), работа АГОС обеспечена Российским фондом фундаментальных исследований (грант № 19-05-00787).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Боев А.Г. и др.* Гидротермальные минеральные ассоциации на 71° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (первые результаты) // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 73–91.
- Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II / Отв. ред. Лобковский Л.И., Нигматулин Р.И. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
- Andreassen K., Hubbard A., Winsborrow M. et al. Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor // Science. 2017. V. 365. Is. 6341. P. 948–953.
- Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import // Nature Climate Change. 2018. V. 8. P. 634–639.
- Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B. et al. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Science. 2017. V. 365. Is. 6335. P. 285–291.

Studies of Sediment Systems of the European Arctic during the 75th Cruise of the Research Vessel Akademik Mstislav Keldysh A. A. Klyuvitkin^{*a*, #}, M. D. Kravchishina^{*a*}, I. A. Nemirovskaya^{*a*}, B. V. Baranov^{*a*},

A. I. Kochenkova^{*a*}, A. P. Lisitzin^{*a*}

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia [#]e-mail: klyuvitkin@ocean.ru

First results of systemic oceanological studies of the European part of the Arctic during the 75th cruise of the RV *Akademik Mstislav Keldysh* are reported. The expedition covered the waters of the Norwegian, Greenland and Barents Seas. The main goal was a conjugate study of dispersed sedimentary matter (atmospheric aerosols, water suspended particulate matter) and bottom sediments with an emphasis on the processes of sedimentogenesis and early diagenesis in combination with paleooceanological reconstructions. The earlier studies [1] of the role of endogenous material in modern sedimentary processes in the ocean using the example of a subpolar section (Mona Ridge) of the Mid-Atlantic Ridge are continued.

Keywords: sedimentation, atmospheric aerosols, suspended particulate matter, bottom sediments, diagenesis, methane, endogenous substance, hydrocarbons, the Arctic УДК 551.46+551.352

КОМПЛЕСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОН ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ ДОЛДРАМС И ВИМА В 45-м РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА "АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ"

© 2020 г. Е. В. Иванова^{1, *}, С. Г. Сколотнев², Д. Г. Борисов¹, А. Н. Демидов^{1, 3}, А. С. Бич¹, Ф. Н. Гиппиус^{1, 3}, А. С. Грязнова⁴, К. О. Добролюбова², Т. Ф. Зингер¹, Д. М. Коршунов^{1, 5}, О. В. Левченко¹, В. В. Машура¹, Ф. Муччини⁶, Н. В. Немченко^{1, 5}, А. А. Пейве², А. Н. Перцев⁷, К. Сани⁸, А. Санфилиппо⁸, Н. В. Симагин¹, С. Ю. Соколов², К. Феррандо⁸, Н. П. Чамов², И. Б. Шаховской¹, К. Н. Шолухов⁷

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³Московский государственный университет, географический факультет, Москва, Россия ⁴Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

⁵ Московский государственный университет, геологический факультет, Москва, Россия ⁶ Национальный институт геофизики и вулканологии, Рим, Италия

⁷Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, Россия ⁸Факультет наук о Земле и окружающей среде, Павийский университет, Павия, Италия

> **e-mail: e_v_ivanova@ocean.ru* Поступила в редакцию 10.12.2019 г. После доработки 10.12.2019 г. Принята к публикации 16.12.2019 г.

Приведены сведения о комплексе геолого-геофизических, литолого-палеоокеанологических, гидрофизических и биологических исследований в Центральной Атлантике в 45-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в октябре—ноябре 2019 г. Обсуждаются предварительные результаты экспедиции.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, Антарктические донные воды, трансформные разломы, контуриты

DOI: 10.31857/S0030157420030028

Международная комплексная экспедиция на НИС "Академик Николай Страхов" (45-й рейс) в Центральной Атлантике проведена Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН по утвержденной Министерством науки и образования Российской Федерации экспедиционной программе с 25 октября (порт Миндело, Кабо-Верде) по 1 декабря 2019 г. (порт Санта-Круз-де-Тенерифе, Канарские острова, Испания). В экспедиции приняли участие 24 сотрудника. Руководство осуществлялось начальником экспедиции Е.В. Ивановой (ИО РАН) и заместителями начальника экспедиции С.Г. Сколотневым (ГИН РАН) и Д.Г. Борисовым (ИО РАН). Задачи рейса решались отрядами геологии (начальник А.А. Пейве, ГИН РАН), литологии и попутных биологических наблюдений (начальник Т.Ф. Зингер, ИО РАН) и гидрологии (начальник А.Н. Демидов, АО ИО РАН).

Основные цели экспедиции:

 изучение геодинамических условий формирования океанической коры, тектонических, магматических и гидротермальных процессов на межплитных границах мегатрансформного типа на полигоне Долдрамс, включающем центральные части зон разломов Богданова, 7°40′ с.ш., Вернадского, Долдрамс и Архангельского;

 литолого-палеоокеанологические исследования глубоководных четвертичных отложений в трансформных долинах Долдрамс и Вима для изучения влияния придонной циркуляции на осадконакопление и выявления источников латеральной и вертикальной седиментации;

гидрофизические измерения в глубоководных проходах трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта (САХ) для получения новой информации о структуре слоя Антарктических донных вод (ААДВ), оценки скоростей, изменчивости и механизма водообмена между Западной и Восточной Атлантикой;

– попутные биологические наблюдения.

Основные виды работ в экспедиции включали детальную батиметрическую съемку дна с помо-



Рис. 1. Маршрут экспедиции и полигоны детальных работ Долдрамс и Вима.

щью судового многолучевого глубоководного эхолота SeaBat 7150 — 12 кГц (фирмы RESON) с сонарной модой записи акустических сигналов, сейсмоакустическое профилирование с помощью судового профилографа EdgeTech 3300 (частота 2–6 кГц), измерения аномального магнитного поля с помощью магнитометра SeaSpy Marine Magnetics, опробование дна методом драгирования, отбор донных осадков ударной трубкой и дночерпателем, гидрофизическое зондирование и измерения скорости течений, попутные наблюдения за летучими рыбами и питающимися ими хищниками.

За время экспедиции выполнены 97000 км² батиметрической съемки и 9700 км сейсмоакустического профилирования на полигонах и по всему маршруту за исключением экономических зон Кабо-Верде и Испании, 3400 км съемки аномального магнитного поля, получено 12 драг с каменным материалом, 6 колонок и 7 мини-колонок донных осадков, 4 дночерпательных пробы, сделано 16 станций гидрофизического зондирования, на 43 станциях проведены биологические ловы. Маршрут и полигоны детальных работ Долдрамс и Вима показаны на рис. 1.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 60 № 3 2020

Предварительные научные результаты. Построены среднемасштабные батиметрические карты гребневой зоны САХ между разломами Богданова и Архангельского (площадью 29000 км²) и части разлома Вима (площадью 19000 км²), собрана коллекция пород, общим весом около 1300 кг, представляющая весь разрез океанической литосферы: базальты, габброиды, перидотиты, плагиограниты. Установлено несколько типов внутритрансформных спрединговых центров, различающихся по внутреннему строению рифтовой долины и характеру структур, развитых на плечах рифта. Межразломные хребты, разделяющие трансформные разломы, различаются сочетаниями типичных океанских структур: рифтовых гор, поперечных хребтов, конусовидных структур, и нетипичных для океанского дна сигмоидных гряд. Выявлена интенсивная магматическая активность внутритрансформных рифтов. Установлено, что эксгумация глубинных пород происходит в зонах заложения детачмента и формирования куполовидных структур при формировании поперечных хребтов, при росте медианных хребтов и в зонах интерсектов рифт-трансформ при образовании высокоамплитудных сбросов.

Получены новые данные о специфике латеральной седиментации в трансформных долинах Долдрамс и Вима Срединно-Атлантического хребта. Установлено участие эдафогенного материала местного происхождения в осадочном заполнении тектонически активных отрезков трансформных разломов, наряду с преобладающим биогенным известковым и терригенным материалом. Выявлено гораздо более широкое распространение осалочного покрова, представленного терригенными осадками, в трансформной долине Вима по сравнению с долиной трансформного разлома Долдрамс. На дне меандрирующего эрозионного канала в трансформной долине Вима вскрыты необычные для Центральной Атлантики, возможно, древние сероцветные глины.

Обнаружены главные седловины разломов 7°40' с.ш. и Вернадского и измерены значения потенциальной температуры ($\theta < 1.7^{\circ}$ C) на них, доказывающие перетекание ААДВ на восток. Установлено, что продолжение разлома 7°40' с.ш. не является препятствием для распространения вод с $\theta < 2^{\circ}$ C. Зафиксировано проникновение вод

с $\theta = 1.9-2^{\circ}$ С через канал в медианном хребте разлома Долдрамс. На главной седловине разлома Вима придонные значения потенциальной температуры изменялись с 1.36 до 1.41°С в течение суток.

Попутными биологическими наблюдениями установлена более высокая численность летучих рыб и хищников над САХ и около острова Сен-Винсенте по сравнению с остальной частью маршрута.

Благодарности. Авторы благодарны капитану В.А. Ионину и экипажу НИС "Академик Николай Страхов" за всестороннюю помощь в выполнении научных задач экспедиции.

Источник финансирования. Финансирование экспедиции проводилось за счет средств Госзаданий № 0128-2019-0009 и № 0149-2019-0013 проектов РНФ № 18-17-00227 и № 19-17-00246, проектов РФФИ № 18-55-7806, № 18-05-00691 и № 18-05-00001. Судовое время оплачивалось за счет Госзадания "Перевозка пассажиров и (или) грузов при обеспечении научных исследований".

Multidisciplinary Investigations of the Transform Fault Zones Doldrums and Vema during Cruise 45 of the R/V "Akademik Nikolaj Strakhov"

E. V. Ivanova^{a, #}, S. G. Skolotnev^b, D. G. Borisov^a, A. N. Demidov^{a, c}, A. S. Bich^a, F. N. Gippius^{a, c}, A. S. Gryaznova^d, K. O. Dobroliubova^b, T. F. Zinger^a, D. M. Korshunov^{a, e}, O. V. Levchenko^a, V. V. Mashura^a, F. Muccini^f, N. V. Nemchenko^{a, e}, A. A. Peyve^b, A. N. Pertsev^g, K. Sani^h, A. Sanfilippo^h, N. V. Simagin^a, S. U. Sokolov^b, C. Ferrando^h, N. P. Chamov^b, I. B. Shakhovskov^a, K. N. Sholukhov^g

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^cMoscow State University, Department of Geography, Moscow, Russia

^dVernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^eMoscow State University, Department of Geology, Moscow, Russia

^fIstituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italy

^gInstitute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^hDipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente, Universita' di Pavia, Pavia, Italy

[#]e-mail: e_v_ivanova@ocean.ru

Herein we provide information on the integrated geological, geophysical, sedimentological, paleoceanographic, hydrophysical and biological investigations in the Central Atlantic during the cruise 45 of the R/V "Akademik Mikolaj Strakhov" in October-November 2019. The preliminary scientific results are discussed.

Keywords: Mid-Atlantic Ridge, Antarctic Bottom Water, transform faults, contourites