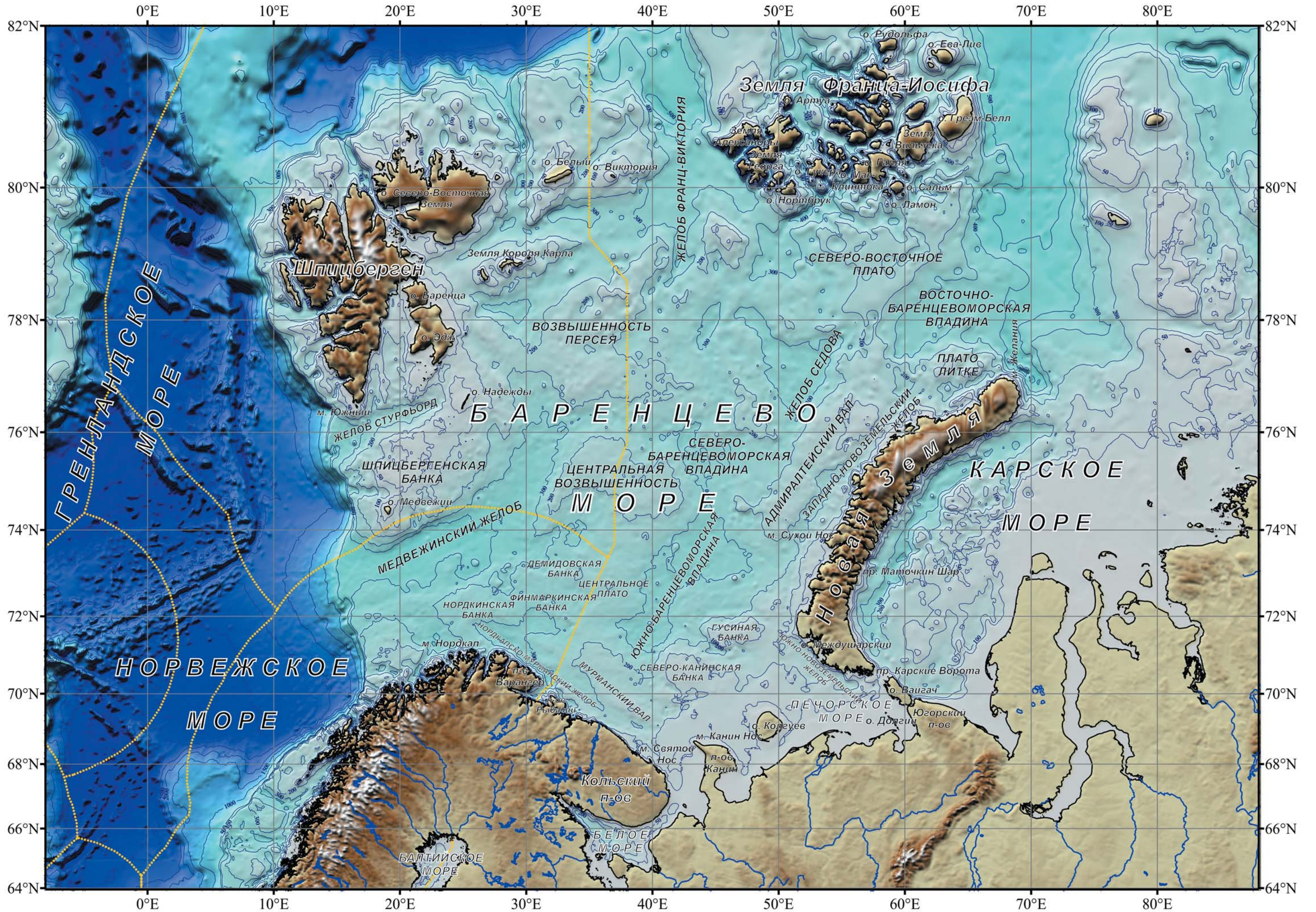


СИСТЕМА БАРЕНЦЕВА МОРЯ





РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА



СИСТЕМА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Ответственный редактор
академик РАН А.П. Лисицын

Авторский коллектив: Лисицын А.П., Агатова А.И., Агафонова Е.А., Алексеева Т.Н., Алиев Р.А., Анисимов М.А., Арашкевич Е.Г., Артемьев В.А., Бондаренко С.А., Бубнова Е.Н., Будько Д.Ф., Булохов А.В., Буренков В.И., Вазюля С.В., Виноградова А.А., Георгиева М.Л., Глуховец Д.И., Голобокова Л.П., Гордеев В.В., Дара О.М., Демина Л.Л., Денисенко Н.В., Денисенко С.Г., Думанская И.О., Ерошенко Д.В., Жамойда В.А., Иванова Е.В., Иванова Ю.А., Исаченко С.М., Кабанов Д.М., Ключиткин А.А., Кодрян К.В., Козина Н.В., Копелевич О.В., Костяной А.Г., Котова Е.И., Коченкова А.И., Кравчишина М.Д., Кузнецов А.Б., Лапина Н.М., Лебедев С.А., Леин А.Ю., Лохов А.С., Малафеев Г.В., Маслов А.В., Мирзоева Н.Ю., Мирошниченко О.Н., Мурдмаа И.О., Немировская И.А., Новигатский А.Н., Новиков Г.В., Новичкова Е.А., Павлова Г.А., Панченко М.В., Параскив А.А., Паутова Л.А., Писарев С.В., Политова Н.В., Польшкин В.В., Полякова Е.И., Попов С.К., Поповичева О.Б., Руденко О.В., Рыбалко А.Е., Рябчук Д.В., Саввичев А.С., Сакерин С.М., Салинг И.В., Сапелко Т.В., Серых И.В., Соломатина А.С., Спиридонов М.А., Стародымова Д.П., Степанова А.Ю., Сычкова Г.И., Талденкова Е.Е., Титова А.М., Токарев М.Ю., Торгунова Н.И., Харин Г.С., Ходжер Т.В., Храмцова А.В., Чульцова А.Л., Шахвердов В.А., Шахвердова М.В., Шевченко В.П., Шипилов Э.В., Шкарубо С.И.

УДК 91+551

ББК 26.323

С 72

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8

Ответственный редактор:
академик РАН А. П. Лисицын

Члены редколлегии:
к.г.-м.н. М. Д. Кравчишина, д.г.-м.н., профессор А. Ю. Леин

Рецензенты:
академик РАН Л. И. Лобковский, д.г.-м.н. А. Г. Матуль

Система Баренцева моря / под ред. академика А. П. Лисицына. – М.: ГЕОС, 2021. 672 с.

ISBN 978-5-89118-825-9, 978-5-6045110-0-8, 978-5-89118-825-9

Монография «Система Баренцева моря» стала продолжением серии коллективных монографий, посвященных системным четырехмерным («4-D океанология») исследованиям морей европейской части России (Белое, Балтийское, Черное и Каспийское), вышедших в 2010–2018 гг. Все эти монографии связаны одной идеей и единой методологией. В новой монографии представлены результаты многолетних исследований отечественных исследователей, обзоры многочисленных современных работ и результаты текущей программы экспедиционных исследований (2015–2019 гг.) Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в баренцевоморском регионе. Проанализированы данные о возможном влиянии потепления климата на седиментосистему и экосистему моря. Показано, что текущие процессы в Баренцевом море определяют изменчивость всей арктической системы атмосфера – криосфера (морской лед) – гидросфера (океан). Показано, что Баренцево море играло важную роль в климате Северного полушария, по крайней мере, в течение последних 2500 лет. Рассматриваются остродискуссионные вопросы современной четвертичной геологии арктических морей, связанных с их оледенением, и тектонического районирования региона. Дана современная оценка экологического состояния моря и его фьордов.

Монография предназначена для научных сотрудников, преподавателей и студентов (океанологов, геологов, географов, биологов), а также широкого круга специалистов, интересующихся экологическими и климатическими проблемами Арктики.

УДК 91+551

ББК 26.323

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
(проект № 20-15-00033-д)



Издание РФФИ не подлежит продаже

ISBN 978-5-89118-825-9, 978-5-6045110-0-8, 978-5-89118-825-9

© Коллектив авторов, 2021

© ГЕОС, 2021

© Издательство Института океанологии
им. П.П. Ширшова РАН, 2021

*Монография посвящается светлой памяти
академика Александра Петровича Лисицына*



ЛИСИЦЫН Александр Петрович
03.07.1923 – 11.02.2020

ВСТУПИТЕЛЬНОЕ СЛОВО ОБ ОТВЕТСТВЕННОМ РЕДАКТОРЕ

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(1)

11 ФЕВРАЛЯ 2020 ГОДА НА 97-м ГОДУ ЖИЗНИ от нас ушел доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН Александр Петрович Лисицын. Это был человек невиданной силы духа как в науке, так и в жизни, энциклопедист и мастер спорта (лыжи); во время Второй мировой войны – штурман авиации дальнего действия; в мирное время – участник и руководитель многих научных морских экспедиций, в которых многократно погружался на глубоководных обитаемых аппаратах ПАЙСИС и МИР-1 и МИР-2.

Александр Петрович по праву считается одним из основателей науки «Морская геология» в масштабе всей планеты, то есть не только отечественной, но и мировой науки о морях и океанах, исследованию которых он посвятил большую часть своей жизни. Александр Петрович открывал новые направления и ставил нестандартные задачи, решение которых осуществлялось созданным им же коллективом исследователей-единомышленников, которым он руководил пятьдесят два года и где оставался харизматичным лидером до последнего дня жизни. Александр Петрович был превосходным рассказчиком, большим мечтателем и безусловным патриотом России. Бывал он и суровым критиком, и душевым, отзывчивым, сострадательным человеком, а также гордым за свой замечательный род, за своих успешных учеников.

Большинство людей, попадавших в круг его друзей или знакомых, ощущали на себе его неотразимое обаяние. Любовь Александра Петровича к музыке, живописи и литературе была заразной, передавалась окружающим, так же как его огромное жизнелюбие и тяга к прекрасному. Такая жизнь, к сожалению, не может повториться. Мы будем черпать из истории жизни Александра Петровича те крупинки вдохновения и опыта, которые нам под силу.

Дорогой читатель! Вы держите в руках последнюю книгу из пяти коллективных монографий Александра Петровича из серии «Система морей европейской части России». Совершенно очевидно, что задачи перед авторами монографии ставил академик А.П. Лисицын. Светлая ему память.

*Коллектив Лаборатории
физико-геологических исследований
им. А.П. Лисицына*

ПРЕДИСЛОВИЕ

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(2)

Шельфовые моря являются наиболее экологически чувствительными и экономически важными регионами Мирового океана. Основная идея многотомной серии «Системы морей европейской части России» заключается в анализе современного состояния и основных процессов, происходящих в морях под влиянием климатических колебаний и антропогенного воздействия. При решении фундаментальных вопросов океанологии реализуется так называемый геосферный подход [Лисицын, 2014], который заключается в изучении совокупности взаимосвязанных геосфер (географической оболочки), объединённых потоками вещества, энергии и информации (согласно определению «геосистема» академика Б.В. Сочавы [1978]).

В ходе работ на мегаполигонах «Система Белого моря» (14 лет непрерывных круглогодичных исследований) и «Система Каспийского моря» (8 лет подобных исследований), а также по результатам программы изучения Балтийского и Черного морей было установлено, что рассеянное вещество морских геосистем – это не взмученный в воде донный осадок и не результат речного стока, это особая форма осадочного вещества с очень высокой стадией разбавления «живой» морской водой. В водную толщу поступает одновременно осадочное вещество из разных геосфер, причем с изменениями как во времени, так и в пространстве, со своими маркерными особенностями для каждой из геосфер [Лисицын, 2014]. Вещество геосфер приобретает новые свойства в морской воде, а также обогащается микроорганизмами (бактерии, микро-, нано- и пикопланктон), превращается в биокосное вещество, согласно терминологии В.И. Вернадского [1967].

Было показано, что геосферы над океаном (71% поверхности планеты) и суши (29% поверхности) взаимодействуют посредством рассеянного и растворенного осадочного вещества. Это взаимодействие записывается в составе и свойствах новообразованного рассеянного биокосного вещества морской воды в соответствии с тектонической, циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональностями океана [Безруков, 1964]. Океан играет роль самописца всех процессов, протекающих в геосферах [Лисицын, 2014].

Особые возможности открывает исследование всей системы природных самописцев европейской части России в виде пяти морей (Белое, Балтийское, Черное, Каспийское и Баренцево), охватывающих разные природные зоны. Это уникальная возможность по единой программе и методике охватить весь спектр природных зон Европы: от ледовых до аридных.

Необходимо изучение осадочного процесса, начиная с сегодняшнего дня, когда рассеянное оса-

дочное вещество с его огромными свободными поверхностями частиц еще только начинает набирать информацию о среде и климате, до диагенетических и катагенетических преобразований в толще донных осадков.

Среди океанов планеты Северный Ледовитый океан (СЛО) занимает особое место [Лисицын, 2014]. Для осадочного процесса в СЛО и его морях (в том числе, Баренцевом море) характерен особый тип седиментогенеза – ледовый морской, который на суше (отдельные острова в высоких широтах) соответствует континентальному седиментогенезу зон холодных полярных пустынь, северной тундры и тайги [Лисицын, 1994a; Lisitzin, 2002]. Здесь господствуют терригенные осадки, специфичные по способам подготовки осадочного вещества, его транспортировки и отложения. Баренцево море – это самый широкий в мире шельф протяженностью около 1200 км, обрывающийся крутым склоном в СЛО. Это исключительное место для изучения ледовой седиментации, связанной с разгрузкой морских льдов и айсбергов и ледниковой историей Евразии.

Баренцево море – это крупное арктическое эпиконтинентальное шельфовое море, состоящее из сложной мозаики желобов, возвышенностей, плато. Тектоническое поднятие, эрозия и множественные оледенения воздействовали на море в кайнозое и привели к удалению из региона осадочного слоя мощностью до 2 км [Ktenas et al., 2017]. Значительная ледниковая эрозия обнажила части старых углеводородных бассейнов [Chand et al., 2008].

Баренцево море является крупной нефтяной провинцией. Важная особенность моря – это скопление значительных залежей углеводородов (11 месторождений) и наличие протяженных зон выходов метаносодержащих растворов и газовых струй из осадочных толщ (холодных метановых сипов). В настоящее время прогнозируется распространение реликтовых метастабильных газгидратов практически на всем протяжении его шельфа.

Уникальность Баренцева моря заключается в том, что оно имеет непосредственную связь с Северной Атлантикой и Центральным Арктическим бассейном, то есть представляет собой область трансформации вещества и энергии теплой и соленой атлантической воды (АВ) на пути ее следования в СЛО.

Баренцево море является природным самописцем изменения климата и условий среды, отражающим таковые изменения для всего СЛО и позволяющим понять колебания климата Северного полушария.

Академик РАН, д.г.-м.н. А.П. Лисицын

ВВЕДЕНИЕ

Роль Баренцева моря в осадочных процессах в Арктике

А.П. Лисицын, М.Д. Кравчишина

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

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(3)

Монография «Система Баренцева моря» стала продолжением серии коллективных монографий, посвященных системным четырехмерным исследованиям морей европейской части России (Белое, Балтийское, Черное и Каспийское), вышедших в свет в 2010–2018 гг. при поддержке Российского научного фонда и Российского фонда фундаментальных исследований. Все эти книги связаны одной идеей и единой методологией.

Монография «Система Баренцева моря» составлена как коллективная работа большого числа квалифицированных ученых, обладающих уникальным многолетним опытом работ в Баренцевом море и других арктических морях. Авторский коллектив этой работы объединяет 87 исследователей из 24 научных организаций. Монография состоит из 10 глав, в которых представлены результаты исследований во всех геосферах (атмосфера, криосфера, гидросфера, биосфера, литосфера, антропосфера).

Замысел книги, которая предлагается вашему вниманию, родился вместе с возобновлением в 2015 г. регулярных комплексных экспедиционных исследований Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в Баренцевом море (Приложение 1 и 2). Основной целью исследований стало сопряженное изучение условий и процессов современной и древней седиментации с оценкой потоков вещества и загрязнений в области взаимодействия Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана (СЛО) для решения задач обоснованного прогноза климата и среды будущего [Кравчишина и др., 2019; Политова и др., 2019; Ключевиткин и др., 2020].

Баренцево море является одним из наиболее изученных морей на евразийском арктическом шельфе, где проводятся систематические работы с начала XX в. Лидерами отечественных исследований в этом регионе являются Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, ВНИИОкеангеология, Полярный геофизический институт КНЦ РАН, ПИНРО им. Н.М. Книповича, ФГБУ «Гидрометцентр России», ГНЦ РФ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» и др. Инсти-

тут океанологии имени П.П. Ширшова РАН проводит океанологические и палеоокеанологические исследования в Баренцевом море уже около 40 лет. Тем не менее, интерес к исследованию этого моря в последнее время только возрастает, чем отчасти обусловлена актуальность издания нашей монографии. В 2000-х гг. в зарубежной научной литературе наблюдается всплеск публикаций, касающихся различных аспектов изучения баренцевоморского региона: от обсуждения вопросов тектоники до изучения атмосферных процессов. Многочисленные исследования сосредоточены на трансформации и возрастающем влиянии атлантической воды на климат и биоразнообразии Арктики.

Баренцево море расположено вдоль основного пути (помимо второй трассы через пролив Фрама) поступления атлантической воды в СЛО. Процессы водообмена между этими двумя океанами формируют климат Европы и, очевидно, влияют на климат Земли в целом. В 2000-х гг. увеличилось проникновение атлантической воды на север, то есть усилилась «атлантификация» СЛО, что способствовало переносу тепла в Арктику и привело к прогнозируемым климатическим изменениям. Термин «атлантификация» изначально был введен в научную литературу применительно к гидрофизическим процессам в Баренцевом море [Reigstad et al., 2002; Årthun et al., 2012]. Последние годы этот термин все чаще употребляется в связи с усилением влияния атлантической воды (АВ) на гидрологический режим СЛО в целом [Polyakov et al., 2017; Аксенов, Иванов, 2018].

В период с 1998 по 2008 гг. ежегодная площадь морского льда в Баренцевом море сократилась на 50% [Årthun et al., 2012], что связано с сильным сокращением ледяного покрова во все сезоны, включая зиму. Сезонные вариации распространения морского льда в Баренцевом море довольно предсказуемы по сравнению с другими районами СЛО [Sigmund et al., 2016]. Однако температура и соленость АВ в Баренцевом море изменяются в многодекадных временных масштабах [Smedsrud et al., 2013], что затрудняет различие между долгосрочными тенденциями и естественной изменчивостью.

Отсутствие сезонного таяния морского льда к югу от Полярного фронта привело к значительному увеличению солености и плотности баренцевоморской водной массы. Поскольку она формирует основную часть Арктической промежуточной воды, то изменения ее свойств могут иметь далеко идущие последствия для циркуляции и климата всего СЛО [Barton et al., 2018].

Гидрофизические, гидрохимические, биологические, геологические и биогеохимические процессы, протекающие в этой акватории, дают мгновенный сопряженный отклик, который определяет изменчивость всей арктической системы атмосфера – криосфера (морской лед) – гидросфера (океан) [Smedsrud et al., 2013]. АВ охлаждается и опресняется именно в Баренцевом море, вследствие чего это море является ключевым регионом для трансформации водных масс в «арктическом средиземноморье» [Laukert et al., 2019]. Теплая вода Северной Атлантики, пересекая баренцевоморский шельф, теряет тепло в арктической атмосфере. Установлен существенный рост температуры воды (на $\sim 0,2^\circ\text{C}$ за 10 лет) Баренцева моря за последние десятилетия (см. раздел 4.2). Следствием аномально большого переноса тепла через океан стало сокращение образования собственного морского льда в Баренцевом море зимой (см. раздел 4.3). Глобальное сокращение ледяного покрова в СЛО, в целом, способствует уменьшению поступления морского льда в северную часть Баренцева моря. Теплая «атлантическая» область Баренцева моря наступает на холодную «арктическую» зону вследствие сдвига Полярного фронта на север. Так, северная часть моря (к северу от Полярного фронта) постулируется как «горячая точка» потепления в Арктике [Lind et al., 2018]. Резкое увеличение температуры и солености воды отмечается с середины 2000-х годов. Это, очевидно, связано с недавним снижением поступления морского льда в «арктическую» зону Баренцева моря и, как следствие, уменьшением вклада пресной воды в результате таяния морского льда. Снижение доли талой пресной воды в водном балансе моря привело к ослаблению стратификации водной толщи, усилению вертикального перемешивания и возрастанию восходящих потоков тепла и соли на границе контакта арктической и атлантической водных масс (рисунок), которые препятствуют формированию сезонного ледяного покрова и увеличивают запас тепла в океане [Lind et al., 2018]. Красная область на рисунке характеризуется доминированием теплой и соленой Атлантической воды (AW), которая занимает весь водный столб, вплоть до дна, и отличается большими потерями тепла в атмосферу (зимой).

Синяя область доминирования арктической воды характеризуется наличием верхнего слоя холодной воды, сложной структурой (имеет промежуточный слой холодной и пресной арктической воды (ArW), которая залегает поверх глубинного слоя атлантической воды) и покрыта морским льдом. В этой области восходящие потоки тепла и соли из глубинного слоя атлантической воды являются наибольшими, поскольку здесь слабее вертикальная стратификация, а атлантический слой имеет более высокую температуру и соленость по сравнению с районами центральной Арктики. Приток морского льда из центральной Арктики является важным источником пресной воды в пограничном регионе (северной части Баренцева моря), поскольку талая вода морского льда усиливает нисходящие потоки пресной воды и уравновешивает восходящий поток соли, тем самым поддерживая стратификацию. Восходящий поток соленой воды ослабляет вертикальную стратификацию, что приводит к ее разрушению в пограничном регионе, а в дальнейшем – к смене арктического климата на атлантический, если нисходящего потока пресной воды становится недостаточно. Эти процессы имеют далекоидущие последствия для всего СЛО, которые еще слабо изучены.

Очевидно, что работы в этом регионе являются стратегически важными, здесь решаются главные задачи океанологии XXI в. В какой мере климатические изменения затрагивают геосистемы Арктики и влияют на условия ее среды и осадконакопления? Какими могут быть экологические следствия этих изменений? Это лишь малая часть вопросов, на которые попытались дать ответы авторы монографии.

Знание гидрологических условий необходимо для понимания целого ряда ключевых седиментологических процессов, протекающих в водной толще морей. С этой целью в разделе 4.1 представлен обзор гидрологических условий Баренцева моря на основе опубликованных данных за период 1946–2019 гг. Диапазон гидрофизического и гидрохимического контроля экосистем морского шельфа и биогеохимических процессов в водной толще и на границе вода – дно продемонстрирован в разделах 7.1, 8.1, 8.2, 9.1 и 9.4.

В мировом научном сообществе практически любой институт или лаборатория, связанные с исследованием Мирового океана, привлекают спутниковые методы для изучения поверхностного слоя воды [Organelli et al., 2017]. Это вызвано необходимостью физически оправданного и надежного прогноза дальнейшей эволюции морской геосистемы. Данные спутниковой альтиметрии и сканеров цвета поверхности морей России успешно используются и являются эффективным инструментом для монито-

ринга долговременной пространственно-временной изменчивости целого ряда параметров среды [Лаврова и др., 2011]. В нашей монографии обсуждаются данные дистанционного зондирования различных свойств поверхности моря из космоса: характеристик ледяного покрова, уровня режима, температуры воды, биооптических характеристик и уровня солнечной радиации Баренцева моря с момента вывода на орбиту соответствующих спутников (разделы 4.3, 4.4, 5.1 и 5.2).

Результаты биогеохимических и биологических исследований свидетельствуют об изменениях в экосистеме Баренцева моря, происходящих в настоящее

время. В составе фитопланктона установлены индикаторы усиления «атлантификации» арктического региона (см. раздел 8.1). Массовые цветения уникальной группы морского фитопланктона – кокколитофорид – могут воздействовать на климатические факторы вследствие влияния на балансы тепла и CO_2 в системе океан–атмосфера. Достигнуты определенные успехи в количественной оценке уровня кокколитофоридных цветений по спутниковым данным в южной части Баренцева моря (раздел 5.1).

В работе [Laukert et al., 2019] на основе изучения стабильного изотопа кислорода ($\delta^{18}\text{O}$), растворенного радиоиотопа неодима (ϵ_{Nd}) и растворенных

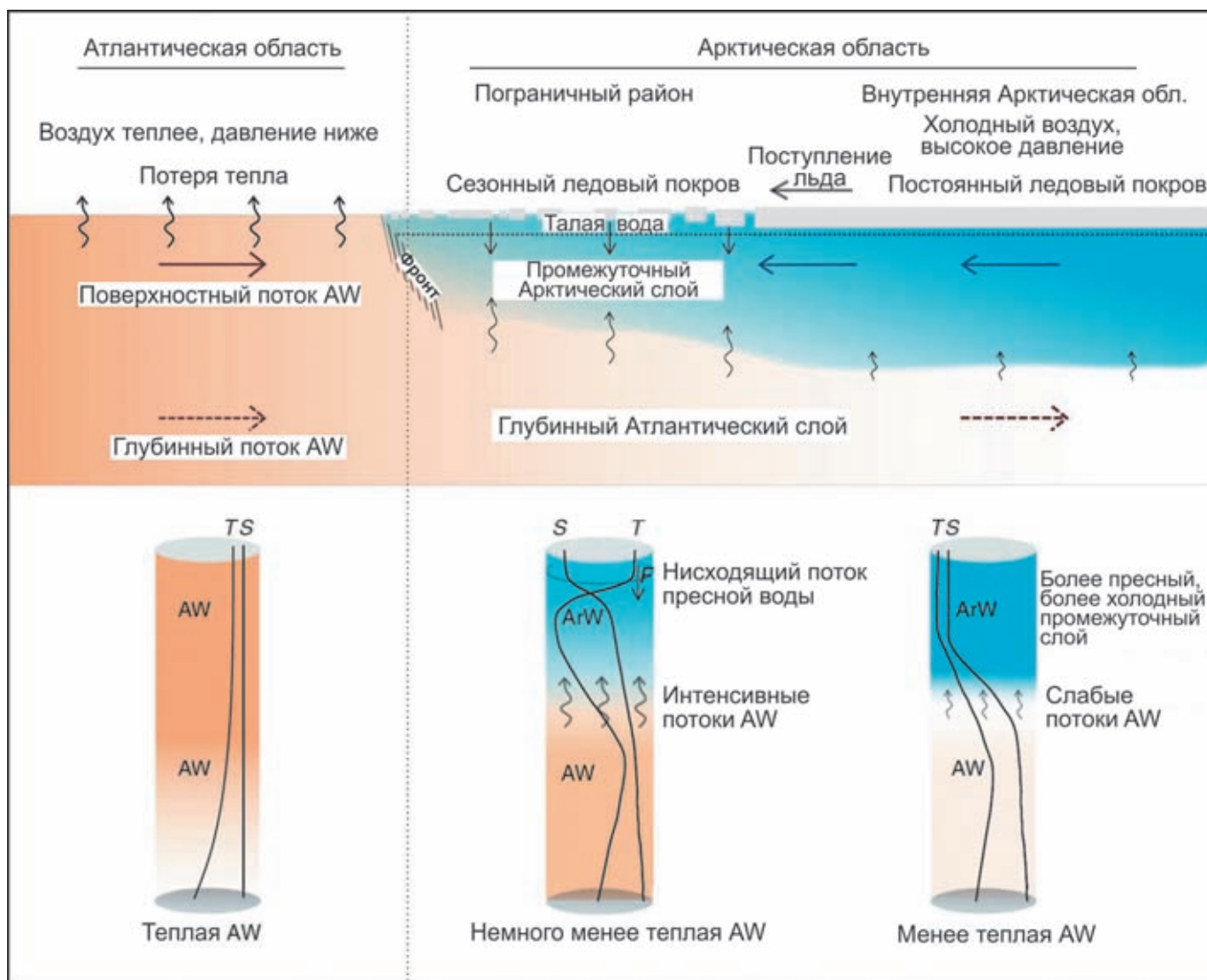


Рисунок. Зависимость северной части Баренцева моря от поступления морского льда из центральных арктических районов для поддержания стратификации и арктического климата в этом регионе по [Lind et al., 2018].

Вверху схематически показан вертикальный разрез водной толщи, следующий по пути Атлантической воды (AW) в Арктику; внизу даны характерные профили температуры (T) и солёности (S) в трех основных областях: доминирования атлантической воды, доминирования арктической воды и в собственно арктическом регионе. Горизонтальные стрелки показывают направление переноса воды, а вертикальные – направление вертикальных потоков

форм редкоземельных элементов (РЗЭ) показано, что трансформация теплой и соленой атлантической воды сопровождается также геохимическими изменениями, превосходящими ожидаемое преобразование состава воды просто от смешения водных масс разного генезиса.

В связи с этим в монографии обсуждается элементный состав взвеси Баренцева моря по данным ИСП-МС и ААС (см. раздел 6.2). Рассмотрено поведение литогенных, биофильных и редокс-чувствительных взвешенных форм элементов. Оцениваются величины вертикальных потоков осадочного вещества в водной толще и их состав. Показана роль зоопланктона в биотрансформации и вертикальном потоке органического углерода (см. разделы 6.3 и 8.2). Утилизация углерода фитопланктоном и потребление вновь созданного органического вещества (ОВ) зоо- и бактериопланктоном служат основой «биологического насоса». «Биологический насос» является важным компонентом глобального цикла углерода в океане и может подвергнуться значительным изменениям всех его составляющих систем в связи с климатическими изменениями [Passow, Carlson, 2012].

В настоящее время наблюдаются изменения различных звеньев цикла метана в Арктике. Отмечается рост концентрации метана (одного из важных парниковых газов) в водной толще моря с конца 1990-х годов. Высказана гипотеза о наступлении очередной фазы опреснения пограничного слоя вода – донные осадки в баренцевоморском бассейне, связанной с заметным региональным потеплением (см. раздел 9.1).

Продемонстрировано заметное влияние континентального аэрозоля на атмосферу Баренцева моря. Обсуждаются вероятные источники антропогенного загрязнения аэрозолей Арктики и Баренцева моря, в частности (см. раздел 3).

Значительная изменчивость системы атмосфера – криосфера (морской лед) – гидросфера (океан) в Арктике становится очевидной по косвенным записям климатических условий геологического прошлого, которые дают основания предполагать, что Баренцево море играло важную роль в климате Северного полушария, по крайней мере, в течение последних 2500 лет. В связи с этим большой интерес представляет исследование климатообразующих факторов, отраженных в ядрах донных осадков (см. главу 2). Приведено обобщение обширнейшего материала по изменению условий седиментации в плейстоцене и голоцене по микропалеонтологическим и изотопно-геохимическим маркерам (см. раздел 2.3). Поступление североатлантических вод на шельф Евразии через Баренцево море, несомненно, положительно сказывается на усложнении структуры сообществ

морских микроорганизмов и их биоразнообразия. В связи с наблюдавшимися климатическими изменениями возрос интерес и к малоизученной проблеме динамики береговой зоны последних тысячелетий (период голоцена) (см. раздел 2.1).

В монографии рассматриваются остро дискуссионные вопросы современной четвертичной геологии арктических морей, связанные с их оледенением, и тектонического районирования региона (см. главу 1). По проблеме тектонического районирования опубликовано не так уж много работ и картографических материалов, что повышает актуальность раздела 1.1, посвященной тектонике баренцевоморской континентальной окраины. Многие насущные вопросы современной четвертичной геологии Баренцева моря в связи с его оледенением подробно обсуждаются в разделе 1.2 в историческом контексте развития идей с привлечением новых материалов сейсмоакустического профилирования.

По изотопно-геохимическим данным убедительно показано, что основной вклад в формирование донных осадков центральных областей Баренцева моря вносят породы Северо-Европейской континентальной окраины, находящейся в зоне влияния транзита атлантической воды. Вклад осадочного материала, переносимого Трансполярным дрейфом, в формирование донных осадков Баренцева моря сравнительно невелик (см. раздел 9.5). Петрографический состав донного каменного материала в целом комплементарен набору горных пород областей сноса прилегающей суши (см. раздел 9.7).

Получено экспериментальное доказательство того, что при определенных физико-химических условиях осадки могут быть как очистителями морской среды, так и ее загрязнителями – при их мобилизации из осадков обратно в воду (см. раздел 9.6). Впервые представлены данные по геохимическим фракциям химических элементов в колонках донных осадков с высоким разрешением (см. раздел 9.4).

Программа широкомасштабного освоения запасов нефти и газа на арктическом шельфе России сопровождается строительством и эксплуатацией морских стационарных платформ, хранилищ углеводородов, прокладкой подводных трубопроводов, транспортировкой грузов, сейсмическими и буровыми работами. В связи с этим повышается актуальность оценки современной экологической ситуации шельфовых морей. Показано, что в настоящее время в открытых районах Баренцева моря нефтяное загрязнение отсутствует. Сделан вывод о благополучной радиоэкологической обстановке в акватории моря, не смотря на наличие большого количества потенциальных источников радиационного загряз-

нения. На примере Кольского залива дана оценка современного геоэкологического состояния фиордов восточной части Баренцева моря (см. главу 10).

Рассматривая представленную вашему вниманию монографию, следует отметить, что актуальность поднятых в ней вопросов не вызывает сомнений. Баренцево море играет ключевую роль в осадконакоплении всего Северного Ледовитого океана и влияет на климат Европы и арктического региона. Исследование условий седиментации Баренцева моря в голоцене и плейстоцене позволит понять направленность современных климатических колебаний для всего Северного полушария.

Далеко не все означенные научные проблемы удалось решить коллективу авторов этой книги. Однако по многим дискуссионным вопросам намечены перспективные пути решения, раскрыты новые подходы, представлены исчерпывающие обзоры современного состояния исследования, что

делает эту монографию интересной и востребованной на долгие годы.

Члены редколлегии выражают благодарность В.П. Шевченко за всемерную поддержку на всех этапах подготовки монографии, В.Г. Воронцовой, Т.Ю. Зелениной, С.С. Изотовой и А.А. Ключиткину за помощь в подготовке рукописи к печати, а также всем сотрудникам Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН, оказавшим посильный вклад в реализацию последнего проекта академика А.П. Лисицына.

Сбор и обработка материалов монографии «Система Баренцева моря» проводились в соответствии с государственным заданием ИО РАН (тема № 0149-2019-0007).

Издание монографии «Система Баренцева моря» осуществлялось при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-15-00033).

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

1.1. Тектоника баренцевоморской континентальной окраины

Э.В. Шпилов¹, С.И. Шкарубо²

¹Полярный геофизический институт КНЦ РАН, Мурманск

²Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск

Тектоническая ситуация исследуемого региона сложилась в результате длительной (порядка 3 млрд лет) эволюции земной коры. Проблеме тектонического районирования региона посвящено не так уж много опубликованных работ и картографических материалов. В выпущенных в свет работах положение границ между Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформами остается дискуссионным вопросом. Кроме того, неоднозначны и в ряде случаев не ясны подходы к тектоническому районированию региона. Тем не менее, в основе данной статьи лежит единый концептуальный принцип, позволяющий проиллюстрировать взаимосвязи тектонических элементов шельфа и его материкового и островного обрамления, а также отразить особенности геодинамических процессов преобразования литосферы, запечатленные в современной структуре земной коры.

Ключевые слова: шельф, рифтогенные структуры, фундамент, платформенный чехол, региональная тектоника.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(4)

Шельф Баренцева моря с архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа традиционно рассматривается в составе окраинно-материковой (шельфовой) плиты – Баренцево-Карской, Баренцевской, Свальбардской [Баренцевская..., 1988; Тектоническая..., 1996], или метаплатформы – Западно-Арктической, Печоро-Баренцево-Карской [Осадочный чехол..., 1993; Шпилов, Тарасов, 1998]. По внутреннему строению, истории и динамике развития эта область относится к типу подвижных платформ (или метаплатформ) [Милановский, 1987].

Тектоническая ситуация в этом регионе, лежащем на стыке Восточно-Европейской и эпигренвильской (эпибайкальской) Западно-Арктической платформ, сложилась в результате длительной (порядка 3 млрд лет) эволюции земной коры. Положение границ между этими крупнейшими геоструктурами остается предметом дискуссий, еще более неоднозначны, разноплановы и в ряде случаев не ясны подходы к районированию региона. В этой связи проблеме его тектонического районирования посвящено не так уж много опубликованных работ и картографических материалов. Одними из них являются изданные в 1996 и 1998 годах «Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России» и «Тектоническая карта морей Карского, Лаптевых и Севера Сибири» (рис. 1.1.1) с Объяснительными записками [Тектоническая карта..., 1996; 1998]. На этих построениях были выделены плиты с различным возрастом консолидации фундамента и разделяющие их складчатые пояса и рифтогенные (субокеанические)

троги. Легенды карт сопоставимы между собой; их объединяющим принципом является единая геотектоническая основа, отражающая подход к решению



Рис. 1.1.1. Тектоническая схема юго-востока баренцевоморской континентальной окраины и прилегающих областей по [Тектоническая карта..., 1996] с изменениями.

Цифры на схеме: 1 – Южно-Баренцевская впадина, 2 – Северо-Баренцевская впадина, 3 – Адмиралтейское поднятие. Легенда: 1 – фундамент Балтийского щита, 2 – протерозойский фундамент Русской плиты, 3 – складчатые рифейско-вендские комплексы, 4 – эпибайкальские плиты, 5 – эпигренвильская плита, 6 – разновозрастные трог, грабены, 7 – эпигренвильская плита, затронутая киммерийскими дислокациями, 8 – эпигерцинская плита, 9 – раннекиммерийские складчатые структуры, 10 – надвиги, 11 – сбросы и сдвиги

проблем региональной тектоники с позиции геодинамической эволюции.

В дальнейшем в результате работы творческого коллектива, который принимал участие в подготовке к изданию комплектов листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1000000 [Государственная..., 1999, 2000, 2003, 2004, 2006] были составлены карты тектоническая и структурно-тектонического районирования, значительно уточнившие взаимосвязи главных элементов строения Баренцево-Карского шельфа. На тектонической карте показаны взаимосвязи тектонических элементов шельфа и его материкового и островного обрамления, а также нашли отражение особенности геодинамических процессов преобразования литосферы, запечатленные в современной структуре земной коры. Тектоническая карта и схема районирования составлены по принципу выделения современных геоструктур (плит, складчатых областей и их фрагментов). Такой подход обеспечивает взаимную согласованность геологических объектов и структурных элементов, как выходящих на поверхность, так и на уровне глубоких горизонтов осадочного чехла и фундамента.

В общетектоническом плане на юге зоной сопряжения Восточно-Европейской платформы и Баренцевской плиты является пояс высокоамплитудных тектонических уступов фундамента, вдоль которых происходит погружение перикратонных комплексов рифея. С запада и севера структуры плиты срезаются флексурно-сбросовыми поясами континентального склона океанических бассейнов, а восточным ограничением служит пояс разломов, отделяющий ее от Карской плиты, и складчатые структуры Новой Земли. Сочленением с Тимано-Печорской плитой выступает Мурманско-Куренцовская флексурно-разломная ступень (рис. 1.1.2).

Фундамент Баренцевской плиты, консолидированный преимущественно в позднепротерозойское время, включает и дорифейские массивы. Блоки континентального фундамента разобщены рифтогенными прогибами полициклического развития [Шипилов, Сенин, 1988]. Крупнейший из них – Восточно-Баренцевский – разделяет Свальбардскую группировку массивов и восточную, Предновоземельскую, область (рис. 1.1.1).

В пределах Баренцевской плиты на западе, северо-западе и востоке обособляется группировка платформенных блоков, в основании которых предполагаются массивы добайкальской консолидации [Тектоническая карта..., 1996], а чехол сложен палеозойско-мезозойскими формациями эпиконтинентальных бассейнов. Эти относительно стабильные блоки плиты разделены рифтогенными прогибами

с аномальным строением консолидированной коры, увеличенной мощностью осадочного чехла, развитием траппов и вулканических формаций.

СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА

На юге Баренцевской плиты (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса рифеид) предполагается полоса байкальского фундамента – Кольско-Финмаркенский блок (рис. 1.1.3).

Этот блок примыкает к перикратону Восточно-Европейской платформы. В его пределах развиты рифейские толщи, в северной части подстилающие палеозойско-мезозойский чехол. Комплекс рифейских отложений, выходящий на поверхность дна в непосредственной близости от п-ова Рыбачий, может быть сопоставлен с рыбачинской серией верхнего рифея, диагностируемой как склоновая фация глубоководного бассейна [Митрофанов и др., 1999; 2004]. Подстилающую рыбачинскую серию однородную толщу, слабо охарактеризованную в поле отраженных волн, можно отождествить с известным на полуострове Варангер миогеосинклинальным комплексом, имеющим мощность, по оценкам норвежских геологов, не менее 9 км. На разрезе 1-AP мощность рифейского комплекса по сейсмическим данным составляет 7–8 км [Государственная..., 2008].

По степени деструктивных преобразований земная кора региона подразделяется на три типа структур. К первому типу (континентальная утоненная кора) причислены жесткие относительно стабильные массивы древней платформы с близкой к нормальной мощностью земной коры: Персеевский, Пинегинский, Центрально-Баренцевский, Федынского. К этому же типу, вероятно, можно отнести активизированный в позднем мезозое блок поднятия Земли Франца-Иосифа. К стабильным массивам принадлежит и расположенный на востоке Адмиралтейский блок. Эти блоки представляют собой наиболее устойчивые к воздействию деструктивных процессов фрагменты древней платформы. Их отличает максимальная для шельфовой области мощность земной коры – 38–40 км в сводах поднятий и наиболее приподнятое (от 1–2 км до 4–6 км) положение поверхности фундамента. Сокращенная мощность средневерхнепалеозойских комплексов осадочного чехла и глубокий денудационный срез мезозойских пород на сводах свидетельствуют, что эти массивы, начиная с позднего девона, занимали относительно приподнятое положение.

Ко второму типу (субконтинентальная кора) относятся блоки с сокращенной мощностью земной коры, существенно затронутые процессами деструкции консолидированной коры и непосредственно со-

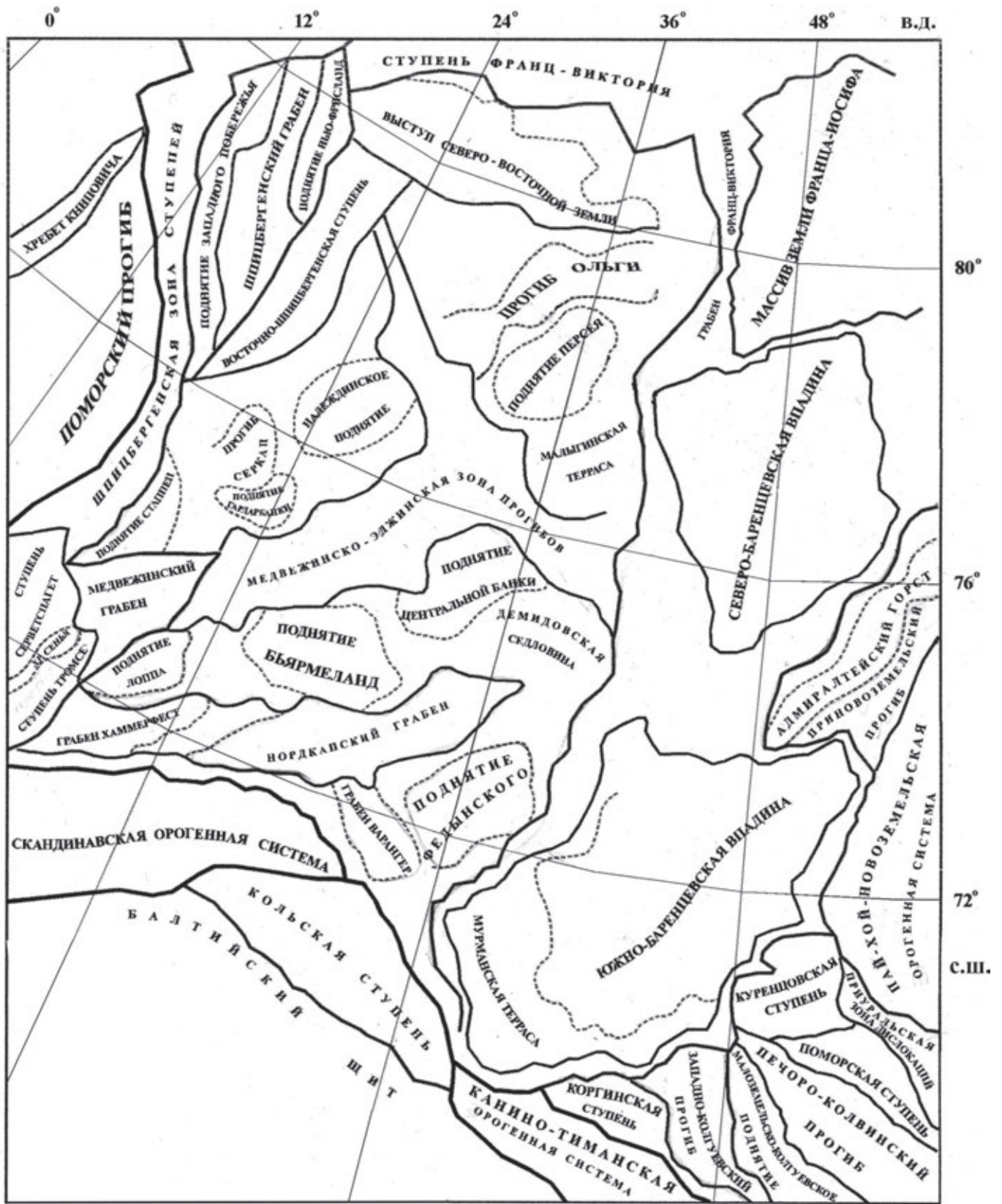


Рис. 1.1.2. Схема тектонических элементов Баренцевоморской континентальной окраины [Шипилов и др., 2006]

пряженные с Восточно-Баренцевским рифтогенным мегапрогибом, который со всех сторон окружен ступенями пограничных флексурно-сбросовых поясов. На западе между рифтогенным прогибом и жесткими массивами свода Федынского, Центрально-Баренцевским и Персеевским выделены блоки с сокращенной мощностью земной коры: Надеждинско-Демидовский, Малыгинский. На севере с поднятием Земли Франца-Иосифа сопряжен Южно-Сальмский блок. На юге такой зоной сопряжения с Тимано-Печорской плитой выступает Мурманско-Куренцовский блок, а на востоке и северо-востоке, в области сочленения с Пайхойско-Новоземельской складчатой системой и Северо-Сибирским порогом – Гусиноземельский, Панкратьевский и Литкенский блоки земной коры. В осадочном чехле пограничным блокам соответствуют моноклиналы, седловины и ступени. Зоны сопряжения древних массивов с осевыми впадинами Восточно-Баренцевского трога характеризуются довольно резким (от 23–20 км до 17–14 км) сокращением мощности «гранитного» слоя (верхней коры) на фоне более «плавного» уменьшения общей мощности консолидированной коры. Поверхность Мохо

в этой зоне испытывает подъем, иногда с уступами, от 38 км до 32 км. Протерозойский фундамент в пределах переходных (субконтинентальных) блоков погружается до отметок 10–13 км, образуя флексурно-сбросовые пояса, ступени, грабены. Эта область на протяжении среднего палеозоя – мезозоя характеризовалась опережающими темпами прогибания относительно зон сопредельных поднятий – Центральной, Персеевской и Александровской. Здесь наблюдаются более полный разрез осадочного чехла, включая подразделения мела, и увеличенная мощность верхнедевонско-пермских отложений и мезозойских терригенных комплексов.

Третий тип структур представлен наиболее глубокими впадинами Восточно-Баренцевского мегапрогиба с редуцированным «гранитным» слоем (субокеаническими трогами). Субокеаническим типом земной коры характеризуются Южно-Баренцевский, Северо-Баренцевский, Горбовский и Восточно-Баренцевский блоки.

Восточно-Баренцевский мегапрогиб в рельефе поверхности фундамента выражен субмеридиональным трогом с глубинами 14–20 км (рис. 1.1.3, 1.1.4),

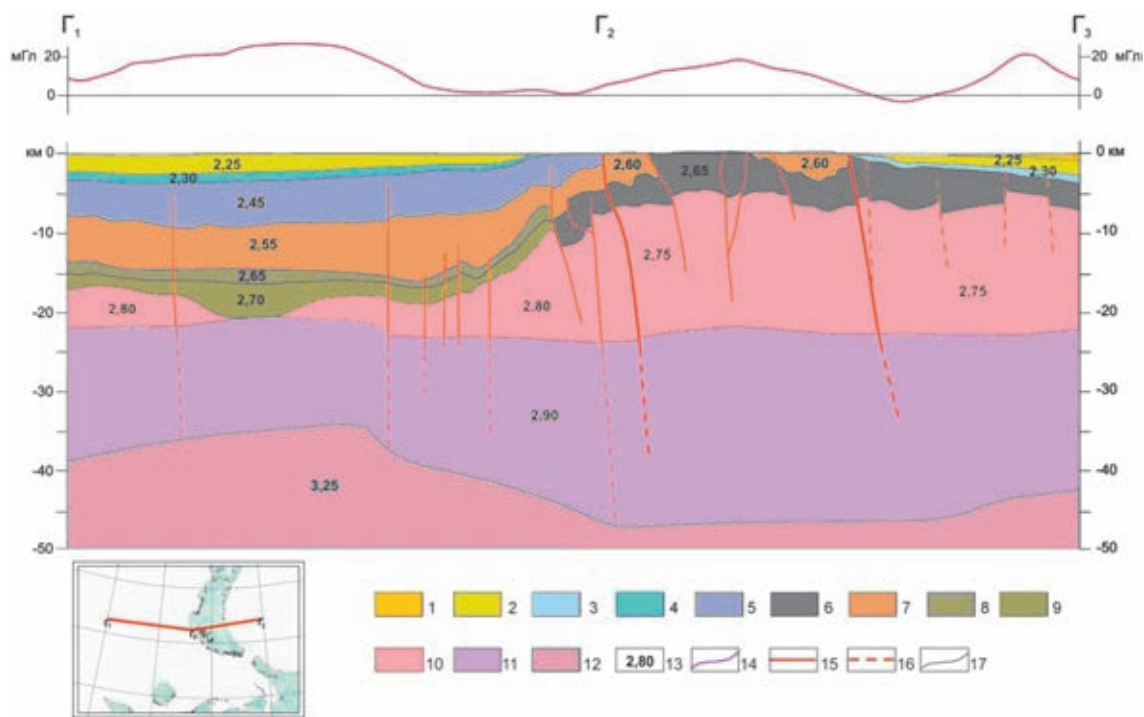


Рис. 1.1.4. Глубинный геолого-геофизический разрез по линии Г₁-Г₂-Г₃, характеризующий строение Южно-Баренцевской впадины и прилегающей области [Шкарубо, Шипилов, 2007].

Слои земной коры: 1–9 – осадочный чехол: 1 – палеоген, 2 – мел, 3 – юра – нижний берриас, 4 – юра, 5 – триас, 6 – палеозой нерасчлененный, 7 – пермь, 8 – верхний девон – нижняя пермь, 9 – ордовик – средний девон; 10–12 – консолидированная земная кора и верхняя мантия: 10 – верхняя кора, 11 – нижняя кора, 12 – верхняя мантия; 13 – значения средней плотности, г/см³, 14 – график аномального поля силы тяжести, редукция Буге ($\sigma = 2.30 \text{ г/см}^3$); 15–16 – разрывные нарушения: 15 – достоверные, 16 – предполагаемые; 17 – границы плотностных слоев

а на уровне верхней части осадочного чехла – мегасинеклизой, очерчиваемой на геологической карте контурами распространения юрских и меловых отложений.

Под Восточно-Баренцевским мегапрогибом расположена область аномального строения земной коры и верхней мантии, которая выражена куполовидными и валлообразными поднятиями поверхности М на фоне регионального мантийного свода. Геофизические характеристики (пониженные скорости сейсмических волн 8.0–7.5 км/с, повышенный тепловой поток) свидетельствуют об аномальном температурном и разуплотненном состоянии верхней мантии. Наиболее приподнятая часть верхней мантии образована трехлучевой системой валлообразных поднятий, сходящихся в центре Южно-Баренцевской синеклизы [Шипилов, Тарасов, 1998]. Лудловская и Кольско-Канинская ветви мантийных выступов огибают с востока группировку древних массивов – Центральную зону поднятий, где граница М залегает на глубинах 40–35 км.

К особому типу структур земной коры принадлежат грабен-рифты Нордкапско-Варангерского блока. На карте эти структуры представлены периферийным окончанием рифтовой системы с характерным разветвлением в форме «ласточкина хвоста». Главную зону северо-восточного простираения образуют прогибы Хаммерфест и Нордкап. От этой зоны в направлении на юго-восток имеется ответвление – грабен Варангер. Разделение на две ветви связано с

огибанием жесткого массива древнего фундамента (блока Федынского). Прогибы имеют ярко выраженный грабенообразный облик с четкими разломными ограничениями бортов, со значительной (1.0–1.5 км) амплитудой сбросов по кровле нижнепалеозойского комплекса и кристаллическому фундаменту. Сбросы образуют серию ступеней, по которым основание грабена погружается на глубину 12–14 км. Ширина периферийной части Нордкапского грабен-прогиба, зажатой между массивами Бьярмеландского и Федынского блоков, составляет 60–40 км. К северо-востоку грабен замыкается, испытывая торцевое сочленение по региональному разлому (сдвигу) с Демидовским блоком.

Заложение этой системы грабен-рифтов относится к допермскому (поздний девон? – средний карбон) времени [Тектоническая карта..., 1996]. Максимальные мощности осадочного чехла приходятся на комплексы верхнего девона – карбона и триаса. Главной особенностью строения осадочного чехла в этой зоне являются солянокупольные структуры (рис. 1.1.5), базовый уровень которых приурочен к соленосным горизонтам карбона – нижней перми.

Согласно другой точки зрения [Косько и др., 2002], область гренвильской консолидации ограничивается северо-западной частью баренцевоморского шельфа – Шпицбергенским суперблоком, где возраст фундамента установлен достоверно (рис. 1.1.6). Всю остальную территорию Западно-Арктического шельфа, включая Новую Землю и Таймыр, М.К. Косько с

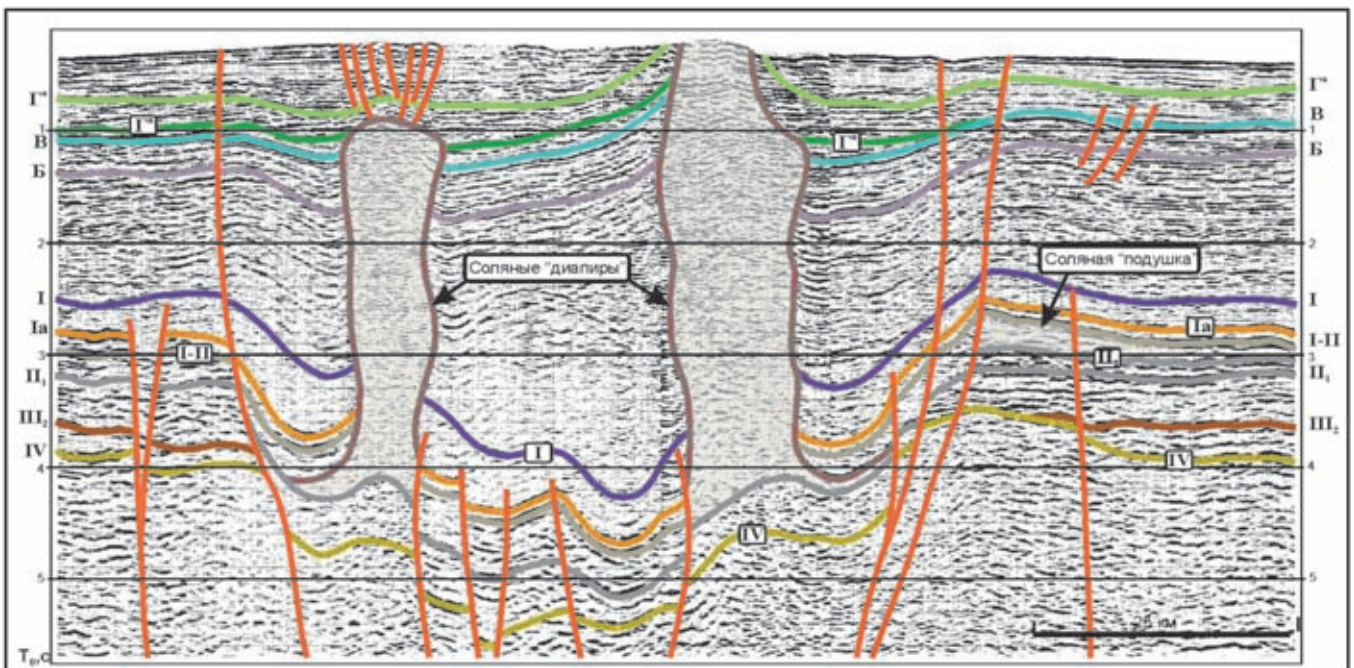


Рис. 1.1.5. Сейсмический разрез через Нордкапский прогиб [Шкарубо, Шипилов, 2007]

соавторами (2002) относят к Баренцево-Карскому суперблоку, байкальский возраст которого определяется по геологии островов со ссылкой на новейшие радиоизотопные датировки. Тем не менее, полагая, что основная фаза консолидации относится к поздне-рифейскому – предвендскому времени, М.К. Коско с соавторами (2002) указывают, что в байкальский фундамент Баренцево-Карского суперблока впаины массивы раннепротерозойского возраста.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Элементы платформенного чехла в целом соответствуют блокам фундамента, отличаясь сглаженными очертаниями и смещением контуров структур относительно шовных зон основания. По стратиграфической полноте, мощности разреза и морфологическим особенностям поверхности фундамента, образующей амфитеатр ступеней, в качестве надпорядковых структур Баренцевской плиты на «Карте тектонического районирования» (рис. 1.1.7) выделяется ряд элементов.

В северной части плиты обособляются сводовые поднятия Северо-Восточной Земли и Земли Франца-Иосифа, где фундамент залегает на глубине от 2 до 3 км. Вторую ступень на северо-западе формируют непосредственно примыкающие к ним Персеевская и Александровская зоны поднятий, которые разделены зоной прогибов Франц-Виктория, и региональная ступень Грэм-Белл. Центральная зона поднятий

на севере отделена от Персеевской Малыгинской седловиной, входящей в состав Медвежинско-Эджинской зоны прогибов. На юге от Кольской моноклизы ее отделяет Варяжская зона прогибов. Центральную часть занимает Восточно-Баренцевский мегапрогиб, где фундамент погружается до глубины 14–20 км. С востока его обрамляет Предновоземельская структурная область. Во внутренней структуре Восточно-Баренцевского мегапрогиба на уровне верхней части осадочного чехла выделяются Южно-Баренцевская, Северо-Баренцевская и Восточно-Баренцевская синеклизы, разделенные Лудловской перемычкой и Альбановско-Горбовским порогом.

Южно-Баренцевская синеклиза образовалась в пограничной зоне Тимано-Печорской эпибайкальской плиты и Баренцевской плиты с гренвилевским фундаментом.

Мурманско-Куренцовская моноклиналь как пограничная структура – область сочленения двух плит – представлена осложненной разломами флексурой по всем горизонтам осадочного чехла (рис. 1.1.8).

В основании моноклинали предполагается байкальский фундамент, видимо, уже существенно измененный процессами рифтогенеза при формировании Восточно-Баренцевского трога. Это находит выражение в характере аномальных физических полей. Так, в остаточных аномалиях силы тяжести Мурманско-Куренцовской моноклинали соответствует зона пониженных значений изоаномал, ориентированных в северо-восточном направлении, а линейные анома-

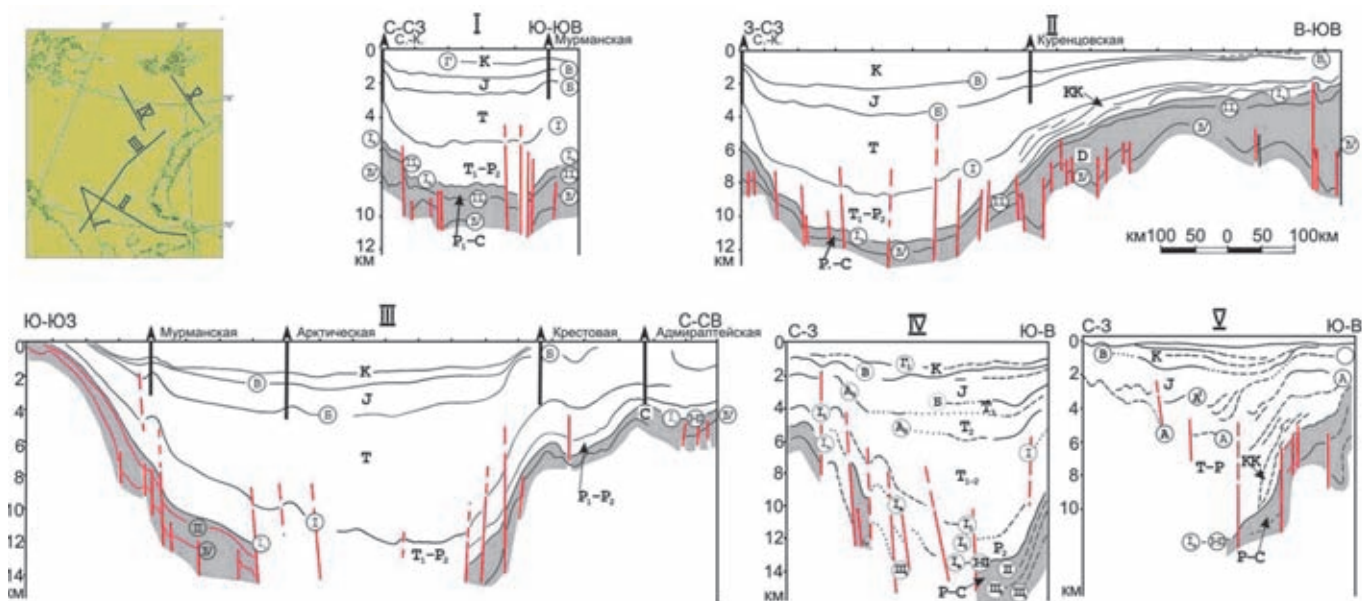


Рис. 1.1.8. Строение осадочного чехла в различных зонах Восточно-Баренцевского мегабассейна по сейсмическим данным и материалам бурения [Шипилов, 2004]

лии «байкальского» простираения срезаются южной ветвью ограничивающего ее разломного пояса. То же самое происходит с рисунком остаточных магнитных аномалий: линейные зоны Тимано-Печорской плиты сменяются мозаичным полем с изометричными или вытянутыми в северо-восточном направлении максимумами и минимумами.

В структуре осадочного чехла Мурманско-Куренцовской моноклинали полностью исчезают валлообразные зоны Печорской синеклизы. Кровля нижнепермских карбонатных отложений погружается на север от 4.5–5.5 км до 9–10 км. Флексурно-разломная зона в основании моноклинали, как показывает нарастание мощностей девона с юга на север, при относительно устойчивых мощностях вышележащих каменноугольных отложений могла возникнуть или возродиться в качестве пограничного элемента в конце каледонского цикла и, возможно, угаснуть на рубеже девона и карбона, то есть в свальбардскую тектоническую фазу. По сейсмическим данным, как над самой этой зоной, так и над связанными с ней разломами происходит увеличение мощностей перми и триаса и формирование высокоамплитудных антиклинальных структур, теряющих свою выразительность в юрских отложениях. Это свидетельствует о существенной активизации зоны в киммерийскую эпоху тектогенеза [Богданов и др., 1997].

Мощность осадочного чехла в Южно-Баренцевской синеклизе достигает 17–19 км [Осадочный..., 1993]. Большая часть отложений приходится здесь на пермско-мезозойские толщи – до 14–15 км, а из них 8–10 км составляют пермско-триасовые терригенные отложения. В осевой части синеклизы предполагается существенное увеличение мощности девонских терригенно-вулканогенных отложений и, возможно, присутствие более древних толщ. Помимо фундамента наибольшей блоковой раздробленностью отличаются нижние части разреза – от низов палеозоя до триаса включительно.

Юрско-меловые отложения завершают разрез Южно-Баренцевской синеклизы и слагают самостоятельный структурный ярус осадочного чехла. На обрамлении этого бассейна юрские отложения залегают на триасовых с перерывом. По кровле юрских отложений в пределах синеклизы выделяется два пояса ступеней, амфитеатром окружающих Арктическую впадину. Внешний пояс отвечает Мурманско-Куренцовской моноклинали, которая подразделяется на Мурманскую и Куренцовскую ступени, а внутренний объединяет Андреевско-Бритвинскую и Надеждинско-Тулумскую региональные ступени. В структурном плане кровли юрских отложений выражены локальные поднятия, получившие развитие над структурными носами

или не имеющие корней: Туломская, Арктическая, Андреевская и Ахматовская структуры.

Лудловская перемышка выражена в юрско-нижнемеловых отложениях. Штокмановско-Ледовый порог, простирающийся от южной периклинали Адмиралтейского мегавала к своду Федынского, представлен двумя сходящимися навстречу друг другу выступами: Ледовым и Штокмановским, с которыми связаны одноименные поднятия и уникальные газоконденсатные месторождения. Медвежинско-Лудловская ступень – северо-западная ветвь перемышки – отделена от порога Северо-Штокмановской котловиной. Распределение мощностей юрских отложений свидетельствует о завершающей фазе образования Лудловской перемышки, разделяющей Южно- и Северо-Баренцевскую синеклизы, а также многих локальных поднятий в позднеюрское – раннемеловое время.

Северо-Баренцевская синеклиза очерчивается флексурно-сбросовыми зонами, хорошо выраженными как по фундаменту, так и по кровле верхнеюрско-нижнеберриасских отложений (рис. 1.1.9). Она характеризуется значительными (до 15–18 км) мощностями осадочного чехла. В пределах синеклизы выделены две наиболее глубокие депрессии: Южно-Лунинская и Северная впадины. Впадины разделены приподнятой зоной, выраженной по кровле верхнеюрско-нижнеберриасских отложений, – Лунинско-Персеевским порогом. Севернее Лунинско-Персеевского порога в бортовых частях синеклизы выделены Западно-Альбановская и Восточно-Пинегинская ступени.

Альбановско-Горбовский порог выделяется между Северо-Баренцевской и Восточно-Баренцевской синеклизами. Порог включает Южно-Сальмскую ступень, Альбановскую и Горбовскую седловины, которые разделяет Северо-Новоземельская впадина. Общая мощность осадочного чехла в пределах Альбановско-Горбовского порога составляет 8–12 км.

Восточно-Баренцевская синеклиза (известная так же как синеклиза Святой Анны) по истории геологического развития значительно отличается от Южно- и Северо-Баренцевской синеклиз. Мощность пермско-триасового комплекса в Восточно-Баренцевской синеклизе, по сравнению с Северо-Баренцевской, заметно сокращена, здесь в меньшей степени проявился базальтоидный магматизм. Общая мощность осадочного чехла в депоцентре Восточно-Баренцевской синеклизы превышает 13 км, при этом мощности нижне-среднепалеозойской и верхнепалеозойско-мезозойской толщ сопоставимы между собой. Наиболее погруженную область синеклизы образуют два различно ориентированных прогиба.

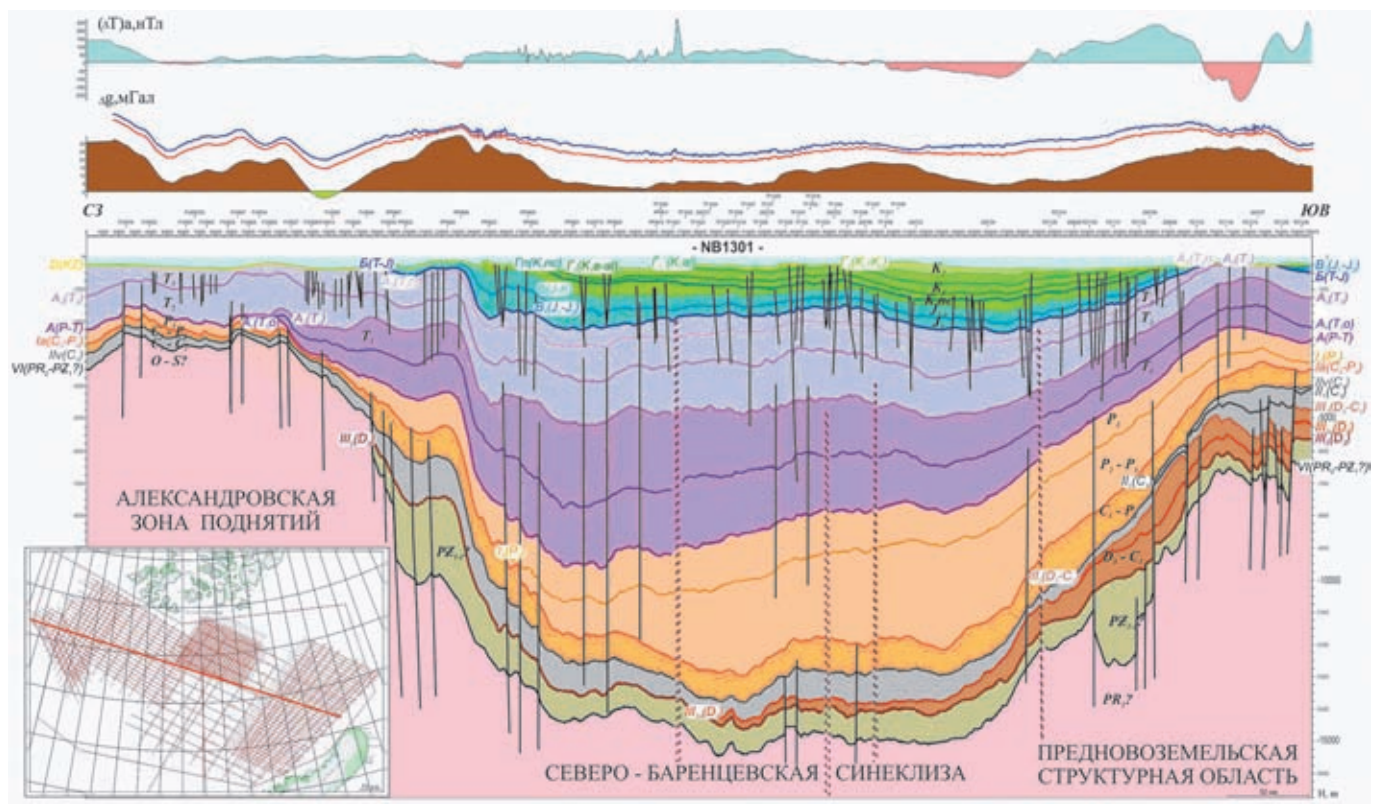


Рис. 1.1.9. Сейсмостратиграфическая модель осадочного чехла северной части Баренцевского шельфа по [Шлыкова и др., 2017] с изменениями

Прогиб Святой Анны северо-северо-восточно направления пространственно совпадает с одноименным неотектоническим желобом, выраженным в рельефе дна моря. Фундамент в прогибе Святой Анны залегает на глубине до 14 км. К северу от 80° с. ш. этот прогиб, подобно зоне Франц-Виктория, замыкается, формируя седловину между окраинно-шельфовыми поднятиями Земли Франца-Иосифа и Северо-Карским.

Прогиб Фобос западный почти ортогонально сочленяется с прогибом Святой Анны. Он имеет выраженную грабенообразную форму и структурно связан с системой субширотных разломов, простирающихся со стороны Карской плиты. По периферии Восточно-Баренцевской синеклизы, окружая прогибы, расположены ступени Геркулеса, Конрада и Теттгофа. В пределах ступеней мощность осадочного чехла колеблется от 3–6 до 10–12 км.

Предновоземельская структурная область протягивается вдоль архипелага Новая Земля. От Новоземельского орогена она отделена крупными взбросами и взбросо-надвигами, достигающими амплитуд более 1.5 км, а от структур Восточно-Баренцевского бассейна – флексурами и сбросами (рис. 1.1.4). Мощность

осадочного чехла в пределах северной части Предновоземельской структурной области составляет 5–12 км.

Адмиралтейский мегавал осложняют крупные высокоамплитудные поднятия: Крестовое, Адмиралтейское и Пахтусовское. Мощность чехла в своде составляет 5–6 км, возрастая на периклинали до 8–10 км.

Прогиб Седова отделяет мегавал от орогенной области Новой Земли. Наиболее выражен прогиб в отложениях девона – перми. Мощность чехла составляет 8–10 км.

Гусиноземельская ступень протягивается вдоль фронта Западно-Новоземельской зоны надвигово-взбросовых дислокаций. Локальные поднятия выражены по кровле верхнепалеозойского карбонатного комплекса. Пермско-триасовые отложения дислоцированы конформно с нижнепалеозойскими каменноугольными толщами. Юрско-меловые комплексы несогласно залегают на глубоко эродированных триасовых отложениях. Это свидетельствует о завершении основных фаз раннекиммерийских деформаций в доюрское время.

Поднятие мыса Желания представляет собой блок, сдвинутый к востоку по системе Спорона-

волоцкого разлома и погруженный относительно Адмиралтейского мегавала. Мощность осадочного чехла составляет 4–8 км. В верхнепалеозойско-триасовых отложениях выявлен ряд локальных структур.

Сводовое поднятие Земли Франца-Иосифа представляет собой сложное геотектоническое сооружение с гренвилевским фундаментом [Тектоническая карта..., 1998]. Омоложивающий эффект каледонского тектогенеза на Шпицбергене подтвержден А.М. Тебеньковым с соавторами (1996). В пределах крупного свода, в центральной части которого располагаются острова архипелага Земля Франца-Иосифа, выделяются Александровское и Сальмское поднятия, разделенные Вильчековской впадиной. На карте они представлены своими южными замыканиями.

Александровское поднятие – западная часть массива – представляет собой приподнятый блок докембрийского фундамента, на котором залегают вендские, каменноугольные, триасовые и меловые отложения мощностью 1–3 км. Поверхность фундамента представляет сочетание горстов и узких грабен, в которых мощность чехла достигает 4.5 км. В разрезах отмечены крупные перерывы и размывы ранее накопленных толщ, в результате чего на большей части поднятия отсутствуют отложения перми, верхнего триаса и юры. Наряду с этим, в пределах поднятия отмечается максимальное проявление раннемелового вулканизма и траппового магматизма.

Вильчековская впадина отделена системами глубинных разломов, вдоль которых развиты узкие щелевидные грабены. Мощность палеозойско-триасовых комплексов чехла на островах достигает 7–8 км, а в южном направлении увеличивается до 10–12 км. Предполагается, что в грабене осевой части впадины сохранились среднепалеозойские отложения мощностью 2–3 км, представленные преимущественно терригенными девонскими породами. С позднепалеозойского времени впадина развивалась в режиме компенсированного осадконакопления.

Сальмское валообразное поднятие обрамляет массив архипелага Земля Франца-Иосифа с востока, отделяя его от структур Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Оно расположено, в основном, в шельфовой области и захватывает лишь частично острова Сальм и Вильчека. Мощность осадочного чехла составляет здесь 5–6 км, возрастая на южной периклинали до 8–10 км. В этой части отмечается значительное увеличение мощности юрских отложений, а маломощные осадочно-вулканогенные образования мела на большей части поднятия эродированы.

Региональная ступень Грэм-Белл обрамляет с юго-востока сводовое поднятие Земли Франца-Иосифа. Южная часть ступени, вошедшая в рамку

карты, – Восточно-Вильчековский выступ – характеризуется мощностью осадочного чехла до 7 км. В пределах этой зоны предполагается широкое распространение пластовых базальтоидных интрузий.

Александровская зона поднятий примыкает к массиву Земли Франца-Иосифа, обособляясь по ступенчатой в плане системе сдвигов и сбросов северо-западного и северо-восточного простирания.

Мегавал Пинегина занимает центральное место в ее структуре, непосредственно надстраивая к югу Александровское поднятие. Мегавал является сквозным хорошо выраженным приразломным поднятием протяженностью 250 км с амплитудой 1–1.5 км. Фундамент погружается вдоль оси поднятия на юго-запад от 2.5 до 8–10 км. В северной части мегавала в своде предполагается отсутствие ниже-среднепалеозойских толщ, а на поверхность денудационного среза выходят комплексы нижнего–среднего триаса. Его южная периклинали скрыта под юрско-меловым плитным чехлом мощностью до 1.2 км.

Ступень Георга выделена к северо-западу от мегавала Пинегина. Это погруженный по системе сбросов блок с глубиной залегания фундамента 3–6 км. Зона сочленения ступени с мегавалом Пинегина представляет грабен, сложенный палеозойско-верхнетриасовыми отложениями. В северо-западной, относительно приподнятой, части ступени Георга на поверхность выходят нерасчлененные комплексы среднего–верхнего триаса.

Нортбрукская ступень представляет собой зону сочленения мегавала Пинегина и Северо-Баренцевской синеклизы. В ее пределах фундамент погружен до 10–13 км, а мощность юрско-меловых комплексов достигает 1.0–1.3 км. В западной части ступени намечается сквозное валообразное поднятие размерами 100×10 км, которое выражено по глубоким горизонтам чехла перегибами на временных разрезах региональных профилей МОВ ОГТ, а на поверхности – антиклиналью в меловых отложениях, в своде которой обнажены валанжин-аптские слои. С северо-запада это поднятие, названное валом Мусатова, ограничивает разлом, выходящий на поверхность. Ось структуры погружается в юго-западном направлении. Амплитуда поднятия по меловым слоям достигает 70–100 м.

Вильчековско-Сальмская ступень выделена как переходная зона от поднятия Земли Франца-Иосифа к структурам Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Ступень отличается разломно-блоковой структурой, которая сформирована нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания. Фундамент залегает на глубине от 9 до 13 км. В разрезе чехла основной объем занимают каменноугольно-пермские и

триасовые комплексы, общая мощность которых достигает 10–11 км. Мощность юрских и меловых отложений составляет 0.5–0.7 км. В нижней части чехла, возможно, присутствуют позднесилурийско-девонские толщи, развитие которых предполагается также в Вильчековской впадине на Земле Франца-Иосифа.

Зона прогибов Франц-Виктория разделяет крупные массивы земной коры: Шпицбергенский суперблок и глыбу Земли Франца-Иосифа. Система грабенов в основании этой зоны прогибов и неотектонический желоб, выраженный в рельефе дна, связаны с глубинным разломом [Осадочный чехол..., 1993]. Поэтому зона прогибов Франц-Виктория была выделена как самостоятельный (межевой) элемент, разграничивающий указанные массивы и структурно тяготеющие к ним Персеевскую и Александровскую зоны поднятий. Южная часть зоны прогибов Франц-Виктория, в фундаменте которой развита система грабенов, названа прогибом Книповича [Тектоническая карта..., 1996]. Основание чехла погружено здесь на глубину от 8 до 10 км, а в его разрезе предполагается наиболее полный ряд формаций, включающий все комплексы: от нижнего–среднего палеозоя до нижнего мела.

Сводовое поднятие Северо-Восточной Земли представлено на карте небольшим фрагментом, получившим название выступ о. Белого. Протерозойский фундамент, залегающий в основании выступа на глубине менее 2 км, выходит на поверхность севернее о. Виктория. На самом острове предполагается развитие известняков среднекаменноугольного возраста.

Персеевская зона поднятий структурно связана с массивом Северо-Восточной Земли, образуя вторую ступень по уровню погружения фундамента. Относительно неглубокое залегание фундамента в пределах Персеевской зоны проявляется в рисунке аномального гравитационного поля областью повышенных значений или положительными локальными аномалиями. Прямая корреляция аномалий со структурами здесь вполне отчетлива. В центре зоны расположен валобразный выступ – северо-восточный отрог поднятия Персея, в пределах которого фундамент залегающий на глубине от 3 до 4 км. На поверхности обнажены породы нижней–средней юры, а в своде – нерасчлененные образования триаса. Из разреза осадочного чехла в своде поднятия Персея почти полностью выпадают доверхнедевонские образования, мощности всех комплексов среднего–верхнего палеозоя и мезозоя сокращены. С поднятием Персея ортогонально сочленяется выступ фундамента юго-восточного простирания, залегающий в основании Южно-Персеевской ступени на глубине 4–7 км. Раз-

рез осадочного чехла здесь в целом аналогичен, однако его стратиграфическая полнота и мощность значительно возрастают на юго-восточном погружении ступени. Северо-Персеевская седловина отделяет поднятие Персея от выступа о. Белого. В фундаменте седловины прослеживается серия ступеней, образованных сбросами северо-восточного простирания. Мощность чехла в ее пределах составляет 4–5.5 км, тем не менее, в разрезе ожидается присутствие всех комплексов от нижнего палеозоя до мела.

Центральная зона поднятий включает свод Федьнского, поднятия Центральной банки и Бьярмеланд с древними массивами в основании, а также Демидовскую седловину.

Свод Федьнского в контуре изогипсы –7.0 км (по кровле нижнепалеозойских образований) имеет размеры 175×125 км, и заметно вытянут в северо-северо-восточном направлении. Платообразная вершина свода залегает на глубине 4.6–5.0 км, нарушена разломами, в основном, северо-западного простирания.

Поднятие Центральной банки характеризуется близширотным простиранием и более четкими разломными ограничениями с амплитудой сбросов до 500–900 м. Размеры восточной (изученной) части поднятия по изогипсе –7.0 км составляют 125×110 км. Свод структуры осложнен серией высокоамплитудных сбросов, вдоль которых сформировались приразломные выступы (полувалы) северо-восточного простирания. В своде кровля нижнепалеозойских образований воздымается до абсолютных отметок –5.0...–4.3 км. На северо-востоке поднятие граничит по разлому сдвигового характера с Малыгинской седловиной.

Поднятие Бьярмеланд представлено также небольшим фрагментом – юго-восточной периклиналью, в пределах которой поверхность нижнепалеозойских образований лежит на абсолютных отметках от –7.7 до –9.5 км.

Демидовская седловина служит связующим звеном между поднятиями. В фундаменте седловины лежит блок земной коры, затронутый деструктивными процессами. Последующие фазы рифтогенеза в сопряженных прогибах (Нордкапском, Восточно-Баренцевском) проявились активизацией разнонаправленных разломных систем как северо-западного, так и северо-восточного простирания. Эти движения сформировали сложный современный рельеф дорифтового основания – поверхности нижнепалеозойского подкомплекса, образованный сочетанием грабенов, горстов, структурных выступов. Стержневой структурой Демидовской седловины служит прогиб северо-западного простирания, очерченный изогипсой –10 км. Прогиб раскрывается в направ-

лении Восточно-Баренцевского бассейна, а его противоположное окончание «упирается» в разломную зону, которая ограничивает поднятие Центральной банки. В северной части седловины обособляется Ферсмановская терраса, осложненная разломами северо-западного и северо-восточного простирания. В центральной части Демидовской седловины по изогипсе –11.0 км четко вырисовывается перемычка, отделяющая осевой прогиб, лежащий в ее основании, от Нордкапского грабена. В юго-западной части расположена ступень, где сходятся навстречу друг другу структурные выступы – отроги поднятия Центральной банки и свода Федынского (Восточно-Федынский выступ), а между ними вклинивается окончание Нордкапского грабена.

Медвежинско-Эджинская зона прогибов разделяет Центральную и Персеевскую зоны поднятий. Эджинская ветвь этой зоны связана с Байдарацко-Хинлопенской системой глубинных разломов. На изученной площади Медвежинско-Эджинская зона представлена своим восточным окончанием – Малыгинской седловиной. По фундаменту и нижним горизонтам чехла седловине соответствует грабенообразный прогиб, ограниченный сбросами с амплитудой 1–1.5 км и раскрывающийся в направлении Северо-Баренцевской синеклизы. Разрез чехла этой зоны близок к разрезу Северо-Баренцевской синеклизы. Возможно, здесь также отсутствуют комплексы древнее позднего девона–карбона.

Варяжская зона прогибов представлена северо-восточной частью Нордкапского прогиба, прогибом Тиддли (Варангер) и Нордкинской ступенью. Элементом, соединяющим эту зону прогибов с Южно-Баренцевской синеклизой, служит Западно-Кольская седловина.

Нордкапский прогиб по кровле нижнепалеозойских образований имеет форму грабена со ступенчатым погружением блоков дорифтового основания от 8 км на бортах до 13–14 км в осевой части. Характерной особенностью прогиба является соляной диапиризм.

Нордкинская ступень представляет собой обширное плато, слабо наклоненное на северо-запад, с абсолютными отметками от –7.0 до –8.0 км. На востоке она сопрягается со сводом Федынского, а с юго- и северо-запада резко обрывается сбросами Нордкапского и Варангерского грабенов.

Прогиб Тиддли (Варангер) представляет юго-восточное замыкание Варяжской зоны прогибов. Он выполнен среднепалеозойско-мезозойскими формациями: верхнедевонско-нижнекаменноугольной терригенно-галогенной, среднекаменноугольно-нижнепермской карбонатно-галогенной, верхне-

пермско-мезозойской терригенной. В прогибе также выявлены солянокупольные структуры.

Западно-Кольская седловина является связующим звеном между Центральной зоной поднятий и Кольско-Финмаркенской моноклизой.

Кольско-Финмаркенская моноклиза рассматривается как пограничный элемент Баренцевской плиты – зона сочленения с Рыбачинско-Святоносской перикратонной областью Восточно-Европейской платформы. В ее фундаменте залегают рифеиды Канино-Варангерского складчатого пояса, интенсивность дислокаций и метаморфизма которых заметно ослабевает в западном направлении. Наклон кровли каменноугольно-нижнепермских известняков возрастает к северу до 3°. Вдоль простирания разломов, ограничивающих горсты фундамента, в каменноугольно-пермских карбонатных отложениях распространены пояса рифов (рис. 1.1.10).

К ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В пределах рассматриваемой континентальной окраины сконцентрирован ряд глубочайших впадин и прогибов. К наиболее значимым из них, как отмечалось выше, относится Восточно-Баренцевский мегабассейн, где мощность палеозойско-мезозойского осадочного чехла в депоцентрах троговой системы составляет не менее 18–20 км. Анализ геолого-геофизических данных показывает, что сверхглубокий тектонический облик Восточно-Баренцевского мегабассейна оформился в палеозое и мезозое под воздействием трех фаз тектогенеза – каледонской, герцинской и раннекиммерийской с последовательно акцентированным унаследованным наложением соответствующих генераций форландовых бассейнов (рис. 1.1.11).

Однако одним из проблемных вопросов тектоники и геодинамики является разработка обоснованных современными данными геологии и геофизики моделей образования и развития сверхглубоких осадочных бассейнов, к которым в Арктике, прежде всего, относится Восточно-Баренцевский с его крупными и гигантскими по запасам месторождениями углеводородов [Шипилов, Мурзин, 2001; Шипилов, Юнов, 1995].

В Восточно-Баренцевском мегабассейне по результатам проведения комплекса разноплановых геолого-геофизических исследований в структуре фундамента намечены контуры палеорифтовой (тропоной) системы, состоящей из нескольких звеньев. В рельефе поверхности фундамента здесь выделены впадины и прогибы с глубинами 16–20 км [Объяснительная..., 1996; Шипилов, Сенин, 1988; Шипилов и др., 1990; Bogolepov et al., 1992] разделенные перемыч-

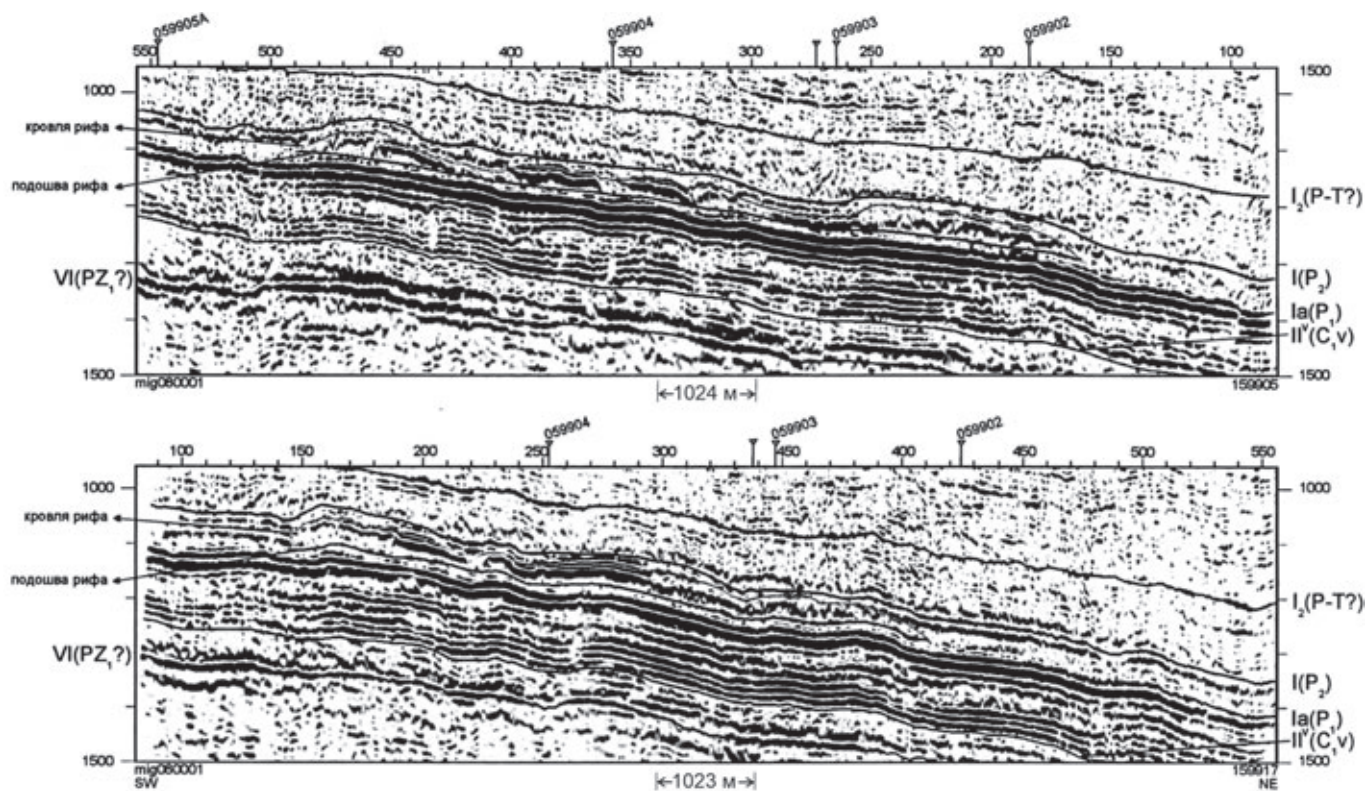


Рис. 1.1.10. Рифы Кольской моноклинали на сейсмических разрезах (по материалам СМНГ)

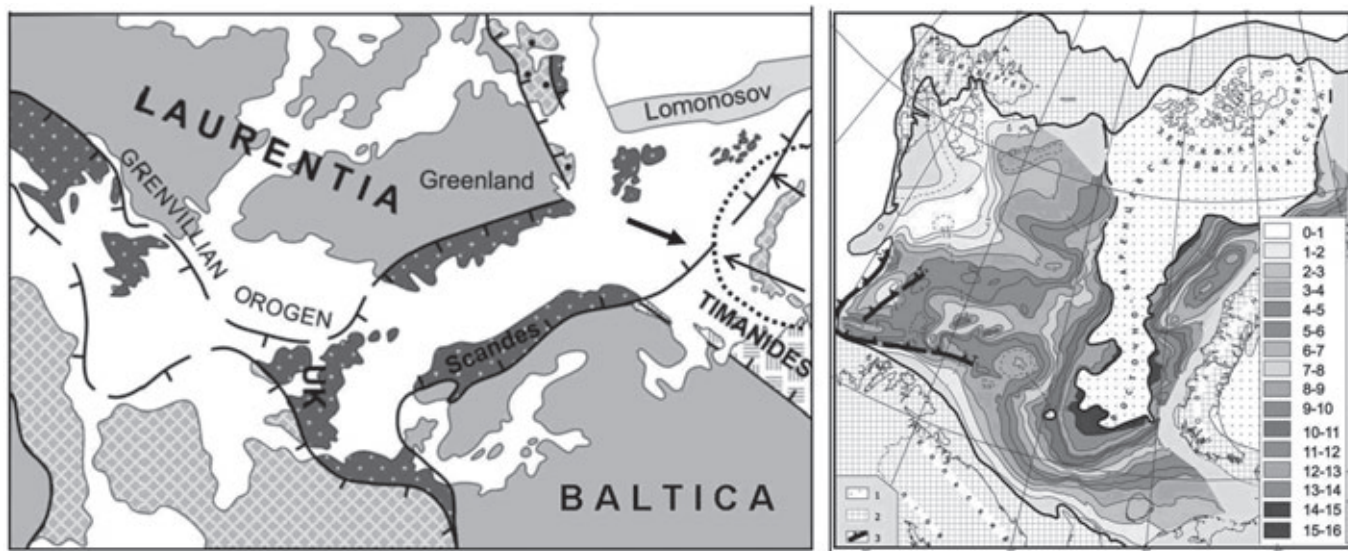


Рис. 1.1.11. Палеогеодинамическая реконструкция на поздний мел [Gee et al., 2010; Шипилов и др., 2010] с изменениями, иллюстрирующая возможное положение фронта каледонской деформаций и распространение ареала позднегерцинско-раннекиммерийского стресса (точечный пунктир) в Баренцево-Карском регионе.

Справа отражение конфигурации и структуры сверхглубокого Восточно-Баренцево-Карского мегабассейна в рельефе поверхности позднепалеозойских карбонатов (изогипсы гор. Ia) [Шипилов, 2004]

ками – Южно- и Северо-Баренцевской, Северо-Новоземельской и Святой Анны. В поперечных сечениях западные борты их более пологие, чем восточные.

При этом основную часть осадочно-вулканогенного выполнения (до 14–15 км) бассейнов, с палерифтовой системой в основании, составляют терригенные

отложения поздней перми–мезозоя. Среди подстилающих эту терригенную толщу образований относительно уверенно выделяются комплексы перми–карбона и позднего девона.

Тем не менее, возраст и генезис этой гигантской по протяженности и мощности, в особенности доверхнедевонской, толщи бассейна до сих пор остаются предметом научных дискуссий [Верба и др., 2005; Коротаев и др., 1998; Малышев, Шипилов, 2002; Объяснительная..., 1996; Устрицкий, 2009]. Причина этого заключается в том, что стратиграфическая привязка отражающих горизонтов более древних комплексов отложений является проблематичной в связи с большой глубиной залегания и отсутствием непрерывной корреляции сейсмических данных.

Вместе с тем, как показывают исследования, средне-позднепалеозойские рифтогенные структуры получили довольно широкое развитие на Баренцевоморской континентальной окраине (рис. 1.1.12). На Шпицбергене с девона по средний карбон был сформирован крупный Западно-Шпицбергенский грабен. Главная фаза растяжения и грабенообразования, после свальбардской складчатости, соответствует башкирскому веку [Gabrielsen et al., 1990]. Самое крупное несогласие в позднем палеозое на о. Медвежий в западной части Баренцева моря относится к серпуховско-башкирскому времени (324 млн лет) и объясняется рифтовой активизацией в прилегающих районах.

Этапы рифтогенного развития практически всех крупных прогибов в западной части Баренцева моря (Нордкапского, Тиддли и др.) связаны с поздним девонем и ранним–средним карбоном [Gabrielsen et al., 1990; Шипилов, 2002; 2004]. Платформенный режим с развитием обширного карбонатного шельфа в западной части Баренцева моря установился в позднем карбоне и продолжался до поздней перми.

На востоке региона, в пределах Новой Земли, в среднем–позднем девоне был сформирован рифтогенный прогиб, который, скорее всего, входил в состав Восточно-Баренцевской троговой системы, но был инверсирован на рубеже триаса–юры (возможно и ранее?) в результате складчато-надвиговых процессов [Богданов и др., 1997; Верба и др., 2005].

На Печорской плите и ее акваториальном продолжении рифтовая активизация завершилась в позднем девоне [Малышев, Шипилов, 2002].

В настоящее время наиболее распространено мнение о допозднефранском времени рифтогенеза в восточном секторе Баренцева моря. Обоснование этого традиционно базируется на сейсмостратиграфической экстраполяции опорных сейсмических горизонтов Печорской плиты в пределы Южно-Ба-

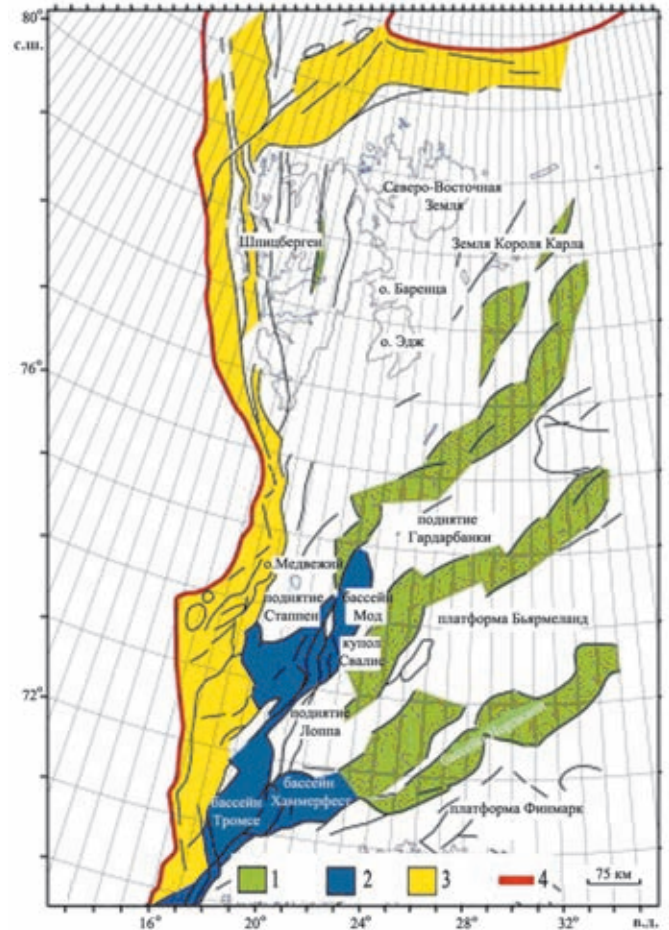


Рис. 1.1.12. Фазы рифтинга в структурах западной части Баренцевоморской континентальной окраины [Gabrielsen et al., 1990].

1 – карбон, 2 – поздняя юра – ранний мел, 3 – поздний мел – палеоцен; 4 – граница континентальной и океанической коры

ренцевской впадины и соответствующей временной привязке тектонических событий.

При этом, время их проявления распространяется практически на весь регион без каких-либо изменений, несмотря на неуверенную корреляцию палеозойских горизонтов в осевой зоне Восточно-Баренцевского мегабассейна, особенно ниже горизонта Ia, наиболее древнего из подтвержденных бурением на Адмиралтейском поднятии. Это связано с экранированием сейсмического сигнала базальтоидными интрузиями, насыщающими разрез пермско-триасовой и ниже залегающих толщ. Исходя из общерегиональной геологической ситуации и визуальной оценки на сейсмических разрезах, в Южно-Баренцевской впадине можно выделить три группы аномальных сейсмических горизонтов, обусловленных проявлениями магматизма. Это позднедевонские эффузивы, залегающие практически и преимущественно горизонтально в низах разреза. Затем, в средней части, выделяется группа хаотически расположенных тел

магматических образований, соответствующих возрасту базальтоидов Кортаихинского прогиба. Третья группа хаотических тел силлов и даек соотносится по абсолютным датировкам с юрско-меловым этапом магматизма, наиболее широко и отчетливо проявившимся в Баренцевоморском регионе.

Зона сочленения Печорской плиты и Южно-Баренцевской впадины (юго-восточный борт палеорифта) является единственным местом, где были получены наиболее типичные разрезы [Казанин и др., 2011; 2015], с высокоамплитудными листрическими сбросами и ротационными блоками, подтверждающие рифтовую природу Восточно-Баренцевской системы и характеризующие время рифтогенеза как допозднефранское. На западном борту палеорифта таких контрастных разломно-блоковых структур ранее не отмечалось.

В работе [Bogolev, Shipilov, 1996] нами было высказано мнение об асимметрии строения Южно-Баренцевской впадины, обусловленной асинхронностью проявления рифтогенных процессов в ее

западной и восточной бортовых зонах, которое обосновывалось следующими соображениями.

Стратификация опорных горизонтов на сейсмических разрезах, характеризующих западную бортовую зону рифтовой системы, базируется на основе увязки с сейсмическими данными по прилегающему Норвежскому сектору Баренцева моря, опирающимися на данные бурения в районе Финнмаркенской платформы [Bogolev, Shipilov, 1996].

С учетом данных по норвежской части шельфа, возраст нижних горизонтов осадочного чехла западной части Южно-Баренцевского бассейна был пересмотрен и изменился в сторону омоложения [Bogolev, Shipilov, 1996; Шипилов, Шкарубо, 2010].

Это, в свою очередь, повлекло за собой изменения в хронологической датировке тектонических событий, в частности, возраста палеозойского рифтогенеза. В результате, в пределах юго-западной бортовой зоны рассматриваемого бассейна, включающей склон Центрально-Баренцевского поднятия, возраст рифтогенного грабенообразования оценен как ран-

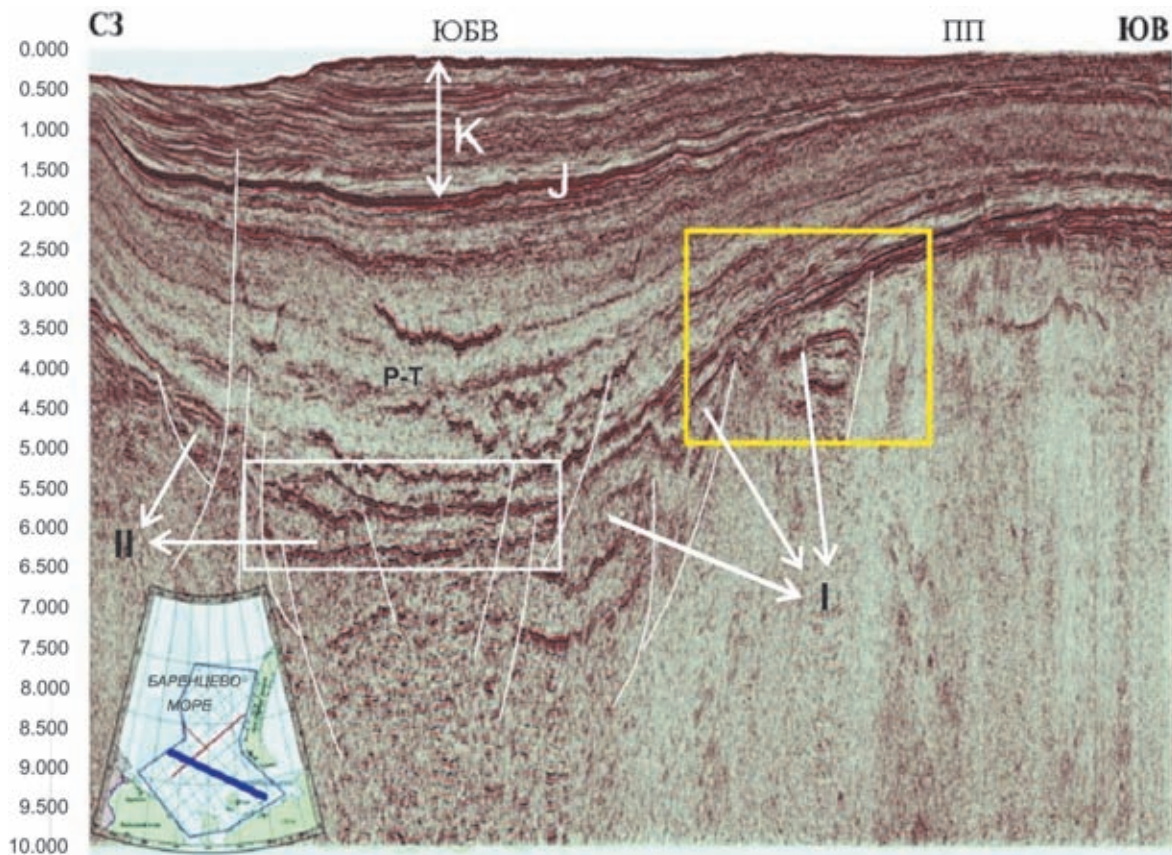


Рис. 1.1.13. Сейсмический разрез [Казанин и др., 2011; Шипилов и др., 2018], иллюстрирующий строение Южно-Баренцевской впадины (ЮБВ) и характер ее сочленения с Печорской плитой (ПП). Интерпретация авторов.

I – структуры растяжения (полуграбены) допозднедевонской (?) генерации; II – рифтогенные структуры допозднекаменноугольной генерации. В пермско-триасовом комплексе и ниже распространены хаотические аномальные рефлексоры, обусловленные базальтоидными интрузиями. Консолидированная кора в осевой зоне представлена коромантийной смесью

некаменноугольный башкирский. В наиболее активных приразломных зонах этот процесс, возможно, продолжался до перми. Подобная картина характерна и для более глубокой части троговой системы. Изложенное находит подтверждение и отчетливо иллюстрируется на недавно полученном глубинном сейсмическом разрезе МАГЭ (рис. 1.1.13).

Эти события синхронны этапам растяжения и грабенообразования на Норвежском шельфе, в Северном море, Южной Англии и Свердрупском бассейне Канады (динантская и стефанская фазы – ранний карбон и касимовско-гжельское время соответственно).

Таким образом, позднепалеозойские рифтогенные структуры западной и юго-восточной частей

Южно-Баренцевской впадины по времени проявления своего формирования являются разновозрастными: в основном допозднекаменноугольными и допозднедевонскими соответственно. Все отмеченное обусловило асимметричный профиль в строении и асинхронность развития бортовых зон рифтовой системы. В мезозойское время под влиянием формирования складчато-надвиговой структуры Новой Земли [Богданов и др., 1997; Объяснительная..., 1996], а также в кайнозойе, в связи со становлением океанических спрединговых бассейнов [Шипилов, 2005; Шипилов и др., 2006], асимметрия рифтогенного прогиба стала еще более контрастной.

1.2. Особенности строения ледниковых образований и связанных с ними форм донного рельефа по данным сейсмоакустического профилирования и их роль в решении дискуссионных вопросов формирования четвертичного покрова Баренцева моря

А.Е. Рыбалко¹, М.Ю. Токарев²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва

Рассматриваются остро дискуссионные вопросы в современной четвертичной геологии арктических морей, связанные с их оледенением. Подробно рассмотрены история возникновения проблемы оледенения шельфов или «дрифтового» накопления валунносодержащих толщ, результаты сейсмоакустических исследований и их интерпретации с целью сейсмостратиграфического и генетического расчленения покрова рыхлых осадков четвертичного возраста. Приводятся аргументы в пользу континентального происхождения ледников (Новоземельского, Островного и Скандинавского), которые в позднем неоплейстоцене распространились на шельф Баренцева моря, оккупировали его поверхность до глубин 120–150 м. Дальнейшее развитие оледенения шло уже за счет расширения площади шельфовых ледников. Оценивается фациальная зональность ледниково-морских отложений, связанная с удалением от фронта ледников, и делается вывод, что уже в конце позднего неоплейстоцена большая часть современного Баренцева моря была свободна как от ледников, так и от годового покрова паковых льдов. Приводятся данные об отсутствии в пределах современного баренцевоморского шельфа площадного распространения толщ мерзлых осадков.

Ключевые слова: шельф, оледенение, неоплейстоцен, сейсмоакустика.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(5)

Одним из остро дискуссионных вопросов в современной четвертичной геологии, в том числе и в морской, арктических территорий России является вопрос о существовании или отсутствии в это время ледниковых покровных оледенений. Не касаясь Восточно-Арктического шельфа, где все-таки большинство исследователей отрицает наличие ледниковых щитов, отметим, что на Западно-Арктическом шельфе, в том числе и на шельфе Баренцева моря, этот вопрос по-прежнему является предметом дискуссий, несмотря на то, что в настоящее время имеется доста-

точно много материалов бурения. В тоже время развитие нефтегазовой отрасли в этом районе (в своем большинстве в поисково-разведочной стадии) привело к активизации исследований с использованием новейших многоканальных сейсмоакустических систем, которые внесли много нового в разрешение этой проблемы. Составлены гляциальные схемы окружающих районов, что также способствует решению указанной проблемы. Делается попытка всестороннего рассмотрения указанной проблемы, в том числе и с привлечением новейших данных.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЛЯЦИАЛИСТИЧЕСКИХ И АНТИГЛЯЦИАЛИСТИЧЕСКИХ ВЗГЛЯДОВ НА БАРЕНЦЕВОМОРСКОМ ШЕЛЬФЕ

Гипотеза оледенения Баренцева шельфа была впервые высказана К. Гриппом [Griff, 1929], а затем И. Блютгеном [Blüthgen, 1942]. В Советском Союзе подробно на этом вопросе останавливался В.Д. Дибнер [Дибнер, 1959, 1961]. Эти представления во многом опирались на материалы исследований четвертичных отложений Баренцева моря М.В. Кленовой [Кленова, 1960], которая впервые обратила внимание на то, что морские современные илы подстилаются плотными глинами, часто валунносодержащими. Эти глины или обнажаются на поверхности морского дна или залегают под очень тонким (0.3–1.0 м) слоем современных (преимущественно глинистых) осадков (район п-ова Рыбачьего, Мурманское мелководье, западные промысловые банки и ряд пунктов на разрезе по Кольскому меридиану). До нее на наличие сплошного развития плотных серых глин под зелеными (донными) илами в западной, наиболее глубоководной части моря между Финмаркеном и Западным Шпицбергенем указывал еще в 1912 году Ф. Нансен [Нансен, 1938], а также П.С. Воронов в 1957 году [Дибнер, 1968]. Литологически – это дресвяно-песчанистые глины и суглинки темно-серого или зелено-серого цвета, относительно плотные, пластичные или вязкие с большей или меньшей примесью щебня, иногда слегка окатанного. Реже встречаются гравий и галька. Эти отложения развиты практически на всей поверхности Баренцева моря за исключением только абразионных платформ, где дно сложено скальными породами или продуктами их разрушения. С деятельностью ледников на Баренцево-Карском шельфе В.Д. Дибнер связывает широкое распространение котловинно-холмистого и грядового рельефа ледниково-аккумулятивного габитуса. Им же впервые были выделены на морском дне пояса краевых образований, которые характеризуются теми же морфологическими показателями, что и на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Это субпараллельные цепочки подводных холмов с относительными превышениями до 50–100 м и достигающие в длину до 10–15 км. Подобные краевые комплексы были выделены вдоль северного борта Медвежинского желоба, к юго-западу от Центрального Баренцевоморского поднятия, а также к северо-западу от Канинско-Колгуевского плато [Дибнер, 1968].

На данном этапе развития работ не было проведено какой-либо представительной попытки картографирования ледниковых образований на шельфе Баренцева моря.

Следующий этап развития представлений об оледенении шельфа Баренцева моря связан с именем Г.Г. Матишова. Его монография «Дно океана в ледниковый период», вышедшая в 1984 году [Матишов, 1984], подвела итог более 10-летних исследований геоморфологии западно-арктических шельфов. Она основана на анализе практически всех (главным образом, зарубежных) источников, посвященных гляциальным шельфам мира, включая многочисленные сейсмограммы и достаточно редкие в то время результаты морского бурения, а также изучения эхограмм промысловых судов как самого ПИПРО, где и работал автор монографии, так и рыболовецкого флота Министерства рыбной промышленности СССР. По существу это до сих пор наиболее полный гляциоморфологический анализ Баренцева моря. Г.Г. Матишовым была подробно охарактеризована морфоскульптура баренцевоморского шельфа, связанная с оледенением, прежде всего, многочисленные моренные гряды, отражающие распространение разновозрастных ледников, распространяющихся со стороны суши. Эти формы были впервые изображены на картах различного масштаба (рис. 1.2.1).

Большим вкладом в общую теорию оледенения является впервые сформулированное понятие «океанический перегляциал», под которым понимаются территории (акватории), не испытавшие оледенения, но в пределах которых природные процессы во многом определялись особенностями развития ледниковых щитов.

Именно с работ Г.Г. Матишова оформилось одно из трех основных направлений в дискуссионной проблеме оледенения (неоледенения) Баренцева моря и, вообще, гляциальных шельфов. Согласно ему в период четвертичных оледенений их центры располагались на суше, материковые ледниковые покровы неоднократно распространялись на Баренцевоморский шельф, сформировав холмисто-грядовый рельеф и специфические миктитовые отложения, содержащие примесь грубообломочного материала по периферии или на поднятиях Баренцева моря [Хольтедаль, 1958; Кленова, 1960; Спиридонов, 1970; Лаврушин, 1970]. Редкие в то время длинные колонки не вскрыли ледниковых отложений в центральной части Баренцева моря [Матишов, 1987].

Это направление впоследствии получило развитие в работах Института Океанологии АН СССР (РАН) [Арктический шельф..., 1987; Павлидис и др., 1998, 2001, 2005], ВСЕГЕИ [Спиридонов, 1970; Спиридонов и др., 1992] и ряда других организаций.

Другое направление определяют взгляды сторонников ледниковой теории, которые первоначально опирались на представления В.Д. Дибнера о пло-

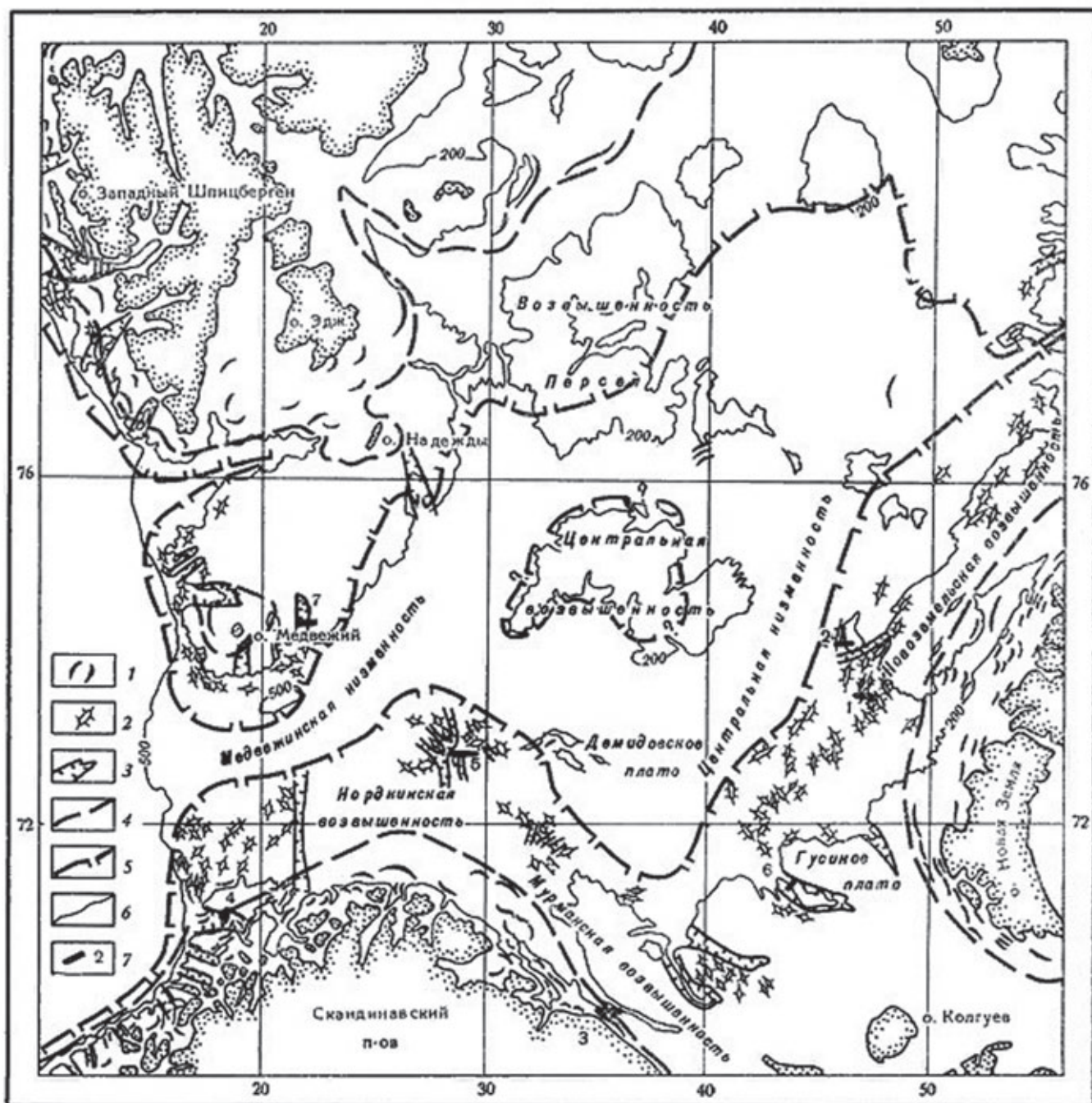


Рис. 1.2.1. Распространение ледниковой морфоскульптуры на дне Баренцева моря [Матишов, 1977].

Моренные гряды и массивы: 1 – молодые, 2 – древнеледниковые, 3 – троговые долины, 4 – границы максимального распространения материковых ледников в эпоху максимального валдайского оледенения, 5 – тоже в эпоху среднеледникового оледенения, 6 – изобаты 200 и 500 м, 7 – номера эхограмм, использованных для составления карты

щадном распространении ледников на акватории Баренцева моря [Дибнер, 1968]. Свое оформление они получили в работах М.Г. Гросвальда, который выдвинул идею так называемого «Панарктического ледникового покрова» [Гросвальд, 1998]. Полностью она сформулирована в известной монографии Михаила Григорьевича и, без сомнения, остается одной

из самых красивых модельных теорий в четвертичной геологии XX столетия [Гросвальд, 1983, 1998]. Огромный ледник, возникший при слиянии четырех ледниковых щитов: Британского, Скандинавского, Баренцева и Карского, распространялся и на шельфы Северного, Баренцева и Карского морей. Карта этого покрова заняла одно из центральных мест в ито-

вых документах Проекта КЛИМАП [CLIMAP, 1981] и во многих других обзорных материалах того времени, таких как монография Дж. Дентона и Т. Хьюза [The last great..., 1981]. В 1990 году была опубликована статья В.Г. Гатауллиной и Л.В. Поляка, которые, ссылаясь на данные сейсмоакустического профилирования, выявили в центре Баренцево-морской Центральной впадины – наиболее глубоководного участка баренцево-морского шельфа с глубинами моря до 390 м – аккумулятивное караваяеобразное тело, сложенное так называемой прозрачной толщей мощностью до 100 м [Старовойтов и др., 1983]. Они интерпретировали его как подводный супрагляциальный флуотилл (морена сплывания) [Гатауллин, Поляк, 1990], что послужило, косвенным доказательством присутствия ледника на всем баренцево-морском шельфе. Впоследствии Л.В. Поляк существенно укрепил позиции сторонников Панарктического ледника, проанализировав данные бурения в Печорском море [Polyak et al., 2001]. Вывод о покровном оледенении Баренцева шельфа нашел подтверждение в норвежских исследованиях, которые начались в 1980-х годах и в значительной мере опирались на результаты геофизических исследований. Поддержали эту идею и

ряд исследователей из России, Швеции, США, Германии [Гатауллин и др., 1992; Elverhøi et al., 1993 и др.]. Впоследствии идеи о площадном распространении ледника, по крайней мере, в пределах западно-арктического шельфа нашли свое отображение в Европейском проекте QUEEN [Mangerud et al., 1999; Svendsen et al., 2004]. На приведенной карте-реконструкции отчетливо видно, что все Баренцево море без южной части Печорского моря и западная часть Карского моря в период развития максимума Валдайского (Вехзельского) оледенения были покрыты сплошным ледником (рис. 1.2.2).

Правда, по новейшей концепции участников проекта QUEEN [Mangerud et al., 1999], последний ледниковый максимум совпадал не с поздним, а с ранним или средним валдаем (изотопные стадии 3 или 4) [Гросвальд, 1999]. Эта реконструкция в настоящее время практически является ведущей для баренцево-морского шельфа, по крайней мере, в трудах западных ученых.

Многие исследователи, в том числе и последовательные сторонники теории гляциальных шельфов, до сих пор рассматривают модель единого Панарктического ледникового щита как рабочую гипотезу. Она

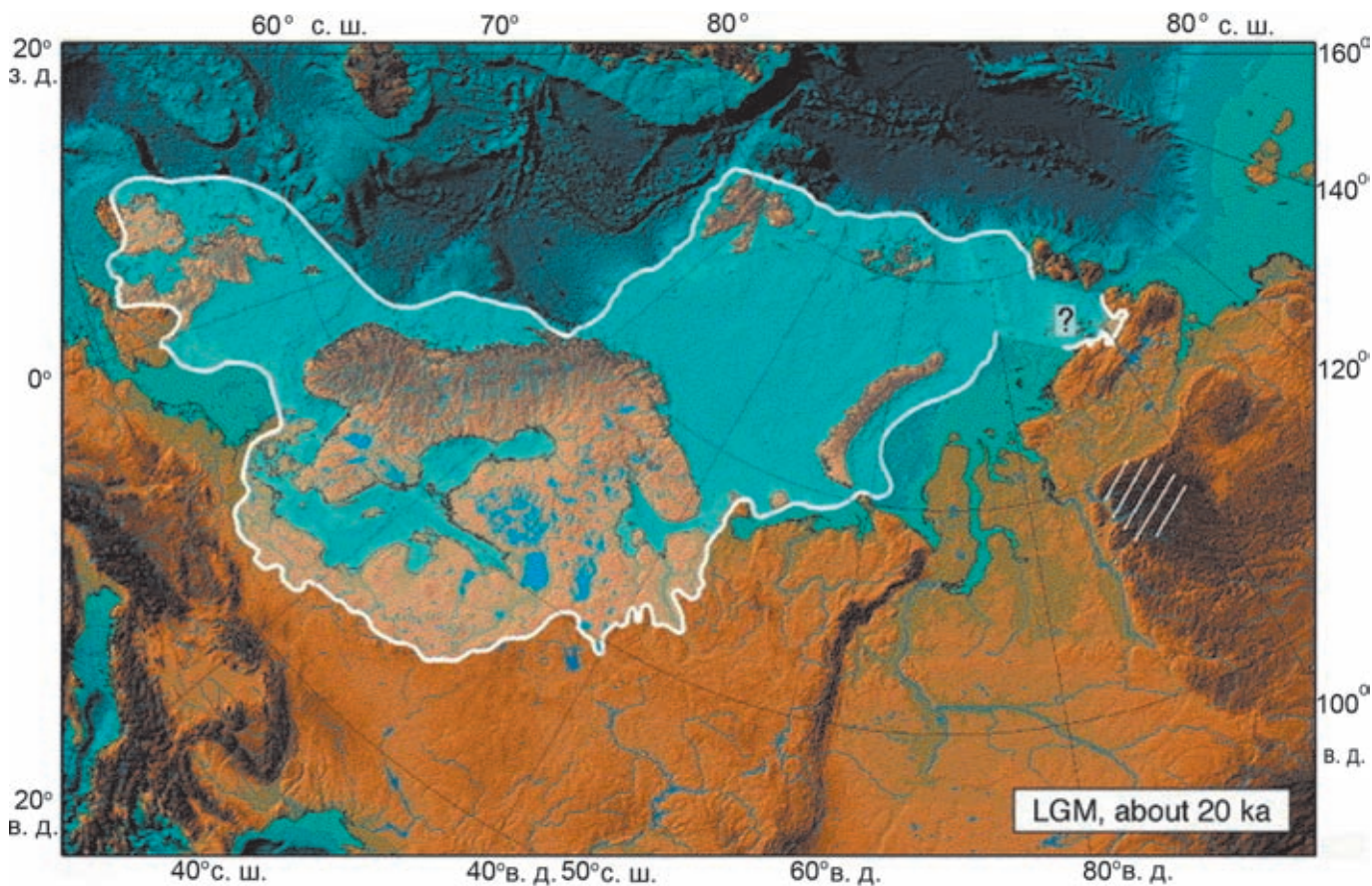


Рис. 1.2.2. Карта реконструкции максимального оледенения 20 тыс. лет тому назад (LGM) по Ю. Свендсену с соавторами [Svendsen et al., 2004]

построена в близком соответствии с гляциологическими фактами, имеющими, однако, очень косвенное отношение к собственно арктическому шельфу. Эти реконструкции во многом противоречат материалам проникновения баренцевоморских вод во впадину Белого моря, данным о продвижении ледников со стороны суши, а не наоборот, как это должно происходить по теории нахождения центра Ледникового щита над Баренцевым морем [Павлидис и др., 2005]. Тем не менее, это второе из трех основных направлений по проблеме оледенения Баренцева моря.

Третье направление – маринизм или антигляциализм, на самом деле имеет гораздо более глубокие корни, чем теория материковых оледенений. По данной концепции несортированные щебнистые глины северных равнин представляли осадки холодных полярных морей, а включенные в эти осадки валуны и глыбы попали на морское дно в результате вытравивания из дрейфующих льдов. Эта теория абсолютно господствовала до 1870 года, а ее основоположником был Чарльз Лайель – абсолютный авторитет в геологии тех времен. В России дрифтовая теория также появилась задолго до начала систематического изучения геологического строения арктических морей и опиралась на данные изучения Урала и, особенно, Западной Сибири, где разрезы четвертичных отложений существенно отличались от западноевропейских. Для взглядов сторонников этого направления характерно преувеличение роли тектонических процессов и морских трансгрессий в формировании четвертичных отложений. Так, одна из апологетов маринистской теории – Н.Г. Загорская – писала, что «наиболее существенное отличие наших представлений от классического понимания геологии и палеогеографии плейстоцена – это признание ведущей роли тектонических процессов и явлений морских трансгрессий по отношению ко всем другим, в том числе к ледниковым процессам формирования отложений и рельефа» [Загорская и др., 1972]. Современные маринистические взгляды основаны на представлениях о ледово- (ледниково-) морской седиментации и активных неотектонических процессах на шельфе. Так, Р.Б. Крапивнер доказывает, что многочисленные валы на Западно-Арктическом шельфе и в Норвежском море, указывающие на пределы распространения ледниковых щитов на шельфе, имеют тектоническое происхождение [Крапивнер, 2018]. Им же высказано утверждение, что гляциодислокации и отторженцы платформенного чехла сопряжены с глубинными разломами земной коры и сформировались в результате разрывных тектонических дислокаций и проявлений диапиризма в неотектоническую эпоху [Чувардинский, 2014]. Одним из апологетов неотек-

тоники Балтийского кристаллического щита и отсутствия признаков площадного оледенения на берегах Баренцева моря является сам В.Г. Чувардинский, который опубликовал на эту тему несколько монографий и диссертацию, которая, к сожалению, не была допущена к защите из-за идейных разногласий с оппонентами.

Представленный очерк ни в коей мере не претендует на полноту изложения. Острая дискуссионность проблемы втянула в это научное и не очень (в смысле сведения счетов) противостояние десятки человек. Нашей целью было показать основные отправные точки зрения (тот же В.Г. Чувардинский утверждает, что только теорий оледенения шельфа существует несколько десятков, но это явный перебор). Как взгляды влияют на составление картографических продуктов обзорных масштабов, иллюстрирует пример составления карт четвертичных отложений России. На первой из них – Карте четвертичных образований России масштаба 1:5000000 (гл. ред. И.И. Краснов, ред. Б.А. Борисов, Е.А. Минина, 2001 г.) баренцевоморский шельф изображен в общепринятой легенде с выделением ледниковых, ледниково-морских и морских отложений [Карта четвертичных..., 2000]. На следующей карте, уже масштаба 1:2500000, где основным автором по геологии четвертичных отложений шельфа был Е.А. Гусев (ВНИИОкеанология»), все дно Баренцева моря залито преимущественно синим цветом [Застрожнов и др., 2011]. Эта карта не была издана и осталась на сайтах ВСЕГЕИ и ВНИИОкеангеологии. Реванш ВСЕГЕИ взял в 2015 году, когда была издана актуализированная версия этой карты, которая и считается в настоящее время основной. В ней Баренцево море вернулось к первоначальной версии, но редакция карты без первоначального автора привела к появлению многих нелепиц, таких как ледниковый щит на Новосибирских островах, где он не может быть в принципе. Излишне указывать, что авторы практически пользовались одним и тем же материалом, на что указывает совпадение контуров выделяемых тел, а также списки использованной литературы. Но раскраска их различается и отражает научные взгляды составителей. Надо сказать, что к этому времени и взгляды самого Е.А. Гусева претерпели некоторую эволюцию. При подготовке новых листов Государственной геологической карты масштаба 1:100000 на Баренцевом море он начал склоняться к мысли, что частичная оккупация шельфа Баренцева моря ледниками, двигающимися со стороны суши, все же имела место [Гусев и др., 2012a].

Нашей целью является изложение фактических материалов по строению четвертичных отложений

шельфа Баренцева моря, в том числе и новейших данных, полученных при современных инженерно-геологических изысканиях, которые проводятся в интересах Газпрома и Роснефти. Но прежде обратимся к геологическому строению дна Баренцева моря.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Баренцево море является самым западным среди российских арктических морей и обладает самым широким и глубоким шельфом в мире. Оно входит в систему Атлантического океана, граница с которым проходит по линии: мыс Нордкап – о. Медвежий – мыс Серкапп – архипелаг Шпицберген. Граница с Северным Ледовитым океаном (СЛО) совпадает с бровкой континентального шельфа и протягивается от мыса Лаура на архипелаге Шпицберген через северное побережье Земли Франца-Иосифа до желоба Святой Анны, где проходит его граница с Карским морем, вытянутая до мыса Желания на севере архипелага Новая Земля. Баренцево море – пограничное и омывает также берега Норвегии, где находится самый северный мыс Европы – Нордкап. На юго-востоке граница очень четкая и идет от юга Новой Земли через остров Вайгач до хребта Пай-Хой на континентальной суше.

Шельф Баренцева моря является переуглубленным (преобладают глубины 100–350 м, а вблизи границы с Норвежским морем они увеличиваются до 600 м). Рельеф дна – довольно пересеченный для континентальной окраины материка, характеризуется чередованием пологих подводных возвышенностей, разделенных желообразными депрессиями, которые переходят в выводные каналы. Наиболее крупной рекой, впадающей в море, является Печора. Остальные реки – мелкие и не играют существенной роли в питании его обломочным материалом.

Климатические условия моря достаточно контрастны. Юго-западная его часть, благодаря влиянию теплого Северо-Атлантического течения характеризуется мягким морским климатом: в Мурманске средние температуры января выше -8° , средние температуры июля и августа лишь немного выше $+10^{\circ}$ [Геоэкология шельфа..., 1993]. Характерной чертой Баренцева моря является его минимальная ледовитость среди всех арктических морей России. Южная часть моря вообще не замерзает, за исключением отдельных фьордов Мурманского побережья. Наиболее долго льды сохраняются (до 8 месяцев) в юго-восточной части моря.

В геологическом отношении шельф Баренцева моря является наиболее изученным, чему во многом поспособствовало отсутствие зимнего покро-

ва льдов. Планомерное изучение его геологической структуры началось в 1960-х годах. Начиная с 1981 г., стали проводить хоть и редкое, но глубокое структурное бурение. В настоящее время практически вся площадь баренцевоморского шельфа закрыта Государственным геологическим картированием масштаба 1:1000000. В результате получены достаточно подробные сведения об основных чертах геологического строения осадочного чехла, его мощности и основных структурных элементах строения баренцевоморского шельфа [Геологическое..., 1985].

В целом Баренцево море имеет континентальную кору докембрийского возраста гетерогенного строения, которая в пермское и мезозойское время претерпела несколько этапов деструкции. Выделяются районы с возрастом формирования континентальной коры архейского, гренвильского и байкальского возрастов. Первая развита в пределах подводного продолжения Восточно-Европейской платформы, вторая – на Баренцевоморской (Свальдбардской) плите, третья – в Тимано-Печорской провинции (рис. 1.2.3).

Юго-западную часть баренцевоморского шельфа занимает Балтийский кристаллический щит, представляющий собой выходящий на поверхность кристаллический фундамент платформы раннедокембрийской консолидации. Он представлен Мурманским блоком Карело-Кольского подвижного складчатого пояса и сложен преимущественно архейскими образованиями, метаморфизованными в гранулитовой фации умеренных давлений (Кольский тип) [Другова и др., 1972]. Возраст их древний, более 3.0 млрд лет. Внутренняя структура Мурманского блока характеризуется преобладанием гранитоидных куполов и гранитогнейсовых овалов, осложненных системой серповидных и прямолинейных разломов. Породы Мурманского блока протягиваются узкой полосой вдоль северного берега Кольского полуострова и отделены от других структур в пределах Баренцева моря разломом Карпинского, по которому кристаллический фундамент опущен в сторону моря и ступенчато погружается под осадочный чехол Кольской моноклинали (Кильдино-Святоноская ступень баренцевоморской плиты) [Тектоника Белого..., 2012]. Она в контактной зоне с блоком кристаллических пород фундамента сложена преимущественно терригенными породами рифейского возраста, которые выходят на суше на юге полуостровов Варангер, Средний, Рыбачий и на о-ве Кильдин, образуя фундамент Северо-Кольской области перикратонного погружения (рис. 1.2.4).

Мощность этих образований может достигать 2–5 км [Государственная..., 2008]. С северо-запада

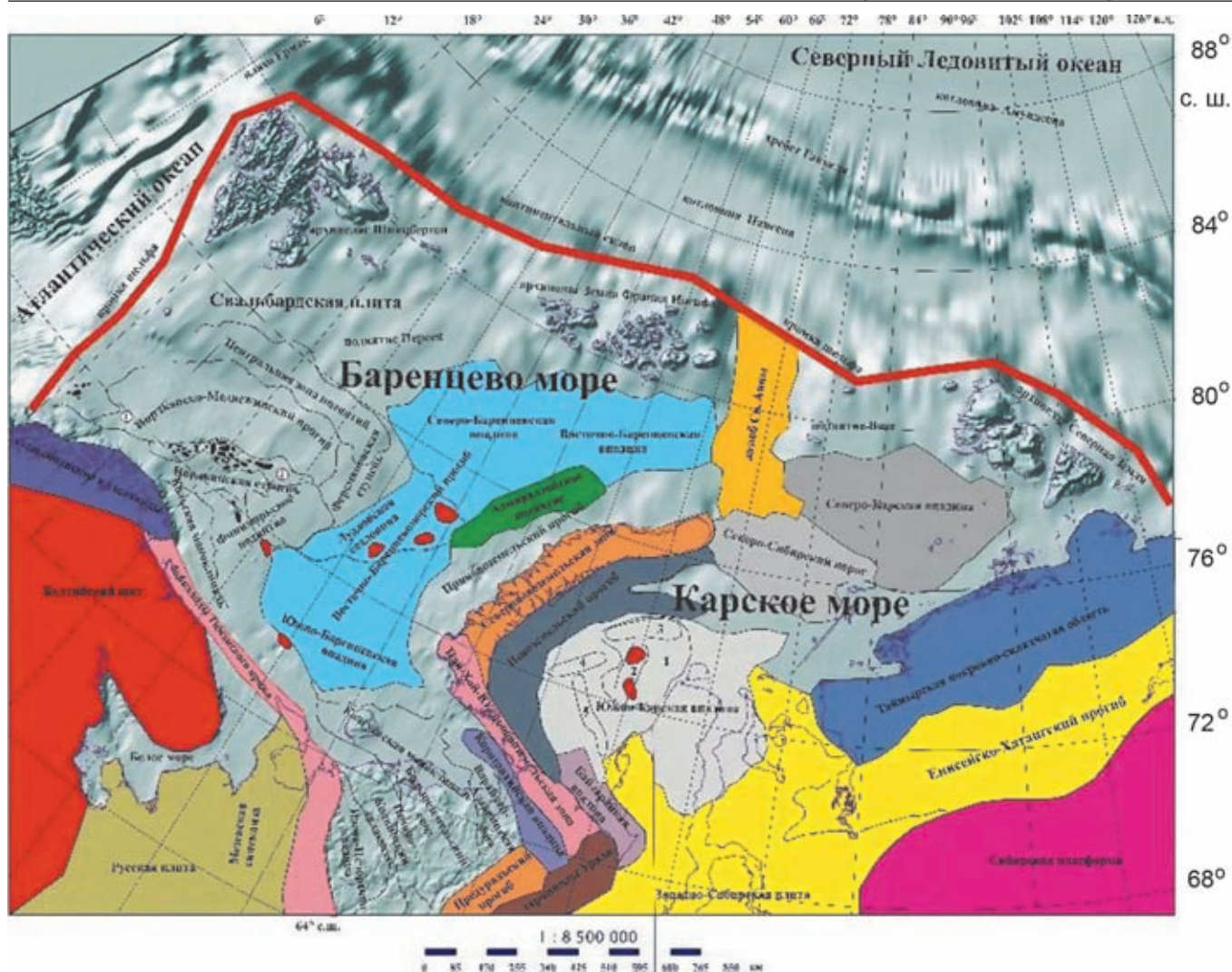


Рис. 1.2.3. Схема расположения основных элементов структуры Баренцева и Карского морей и их обрамления.

1 – Русановский свод; 2 – Ленинградско-Русановская группа поднятий; 3–5 – валь: 3 – Кропоткина, 4 – Воронина, 5 – Обручева [Геология и полезные ископаемые..., 2004]. Черные поля – соляные купола, красные – газовые и газоконденсатные месторождения

к Кольской моноклинали (на рис. 1.2.3 она выделена как Байкало-Тиманский кряж) примыкает Западно-Арктическая (Баренцевоморская) плита, в которой выделяются следующие региональные элементы: Свальбардская плита, Баренцевоморский мегапрогиб, Печорская плита (рис. 1.2.3). Наиболее важной структурной единицей является Баренцевоморский мегапрогиб, в котором, в свою очередь, выделяются Северо-Баренцевоморский и Южно-Баренцевоморский прогибы (рис. 1.2.3). Это крупнейшие в мире осадочные бассейны, мощность осадочного покрова в которых достигает 18 км и более. В пределах этих прогибов происходит утонение или полное исчезновение «гранитного» слоя земной коры. Он сложен в большей части мезозойскими породами и именно с ними связаны основные месторождения нефти и

газа [Геология и полезные ископаемые..., 2004]. Происхождение этих структур дискуссионно. По мнению С.В. Аплонова – это типичные, прекратившие свое развитие палеорифты, которые и положили начало формированию мощных седиментационных бассейнов [Аплонов, 2001]. Другие мнения также связаны с теорией рифтогенеза, разница заключается в особенностях их развития и затухания [Верба и др., 2005]. С точки зрения обсуждаемых в нашей статье проблем следует признать, что большая часть дна Баренцева моря входит в состав платформенной области, осложненной прогибами и разделяющими их возвышенностями. Важной особенностью является очень слабое развитие прибрежных мелководий. Даже внутри островных архипелагов располагаются глубокие проливы с крутыми бортами.

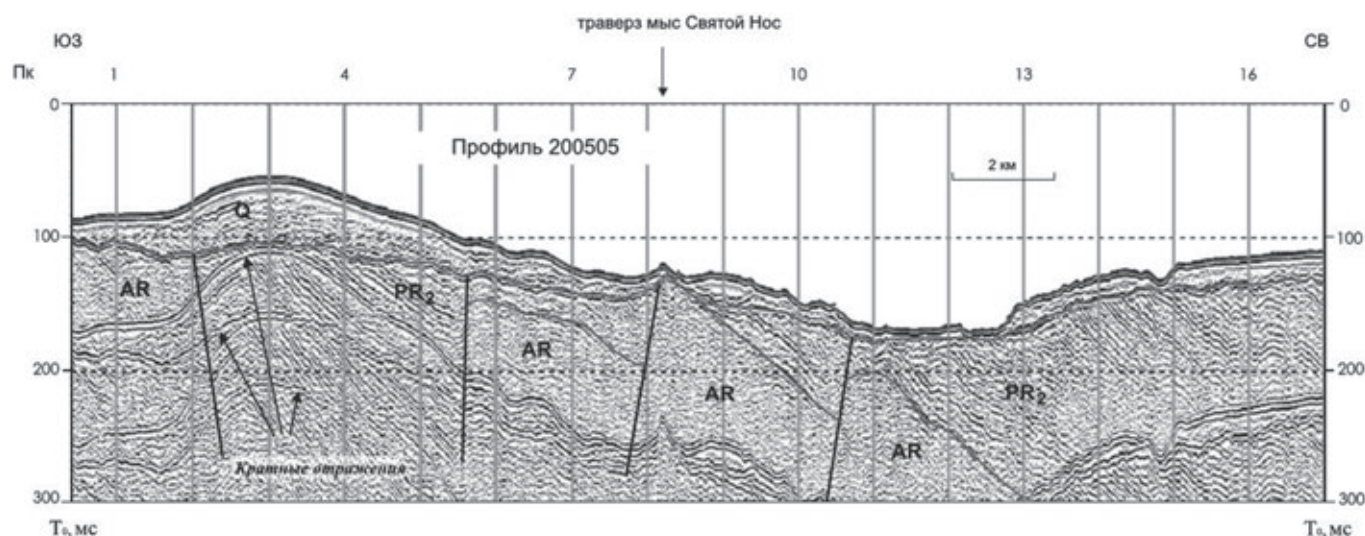


Рис. 1.2.4. Строение верхнепротерозойских образований Кильдинско-Святоносской ступени (Интерпретация С.И. Шкарубо) [Государственная..., 2008]

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА И РОЛЬ В НИХ ГЛЯЦИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как уже отмечалось выше, происхождение четвертичных отложений и их состав являются предметом острых дискуссий. При наличии довольно большого количества буровых скважин, вещественный анализ и текстурные наблюдения проведены в недостаточном количестве. До сих пор большая часть построений опирается преимущественно (а иногда и исключительно) на геофизические (сейсмоакустические) данные.

На сейсмогеологических разрезах рыхлые отложения, основную часть которых представляют четвертичные, выделяются выше поверхности самого верхнего регионального несогласия (рис. 1.2.4). Нижняя их граница особенно четко прослеживается на поверхности консолидированных пород палеозоя–протерозоя. Однако на значительных площадях баренцевоморского шельфа отчетливость этого контакта пропадает, что, с одной стороны, связано с гляциотектоническими дислокациями рыхлых мезозойских отложений в подошве ледникового горизонта [Гагауллин и др., 1992], а с другой, – с тем, что литофизические свойства четвертичных, палеогеновых, а часто и мезозойских осадочных образований весьма близки между собой. Анализ многочисленных сейсмоакустических данных показывает, что часто подстилающие коренные породы выходят на поверхность морского дна [Костин, Тарасов, 2011; Тарасов и др., 2009]. При этом в разрезе коренных отложений на западно-арктическом шельфе практиче-

ски отсутствуют образования кайнозойского яруса. Отсутствие в разрезах палеоген–неогеновых пород означает, что в кайнозойское время мощная толща слаболигифицированных пород мощностью до нескольких километров была денудирована (или не отлагалась). По мнению ряда авторов только во внутренних районах шельфа в кайнозойское время было размывто около 1.5–2.0 км, нарастая к его периферийным зонам до 3.0 км и более в пределах Шпицбергена [Шипилов, Тарасов, 1998; Structure..., 2008].

Одна из главных задач интерпретации сейсмоакустических методов – составление карт распределения мощностей четвертичных и, если есть возможность, голоценовых отложений. Как показывают материалы обработки сейсмограмм, рыхлые отложения распространены практически повсеместно, облекая обычно рельеф дочетвертичной поверхности, за исключением подводных выходов (скальных) пород осадочно-метаморфического комплекса, что встречается крайне редко. Элементы погребенного макрорельефа также влияют на пространственное распространение мощностей четвертичного покрова. Собственно, батиметрический контроль достаточно слабо влияет на распределение мощностей рыхлых осадков на дне Баренцева моря. В среднем мощность их на баренцевоморском шельфе составляет 30–40 м, сокращаясь к северу от 74° с. ш. [Тарасов, 2015], при этом существуют огромные площади, где общая мощность четвертичных осадков не превышает 1 м.

Анализ сейсмопрофилей показывает, что максимальные мощности характерны как для относительно возвышенных участков морского дна (Северо-Канинская и Мурманская возвышенности), так и для ряда впадин и желобов (котловина Самойлова,

Южно-Новоземельский и Гусиный желоба). Однако на других формах рельефа, сходных по морфологии с вышеупомянутыми (например, Восточно-Новоземельский желоб, возвышенность Альбанова и др.), отмечаются уже сокращенные мощности рыхлых осадков (менее 10 м), вплоть до выклинивания четвертичного чехла [Тарасов, 2015]. Резкое возрастание

мощности четвертичного покрова отмечается в юго-восточной части Баренцева моря (к востоку от Гусиной и Канинской банки), при этом меняется и характер его разреза [Старовойтов и др., 1983]. По данным Г.А. Тарасова [2015] на отдельных участках Печорского шельфа мощность четвертичного покрова превышает 200 м (рис. 1.2.5). При этом он считает, что

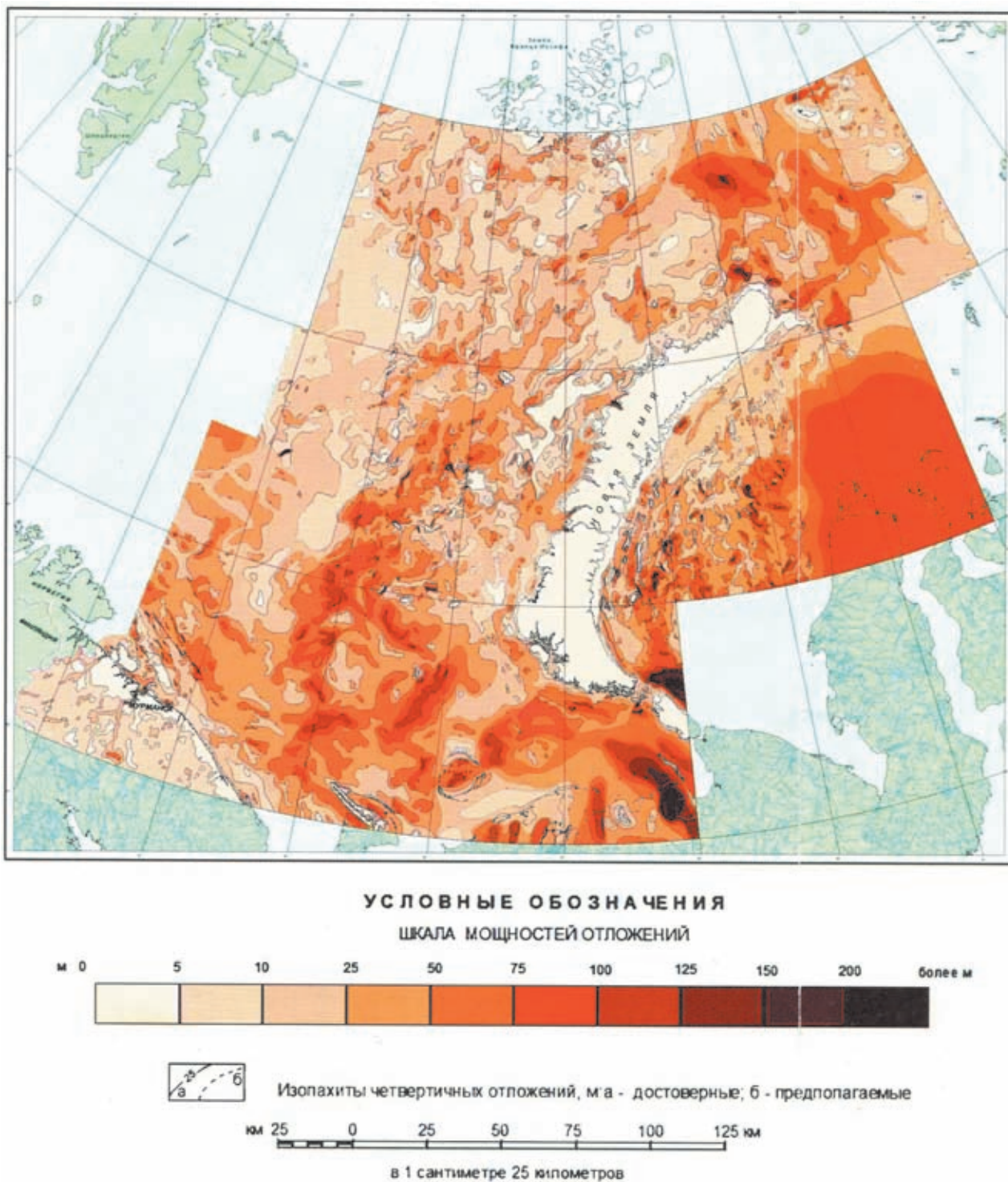


Рис. 1.2.5. Схема мощности четвертичных отложений Баренцево-Карского шельфа [Костин, Тарасов, 2015]

четвертичные отложения шельфа Печорского моря были сформированы в процессе неоднократных гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана в условиях смены морских обстановок континентальными, сопровождавшимися развитием мощных ледниковых покровов. Это и привело к формированию чрезвычайно сложно построенной толщи неоплейстоценовых отложений, представленной чередованием моренных и межледниковых отложений, которая перекрыта морскими голоценовыми отложениями также повышенной мощности [Костин, Тарасов, 2011]. Для нас важно мнение этого известного исследователя западно-арктического шельфа, что в Печорском море в раннем–среднем неоплейстоцене бесспорно существовали ледники, поскольку рядом скважин были вскрыты моренные отложения, перекрывающиеся морскими микулинскими осадками [Тарасов, 1998].

Хотя первые представления о ледниковых отложениях Баренцева моря опирались на прямые данные, полученные в результате геологического пробоотбора [Кленова, 1960; Дибнер, 1968], основная информация о них в настоящее время опирается на сейсмоакустические материалы, а также на скважины инженерно-геологического бурения. В результате более чем полувекового опыта проведения НСП на западно-арктическом шельфе, где в первую очередь

следует отметить МАГЭ и АМИГЭ, были разработаны различные схемы сейсмогеологического расчленения четвертичных отложений баренцевоморского шельфа. Большинство из них основано на представлениях о пластовом характере залегания толщ рыхлых осадков, выделения региональных перерывов и соответствующих протяженных отражающих горизонтов, связанных с колебаниями уровня моря. Различные схемы, составленные Р.Б. Крапивнером [Крапивнер, Гриценко, 1988], Ю.Г. Самойловичем [Самойлович и др., 1993], Е.Е. Мусатовым [1989] и другими авторами, содержат разное количество подразделений, которые охватывают практически весь интервал четвертичного времени.

Однако, предположительно древние отложения (от эоплейстоцена до среднего неоплейстоцена) приурочены обычно к различным палеоврезам (рис. 1.2.6), целые серии которых показаны на различных листах государственных геологических карт четвертичных отложений [Государственная..., 2008].

В большей части представленных сейсмогеологических схем в верхней части разреза выделяются от двух [Эпштейн и др., 1983], трех [Самойлович и др., 1993], до пяти [Крапивнер, Гриценко, 1988] и более ССК, которые имеют площадное распространение и формируют четвертичный покров, хотя их возрастная датировка колеблется от нижнего (иногда

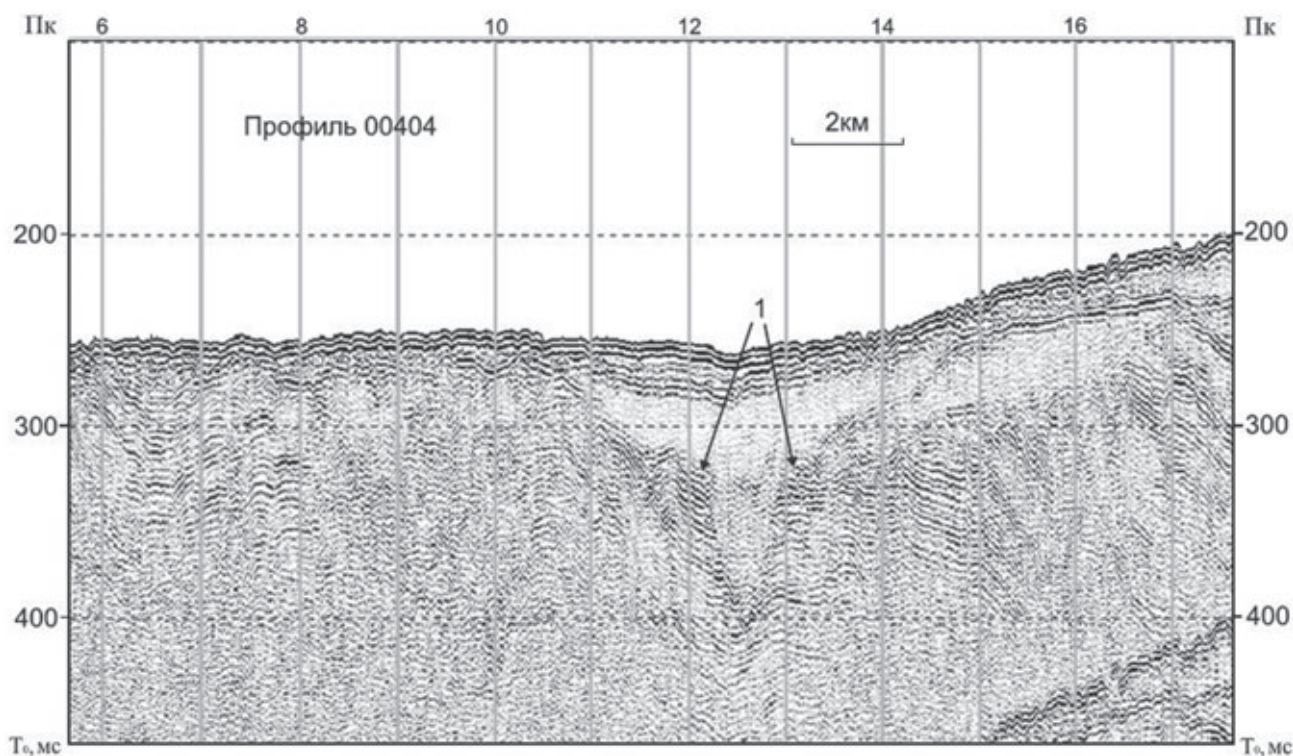


Рис. 1.2.6. Фрагмент сейсмоакустического профиля. Верхнеплиоцен–эоплейстоценовый палеоврез. 1 – одноуровневые речные террасы (интерпретация Д.А. Костина) [Государственная..., 2008]

и древнее) до верхнего неоплейстоцена и голоцена. При этом большинство авторов сходится в том, что площадной покров рыхлых отложений в западной части Баренцева моря характеризуется переменной, часто небольшой мощностью и имеет трехчленное строение: нижне-средне-неоплейстоценовый, верхнеоплейстоценовый и голоценовый ярусы.

В качестве примера можно привести типовой сейсморазрез четвертичных отложений баренцево-морского шельфа (без Печорского моря) по данным О.Г. Эпштейна и А.В. Старовойтова, который они представили в 2014 году [Эпштейн и др., 2014]. Он сложен преимущественно отложениями последнего гляциоседиментационного цикла, представленного мореной второй стадии валдайского оледенения (4, 5), ледниково-морскими верхнеоплейстоценовыми (2) и морскими нефелоидными голоценовыми (1) отложениями. Эти горизонты обычно разделяются горизонтами размыва, гораздо реже контакт между ними согласный. Так, не на всех разрезах НСП удастся разделить гляциоморские и морские отложения, что получается гораздо лучше на высокочастотных геолокационных профилях. Принципиальная схема строения четвертичного покрова приведена этими авторами на рис. 1.2.7.

Из данного рисунка видно, что авторы считают отложения в погребенных депрессиях тоже ледниковыми (6, 7), но только более древних оледенений. На наш взгляд это очень дискуссионная точка зрения, практически не имеющая геологического подтверждения.

Для нас представляет наибольший интерес генетическая интерпретация подразделений 4 и 5, под которыми понимаются ледниковые образования последней (валдайской) стадии оледенения. Так, за-

легающий в основании четвертичного разреза на открытых участках баренцево-морского шельфа ССК III, представленный двумя геоморфологическими формами – аккумулятивными грядами и покровными формами, характеризуется «хаотической» неоднородной записью с многочисленными внутренними отражающими горизонтами, что характерно для ледниковых образований [Девдариани и др., 1993]. С этим связаны и достаточно высокие скорости распространения звука в ледниковых отложениях, достигающие 1800–1900 м/с [Длугач, 1995]. По гранулометрическому составу это типичные диактомиты или песчано-глинистые алевриты. Они характеризуются повышенной плотностью и содержат дресвяные или щебнистые обломки.

Определить генезис покровных образований по сейсмическим данным довольно сложно, т.к. «хаотическая» текстура может быть не только в ледниковых отложениях (морене). Однако само залегание с неровной грядовой формой достаточно четко указывает на неводный характер отложения этих образований.

Другим типом ледниковых образований, по мнению С.Г. Эпштейна и А.В. Старовойтова, являются очень однородные по акустическим признакам отложения, слагающие положительные формы рельефа, абсолютно прозрачные для сейсмических сигналов. Они известны достаточно давно, выделялись разными авторами под названием «прозрачная толща» и слагают огромные тела площадью до десятков тысяч квадратных километров и мощностью до 50–70 м [Эпштейн и др., 2011а, б]. Эти аккумулятивные образования указанные авторы относят к так называемым «мягким моренам», формирующимся при большом участии талых вод и преобладающем тонкозернистом составе обломочного материала.

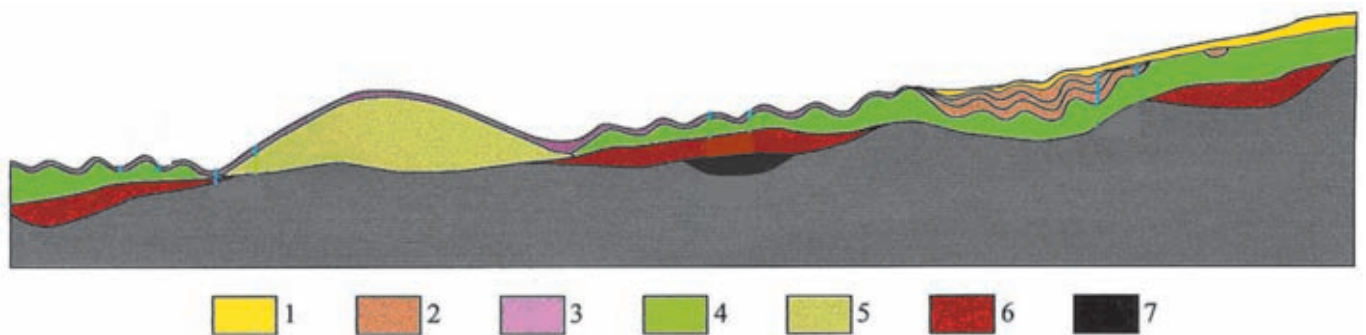


Рис. 1.2.7. Принципиальная схема строения четвертичного покрова восточной части Баренцева моря с изменениями [Эпштейн и др., 2014].

Сейсмостратиграфические комплексы чехла четвертичных отложений: 1-ССК I: морские голоценовые осадки; 2 – ССК II: ледниково-морские неоплейстоценовые отложения; 3 – ССК II-I: неоплейстоценовые и голоценовые осадки, нерасчлененные; 4, 5 – ССК III: верхневалдайский ледниковый комплекс; 4 – СФ III – С: основная и шельфовая морены; 5 – СФ III-П: грядообразные скопления морен; 6 – ССК V: основная морена нижневалдайского возраста; 7 – ССК VI: московская морена

Именно их А.В. Старовойтов выделял в Центральной впадине Баренцева моря как свидетельство полного оледенения баренцевоморского шельфа (рис. 1.2.8). В качестве доказательств он приводит установленную по анализу сейсмограмм дислоцированность ледниковых («хаотических») отложений по краям Центральной впадины как свидетельство движения ледников по ее дну.

Располагающийся выше сейсмостратиграфический комплекс (не всегда присутствующий на сейсмопрофилях) выделяется на сейсмограммах по светлому тону записи и сложен преимущественно глинистыми отложениями, а также пачками моренных диамиктонов (ССКII, рис. 1.2.7). Наиболее верхний ССК характеризуется слоистой, пунктирной и другими схожими типами записи. Он представлен мягкими глинистыми осадками зеленовато-серого цвета, часто с гидротроилитом, которые содержат обломки раковин морских моллюсков и многочисленные фораминиферы. Практически всеми исследователями он трактуется как морские голоценовые нефелоидные отложения. При этом надо иметь в виду, что верхний ССК далеко не всегда присутствует на сейсмограммах, т.к. при стандартной для НСП частоте излучения 1000–1200 Гц мощность этого слоя меньше, чем разрешающая способность аппаратуры. Это подтверждает факт резко сокращенных площадей современных осадков на дне Баренцева моря, где значительные площади сложены затопленными в ходе голоценовой гляциоэвстатической трансгрессии более древними четвертичными отложениями и даже коренными породами, что четко отражено на карте мощности голоценовых отложений, опубликованной в 2011 году Д.А. Костиным и Г.А. Тарасовым [Костин, Тарасов, 2011], а также на «Карте четвертичных отложений территории Российской Федерации» (масштаба 1:2 500 000) 2010 года издания [Застрожных и др., 2011].

Генезис описанных выше осадков является предметом дискуссии. Так, формирование отложений ССК-I и ССК-II (рис. 1.2.7) рядом авторов и, прежде всего, Р.Б. Крапивневым связывается с осадко-накоплением в условиях сильно ледовитых морей, а прямая корреляция с четвертичными отложениями Печорской низменности служит основанием для отнесения их к различным горизонтам неоплейстоцена [Крапивнер, 2017; Крапивнер, Гриценко, 1988]. Однако многие авторы приводят убедительные доказательства в пользу присутствия ледниковых образований на баренцевоморском шельфе, тем более что реальные ледники сохранились на арктических архипелагах, а вокруг них развиты также подробно описанные зоны накопления ледниково-морских осадков [Левитан и др., 2007; Павлидис и др., 2005].

Наиболее полный материал по гляциоморфогенезу баренцевоморского шельфа до сих пор приведен в монографиях Г.Г. Матишова [1984, 1987]. Анализ огромного количества эхограмм рыболовецких судов и сейсмограмм позволил ему составить детальную карту морфоскульптур, непосредственно связанных с проникновением ледников с суши (Скандинавского полуострова и арктических островов) в Баренцево море (рис. 1.2.1). При этом им были показаны и локальные центры оледенения на баренцевоморском шельфе, располагавшиеся на поднятиях, в частности на Центральной возвышенности. Впоследствии наличие ледниковых отложений здесь были подтверждены работами ВСЕГЕИ [Федоров, 1992]. Ледниковый генезис описываемых отложений был подтвержден данными анализа скважин инженерно-геологического бурения, проводившегося в рамках изысканий на газово-нефтяных объектах. О.Г. Эпштейн и В.Н. Гауллиан установили, что контакт между толщей диамиктитов или базального ССК с подстилающими коренными породами осложнен гляциотектоническими текстурами, формирование которых связано

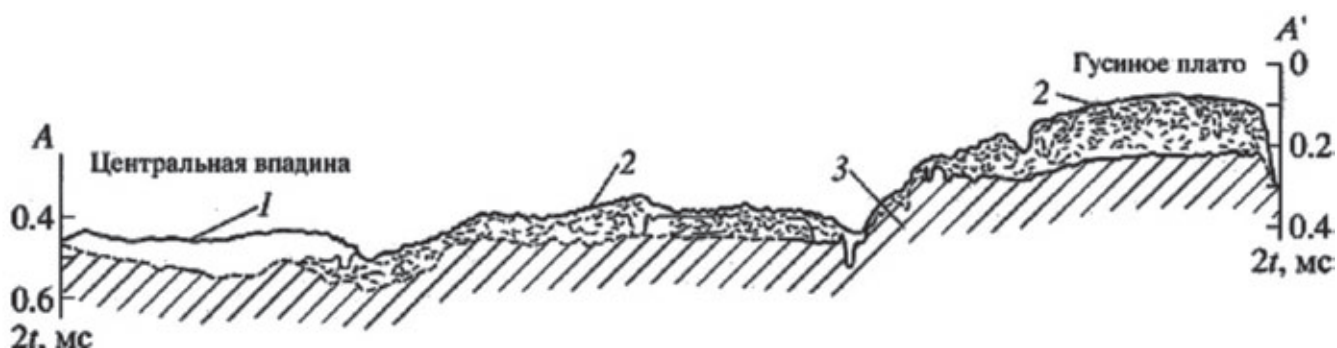


Рис. 1.2.8. Сейсмогеологический разрез от Гусиной банки до Центральной впадины Баренцева моря [Старовойтов, 1999]
1 – «прозрачная» толща, 2 – «хаотический» (ледниковый) комплекс, 3 – коренные отложения

с ледниковой экзарацией поверхности коренных пород [Эпштейн и др., 1983].

Работы Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и, прежде всего, Ю.А. Павлидиса с соавторами подтвердили ледниковый генезис валов не только вокруг Новой Земли и Земли Франца Иосифа, но и позволили выделить ледниковые отложения на поднятии Персея. Принципиально важным было установление факта, что в позднем неоплейстоцене, да и в течение всего четвертичного периода, Южно-Баренцевоморская впадина (ЮБВ), представляла собой область непрерывной аккумуляции морских и ледово-морских отложений. Этот вывод основывался в том числе и на данных бурения, проведенного НПО «Союзморинжгеология» с борта Б/С «Бавенит». Так, в скважине № 183 (АМИГЭ), пройденной на восточной окраине ЮБВ, был получен полный разрез, начиная с плиоцена и до голоцена, который представлял чередование слоев морского и ледово- (ледниково-АР) морского генезиса общей длиной 126 м [Тарасов и др., 2000; Самойлович и др., 1993; Павлидис и др., 2005]. В предложенной ими палеогеографической схеме отчетливо выделяются свободные от ледников центральная и юго-восточная части Баренцева моря (рис. 1.2.9).

Схема, предусматривающая выдвигание ледников с суши на баренцевоморский шельф, в настоящее время в нашей стране является одной из наиболее распространенных и ее начинают поддерживать, как мы уже отмечали ранее, даже исследователи, стоящие

ранее на крайних антигляциалистских позициях. Так, при картировании дна Баренцева моря у Новой Земли Е.А. Гусев и П.В. Рекант выделяют несколько генераций ледниковых гряд, отражающих экспансию ледникового щита архипелага на прилежащую часть шельфа [Рекант и др., 2017; Гусев и др., 2012]. Положение этих гряд приведено на рис. 1.2.10. Сами авторы пишут: «В рамках проекта по составлению листов S-39,40 Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 на шельфе морей Баренцева и Карского вокруг Новой Земли нами закартированы моренные гряды. Использованы сейсмоакустические профили, полученные МАГЭ в 2015–2016 гг., материалы соседних листов Госгеолкарты – 1000, данные инженерно-геологического бурения и донного пробоотбора и другие опубликованные данные. Краевые ледниковые формы выделялись на сейсмоакустических разрезах по комплексу признаков – по акустически прозрачной, осветленной или хаотической записи. Морены, как правило, образуют положительные формы донного рельефа (холмы и гряды) с ровной подошвой и пилообразной кровлей. Они перекрыты морскими осадками разного возраста, что позволяет более или менее уверенно провести их относительное датирование – более древние – более молодые» [Рекант и др., 2017].

Отложения второй ССП по характеру записи и геологическому положению совпадают с базальным сейсмостратиграфическим комплексом Р.Б. Крапивнера [Крапивнер и др., 1986], Ю.Г. Самойловича [Самойлович и др., 1993], Д.А. Костина и Г.А. Тарасова [Костин, Тарасов, 2011] и др. и отличаются типичной «нерегулярной» записью, ровной подошвой, часто пилообразной кровлей и формируют тела сложной, часто валообразной формы (гряды с относительной высотой до 15–55 м).

Непрерывное распространение II СП прослежено до глубины моря 180–200 м, а валообразные тела преимущественно связаны с глубинами 80–150 м. Они ориентированы вдоль берега и образуют слабо выраженную дугу, изогнутую в сторону Маточкина Шара. Здесь при проведении работ МАГЭ была установлена очень крупная краевая моренная двухвершинная гряда с относительной высотой над окружающим дном почти 100 м [Эпштейн и др., 2019]. При этом на суше большинство крупных ледниковых гряд обычно не превышают 50–56 м.

Рис. 1.2.9. Палеогеографическая схема Баренцева моря в период максимального позднеюрмского (поздневалдайского) оледенения [Павлидис и др., 2005].

1 – покровные ледники, 2 – шельфовые ледники, 3 – поверхность моря, покрытая многолетними ледниками с айсбергами, 4 – поверхность суши с тундровым ландшафтом, 5 – береговая линия около 18 тыс. л. н., 6 – современная береговая линия

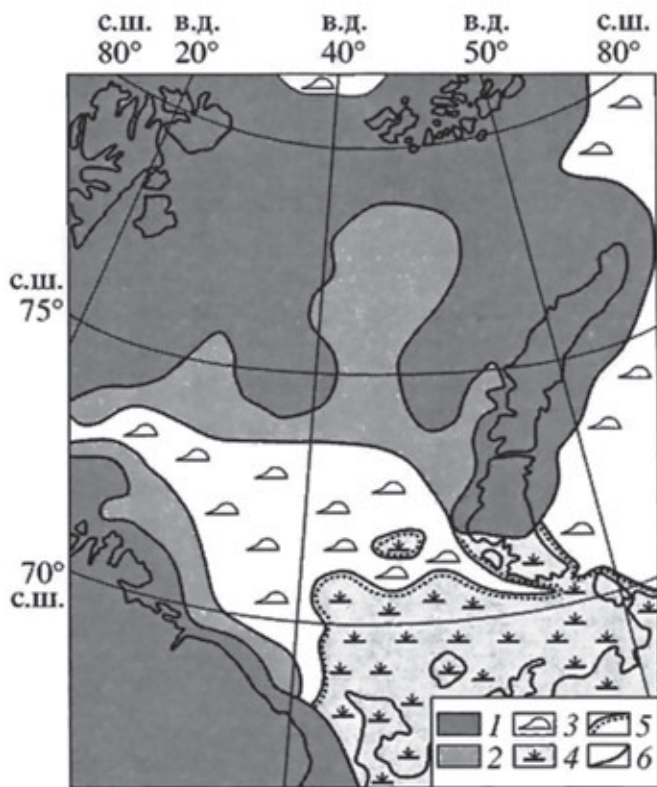




Рис. 1.2.10. Положение разновозрастных морен на Новоземельском шельфе по данным П.В. Реканта и Е.А. Гусева [Рекант и др., 2017].

Точками показаны использованные сейсмоакустические профили

Перекрывающая их сейсморазрезка представлена «прозрачными» и «слоистыми» осадками, имеющими мощность 5–10 м (более 50 м в отдельных депрессиях) и полностью идентична сеймостратиграфическим единицам других авторов, включающих в ее состав ледниково-морские и морские голоценовые нефелоидные отложения.

Генезис данных отложений принимался авторами как ледниковый, как исходя из геоморфологических

предпосылок [Матишов, 1984], так и по прямым данным, которые были получены в буровых скважинах АМИГЭ в советский период исследования. В частности О.Г. Эпштейн и В.Н. Гатауллин [Эпштейн, Гатауллин, 1993] дали подробное литологическое описание ледниковых отложений, которые убедительно показывают их не водное происхождение.

Проведенные ВСЕГЕИ в 1974–1989 гг. комплексные геологические работы по изучению четвертич-

ных отложений показали, что их строение на огромной площади Баренцева моря хотя и существенно различается из-за принадлежности к различным центрам оледенений, но в целом может быть уложено в рамки трехчленного цикла, состоящего из ледниковых – ледниково-морских – морских образований [Спиридонов и др., 1992; Рыбалко, 2006]. Было показано, что ледниковые гряды вокруг Северного острова Новой Земли приурочены к резкому перегибу доледникового рельефа на глубинах около 150 м, который может быть сопоставлен с бровкой островного шельфа этого архипелага. В этом случае ледниковые отложения на приноземельской платформе представляли континентальные фации, а моренные отложения в глубоководной части баренцевоморского шельфа формировались уже под шельфовыми ледниками или в ледовитом море. Сами гряды были сформированы за счет обломочного материала, по-

ступавшего из подледной части ледника (так называемые морены прилегания) (рис. 1.2.11).

Ледниковые образования перекрываются фациально разнообразными осадками:

- плотными глинистыми алевритами темно-серого цвета с неоднородной, местами слоистой текстурой;
- глинами и алевроглинами серого цвета, слабо-песчанистыми, с постоянной примесью дресвы и гравия;
- глинистыми песками, обогащенными большим количеством глиняных катунов;
- переслаиванием глинистых песков и тонкослойчатых глин.

Все указанные фациальные разновидности имеют ледниково-морской генезис, а различие структурно-текстурных характеристик связано с положением относительно края ледника [Рыбалко, 2006].

Ледниково-морские осадки в глубоководной части Баренцева моря перекрыты так называемыми «палевыми глинами», которые развиты во всей северо-восточной части моря и маркируют границу между поздне- и послеледниковыми отложениями. Характерной их чертой является неоднородность окраски, очень тонкий гранулометрический состав и почти полное отсутствие органических остатков. Мощность крайне мала и составляет первые сантиметры. Выше их во впадинах залегают мягкие алевропелиты, пелиты, глинистые алевриты и алевриты со стяжениями гидротроилита и раковинами морских моллюсков. Внешний облик, наличие фауны морских моллюсков и фораминифер – все это, безусловно, говорит о морском генезисе описываемых осадков. На сейсмограммах данные отложения коррелируются с образованиями верхнего ССК, который практически всеми исследователями сопоставляется с голоценовыми морскими отложениями, занимающими на баренцевоморском шельфе ограниченные площади в наиболее глубоких депрессиях.

Стратиграфическая привязка выделенных литокомплексов осуществлялась на основании палинологических, микрофаунистических, палеомагнитных исследований и радиоуглеродных датировок. Данные спорово-пыльцевого анализа позволили установить, что смена ледниково-морского режима морским на глубинах более 200 м произошла в пребореале, на ранних этапах которого и отлагались «палевые» глины. Ледниково-морское накопление перед фронтом ледника существовало уже в аллереде [Спиридонов и др., 1992]. Кроме того, в кернах донных колонок В.В. Кочегура установил две аномальные зоны намагниченности. Первый экскурс был выделен в ледниковых отложениях и сопоставлен с экскурсом Гетеборг (12–13 тыс. л. н.), что позволило датировать время

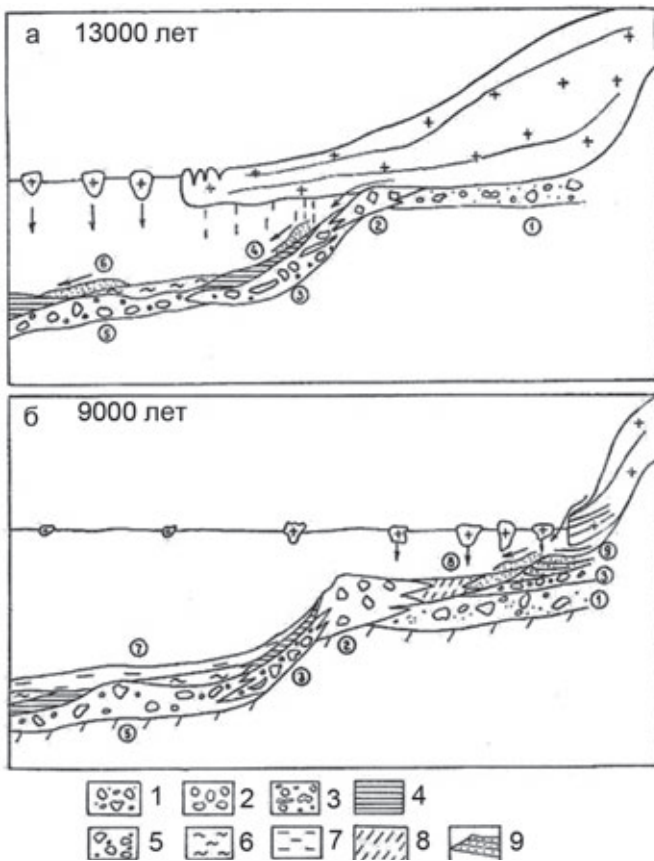


Рис. 1.2.11. Схема палеогеографического развития Новоземельского шельфа в позднем неоплейстоцене (А) и раннем голоцене (Б) [Спиридонов и др., 1992].

1 – основная морена, 2 – морена линии налегания, шельфовая морена, 4 – гляциотурбидитовые отложения, 5 – парагляциальные отложения глубоководной зоны, 6 – ледниково-морские отложения, формирующиеся у края шельфового ледника, 7 – морские отложения, 8 – дистальные (айсберговые) ледниково-морские отложения, 9 – конусы выноса ледниковых отложений

формирования краевого комплекса западно-новоземельского шельфа как беллинг [Кочегура, 1992; Спиридонов и др., 1992]. Второй экскурс выявлен в осадках 1 и 2 литокомплексов. Приуроченность его к отложениям явно голоценового возраста позволяет сопоставить его с ранее выделенным для отложений Онежского залива Белого моря палеомагнитным событием Этрурия с возрастом 2800–3000 лет [Кочегура, Русинов, 1987].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

Таким образом, приведенные данные достаточно убедительно свидетельствуют о том, что в позднем неоплейстоцене ледниковые отложения на дне Баренцева моря присутствуют вдоль западного побережья Новой Земли, вокруг и внутри архипелага Земли Франца Иосифа, вдоль Кольского полуострова, по крайней мере, до Мурманской банки, на Центральной возвышенности и, по данным Норвежских исследователей, вокруг и внутри островов архипелага Шпицберген [Everhoi, 1984]. По данным МАГЭ ледниковые отложения также закартированы в приравноводных участках возвышенностей Персея, Северо-Восточного плато, плато Виктория [Костин, Тарасов, 2011]. Отмечаются и другие участки дна Баренцева моря, где были выделены ледниковые отложения, но все они связаны с относительными мелководьями. В большинстве случаев речь идет о континентальной фазе этих отложений, которые сформировались, когда ложе ледника располагалось непосредственно на поверхности современного морского дна. Сами ледниковые отложения могут рассматриваться как

затопленные после отступления ледника в сторону берега, где он и сохранился на архипелагах. В глубоководной части убедительные доказательства формирования этих отложений практически отсутствуют, а выделяемые ледниковые или ледниково-водные формы могли формироваться в воде под покровом либо шельфового ледника, либо покрова паковых льдов, которые в зимний период, несомненно, формировали на акватории сплошной, гетерогенный по генезису ледовый покров. Так, в одной из последних на эту тему статей [Гусев и др., 2012] в желобе Святой Анны выделил хорошо выраженные в рельефе положительные «караваеобразные» аккумулятивные тела с выпуклой кровлей мощностью от 0 до 70 м (рис. 1.2.12). Эти тела, акустически прозрачные или полупрозрачные без четко выраженных внутренних рефлекторов, авторы (вслед за Ю.А. Павлидисом с соавторами [Павлидис и др., 2005]) отнесли к ледниково-морским образованиям, которые могли накапливаться перед фронтом континентального ледника за счет выносимого из-под него «ледникового молока». Комплекс ледниково-морских отложений непосредственно перекрывает поверхность ледниковых образований поздневалдайского и средне-поздне-неоплейстоценового возраста, а также залегает на размытой кровле мезозойских отложений.

Сами описываемые тела сложены по данным геолого-съёмочных работ преимущественно пелитовыми и алевритопелитовыми осадками серого цвета с редкими крупными угловатыми плохо окатанными обломками более древних пород [Государственная..., 2006]. Верхняя часть отложений, слагающих эти тела, по данным радиоуглеродного анализа имеет возраст 9560 лет [Левитан, Кукина, 2002]. Это указывает на

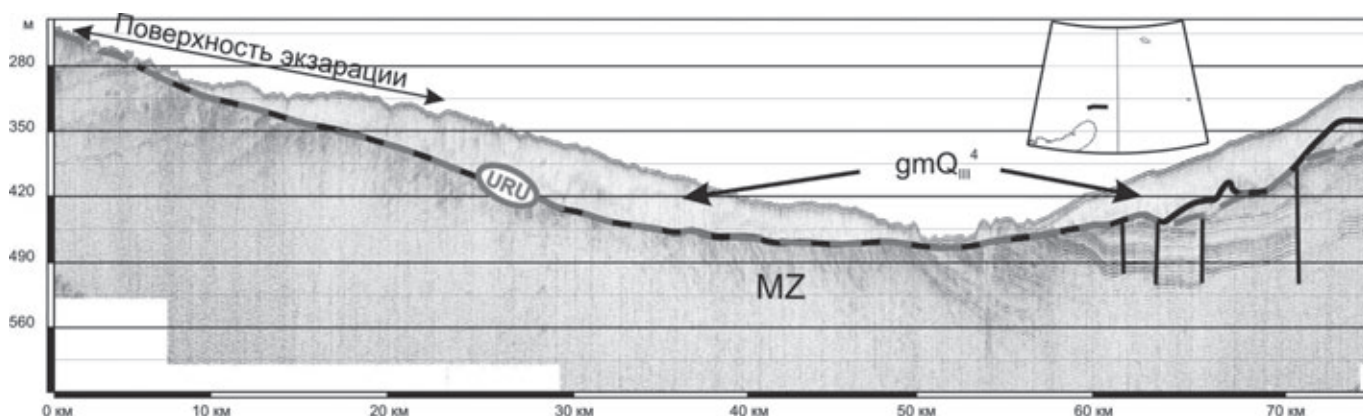


Рис. 1.2.12. Фрагмент сейсмоакустического профиля «Гидролог-2003-s11» южной части желоба Св. Анны.

Аккумулятивные «караваеобразные» тела сложены ледниково-морскими отложениями позднего Валдая, развиты на склонах желоба и отсутствуют в верхней части склона (слева), а также в тальвеге желоба Св. Анны (в центре). URU – верхнее региональное угловое несогласие (Upper Regional Unconformity – URU) в подошве покрова четвертичных отложений; gmQ_{III}^4 – ледниково-морские отложения верхневалдайского возраста [Гусев и др., 2012]

то, что уже в самом конце неоплейстоцена к северу от Новой Земли существовали открытые водные пространства (пусть даже под шельфовыми ледниками). При этом край ледникового щита располагался к югу, ближе к северной оконечности Северного острова архипелага Новая Земля, а на поднятиях вокруг острова, таких как плато Литке, терраса Геркулеса, Новоземельское поднятие и Северо-Сибирский порог существовали локальные или даже шельфовые ледники, так как дно в пределах этих поднятий испещрено следами подводной экзарации. По данным геологического картирования, а именно сейсмоакустического профилирования, выявлена четкая сейсмофациальная зональность: с внешней, более глубоководной части ледниковых гряд, сложенных отложениями с «хаотической» неупорядоченной внутренней структурой без протяженных отражающих рефлекторов, располагаются вышеупомянутые караваеобразные тела, сложенные «прозрачными» и «полупрозрачными» осадками (рис. 1.2.13).

По мере удаления от фронта ледника характер ледниково-морских осадков становится другим [Костин, Тарасов, 2011]. Они формируют тела заполнения, облегания и покровы. Их характерной чертой, что лучше выявляется на высоких частотах, является тонкая, почти ритмичная запись, связанная с пульсационным таянием ледниковых массивов. Таким образом, мористее края ледников, залегающих непосредственно на поверхности коренных пород, ледниково-морские отложения, вероятно, формировались в виде своеобразных приледниковых водоемов, заполняя их мощным чехлом обломочного материала. При окончательной дегляциации в результате инверсии эти отложения и формировали положительные формы рельефа. А далее в море, где ледниковый покров уже отсутствовал, материалы таяния ледников

выполняли депрессионные формы рельефа, как это и полагается при нормальном осадочном процессе. Но вот поступление этого материала было пульсационным и отражало условия таяния ледникового покрова. При этом деградация ледникового щита и его постепенное отступление приводили к тому, что интенсивность поступления продуктов ледникового генезиса уменьшалась, что приводило к постепенному снижению его доли в формировании осадка, а также к утонению самого обломочного материала. Именно это обстоятельство играет решающую роль в «трансгрессивном» характере большинства разрезов ледниково-морских осадков, отражающемся как в снижении мощности парных слоев так и в постепенном исчезновении слоистости как таковой. Собственно последнее и должно быть положено в основу оконтуривания зоны ледниково-морского осадконакопления и проведения границы между зонами морского и ледниково-морского седиментогенеза. При этом дробстоны в донных осадках могут встречаться и южнее и не являются абсолютными признаками ледниково-морского осадконакопления, как это иногда постулируется. В современных условиях влияние тающих айсбергов на донные осадки может ощущаться, как известно, до 30° в обоих полушариях Земли. Но наличие отдельных включений валунов и гальки в морские осадки никак не может влиять на основной тип седиментации, в данном случае океанической или морской.

Таким образом, большинство публикаций указывает на то, что в центральных частях Баренцева шельфа ледник не касался дна, а следовательно, мощного щита, центр которого располагался в середине современного Баренцева моря, как это следует из реконструкций М.Г. Гросвальда [Гросвальд, 1999], не существовало. Найденные по данным сейсмоакустического профилирования

на дне Центральной впадины Баренцева моря крупные куполовидные формы мощностью до 50–70 м, которые в последнее время О.Г. Општейн с соавторами относит к так называемым М-моренам (мягким моренам) [Эпштейн и др., 2019], все же не могут сопоставляться с базальными формами накопления ледникового материала. Скорее, они являются водно-ледниковыми образованиями (в понимании Е.В. Рухиной) [1973], формирующимися под покровом шельфовых ледников или

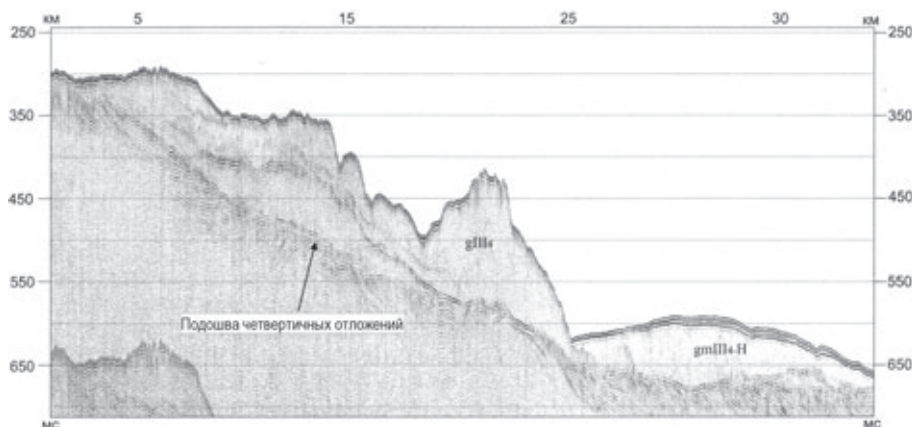


Рис. 1.2.13. Фрагмент сейсмоакустического профиля. Северный склон архипелага Новая Земля. Соотношение верхневалдайских ледниковых и ледниково-морских осадков [Костин, Тарасов, 2011]

паковых льдов. Однородный песчаный или супесчаный материал является причиной прозрачности их на сейсмограммах. Целый ряд реконструкций в настоящее время указывает, что в период максимального развития Новоземельский и Скандинавский ледники смыкались в единое целое [Эпштейн и др., 2019]. Вопрос заключается в том, что и как именно смыкалось. Отсутствие в наиболее глубоководных участках Баренцева моря надежно диагностируемых отложений основной морены позволяет считать, что это слияние происходило либо за счет формирования в центре рассматриваемого морского бассейна мощного покрова плавучих льдов, либо смыкания краев шельфовых ледников. В любом случае, в пределах таких форм рельефа, как Центральная впадина Баренцева моря, подошва ледниковых отложений не достигала морского дна. Косвенным свидетельством этому является наличие огромного количества ледниковых борозд выпаживания, установленных в настоящее время в районе месторождения Штокмановское, что может быть связано только с деятельностью айсбергов.

Последнее, на чем хотелось кратко остановиться – это наличие мерзлых современных грунтов в Баренцевом море. В настоящее время большинство исследователей считают, что наличие многолетних мерзлых пород (ММП) в разрезе четвертичных отложений на шельфе связано с первичным промерзанием осадочной толщи во время последней неоплейстоценовой регрессии. Классическим примером является восточно-арктический шельф, который полностью осушался в это время. На западно-арктическом (баренцевоморском) шельфе ситуация была другой. Как было показано выше, даже в период максимальной регрессии, которая оценивается по разным источникам от 75 м до 100–120 м [Морозова, 1985], наиболее глубоководные части Баренцева моря были покрыты водной толщей, прямое континентальное промерзание здесь отсутствовало. Но и на мелководьях также не было прямого воздействия арктического холодного воздуха на поверхностные рыхлые осадки, перекрытые ледником (который частично и снес эти самые рыхлые отложения). Условия, близкие к восточно-арктическому шельфу, существовали только

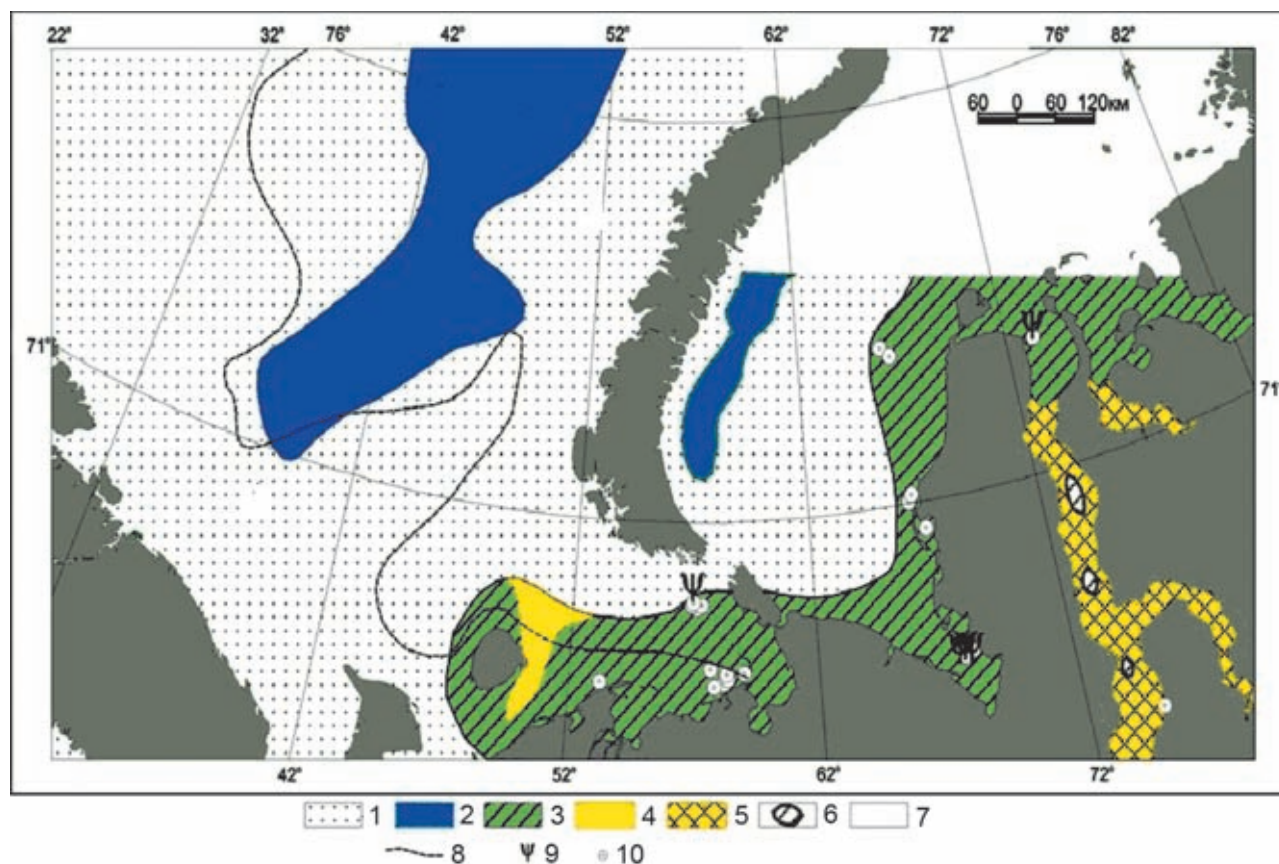


Рис. 1.2.14. Карта распространения ММП западно-арктического шельфа РФ (по данным АМИГЭ [Локтев, 2013]).

1 – немерзлый грунт; 2 – зона теоретической стабильности газогидратов; 3 – ММП; 4 – талая зона; 5 – талик в Обской губе; 6 – зона потери корреляции (отсутствия отражающих границ); 7 – зона отсутствия сейсмоакустических данных; 8 – изотерма 0°C; 9 – газ и диапир; 10 – скважина, вскрывшая мерзлый разрез

в Печорском море, где и были выявлены пластовые льды в разрезах скважин (рис. 1.2.14) [Локтев, 2013; Рокос и др., 2009]. В работе С.Н. Куликова и С.И. Рокоса приведены многочисленные скважины на баренцевоморском шельфе, в которых не встречены мерзлые породы [Куликов, Рокос, 2017]. Не обнаружены они и на многочисленных сейсмопрофилях, выполненных на баренцевоморском шельфе различными организациями.

Практически на половине баренцевоморского шельфа в настоящее время в придонном слое существуют отрицательные температуры до $-2...-3^{\circ}$, что делает практически возможным кратковременное примерзание жидких поверхностных грунтов. Данные геологического прободобора не подтверждают этот тезис, но их недостаточно для полного отрицания данного предположения. Учитывая все это, на подготовленной в 2018 году «Геокриологической карте арктических морей Российской Федерации масштаба 1:5000000» (Иванова В.В., 2018, устное сообщение) в пределах Баренцевоморского шельфа локально показаны возможные проявления островной мерзлоты (в западной и северной части), а реликтовая мерзлота может быть встречена только в Печорском море. Этой же точки зрения придерживаются и авторы настоящей статьи. Укажем при этом, что высказанное в [Костин, Тарасов, 2011] предположение, что хаотический тип волновой картины присущ не только ледниковым отложениям, но может быть связан и с промерзанием отложений в субаэральной обстановке, не актуален для баренцевоморского шельфа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше подробный обзор современных представлений о возможном оледенении баренцевоморского шельфа в позднем неоплейстоцене, анализ сейсмоакустических материалов, полученных в последние годы при инженерно-геологических изысканиях, позволяют с большой долей вероятности утверждать, что в указанный временной период значительная часть современной акватории Баренцева моря находилась под покровным площадным оле-

денением. Начав развиваться на современной суше, в максимальную стадию ледники вышли на территорию шельфа и сформировали прерывистые и различающиеся по мощности покровы континентальных ледниковых отложений. Пределы их распространения определяются изобатами 100–150 м и обычно маркируются контурами моренных гряд, которые являются одной из главных особенностей морфоскульптуры Баренцева моря. Дальнейшее разрастание Скандинавского, Новоземельского и Островного (Земля Франца-Иосифа и Шпицберген) ледниковых покровов происходило за счет развития шельфовых ледников, породивших большое количество айсбергов, следы воздействия которых мы можем встречать даже на больших глубинах. Вопрос соединялись ли эти шельфовые ледники в единый покров или между ними оставались участки сильно ледовитых морей с покровом паковых льдов в настоящее время не может быть решен однозначно. Но уже к концу неоплейстоценового времени (аллеред, молодой дриас) контуры ледового покрова сильно сократились за счет расширения открытого моря, в том числе и под влиянием пришедшего с запада теплого Северо-Атлантического течения. В этот период шельфовые ледники, возможно, существовали в непосредственной близости от островных архипелагов и, вероятно, отсутствовали вдоль северного побережья Кольского полуострова, т.к. Скандинавский ледник в это время уже отступил в пределы континента.

Решающую роль в развитии представлений об оледенении баренцевоморского шельфа сыграли методы сейсмоакустического профилирования, которые в условиях незначительного объема бурения, освещающего верхнюю часть геологического разреза шельфовых областей Баренцева моря, служат источником данных о площадном распространении ледниковых отложений и тесно связанных с ними ледниково-морских осадков, помогают в диагностировании различных форм ледниковых образований и позволяют моделировать палеогеографические события в рассматриваемый интервал геологической истории.

ГЛАВА 2. ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ

2.1. Динамика береговой зоны Баренцева моря в голоцене на примере северо-западной части Кольского полуострова

Т.В. Сапелко¹, М.А. Анисимов²

¹Институт озераведения РАН, г. Санкт-Петербург

²Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург

Проблеме изучения береговой зоны южного побережья Баренцева моря посвящено много работ. Однако в основном они относятся к периоду дегляциации территории и последовавшим за этим морским трансгрессиям. Период голоцена меньше интересовал исследователей, т.к. считалось, что побережье к этому времени стабилизировалось и никаких существенных изменений уже практически не происходило. Возросший интерес к динамике береговой зоны последних тысячелетий связан в основном с проблемой изменения климата и таянием арктических льдов в современный период. В этой связи особенно актуально исследование новых последовательностей береговой зоны Баренцева моря. В последнее время появились исследования голоценовой истории береговой линии северо-западного побережья Кольского полуострова, которые меняют некоторые сложившиеся представления о динамике береговой линии в голоценовый период. Представленный обзор вызван необходимостью обобщения новых результатов и имеющихся представлений.

Ключевые слова: голоцен, береговая зона, радиоуглеродный возраст.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(6)

Динамика береговой линии Баренцева моря на территории Кольского полуострова изучается давно. В основном работы посвящены периоду дегляциации территории и последовавшими за этим морскими трансгрессиями. Изучались разрезы морских террас, донные отложения озер, торфяники на побережье, археологические памятники на морских террасах. По результатам этих многочисленных исследований неоднократно выполнялись обобщающие работы [Лаврова, 1960; Кошечкин, 1975; Евзеров, 2012; Баранская, 2015; Макаров, 2017]. При этом до сих пор нет единого мнения ни по поводу количества трансгрессий и регрессий на побережье Баренцева моря, ни по причинам активной динамики береговой линии. Длительное время считалось, что основная причина формирования морского побережья – климатическая. Разработан принцип выделения комплексов террас по климатическим стадиям [Кошечкин и др., 1971]. В последние годы все больше начали уделять внимание влиянию вертикальных движений берегов под действием гляциоизостатической компенсации [Baranskaya et al., 2018]. Появляются новые исследования, дополняющие и корректирующие известные реконструкции темпов поднятия в позднем плейстоцене и голоцене. Рассчитана максимальная скорость поднятия 25–27 мм в год [Толстобров, 2018].

Положение береговой линии в голоцене для территорий, омываемых водами Баренцева моря, определяется несколькими факторами. Это – соб-

ственно эвстатические колебания уровня моря, происходящие на фоне разрушения позднеплейстоценового оледенения; компенсационное поднятие северного побережья Кольского полуострова и блоковая современная тектоника [Романенко и др., 2014]. Различия в скорости подъема территорий и уровня моря по каждому из этих факторов отображают результирующую картину, зафиксированную на побережье Кольского полуострова в озерных отложениях, береговых валах и террасовых комплексах. Многочисленные исследования с определениями возрастов изменения положения береговой линии сформировали четкое понимание того, что восстановить изменение уровня Баренцева моря возможно только для отдельных его участков [Кошечкин, 1979; Толстобров и др., 2015]. Имеющиеся графики, отражающие эти изменения, в некоторых случаях значительно отличаются друг от друга. Источником информации при построении положения береговой линии служили континентальные и морские отложения. Авторы строили графики исходя из того, что линия изменения уровня моря должна проходить между этими данными [Кошечкин, 1975]. В дальнейшем авторы в своих исследованиях разделяли северное побережье Кольского полуострова на районы. Так, при реконструкции уровня моря на побережье от Киркинеса-Никеля до Дальних Зеленцов для пяти районов видно, что скорости изменения уровня моря для разных районов отличаются на десятки метров [Møller et al.,

2002; Толстобров, 2018]. Даже для отдельных территорий на графиках изменения уровня моря мы получаем сложную картину распределения морских и континентальных отложений. Наиболее интересным

участком береговой зоны на Кольском полуострове, для которого в последние годы получены новые данные, является побережье от полуостровов Средний и Рыбачий до Териберки (рис. 2.1.1).

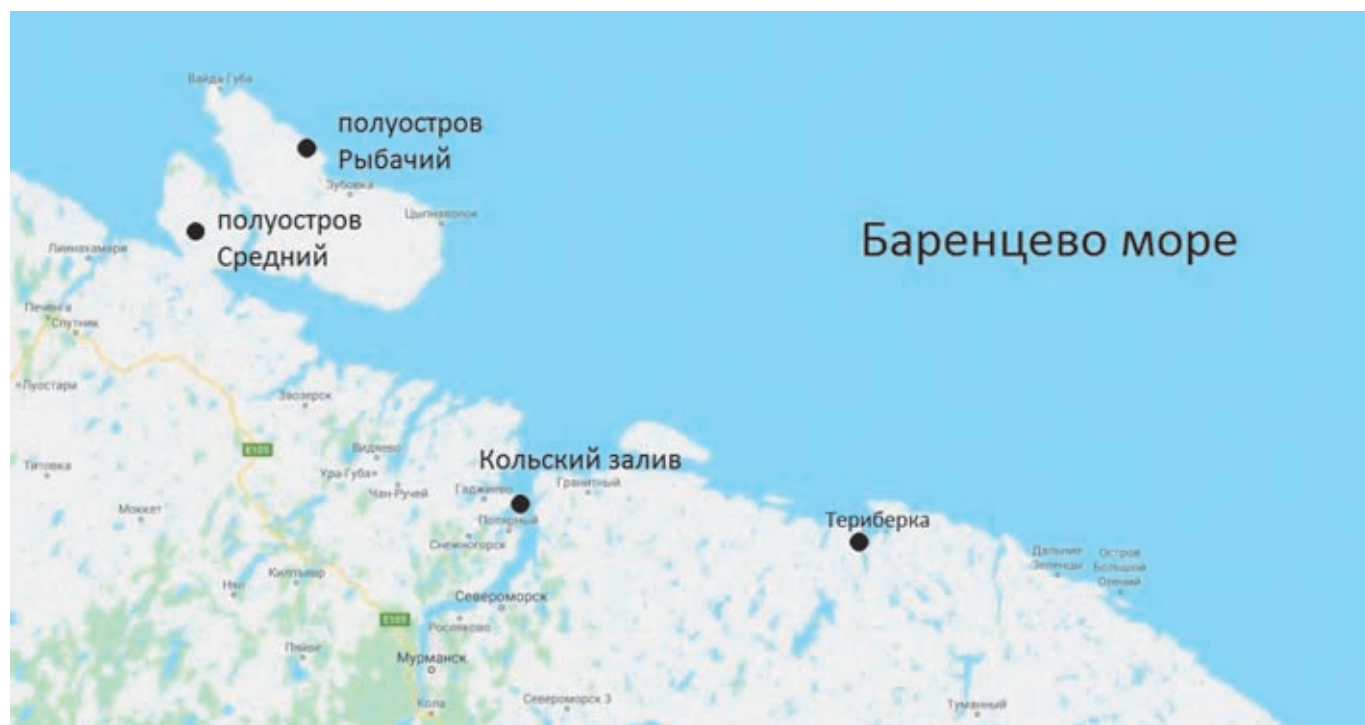


Рис. 2.1.1. Район исследования

На первый взгляд количество радиоуглеродных датировок на сегодняшний день выполнено много и достаточно для построения графиков для всего исследуемого региона. Однако анализ имеющихся данных показывает, что, во-первых, к материалу датирования нужно подходить очень осторожно. Материалом для определения возраста отложений обычно являются моллюски, кости китов, водоросли, плавник, торф, гиттия. Для каждого из них свои специфические условия развития и захоронения. Так, при датировании, например, моллюсков нужно учитывать особенности экологических условий их обитания. Диапазон их обитания по глубинам весьма широк (от 0 до 50 м, иногда до 500 м) и зависит от ряда факторов. Это может привести к ошибке в несколько десятков метров при определении положения уровня моря [Анисимов, Барляев, 2019]. Появляются исследования, которые позволяют сомневаться и в заведомо точных данных, например, характеристика торфа как континентальных отложений на побережье [Макаров, Большианов, 2017]. Последние выполненные А.П. Лисицыным исследования видов осадочного вещества, из которого состоят донные отложения арктических морей, показали важную со-

ставляющую осадочного материала морских льдов [Лисицын, 2010], недооценка роли которого также может привести к неправильной интерпретации не только результатов изучения колонок донных отложений для целей палеоокеанологии, но и для исследования береговой зоны. Все это свидетельствует о внимательном отношении к материалу датирования, а также к месту его отбора. Наиболее весомыми данными возраста, безусловно, являются образцы из непрерывных последовательностей озерных, болотных, террасовых и других отложений. При этом полученные датировки в этих последовательностях должны быть обязательно подкреплены данными других анализов. В результате, анализируя имеющиеся радиоуглеродные датировки (таблица) для побережья от полуостровов Среднего и Рыбачьего до Териберки (рис. 2.1.1) мы пришли к выводу о недостаточном, особенно для позднего голоцена, количестве датированных последовательностей, изученных разными методами. Обычно этот период не интересовал исследователей, т.к. считалось, что побережье к этому времени стабилизировалось и никаких существенных изменений в этот период практически не происходило. Интерес к динамике береговой зоны послед-

них тысячелетий в основном связан с изменением климата и таянием арктических льдов. В этой связи особенно актуально исследование новых последовательностей береговой зоны Баренцева моря.

Таблица. Имеющиеся радиоуглеродные даты для береговой зоны Баренцева моря от полуостровов Среднего и Рыбачьего до Териберки

Название разреза	Высота над уровнем моря, м	Лабораторный номер	Материал датирования	Возраст, С14 BP (л.н.)	Калиброванный возраст, Cal BP/AD (кал.л.н.)	Ссылка
1	2	3	4	5	6	7
п-ов Средний, археологическая стоянка Перьярви 16	14	SPb_744	Уголь	2920±70	1320–920	[Сапелко и др., 2018]
п-ов Рыбачий, болото (склон губы Большая Волоковая)	12.5		Торф	2830±120		[Елина и др., 2000]
п-ов Рыбачий, губа Зубовка	20.7	ЛУ-336	Раковины <i>Cyprina islandica</i> L.	5650±80		[Арсланов и др., 1974]
п-ов Рыбачий, Лауш-губа	2.7		Плавник	730±50		[Кошечкин и др., 1971]
п-ов Рыбачий, Эйна губа	8.5	Ta-261	Раковины <i>Cyprina islandica</i> L.	6480±60		[Кошечкин и др., 1971]
Кольский залив, о. Большой Олений,	10	ЛЕ-800	Моховая подстилка	3000±50		[Гурина, 1997]
Кольский залив, г. Полярный	12	Tua-2660A	гиттия/ постизоляция	3430±70	3735–3590	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	12	Tua-1605A	гиттия с алевритом/ изоляция	4130±55	4815–4545	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	17	Tua-2659A	гиттия	4920±65	5715–5605	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	17	Tua-2658	кора/ постизоляция	4835 ±65	5645–5485	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	17	T-12398A	алевритистая гиттия/изоляция	4895±95	5720–5580	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	22	T-14125A	гиттия/ постизоляция	5560±130	6470–6230	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	22	T-14126A	алеврит с гиттией/изоляция	6310±130	7310–7040	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	22	T-14126B	алеврит с гиттией/изоляция	5830±95	6755–6515	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	22	T-12396A	алеврит с гиттией/изоляция	5790±115	6740–6450	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	26	Tua-1606A	гиттия/изоляция/ постизоляция	8140±65	9195–8980	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	28.5	T-14127A	алевритистая гиттия/изоляция	8935±70	9990–9890	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	28.5	T-12395A	гиттия/ постизоляция	7790±100	8610–8420	[Corner et al., 2001]

1	2	3	4	5	6	7
Кольский залив, г. Полярный	31	T-12394A	алевритистая гиттия/изоляция	6875±140	7800–7550	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	31	Tua-2661	ветка/ постизоляция	5415±75	6295–6110	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	41	Tua-2383A	гиттия/изоляция	9340±100	10.420–10.170	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	41	Tua-1607A	алевритистая гиттия/изоляция	9185±75	10.225–10.035	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	48.5	Tua-1608A	гиттия/изоляция	9165±65	10.190–10.030	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, г. Полярный	57	T-12402A	растительные остатки+гиттия/ изоляция	9150±55	10.150–10.025	[Corner et al., 2001]
Кольский залив, о. Большой Олений, культурный слой археологического памятника	14.6	Oxford University	Кость	3237±32	3385–3559	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	Oxford University	Кость	3195±39	3346–3553	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6801	Уголь	2750±40	2945–2765	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6802	Уголь	3080±110	2971–3557	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6803	Уголь	3130±100	3575–3070	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6804	Уголь	3090±50	3169–3438	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6805	Затвердевшая смола	4010±45	4305–4785	[Сапелко и др., 2016]
	14.6	LE-6806	Торф	890±30	1040–1220 AD	[Сапелко и др., 2016]
Кольский залив, о. Большой Олений, озеро	7	LE-7398	Торф	1335±100	535–900 AD	[Сапелко и др., 2016]
Мурманский берег, губа Зеленецкая	3.5	ЛУ-161	Раковины <i>Saxica- va arctica</i> , <i>Mytilus edulis</i>	4340±100		[Арсланов и др., 1974]
о. Кильдин (восточная часть)	10		Раковины <i>Mytilus edulis</i>	5100±50		[Митяев и др., 2008]
о. Кильдин (восточная часть)	7		<i>Mytilus edulis</i>	5030±50		[Митяев и др., 2008]
о. Кильдин (восточная часть)	3		<i>Arctica islandica</i>	5450±50		[Митяев и др., 2008]
Териберка, болото	11	SPb-463	Торф	3400±65	3482–3831	[Сапелко и др., 2016]

1	2	3	4	5	6	7
Териберка, озеро	17	ЛУ-250	Гиттия	7410±120	8420–7995	[Толстобров и др., 2018]
Териберка, озеро	17	ЛУ-249	Гиттия	7630±150	8790–8155	[Толстобров и др., 2018]
Териберка, озеро	17	ЛУ-251	Гиттия	9240±140	10800–10155	[Толстобров и др., 2018]
Териберка, озеро	17	ЛУ-248	Гиттия	9960±150	12060–11105	[Толстобров и др., 2018]

Динамика береговой зоны отражается на прибрежных ландшафтах и оказывает влияние на растительный покров. Кроме того, существенное влияние на изменение растительности и ландшафтов побережья Баренцева моря в голоцене оказывали климат и антропогенное воздействие. А поэтому, для адекватной реконструкции природной среды в течение голоценового периода необходимо изучать разрезы разного генезиса. Для реконструкции береговой линии Баренцева моря на Кольском полуострове много лет применяется метод изолированных бассейнов, с помощью которого устанавливается время отделения озерных котловин от моря [Snyder et al., 1997; Corner et al., 1999, 2001; Kremenetski et al., 2004; Толстобров и др., 2015; 2018 и др.]. Самые древние озера отделились от морского бассейна в начале голоцена [Сапелко, 2014], а самые молодые, расположенные на низких абсолютных отметках отделяются от моря в современный период [Сапелко и др., 2016]. Помимо хронологии процессов динамики береговой линии, по озерным отложениям была проведена реконструкция климатических изменений поздне-последнеиковья на побережье Баренцева моря. При изучении динамики растительности в Дроздовской бухте по донным отложениям оз. Солдатского [Vuorela, Saarnisto, 2002] было установлено также начало антропогенного воздействия в голоцене и влияние антропогенных факторов на изменение растительного покрова береговой зоны. Первые изменения антропогенного характера зафиксированы здесь 6000–4000 С¹⁴ лет назад (л. н.), затем 3500–1700 л. н. и 1500 л. н. В эти периоды фиксируется увеличение в травянистом покрове пыльцы *Rumex*, *Urtica*, *Melampyrum*, *Artemisia* и др. Выделенные периоды совпадают с археологическими памятниками региона [Шумкин, 2014]. Дальнейшие палинологические исследования археологических памятников [Сапелко и др., 2016; 2018] в рассматриваемом регионе подтвердили, помимо влияния климата и динамики береговой линии моря, значительную роль антропогенных факторов в изменении растительного покрова в позднем голоцене.

Дегляциации рассматриваемой территории и следующим за этим событием мощным трансгрессиям посвящено очень много литературы, поэтому мы не будем здесь рассматривать этот вопрос. Последнеиковая трансгрессия вызвала коренную перестройку не только экосистемы шельфовой зоны [Тарасов и др., 2009], но и всего побережья Баренцева моря. Этот период характеризовался наиболее высокими темпами седиментации. Поэтому именно с этого времени, т. е. с начала голоцена, начинается современная история береговой зоны.

На рассматриваемой территории в последние годы с помощью палинологического анализа изучены новые разрезы позднего голоцена разного генезиса. Это археологический памятник на полуострове Среднем [Сапелко и др., 2018], озерный разрез и археологический памятник на острове Большом Оленьем в Кольском заливе Баренцева моря (рис. 2.1.2), а также торфяник в районе п. Териберка [Сапелко и др., 2016]. Получены новые данные по изменению растительного покрова и климата в течение суббореального и субатлантического периодов на побережье Баренцева моря. Кроме того, получены новые датированные непрерывные последовательности, изученные разными видами анализов, благодаря которым мы получили еще несколько точек для исследования динамики береговой зоны в позднем голоцене.

Помимо хорошо изученных трансгрессий Баренцева моря на рубеже позднего плейстоцена и голоцена [Евзеров, 2012] и соответствующих этому периоду климатических и тектонических изменений, многие исследователи выделяют и другие крупные трансгрессии в голоцене. Всего за этот период насчитывается от двух до семи трансгрессий. Существенные изменения береговой линии, подтверждения которым находят практически все авторы работ по изучению динамики южного побережья Баренцева моря, происходили 8500–6500 л. н. (9500–7400 калиброванных лет назад (кал. л. н.) [Кошечкин, 1975; Corner et al., 1999, 2001; Толстобров и др., 2018]. Многочисленные подтверждения значительных перемещений берего-



Рис. 2.1.2. Место разрезов на о. Большом Оленьем в Кольском заливе Баренцева моря (фото Т.В. Сапелко)

вой линии в этот период сопоставляются с трансгрессией Тапес. При этом отмечается снижение нижней границы Тапес по побережью с запада на восток. Влияние потепления климата на изменение уровня моря в это время несомненно, однако есть данные о том, что не менее значимую роль тогда играла и тектоническая активность. Рассчитаны скорости поднятий земной поверхности, которые отождествляются здесь с регрессиями береговой линии, для долины р. Туломы и Лоттинской депрессии 5–6 мм в год и 10–11 мм в год соответственно [Толстобров, 2018]. При этом помимо климатического оптимума атлантического периода, отмечаемого во всех береговых разрезах [Kremenetski et al., 2004; Corner et al., 1999, 2001; Snyder et al., 2000 и др.], для интервала 9700–7600 лет назад отмечен термический максимум и в морских колонках юго-западной части Баренцева моря. Установлено, что летние температуры морских поверхностных вод достигали тогда максимальных значений около 12°C [Чистякова и др., 2010], что объясняется повышением инсоляции или усилением притока атлантических вод [Иванова и др., 2016]. С трансгрессией Тапес связывают террасы в интервале высот от 20 до 26 м в периферической области под-

нятия, например, на п-ве Рыбачьем [Кошечкин, 1971; Арсланов и др., 1974; Møller et al., 2002]. Некоторые исследователи выделяют целую серию трансгрессий Тапес на протяжении атлантического и начала суббореального периодов [Кошечкин, 1975]. Однако, по результатам недавних исследований колонки донных отложений безымянного озера в районе пос. Териберка [Толстобров и др., 2018] 7410±120 л. н. (8420–7995 кал. л. н.), в котловине озера установились солоноватоводные условия, что нельзя было объяснить продолжающейся трансгрессией Тапес. Было доказано, что к этому времени после трансгрессивной стадии, которая была зафиксирована здесь 8500–6500 л. н. (9500–7400 кал. л. н.), озерная котловина уже была изолирована от морского бассейна. Солоноватоводные условия в озере авторы объясняют локальным проявлением, таким как цунами. В районе Кольского залива трансгрессия Тапес вообще не проявилась [Corner et al., 2001]. Есть несколько объяснений причин того, что отложения этой трансгрессии (и других трансгрессивных фаз) проявлялись не на всем побережье. Одним из них может служить разная скорость поднятий различных участков береговой зоны. Отложения трансгрес-

сивных фаз обнаружены на тех участках побережья, которые поднимались с малой скоростью [Евзеров, 2007]. Отсутствие в некоторых районах береговой зоны отложений трансгрессивных стадий возможно также связано с эрозионной деятельностью в период регрессий [Тарасов и др., 2009].

В начале суббореального периода понижение уровня Баренцева моря фиксируется во многих разрезах как для северного [Лаврушин и др., 1990], так и для южного побережья [Corner et al., 2001] Баренцева моря. Проявлений выделенных трансгрессий позднего голоцена Тривия (3000 л. н.) и Острия (1300 л. н.) [Лаврова, 1960] обнаружено немного. Береговые уровни этих трансгрессий фиксируются на отметках до 14.5 м над уровнем моря.

Около 3000 лет назад (1320–920 кал. л. н.) в бухте Малой Волоковой полуострова Среднего на побережье Баренцева моря установились благоприятные условия с относительно теплым и влажным климатом [Сапелко и др., 2018]. Уровень моря в конце суббореального периода был достаточно низким. Археологический памятник Перьярви, расположенный на морской террасе высотой 13–14 м над уровнем моря, в суббореальном периоде не затапливался водой. Окружающие лесотундровые ландшафты формировались в основном под влиянием климата и антропогенного воздействия. При этом для северного побережья полуострова Рыбачьего (губа Зубовская) по створкам раковин *Cyprina islandica* из отложений террасы высотой 20.7 м над уровнем моря в долине р. Пяйве получена дата 5650±80 л. н. [Арсланов и др., 1974].

Около 3000–2500 лет назад на побережье Кольского залива также получила распространение лесотундровая растительность, связанная с относительно теплым периодом. Все полученные результаты палинологического анализа для этого района указывают на распространение лесотундровой растительности с преобладанием березы и участием сосны [Corner et al., 2001; Сапелко и др., 2016]. Климатические условия здесь были в это время относительно теплые и влажные. Несмотря на общую тенденцию опускания побережья в течение последних 4 000 лет, на всей протяженности долины р. Туломы и Кольского залива происходит равномерное блоковое поднятие территории со скоростью 0.2–0.3 см в год [Толстобров и др., 2015]. В Кольском заливе 4130±55 л. н. (4815–4545 кал. л. н.) до 3430±70 л. н. (3735–3590 кал. л. н.) произошла изоляция от моря озера, расположенного на отметке 12 м над уровнем моря [Corner et al., 2001], после чего трансгрессивных фаз в разрезах не зафиксировано. В суббореальном периоде отрицательное перемещение бере-

говой линии зафиксировано и на о. Кильдине. По данным анализа донных отложений оз. Могильного на о. Кильдине отмечается двукратное переслаивание горизонтов морских и озерных отложений, сформированных в период существования морского залива (периоды положительного перемещения береговой линии моря и связи с ним) и озера (периоды регрессии моря и изоляции водоема) соответственно. Подстилающий горизонт морских осадков связывают с высоким положением береговой линии позднее 3500 лет, а вышележащий горизонт озерных осадков сформирован 3490±200 л. н. и связан с последующим периодом отрицательного перемещения береговой линии, верхний горизонт датируется 1950±150 л. н. [Кошечкин, 1975]. Археологический памятник на о. Большом Оленьем возник не ранее 4400 л. н. (5200 кал. л. н.), когда уровень моря опустился ниже современной высотной отметки 11 м над уровнем моря. Данные спорово-пыльцевого анализа и результаты радиоуглеродного датирования образцов из изученной последовательности указывают на образование могильника во второй половине суббореального периода [Сапелко и др., 2016]. На побережье Баренцева моря от Никеля до Киркинеса начало регрессивной стадии немного отличается от установленной для Кольского залива, однако разница не превышает 500 лет [Corner et al., 1999]. По некоторым расчетам, после максимума позднеголоценовой трансгрессии моря средняя скорость относительного падения уровня моря составила примерно 0.4 м за 100 лет [Møller et al., 2002]. Продолжительность этой регрессии оценивается [Арсланов и др., 1974] в 1400 лет (3500–2100 л. н.).

В районе пос. Териберка на протяжении суббореального и субатлантического периодов формировался торфяник. В суббореальном периоде лесотундровые ландшафты с преобладанием березы и сосны характерны и для этого района. Встречаются кустарники и кустарнички. Во всех описанных разрезах в суббореальном периоде встречаются рудеральные виды.

В субатлантический период произошло снижение термофильной растительности. 2500–2000 л. н. климат стал холоднее. Сократилось распространение древесной растительности. Лесотундровая зона сменилась тундровой. Подобные условия наблюдаются в это время на всем протяжении от полуостровов Среднего и Рыбачьего до Териберки и на других прилегающих территориях [Сапелко и др., 2016]. На п-ове Рыбачьем период ухудшения климата зафиксирован в отложениях торфяника [Кременецкий и др., 1997; Евзеров и др., 2007; Snyder et al., 1997]. В донных отложениях озера КР-3 уменьшение содержания

пыльцы сосны зафиксировано около 2950 ± 45 л. н. [Kremenetski et al., 2004]. В районе Никеля на высоте 185 м над уровнем моря в это время также зафиксировано снижение распространения березы и сосны. Около 2224 ± 48 л. н. распространились вересковые тундры [Янковска, 2011]. Во всех разрезах тенденция примерно сходная. В субатлантическом периоде деревья практически отсутствуют, доминируют злаки и осоковые. Сходство тенденций во всех изученных разрезах, расположенных вблизи береговой линии Баренцева моря, свидетельствует о региональном характере климатических изменений.

Анализ имеющихся для голоценового периода последовательностей, а также радиоуглеродных датировок (см. таблицу) в береговой зоне от полуостровов Среднего и Рыбачьего до Териберки позволил реконструировать изменение климатических условий, динамику ландшафтов и тренд изменения уровня моря. Для построения предполагаемой линии тренда использованы данные из таблицы (см. таблицу). При этом очевидно, что линия тренда не совпадает с линией изменения уровня моря в данном районе, а всего лишь показывает направленность и изменение скорости регрессии (рис. 2.1.3).

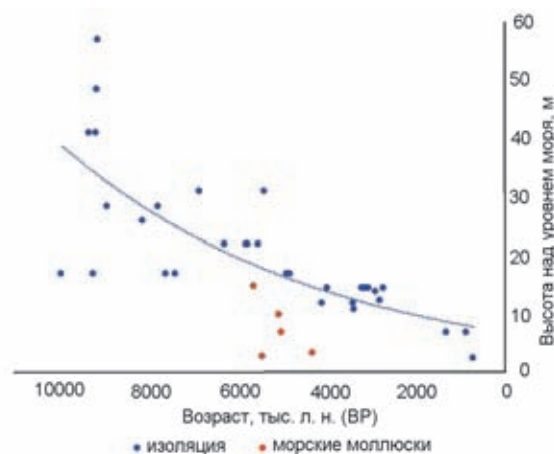


Рис. 2.1.3. Точечная диаграмма распределения наземных и морских отложений в голоцене с предполагаемой линией тренда изменения уровня моря на рассматриваемом участке

Все это дало возможность установить динамику береговой зоны в голоцене для указанного района исследования.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН по теме № 0154-2019-0004.

2.2. Палиностратиграфия ледово-морских и морских осадков Баренцева моря

О.В. Руденко

ФГБОУ ВО Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел

Палинологическими и литологическими данными обосновано расчленение донных отложений юго-восточной и центральной частей Баренцева моря на три литокомплекса, характеризующих различные обстановки осадко-накопления на этапе перехода к голоцену и в самом голоцене. Литокомплекс 3, представленный проксимальными гляциально-морскими глинистыми отложениями с обильными грубообломочными включениями и относимый к периоду ранней дегляциации (>15 тыс. календарных лет назад), характеризуется низкой концентрацией растительных микроостатков с абсолютным доминированием переотложенных, в основном, мезозойских форм и присутствием единичных диноцист криофильного вида *Islandinium var. minutum*.

Литокомплекс 2 (~15–12 тыс. кал. л. н.) соответствует этапу поздней дегляциации и переходу к голоцену, представлен темно-серыми или коричневато-серыми тонкослоистыми песчанистыми алевропелитами или плотными глинами с материалом айсбергового разноса, накапливавшимся в условиях дистальных ледниково-морских бассейнов. Он характеризуется палинозоной с невысокой концентрацией микрофоссилий, значительной долей переотложенных докайнозойских форм, доминированием пыльцы тундровых кустарничков, злаков и полыней, повышенным содержанием спор плаунов и преобладанием криофильного *Islandinium var. minutum* в ассоциации водных палиноморф.

Литокомплекс 1 (<12 тыс. кал. л. н.) представлен оливково-серыми пластичными пелитами, сверху со следами биотурбаций и пятнами гидротроилита. В Южно-Новоземельском желобе осадки литокомплекса опесчанены, а на Канинском плато замещены песками с включениями гальки и битой ракуши. Ему соответствуют три палинозоны с доминированием пыльцы березы и сосны, повышенной долей участия в спектрах пыльцы ели и ольхи, а также сфагновых мхов и папоротников. Постоянное присутствие единичной пыльцы широколиственных растений и пиковые значения содержания цист *Operculodinium centrocarpum* и *Spiniferites* sp. в группе водных палиноморф свидетельствуют об усилении влияния атлантических вод в изученных районах моря.

Ключевые слова: литокомплекс, палинокомплекс, палиноморфы, палиностратиграфия.

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени на Баренцевоморском шельфе выполнены многочисленные геолого-геофизические исследования, создающие надежную основу для изучения верхних горизонтов его осадочного чехла [Гриценко, Крапивнер, 1989; Мусатов, 1992; Матишов, 1984; 2008; Костин, Тарасов, 2011; Zarkhidze, Samoilovich, 1989 и др.]. Изучение вещественного состава верхнекайнозойских осадков, в том числе биостратиграфическими методами, было начато в конце 1960-х годов. Вслед за «пионерными» работами Е.С. Малясовой [1988] в юго-восточной части Баренцева моря, в конце 1980-х годов были получены первые радиоуглеродные датировки и опубликована биостратиграфическая схема расчленения плейстоцен–голоценовых отложений юго-восточной части Баренцева моря [Стелле и др., 1989]. В 1970-х годах на шельфе Баренцева моря начались масштабные геолого-геофизические исследования с применением донного опробования и инженерно-геологического бурения, в результате которых была получена надежная актуалистическая основа для биостратиграфических исследований [Руденко, 2017; Руденко, Полякова, 2001] и фактологическая – для

корреляции отложений, формировавшихся в разных морфодинамических зонах моря. Всего автором с разной степенью детальности изучено более 50 колонок донных осадков по всей площади Баренцевоморского шельфа и 12 разрезов морских террас побережий Баренцева и Печорского морей. Данные работы со всей очевидностью показали высокую информативность палинологического метода для выяснения геологической истории бассейна. Их главная задача – палинологическое обоснование стратиграфии и корреляции верхнекайнозойских отложений на основе выявления общих и региональных особенностей установленных палинозон. Полученные результаты использованы при разработке легенд геологических карт изученных участков [Государственная..., 2003а, 2003б, 2006, 2014].

В настоящей работе обсуждаются результаты палинологического анализа донных осадков, поднятых в разные годы грунтовыми трубками и виброскважиной в экспедициях Мурманской арктической геологоразведочной экспедиции на НИС «Геофизик» и «Профессор Куренцов», проведенных в рамках ГСШ 1:1000000 масштаба в южной части Баренцева моря и в Центральной впадине (табл. 2.2.1, рис. 2.2.1).

Таблица 2.2.1. Основные данные об изученных колонках донных осадков Баренцева моря

№	Номер колонки	Год отбора проб	Вид пробоотбора	Широта, с. ш.	Долгота, в. д.	Глубина моря, м	Длина колонки, см
1	BS-85/13	1985	грунтовая трубка	69°57′	34°56′	185	310
2	BS-41/22	1985	грунтовая трубка	70°20′	34°30′	270	340
3	NZ-11/12	2011	грунтовая трубка	70°03′	54°29′	100	225
4	Kn-13	1987	грунтовая трубка	68°49′	45°17′	41	245
5	PL-96-126	1996	грунтовая трубка	73°37.5′	50°43′	270	350
6	VBh-381	1983	виброскважина	68°40′	41°30′	59	475
7	CD-01/12	2014	грунтовая трубка	75°30.5′	42°38′	340	215
8	CD-02/31	2014	грунтовая трубка	75°20.7′	43°47.7′	309	235

Повысить достоверность палинотратиграфических выводов помогло наличие микрофаунистических данных по тем же колонкам [Rudenko et al., 2018] и, отчасти, радиоуглеродные датировки [Voronina et al., 2001], а также сравнение с опубликованными ранее материалами по строению осадочной толщи шельфа Баренцева моря [Корсун и др., 1994; Polyak et al., 1995, 2000; Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Zarkhidze, Samoilovich, 1989], палинологии Кольского полуострова [Лебедева, 1977, 1983] и юго-востока Баренцева моря [Окунева, Стелле, 1986; Стелле и др., 1989; Voronina et al., 2001].

ЛИТОЛОГИЯ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Юг и юго-восток Баренцева моря характеризуются большими различиями мощностей верхнекайнозойских отложений [Костин, Тарасов, 2011], активной гидродинамикой в юго-западной части и значительно более спокойной гидрологической ситуацией в восточной [Павлидис и др., 1998]. Специфичные локальные условия седиментации формируются под влиянием многих факторов: активного смешения локальных арктических, трансформированных теплых атлантических вод и реверсивных холодных беломорских, выносящих массу осадочного вещества

через Воронку Белого моря, речного стока с полуостровов Кольский и Канин, талых ледниковых вод с Новой Земли, особенностей ледовой обстановки и характера морского дна. Все вышеперечисленное определяет некоторые различия литологического состава осадков на изученной площади Баренцевоморского шельфа.

Однако, основываясь на опубликованных ранее геофизических данных [Polyak et al., 1995; Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999], литологических особенностях и составе микрофоссилий, заключенных в изученных осадках, их можно объединить в три литокомплекса, соответствующих времени перехода от последнего оледенения к голоцену и самому голоцену, и сопоставить их с осадочными сейсмостратиграфическими комплексами (ОССК) Баренцевоморского района, установленными непрерывным сейсмоакустическим профилированием

[Гриценко, Крапивнер, 1989; Мусатов, 1992; Рыбалко, 2001; Костин, Тарасов, 2011; Тарасов и др., 2009].

Литокомплекс 3 соответствует эпохе ранней дегляциации (более 15 тыс. кал. л. н. Он характеризуется «хаотичной» волновой картиной на сейсмозаписях [Костин, Тарасов, 2011; Polyak et al., 1995; Тарасов и др., 2009] и представлен проксимальными гляциально-морскими глинистыми отложениями с обильным обломочным материалом и заключенными в них преимущественно переотложенными дочетвертными микрофоссилиями, накапливавшимися в условиях холодного морского опресненного бассейна [Мурдмаа, Иванова, 1999]. Нашими исследованиями вскрыт только в колонке CD-02/31 в Центральной впадине и в нижних 10 см колонки BS-85/13 с южного борта Кольского желоба.

Литокомплекс 2 – переходный между двумя литологически четко выраженными литокомплексами

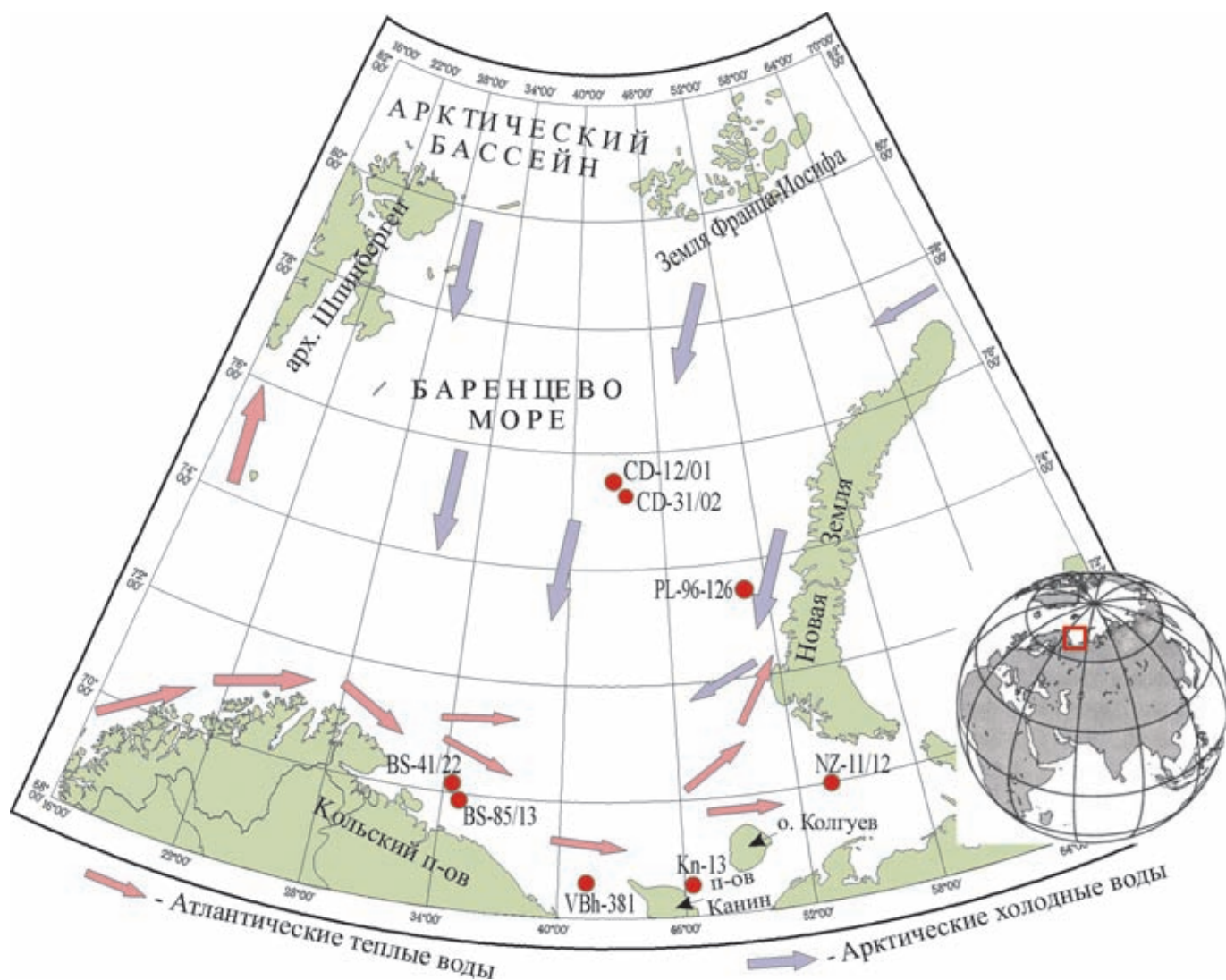


Рис. 2.2.1. Местоположение изученных колонок донных осадков

3 и 1, распространен повсеместно, за исключением Приновоземельской и Кольской цокольных террас, а также Печоро-Канинского мелководья, в районе которого он достоверно обнаружен лишь на о. Колгуеве [Крапивнер, 2009б]. Однако, полученные колонки донных осадков из районов Канинского плато, Северо-Канинского мелководья и Южно-Новоземельского желоба позволяют предполагать там его присутствие.

На сейсмозаписях он характеризуется горизонтально-ритмичнослоистой волновой картиной и соответствует этапу поздней дегляциации–перехода к послеледниковью (15–10.3 тыс. кал. л. н.) [Polyak et al., 1995]. Соответствующие ему осадки представлены плотными глинами, тонкослоистыми опесчаненными пелитами и алевропелитами с многочисленным материалом айсбергового разноса, что свидетельствует об их накоплении в условиях дистальных ледниково-морских бассейнов. Еще со времен работ М.В. Кленовой [1960], одного из основоположников морской геологии в России, они получили внеклассификационное и внегенетическое, чисто баренцево-морское название – «древние глины». В генетическом отношении они представляют собой ледниково-морские осадки (гляциомариний), образование которых связывается с вытаиванием моренного материала из подошвы ледникового покрова, находящегося на плаву [Самойлович и др., 1993]. Обстановки такого осадконакопления названы «подледно-шельфовыми», причем в зависимости от того, соединился ли морской бассейн с открытым океаном или нет, их относят к «открытому» или «закрытому» типу [Павлидис и др., 1998].

Верхний литокомплекс представлен морской сейсмофацией или маринием голоценового возраста (слой 1, mH1), для которой характерны акустически «прозрачная» запись, четкая литологическая граница и отсутствие признаков размыва на контакте с подстилающими глинами [Костин, Тарасов, 2011; Polyak et al., 1995]. Слой 1 сложен пелитовыми и алевроитово-пелитовыми илами оливково-серого или от светло-коричневого до коричневатого-темно-оливково-серого цвета, иногда с примесью песка, иногда сильно обводненными, в верхней части со следами трубок полихет, биотурбаций, пятнами гидротроилита и примазками моносulfидов железа. Слой 1 характеризуется повышенной концентрацией и значительным биоразнообразием комплексов современных микрофоссилий. На Кольско-Канинском участке этот слой представлен песчаной толщей с включениями битой ракуши и гальки.

Вышеописанные слои вмещают латерально изменчивые палинокомплексы, объединенные в несколько региональных палинозон (далее в тексте ПЗ). ПЗ-I

характеризует литокомплекс 3. Литокомплексу 2 соответствует ПЗ-II. В ряде разрезов она подразделяется на подзоны Па и Пб. Литокомплекс 1 вмещает палинокомплексы, объединенные в ПЗ-III, ПЗ-IV и ПЗ-V.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Техническая обработка образцов проводилась по принятой в России методике В.П. Гричука [Палеопалинология, 1966]. Часть образцов повторно обрабатывалась плавиковой кислотой [Moore et al., 1991] с целью увеличения концентрации экстрагированных микрофоссилий в связи с их крайне низким содержанием в осадках. Шаг пробоотбора составил 5–10 см. Идентификация микрофоссилий осуществлялась под микроскопом Motic-B1-220A при 400-кратном увеличении с привлечением опубликованных атласов и ключей [Куприянова, 1965; Куприянова, Алешина, 1972; Палеопалинология, 1966; Reille, 1995, 1998]. Палинодиаграммы построены с использованием пакета программ Tilia, TiliaGraph, TGView [Grimm, 1993, 2004]. Подсчет процентного содержания микрофоссилий проводился в зависимости от репрезентативности ПС: либо за 100% принималась сумма пыльцы деревьев, кустарников, трав и кустарничков (AP+NAP), а доля пыльцы водных и прибрежно-водных растений и спор подсчитывалась от этой суммы; либо за 100% принималась сумма пыльцы и спор. В осадках некоторых колонок были обнаружены водные палиноморфы (морские цисты динофлагеллат, колониальные пресноводные зеленые водоросли). В этом случае доля пыльцы наземных и водных растений определялась от суммы пыльцы, все остальные микрофоссилии – от суммы непыльцевых палиноморф (далее в тексте НПП). Переотложенные споры и пыльца дочетвертичного возраста подсчитывались дополнительно, а доля их участия в ПС рассчитана от общей суммы всех зарегистрированных в осадке микрофоссилий.

Центральная впадина

Две колонки подняты в 2014 г. с юго-восточного борта Центральной впадины с глубины 310–340 м (табл. 2.2.1, рис. 2.2.1). Все изученные образцы содержали гетерохронные палиноспектры (далее в тексте ПС) с различной степенью сохранности микрофоссилий. Споры и пыльца молодого возраста имеют отличную сохранность, а дочетвертичные – как правило, неудовлетворительную и крайне плохую, за исключением раннемеловых спор схизейных и трехлучевых спор *Leiotriletes* юрско-раннемелового возраста. Большая часть переотложенных микрофоссилий имеет локальный генезис, учитывая возраст

коренных пород исследуемого региона [Геологическая..., 1983], и поступает в осадки за счет донной абразии. Так, численно доминирующие *Picea* sp., *Pinus* sp., споры глейхениевых и схизейных, представленные вариативными видами родов *Lygodium* и *Anetia*, характерны для отложений готеррив-баррема; для апт-альбских отложений – *Podocarpus unica* Bolch., *Gleichenia delicata* Bolch., «бобовидные» споры семейства Polypodiaceae, *Ginkgo* sp., Taxodiaceae/ Cupressaceae, *Cycas glabra*, *Bennettites* spp.

Колонка CD-31/02. Микрофоссилии в количестве, достаточном для процентного подсчета внутри групп, зарегистрированы лишь в верхнем метре разреза (рис. 2.2.2, а).

Интервал разреза 2.35–1.0 м объединен в единую ПЗ-I, в которой пыльца и споры молодого возраста встречены лишь в образце с глубины 1.8 м. В остальных зарегистрированы пыльца и споры только мезозойского возраста. ПС с глубины 1.8 м отличаются максимальной для всего разреза долей пыльцы трав (Poaceae, Chenopodiaceae, *Artemisia* и Asteraceae) – до 30–45% в сумме, доминированием пыльцы *Betula nana*-type и спор *Sphagnum*, присутствием типичного для арктических морей криофильного таксона *Islandinium* var. *minutum*.

Для ПЗ-II (интервал 1.0–0.7 м) характерен максимум содержания пыльцы *Betula nana*-type (до 60% в нижней части ПЗ). Вверх по разрезу ее содержание резко уменьшается за счет увеличения доли пыльцы сосны и появления пыльцы древовидных берез и ольхи, а также ели и пихты. Процент пыльцы Poaceae по-прежнему высок (до 20%), разнотравье (*Varia*) наиболее разнообразно по составу. В споровой части спектров доминируют споры сфагновых мхов. В верхней части ПЗ резко увеличивается количество и разнообразие спор плаунов, и в интервале 1.2–1.3 м зарегистрирован их максимум. Увеличивается также доля морских цист динофлагеллат в составе НПП, появляются и достигают максимума цисты динофлагеллат *Operculodinium centrocarpum* и *Spiniferites* sp., в арктических морях маркирующие обстановки нормально-морской солености в зонах влияния атлантических вод [Matthiessen, 1995].

Нерасчлененные ПЗ-III и ПЗ-IV в интервале 0.7–0.3 м характеризуются очень низкой концентрацией пыльцы и спор в осадках и обедненным составом ПС с полным исчезновением пыльцы травянистых растений и господством дальнезаносных пыльцы сосны и спор папоротников. Такая особенность ПЗ свидетельствует о неблагоприятных условиях среды во время ее формирования.

Колонка CD-12/01. Доля дочетвертичных переотложенных микрофоссилий, в целом, меньше, чем в

ПС колонки CD-31/02 (рис. 2.2.2, б), однако, в нижней части разреза они составляют почти половину всех зарегистрированных микрофоссилий, несколько уменьшаясь вверх по разрезу. Выделенная ПЗ в интервале 2.15–1.95 м разреза характеризуется доминированием пыльцы карликовых берез и злаков и коррелируется с ПЗ-II разреза CD-31/02, вторая ПЗ (интервал 1.95–0.2 м) отличается увеличением содержания дальнезаносной пыльцы сосны, ольхи и спор сфагновых мхов и коррелируется с нерасчлененными ПЗ-III-IV колонки CD-31/02; пыльца и споры, извлеченные из приповерхностных 20 см, идентичны субфоссильным из этого региона.

Группа водных палиноморф более разнообразна по составу, чем в осадках колонки CD-31/02, доминирует *Islandinium* var. *minutum*, а вверх по разрезу резко увеличивается доля *Operculodinium centrocarpum*.

Кольский желоб

Колонки, поднятые на южном склоне Кольского желоба (рис. 2.2.1, табл. 2.2.1), вскрыли толщу темно-серых тугопластичных осадков с рассеянными включениями дресвы и гравия, перекрытую маломощным слоем зеленовато-серых текучепластичных пелитов со стяжениями гидротроилита и раковинами морских моллюсков. В колонке BS-85/13 в призабойной части разреза (в нижних 10 см) обнаружен обильный обломочный материал, а на пыльцевой диаграмме этой части разреза соответствует очень характерная ПЗ-I (рис. 2.2.3, а) – с большим количеством перетолженной пыльцы и спор мезозойского возраста, крайне обедненным таксономическим составом и присутствием пыльцы Poaceae и *Betula nana*-type, что позволяет полагать, что нижние 10 см колонки представлены осадками ранней дегляциации.

Интервалам 2.8–0.45 м колонки BS-85/13 (рис. 2.2.3, а) и 3.4–0.5 м колонки BS-41/22 (рис. 2.2.3, б) соответствует ПЗ-II, однако, в интервале 1.5–0.5 м колонки BS-41/22 зарегистрировано больше пыльцы древовидных берез, чем в осадках колонки BS-85/13, что предопределило ее деление на подзоны IIa и IIb на диаграмме колонки BS-41/22. В целом, для ПЗ-II характерно доминирование пыльцы *Betula nana*-type (в сумме до 35%), спор *Sphagnum* sp. (до 25%), Polypodiaceae (до 20%) и Bryales (до 10%) и высокий процент участия спор плаунов в верхней части палинозоны. Для травянистой части спектров характерны высокие значения содержания пыльцы Poaceae, Chenopodiaceae и *Artemisia* sp. (до 30–35% в сумме) и довольно значительное количество пыльцы Ericales в нижней части палинозоны. Разнотравье представлено, в основном, пыльцой Saxifragaceae, Apiaceae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Polygonaceae.

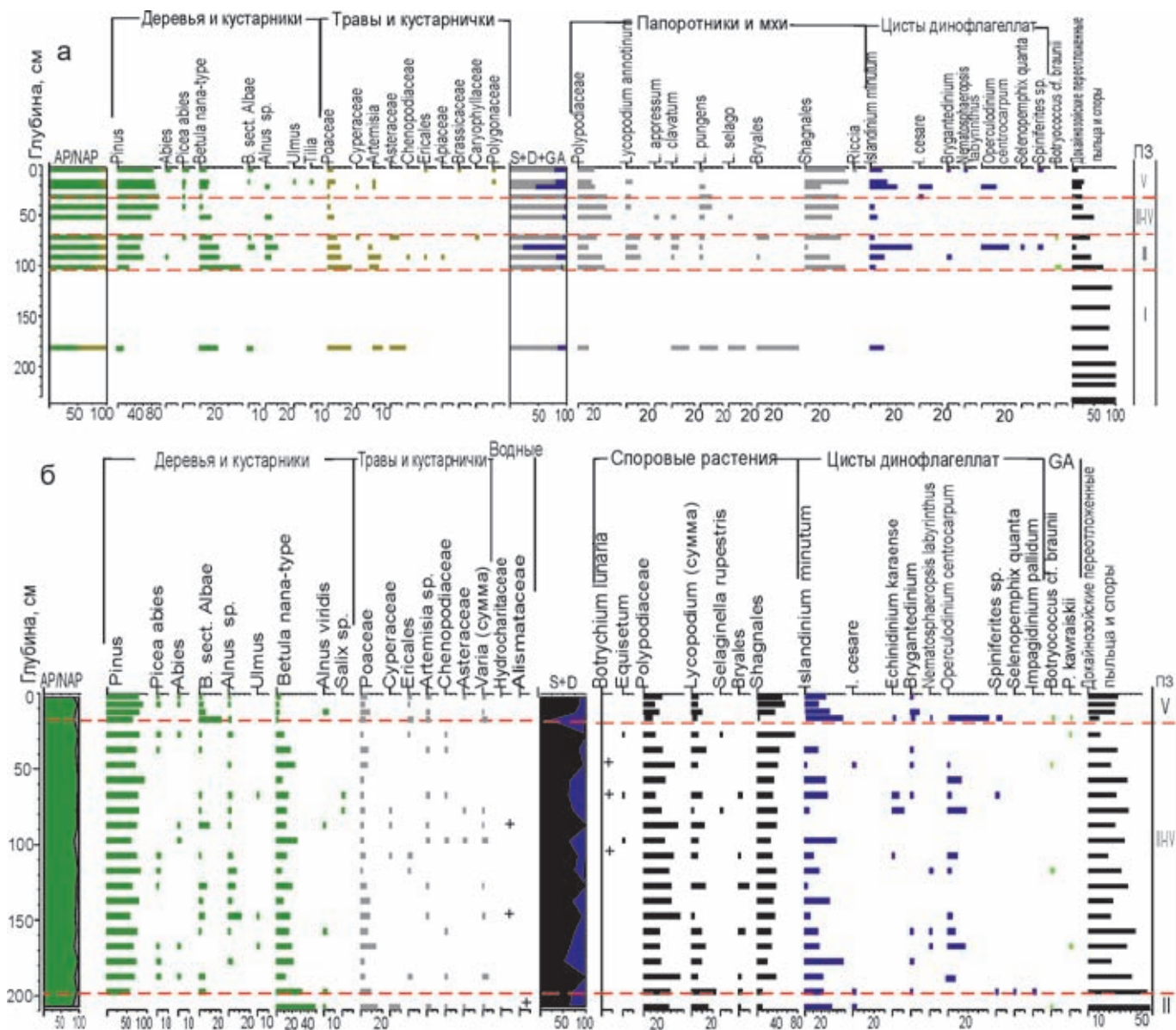


Рис. 2.2.2. Палинодиаграммы колонок CD-31/02 (а) и CD-12/01 (б) из Центральной впадины Баренцева моря, избранные пыльцевые записи, %:

AP – пыльца деревьев и кустарников; NAP – пыльца трав и кустарничков; GA – колониальные хлоро- и харофитовые водоросли; D – цисты динофлагеллат; S – споры

Интервал 2.4 м на диаграммах обеих колонок отмечен появлением колоний пресноводных хлорофитовых водорослей рода *Pediastrum*. Пик их содержания и несколько увеличивающееся разнообразие (*P. kawraiskii*, *P. simplex* и *P. duplex*) отмечены в интервале 1.8–1.4 м на диаграмме колонки BS-41/22 и в интервале 2.1–1.7 м в разрезе BS-85/13. Однако их суммарное количество в обеих колонках оказалось недостаточным для процентного подсчета внутри группы. В верхней части палинозоны появляются единичные цисты *Islandinium* var. *minutum* и *Brygantedinium* spp.

Состав микрофоссилий ПЗ-II (в частности, «реперный» максимум спор плаунов и увеличившаяся доля пресноводного микрофитопланктона), а также литологические характеристики вмещающих ее осадков позволяют считать, что она характеризует осадки финальной дегляциации и перехода к голоцену. Пиковые значения содержания спор плаунов на границе «пребореал-бореал» зафиксированы на палинодиаграммах датированных разрезов морских осадков в долинах рек Чапома, Варзуга и Воронья [Лебедева, 1977, 1983]. Эту же особенность ПС отмечали все палинологи, изучавшие палинокомплексы

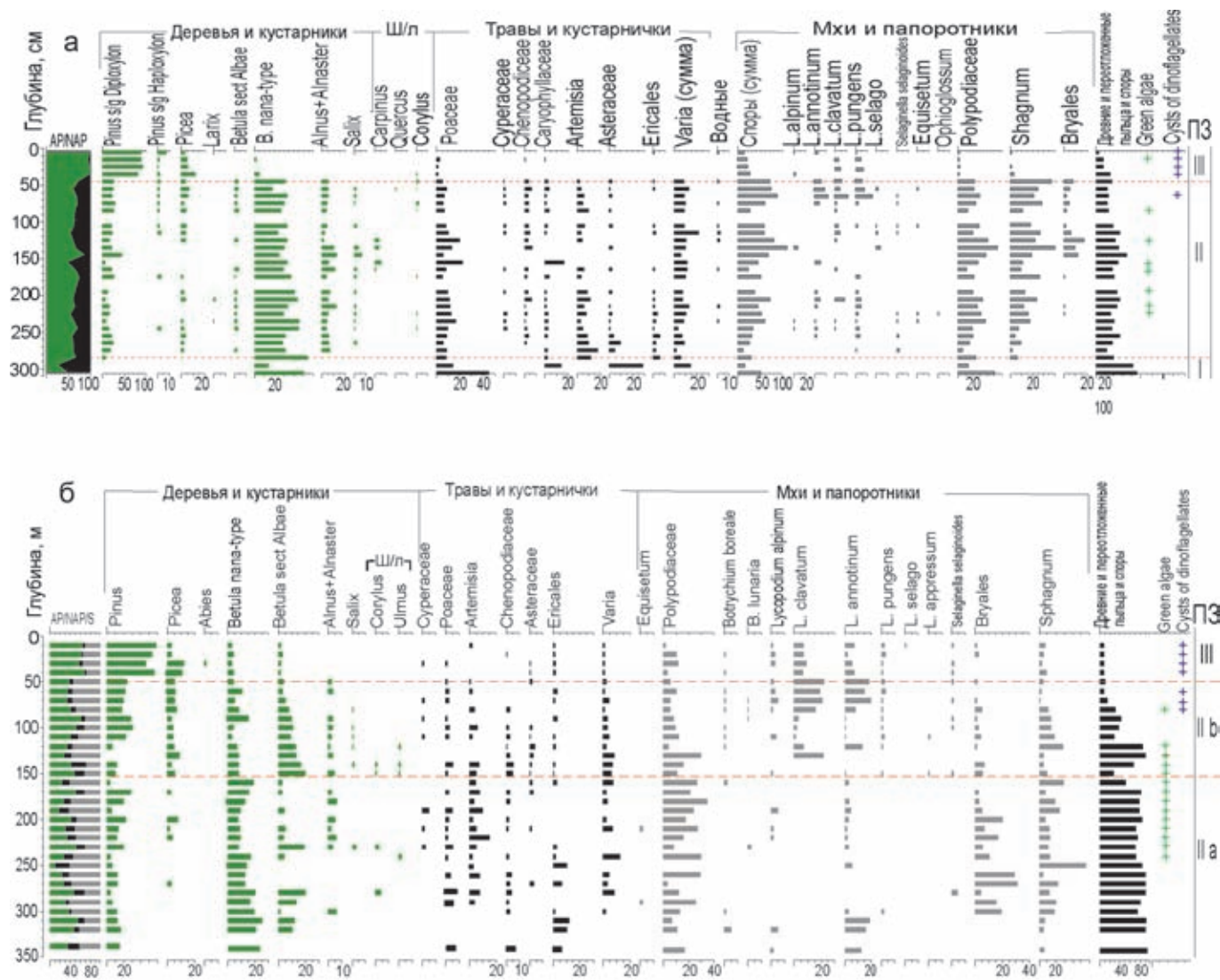


Рис. 2.2.3. Палинодиаграммы колонок BS-85/13 (а) и BS-41/22 (б) из Кольского жёлоба, избранные пыльцевые записи, %:

ш/л – пыльца широколиственных растений; остальные сокращения см. на рис. 2.2.2

из древнеголоценовых осадков Карельского перешейка и береговых районов Северной и Восточной Фенноскандии [Елина и др., 2000; Малясова, 1960; Самойлович и др., 2003; Шарапова, 2005].

Слою зеленовато-серых текучепластичных пелитов (верхние 0.45–0.5 м разрезов) соответствует ПЗ-III, основными отличиями которой являются: а) абсолютное доминирование пыльцы хвойных растений (более 75%) над пыльцой берез, б) максимальное (на диаграммах обоих разрезов) количество пыльцы *Picea* sp. (до 12%), в) резкое уменьшение количества спор плаунов (до 3%) и г) почти полное исчезновение хлорофитовых водорослей в группе водного микрофитопланктона. С интервалом 0.7 м (BS-85/13) и 0.8 м (BS-41/22) единично регистрировались цисты *Operculodinium centrocarpum* и *Nematosphaeropsis labyrinthus*.

Западно-Новоземельский шельф и Южно-Новоземельский жёлоб

Колонки, поднятые на юге и западе Новоземельского шельфа (рис. 2.2.1; табл. 2.2.1), вскрыли толщу темно-серых до коричневатого-темно-серых алевропелитов (слой 1), в нижней части колонки NZ-11/12 – более плотных с многочисленными включениями грубых обломков (слой 2). В Южно-Новоземельском жёлобе верхние 0.9 м алевролитов опесчанены. Имеющиеся радиоуглеродные датировки по колонке PL-96-126 свидетельствуют о значительной мощности осадков среднего–позднего голоцена на Западно-Новоземельском шельфе и очень высоких скоростях седиментации, от 60 до 120 см/100 лет [Voronina et al., 2001].

ПЗ-II, выделенная в осадках колонки NZ-11/12 в интервале 2.2–1.15 м (рис. 2.2.4, а), имеет характер-

ный состав, свидетельствующий о суровых климатических условиях времени ее формирования.

В ней зарегистрировано аномально высокое для ПС донных осадков Баренцева моря содержание пыльцы травянистых растений (до 44.4%), в то время как доля дальнезаносной пыльцы хвойных растений не превышает 15%, что в 3–4 раза меньше, чем в суб-фоссильных СПС из района Западно-Новоземельского шельфа [Руденко, 2011]. Доминирует пыльца полыни (до 28.7%), содоминанты – пыльца злаков и семейства маревых. Постоянно присутствие в ПС пыльцы Asteraceae, в интервале 1.5–1.55 см зарегистрирована пыльца эфедры. Пыльца Saxifragaceae,

Brassicaceae, Rosaceae и Polygonaceae составляет наибольшую долю в группе разнотравья. В споровой части ПС наиболее многочисленны споры папоротников (10–24.4%) и зеленых мхов (до 32%). Доля участия спор плаунов достигает максимальных значений (до 15%) в верхней части ПЗ. В ассоциации водных палиноморф преобладают пресноводные зеленые водоросли (*Pediastrum kawraiskii*, *P. duplex*).

В вышележащих осадках выделены три ПЗ. В ПЗ-III (интервал 0.9–1.15 м) существенно уменьшается количество пыльцы трав за счет увеличения доли пыльцы древесных и кустарниковых растений (до 50%), на диаграмме показаны максимумы кривые пыльцы осок,

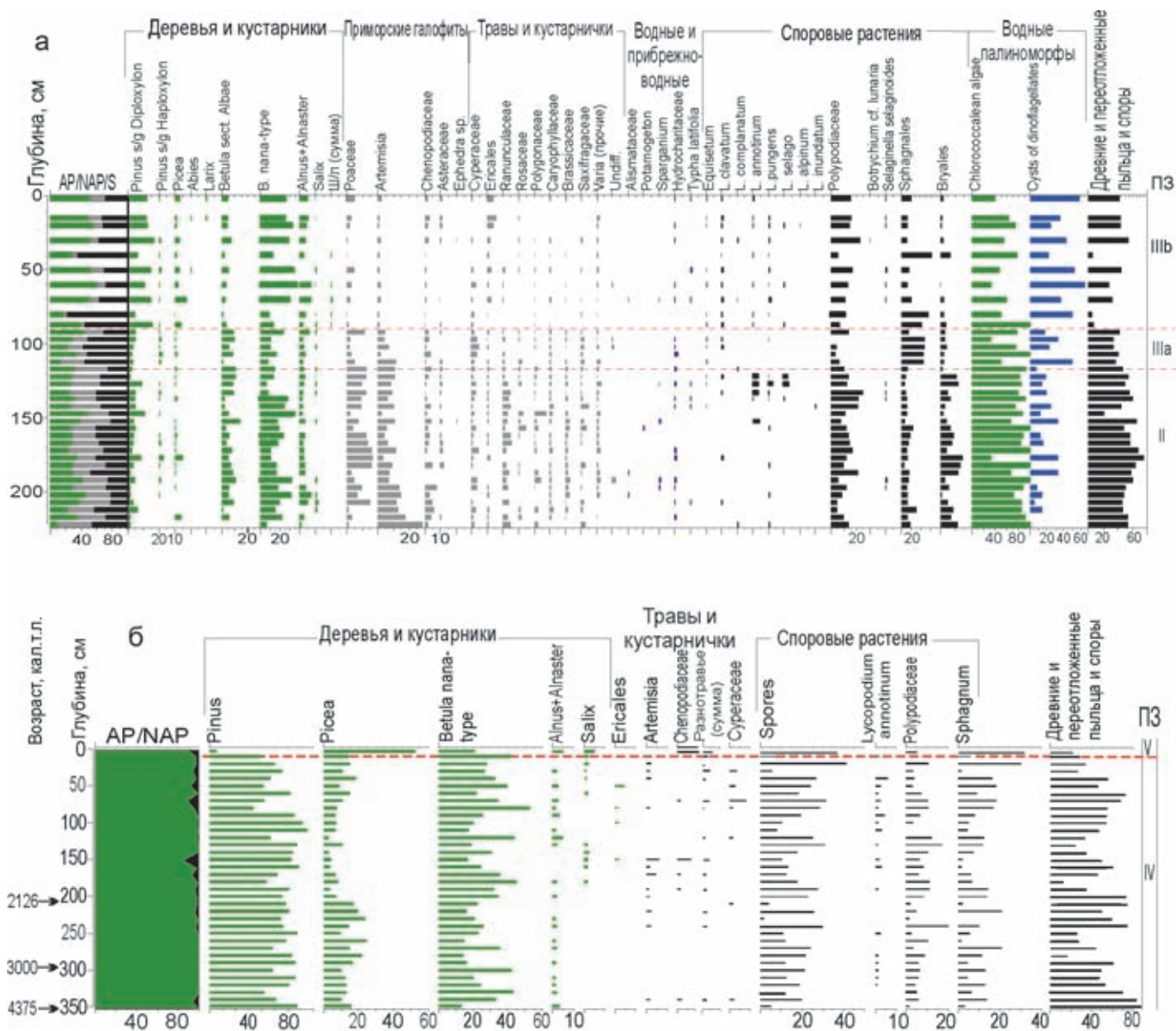


Рис. 2.2.4. Генерализованные палинодиаграммы колонок NZ-11/12 (а) и PL-96-126 (б) из района Приновоземельского шельфа, % (сокращения см. на рис. 2.2.2)

водных и прибрежно-водных растений (в т.ч. *Typha latifolia*, Hydrocharitaceae, *Sparganium*) и спор сфагновых мхов, почти полностью исчезают споры плаунов.

ПЗ-IV (интервал 0.9–0.05 м) характеризуется максимальной для всего разреза процентной долей пыльцы древесных и кустарниковых растений, в том числе ели и ольхи, а также верескоцветных. Примечательно постоянное присутствие и увеличение доли участия пыльцы широколиственных растений (*Carpinus*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*). Учет пыльцы этой экологической группы особенно важен при интерпретации маринопалинологических данных из Баренцевоморского района, поскольку известно, что ее воздушная транспортировка затруднена большой массой и размерами. Захоронение происходит в непосредственной близости от растений-продуцентов, а на дальних расстояниях от их ареала основным путем ее поступления на шельф является водный занос в составе влекомой твердой взвеси [Заклинская, 1951; Федорова, 1952]. Принимая во внимание, что реки, дренирующие зону смешанных лесов Русской равнины, несут взвеси в южном направлении к морям Каспийскому, Азовскому и Черному, ближайшим ареалом продуцентов, вероятнее всего, следует считать леса Западной Европы и юга Скандинавии, основным транспортирующим фактором – Норвежское и Мурманское течения, а саму пыльцу считать надежным индикатором связи Баренцева моря с Северной Атлантикой. И действительно, модель распределения пыльцы широколиственных растений в поверхностных осадках Баренцева моря совпадает с конфигурацией «дочерних» ветвей Нордкапского течения в Баренцевом море [Руденко, Полякова, 2001].

Из верхних 5 см разреза выделены ПС очень обедненного состава с полным доминированием пыльцы сосны (ПЗ-V).

ПС колонки PL-96-126 (определения В.Я. Стелле) объединены в две ПЗ-IV (интервал 2.5–3.5 м) и V (интервал 0–2.5 м) (рис. 2.2.4, б), основным различием которых является полное отсутствие пыльцы травянистых растений в ПЗ-IV.

Полученные данные по Южно-Новоземельскому желобу согласуются с выводами микропалеонтологов, изучавших состав водных палиноморф в осадках Западно-Новоземельского шельфа в колонке PL-96-126 и указывавших на абсолютное преобладание морских цист *Operculodinium centrocarpum* и *Pentapharsodinium dalei* по всему разрезу, который вскрыл осадки позднего голоцена [Voronina et al., 2001]. Так, на диаграмме колонки NZ-11/12 хорошо прослеживаются пиковые значения цист динофлагеллат в ПЗ-V, соответствующей позднему голоцену. А вот вниз по разрезу, в ПЗ-IV, численность цист ди-

нофлагеллат почти вдвое ниже, чем пресноводных водорослей рода *Pediastrum*.

Канинское плато и Северо-Канинское мелководье

Колонка VBh-381, Канинское плато. Разрез представлен плотными коричневатого-серыми пластичными глинами с множественными включениями гравия и гальки вскрытой мощностью 3.45 м (слой 2, см. разд. 2.2.1), перекрытыми темно-серыми алевролитскими песками средней и мелкой зернистости с редкими включениями битой ракушки (интервал 0–1.3 м) (слой 1).

Пыльца и споры в интервале 4.75–3.9 м встречаются в количествах, недостаточных для вычислений процентных соотношений между группами, поэтому диаграмма построена только для интервала 0.1–3.9 м (рис. 2.2.5, а). К сожалению, в данном разрезе не изучались водные палиноморфы.

ПЗ-IIa (интервал 3.9–2.6 м) и ПЗ-IIb (2.6–1.3 м) характеризуют слой 2. В целом, таксономический состав палинозон схож, но во второй отмечены пиковые содержания пыльцы полыни, спор плаунов в ее верхней части и более высокая доля пыльцы Rosaceae (до 12%). Доля участия пыльцы Chenopodiaceae вверх по разрезу снижается с 18% до 0–5%. Тундровое разнотравье представлено, в основном, Brassicaceae, Rosaceae, Saxifragaceae, Caryophyllaceae, в интервале 2.2–2.4 м зарегистрирована пыльца *Ephedra*. В споровой части обеих палинозон доминируют споры сфагновых мхов.

Слою 3 соответствуют ПЗ-III (интервал 1.3–0.9 м), ПЗ-IV (интервал 0.9–0.6 м) и ПЗ-V (0.6–0.1 м). Они характеризуются еще большим увеличением содержания пыльцы древесных растений, в т.ч. сосны и березы, за счет резкого уменьшения участия в ПС пыльцы травянистых растений вплоть до полного исчезновения (например, *Artemisia*, Chenopodiaceae). Вместе с тем, на диаграмме проявляются четкие различия между зонами. Так, на диаграмме разреза с Канинского плато так же, как и на диаграммах соседних районов Баренцева моря, проявлен максимум содержания пыльцы ели и ольхи в ПЗ-IV на глубине 0.8 м. На этой же глубине наиболее высока доля участия пыльцы широколиственных растений (до 5% в сумме), а также пыльцы вересковых и разнотравья.

В целом, ПС ПЗ-IV отражают наиболее оптимальные природно-климатические условия на прилегающей суше, следствием чего явилось увеличение пылевой продуктивности растений, и относятся к теплому лесотундровому типу.

ПЗ-V (интервал 0.0–0.6 м) имеет значительно более обедненный состав с наиболее высокой долей

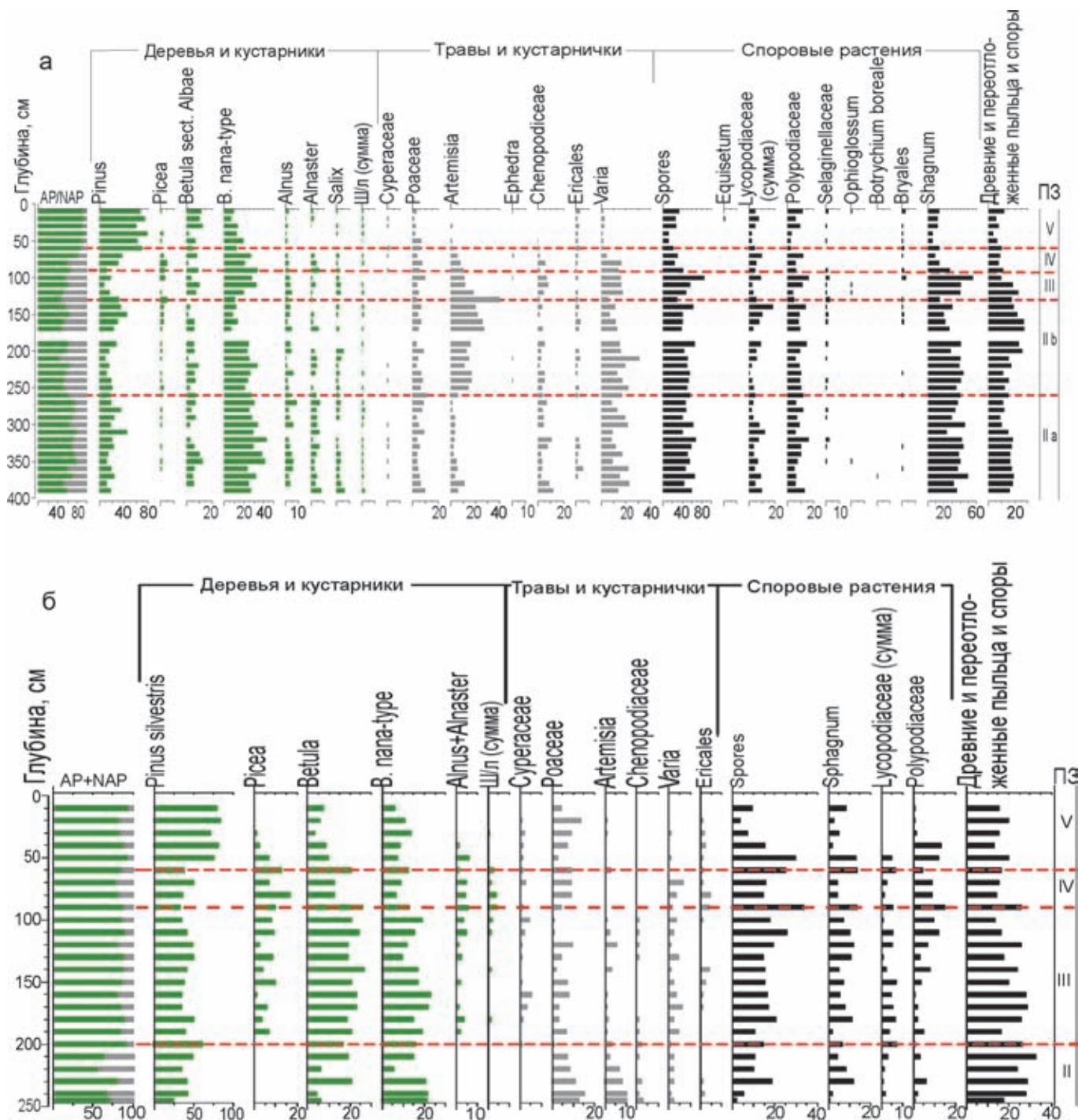


Рис. 2.2.5. Палинодиаграммы колонок VBh-381 (а) с Канинского плато и Кп-13 (б) из района Северо-Канинского мелководья (Б), избранные пыльцевые записи, % (сокращения см. на рис. 2.2.2)

участия пыльцы сосны, что может отражать этап ухудшения климатической обстановки.

Колонка Кп-13, Североканинское мелководье. Изученный керн морских осадков представлен 2.45-метровой толщей зеленовато-серых опесчаненных пелитов, в верхних 0.45 м со следами трубок полихет,

пятнами гидротроилита и редкими включениями битой ракушки. В толще выделены четыре ПЗ (рис. 2.2.5, б).

ПЗ-II (интервал 2.45–2.0 м) характеризуется примерно равным количеством пыльцы сосны и березы и отсутствием пыльцы других древесных и кустарниковых растений, а также доминированием пыльцы

Росaceae (до 15%), *Artemisia* sp. (11%) в травянистой части спектров и папоротников (до 18%) в споровой.

ПЗ-III (интервал 2.0–0.9 м) отличается увеличением содержания в спектрах пыльцы березы до максимальных значений в 30% в интервале 1.4 м, появлением пыльцы ели и ольхи и общим увеличением их процентной доли в ПС. Единично зарегистрирована пыльца граба, вяза и липы. Палинодиаграмма фиксирует большую суммарную долю (до 6%) пыльцы луговых мезофитов, представленных преимущественно пыльцой *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Polygonum* aff. *bistorta*.

ПЗ-IV (интервал 0.9–0.6 м) отличается высокой долей пыльцы берез на фоне максимального для разреза содержания пыльцы ели (16%), ольхи (8%), верескоцветных, луговых мезофитов и «экзотической» для региона пыльцы широколиственных растений (граба, вяза, лещины) (в сумме до 5%). Единично зарегистрирована пыльца пихты.

Так же как и ПС Канинского плато, ПС Северо-Канинского мелководья, объединенные в ПЗ-IV, характеризуют наиболее благоприятную климатическую обстановку.

ПЗ-V (интервал 0.6–0.1 м) объединяет малорепрезентативные ПС с абсолютным господством пыльцы сосны и злаков. Аборигенная флора побережья представлена единичной пыльцой кальциефильных растений скальных и осыпных склонов – *Saxifragaceae*, единично *Rosaceae*, *Diphazium alpinum*, *Selaginella selaginoides*.

ПАЛИНОЗОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ И РЕКОНСТРУКЦИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСТАНОВОК

Полученные данные позволили провести палинозональную корреляцию разрезов, в основу которой положены процентные вариации между основными группами микрофоссилий и особенности таксономического состава ПС (табл. 2.2.2, рис. 2.2.6).

Граница между плейстоценом и голоценом фиксируется литологическими различиями осадков, а также резким изменением характера ПС, в том числе общим увеличением содержания пыльцы и спор в осадках и уменьшением доли переотложенных пыльцы и спор.

ПС, характеризующие переходный от поздне-к послеледниковую литокомплекс 2, имеют в Южно-Баренцевоморском районе очень четкие признаки. Во-первых, они обеднены таксономически, относятся к холодному тундрово-степному типу и резко отличаются от субфоссильных ПС Южно-Баренцевского региона обилием пыльцы злаков и полыней, в разы превышающим таковое в субфоссильных [Руденко,

2017]. Кроме того, для них характерно полное или почти полное отсутствие пыльцы древесных растений, за исключением дальнезаносной пыльцы сосны, доля участия в ПС которой также незначительна.

Во-вторых, на диаграммах всех изученных разрезов в осадках кровли слоя 2 проявляется, хотя и с разной степенью выраженности, максимум спор плаунов, что дает основание для корреляции данного интервала разрезов морских осадков с радиоуглеродно-датированными пыльцевыми уровнями, установленными в осадках, слагающих морские террасы Кольского полуострова [Лебедева, 1977]. Микрофаунистическая характеристика данного интервала разреза, полученная по Центральной впадине [Rudenko et al., 2018] и Кольскому желобу [Государственная..., 2006], свидетельствует о резком увеличении численности микрофоссилий и пике содержания арктического вида бентосных фораминифер *Cassidulina reniforme*. Это хорошо согласуется с описаниями ассоциаций фораминифер из других разрезов региона, обеспеченных радиоуглеродными датировками и подтверждающих пребореальный возраст вмещающих осадков [Polyak, Mikhailov, 1996; Мурдмаа, Иванова, 1999; Погодина, 2000].

В третьих, литокомплекс 2 вмещает характерную ассоциацию водных палиноморф, в которой доминируют пресноводные хлорофитовые водоросли рода *Pediastrum*, что свидетельствует в пользу значительного стока с суши и характеризует морской бассейн как распресненный, что подтверждают и данные микрофаунистического анализа [Государственная..., 2003а, 2003б, 2006, 2014; Rudenko et al., 2018]. Единичные находки криофильных морских цист динофлагеллат указывают на его значительную ледовитость.

Различия в составе ПС свидетельствуют об изменении природно-климатической обстановки во время накопления литокомплекса 1. Региональным признаком ПС раннего голоцена является существенное увеличение количества пыльцы берез (как кустарниковых, так и древовидных), на диаграммах проявляющееся сразу после пика содержания спор плаунов (ПЗ-III).

Оптимальные климатические условия среднего голоцена отражают те части палинодиаграмм, которым соответствуют пики содержания пыльцы древесных растений, в том числе ели и ольхи (ПЗ-IV), а также повышенная доля участия в спектрах пыльцы тундрового разнотравья, спор сфагновых мхов и суммарная доля участия в ПС «экзотической» для региона пыльцы широколиственных растений. ПС отнесены к теплему лесо-тундровому типу.

Таблица 2.2.2. Характеристика литостратиграфических комплексов южной части Баренцева моря и Центральной впадины

Литостратиграфический горизонт	Возраст, кал. тыс. л.н.	Литологическая характеристика	Тип сейсмоакустической записи	Реконструированные седиментационные обстановки (по Polyak et al., 1995)	Микрофаунистическая характеристика (по Rudenko et al., 2018)	Руководящие виды наземных и водных палиноморф	Палинозоны
III	> 15	Тонкозернистые темно-серые глины или алевропелиты с максимальным содержанием крупнозернистых терригенных обломков и дробстоунов (гляциально-морской диамиктон)	Хаотическая	Проксимальные гляциально-морские периоды ранней дегляциации	Смешанная ассоциация с признаками переотложения	Переотложенные пыльца и споры преимущественно мезозойского возраста Единично – <i>Islandinium</i> var. <i>minimum</i>	ПЗ-I (DR3?) (Центральная впадина; Кольский желоб)
II	12-15	Тонкослоистые песчанистые илы или алевропелиты с множественным материалом айсбергового разноса	Горизонтально-ритмично-слоистая	Дистальный ледниково-морской бассейн периода поздней дегляциации и перехода к голоцену	<i>Elphidium clavatum</i>	<i>Betula nana</i> -type <i>Poaceae</i> + <i>Artemisia</i> <i>Islandinium</i> var. <i>minimum</i> <i>max Lycorodium</i>	ПЗ-II (PB)
I	< 12	Глинистые или песчанистые алевроиты или илы оливково-серого до темного оливково-серого цвета сверху с примазками органики, пятнами гидротроилита, трубками полихет, иногда редкими включениями битой ракушки	Акустически прозрачная, однородная	Последледниковый нормально-морской бассейн	<i>Elphidium clavatum</i> <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Islandiella Norcrossi</i> <i>Cassidulina reniforme</i> <i>Melonis barleeanus</i>	<i>Betula</i> + <i>Pinus silvestris</i> Единично - <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Corylus</i> <i>Operculodinium centrocarpum</i> <i>Pinus silvestris</i>	ПЗ-III (BO) ПЗ-IV (AT) ПЗ-V (SB-SA)

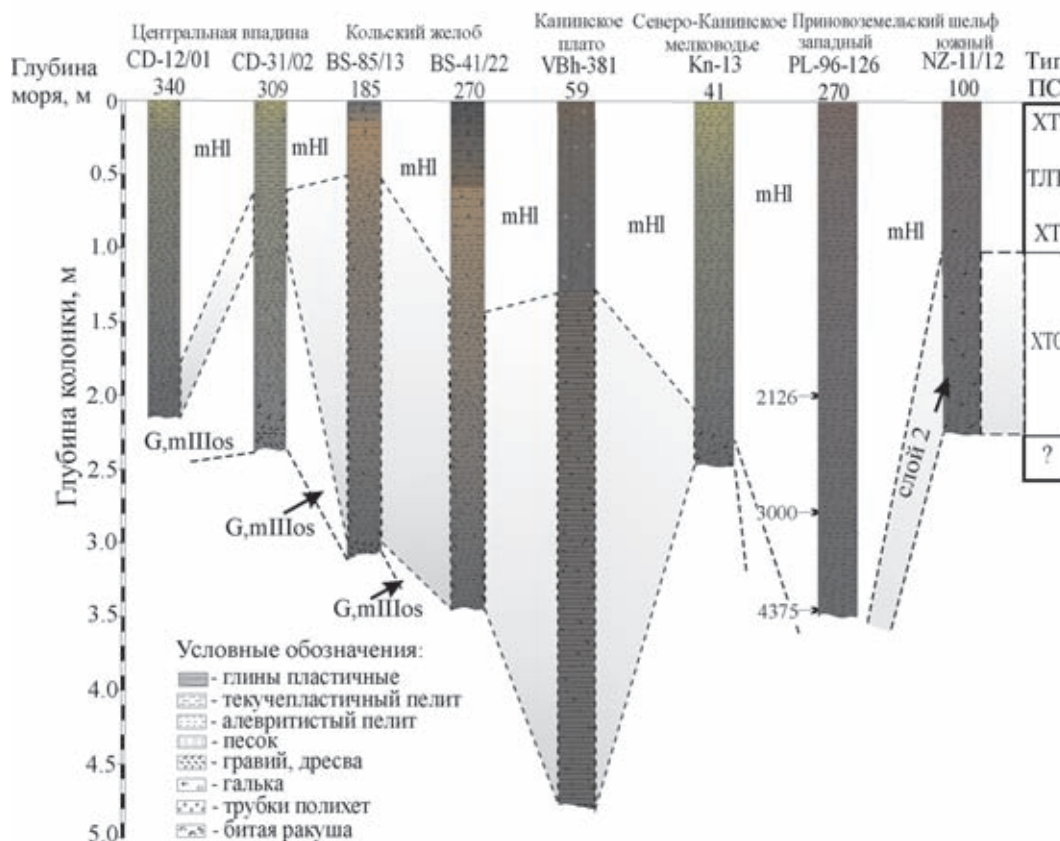


Рис. 2.2.6. Палинозональная корреляция изученных разрезов донных осадков.

Затемнением показан литокомплекс 2, соответствующий переходу от дегляциации к голоцену; стрелки с цифрами соответствуют календарному возрасту с учетом корректировки в 400 лет для морских карбонатов [Stuiver, Braziunas, 1993]; ПС – палиноспектр; ХТС – холодный тундро-степной; ХТ – холодный тундровый; ТЛТ – теплый лесотундровый

Кровля слоя 1 содержит обедненные ПС, близкие по составу к субфоссильным, соответствующие холодному тундровому типу (ПЗ-V).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение колонок донных осадков в южной и юго-восточной частях Баренцева моря и Центральной впадине палинологическим методом и сопоставление полученных результатов с геофизическими и литологическими данными позволили провести стратиграфическое расчленение изученных осадков на три литокомплекса и выделить пять региональных палинозон, соответствующих определенным этапам развития седиментационных обстановок на этапе дегляциации, перехода к голоцену и в самом голоцене, выявить их общие и региональные особенности.

Поэтапное уменьшение роли ледникового фактора от начала дегляциации до голоцена является, по большей части, климатообусловленным, что подтверждают региональные особенности палинозон: изменения концентрации и таксономического разнообразия микрофоссилий в осадках, последовательное появление маркерных видов, свидетельствующих о смягчении климатической обстановки в начале голоцена и усилении влияния атлантических вод по южной периферии Баренцева моря. Наиболее отчетливо на всех палинодиаграммах, характеризующих осадки голоцена, прослеживается палинозона, соответствующая климатическому оптимуму конца раннего–среднего голоцена. Она свидетельствует об изменении в составе растительности по периферии Баренцева моря и продвижении березовых лесов и ели к побережью, что нашло отражение в значительном увеличении доли их участия в ПС.

2.3. Диатомеи и водные палиноморфы в донных осадках Баренцева моря: основные закономерности распространения и использование в палеоокеанологических исследованиях

Е.И. Полякова¹, Е.А. Новичкова², Е.А. Агафонова^{1,2}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет

²Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Москва

В главе рассмотрены вопросы уникальности Баренцева моря и прилегающих акваторий с точки зрения развития основных групп фитопланктона (диатомовых водорослей и динофлагеллат) и их отражения в танатоценозах донных осадков. Особое внимание уделено распространению микроостатков фитопланктона в поверхностных водах, как показателю современного ледово-гидрологического сигнала. Отличительной особенностью танатоценозов Баренцева моря является частая встречаемость переотложенных палеогеновых и меловых видов диатомей и диноцист. Несмотря на все сложности в нахождении микроостатков в донных осадках, получены данные по характерным ассоциациям, связанным, главным образом, с перераспределением относительно теплых североатлантических вод. Рассмотрены вопросы изучения микрофоссилий в колонках и скважинах на шельфе Баренцева моря и прилегающих к нему областей материкового склона и приморских низменностей, приведено обобщение обширнейшего материала по изменению условий седиментации в плейстоцене и голоцене.

Ключевые слова: диатомеи, диноцисты, адвекция североатлантических вод, шельф, палеореконструкции

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(8)

Особый интерес в изучении истории развития Баренцева моря заключается в его роли в палеоокеанологии Арктики. Микропалеонтологические данные наряду с анализом стабильных изотопов являются основными индикаторами адвекции атлантических вод в Северный Ледовитый океан и изменений ее интенсивности в прошлом. Такие виды-индикаторы установлены у трех ведущих микропалеонтологических групп, которые широко представлены как в современных, так и ископаемых четвертичных сообществах. Это бентосные фораминиферы *Cassidulina teretis*, цисты планктонных динофлагеллат *Operculodinium centrocarpum* и *Pentapharsodinium dalei*, а в составе планктонных диатомей – планктонные виды *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*, *Shinodiscus oestrupii* и некоторые другие.

Кроме того, в составе диатомей установлена группа так называемых ледово-морских (криофильных) видов, являющихся надежными индикаторами сезонного ледового морского покрова, и разработаны методики палеореконструкций сплоченности и продолжительности морского ледового покрова по диноцистам.

В главе рассмотрены: состояние изученности диатомей и диноцист в Баренцевом море, выявленные закономерности формирования их танатоценозов в зависимости от ледово-гидрологических и седиментационных условий, а также изученность неогеновых и четвертичных комплексов морских диатомей и ди-

ноцист в неоген-четвертичных отложениях Баренцево-морского региона.

СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИТОПЛАНКТОН

Баренцево море является одним из самых больших по площади (1438.4 тыс. км²) и глубоководных морей Евразийской Арктики со средними глубинами 222 м и максимальными около 660 м [Добровольский, Залогин, 1982]. Совокупность постоянных течений образует в море относительно стабильную систему циркуляции вод (рис. 2.3.1), отражающую общее распределение водных масс и водообмен с сопредельными бассейнами. Арктические воды проникают в Баренцево море по двум основным путям: между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа и между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей. Северо-Атлантическое течение в юго-западной части Баренцева моря разделяется на две основные ветви: Западно-Шпицбергенская поворачивает на север вдоль континентального склона, а Нордкапская направляется в Баренцево море. Вдоль Кольского полуострова проходит Норвежское (Мурманское) прибрежное течение с относительно распресненными водами. По сравнению с другими арктическими морями Баренцево море получает небольшое количество материкового стока, основным источником которого является р. Печора (70%), опресняющая юго-восточную часть моря.

На акватории моря выделены три основных типа водных масс: арктическая, атлантическая и баренце-

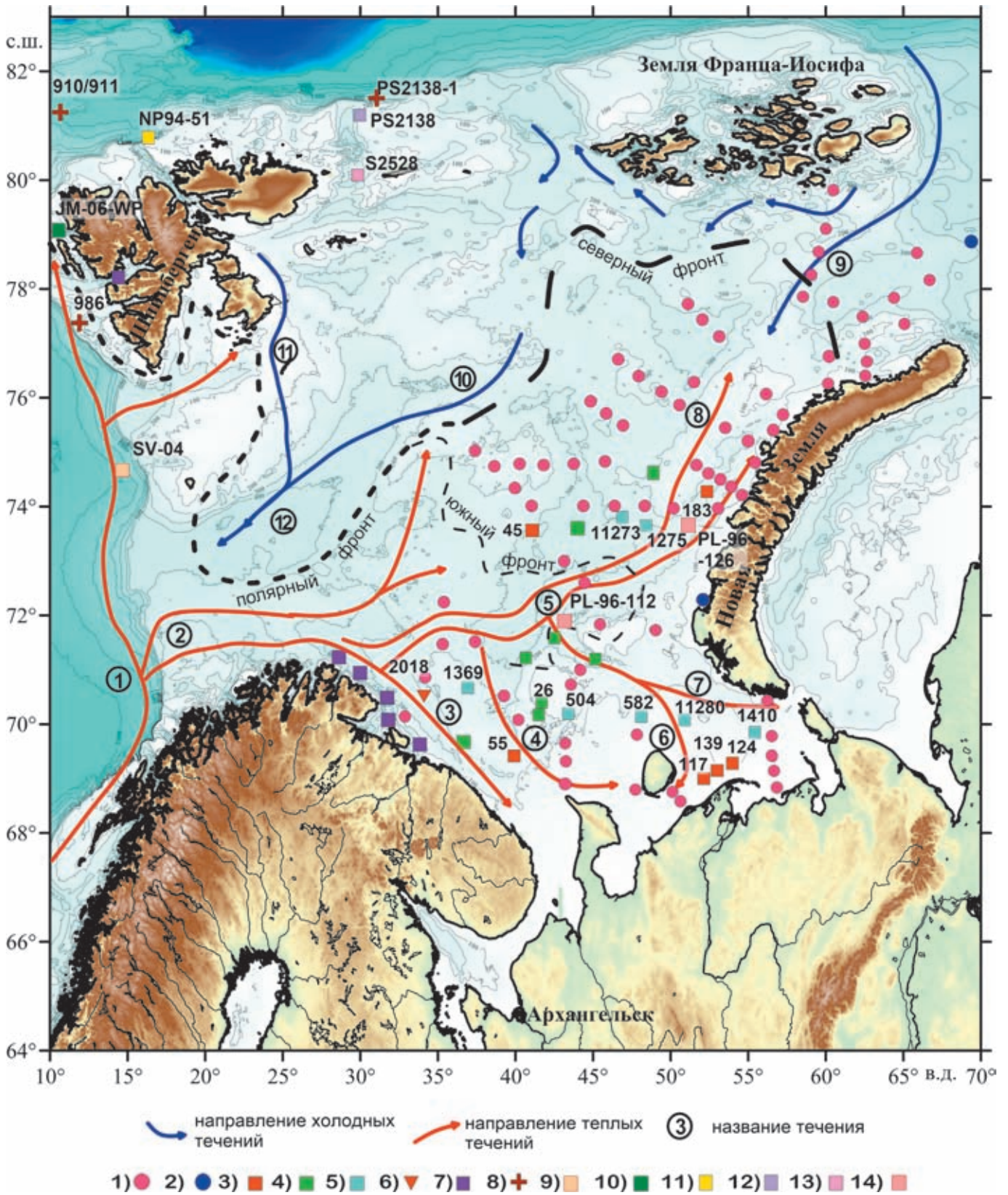


Рис. 2.3.1. Местоположение станций, использованных в данной работе.

Основные течения в Баренцевом море: 1 – Северо-Атлантическое, 2 – Нордкапское, 3 – Норвежское (Мурманское) прибрежное, 4 – Канинское, 5 – Мурманское, 6 – Колгуево-Печорское, 7 – Новоземельское, 8 – Восточная ветвь Мурманского течения, 9 – Макарова, 10 – Персея, 11 – Баренца, 12 – Медвежинское.

Положение исследованных на диатомеи проб: 1) поверхностного слоя донных осадков [Полякова и др., 1992; Полякова, 1997]; 2) в седиментационных ловушках [Шевченко и др., 1998]

воморская и их модификации, которые характеризуются различными физико-химическими свойствами, включая содержание и сезонную динамику основных биогенных элементов, что обуславливает существенные отличия в суммарной годовой первичной продукции их вод (рис. 2.3.2).

Баренцево море – наиболее продуктивный водоем среди арктических морей [Кузнецов, Шошина, 2003; Sakshaug, 2004; Rat'kova, Wassmann, 2002; Wassmann et al., 2006, 2010; Макаревич, 2012; Ветров, Романкевич, 2011, 2014]. Суммарная первичная продукция фитопланктона и ледовых водорослей составляет $106 \cdot 10^6$ т в год, что позволяет относить его к мезотрофным

водоемам. Вклад ледовых водорослей в первичную продукцию по сравнению с другими арктическими морями незначительный и составляет около 1.5% [Ветров, Романкевич, 2014]. Ведущее положение в составе фитопланктона занимают диатомовые водоросли, динофлагеллаты и кокколитофориды.

Находясь под влиянием теплых атлантических вод, Баренцево море даже в самые суровые зимы не покрывается полностью льдом. Преобладают в море однолетние льды, образовавшиеся в его пределах. Наибольшая ледовитость наблюдается обычно во второй половине апреля, а наименьшая – в конце августа – первой половине сентября. Прикро-

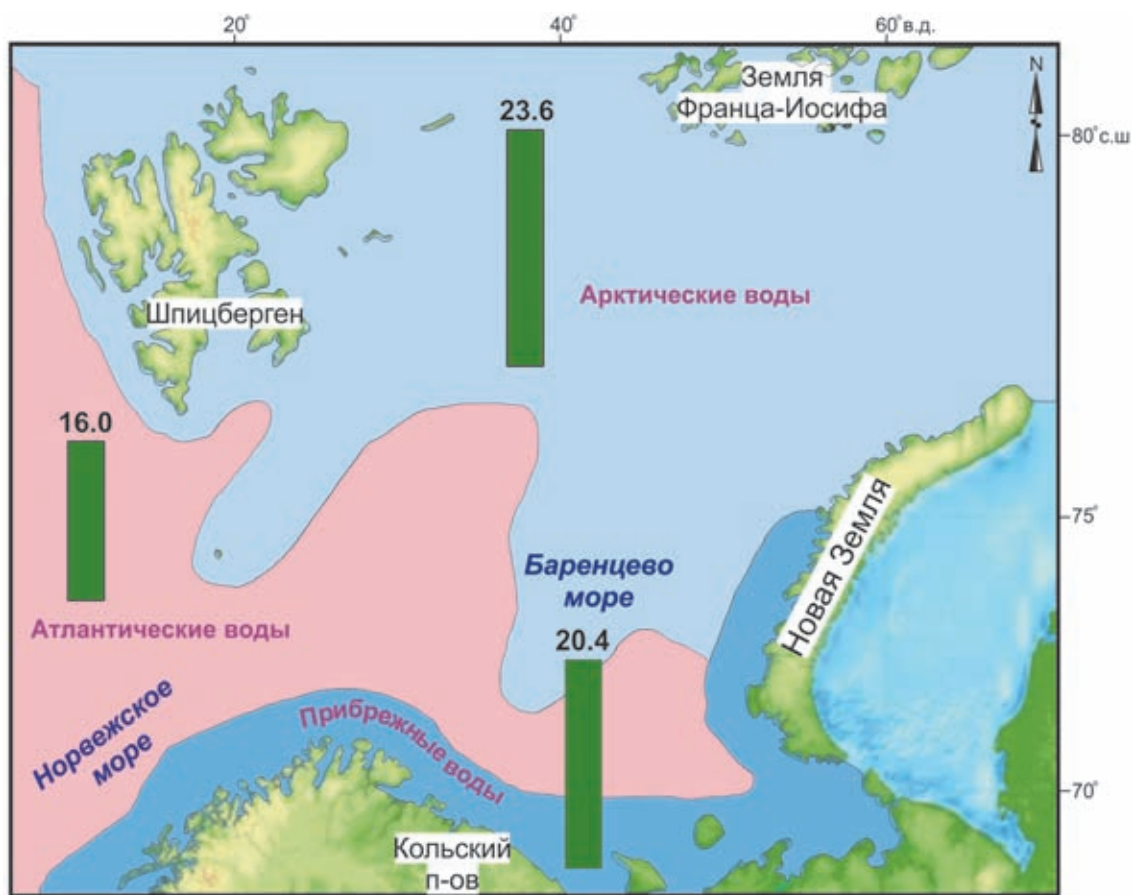


Рис. 2.3.2. Первичная продукция в основных водных массах Баренцева моря (среднегодовые значения, в $\text{мг С м}^{-2}\text{ч}^{-1}$) по данным радиоуглеродного метода [Матишов и др., 2000].

Положение исследованных на диатомеи грунтовых колонок и скважин в Баренцевом море: 3) опорные скважины морского бурения [Самойлович и др., 1993]; 4) Канинское поднятие, скважина 26 [Pavlidis, Polyakova, 1997; Полякова, 1997], 5) грунтовые колонки [Полякова, 1997]; 6) колонка 2018 [Самойлович и др., 1993]; 7) колонки на шельфе Кольского полуострова [Джиноридзе, 1986] и из Айс-фиорда, Шпицберген [Джиноридзе, 1978].

Положение исследованных на диноцисты и диатомеи колонок и скважин: 8) скважины глубоководного бурения на западном и северном континентальном склонах Баренцева моря: ODP Sites 986, 910, 910A и PS2138-1 [Knies et al., 2009; Matthiessen et al., 2018]; 9) Западный Шпицберген, континентальный склон, SV-04 [Rigual-Hernández et al., 2017]; 10) Западный Шпицберген, континентальный склон, JM-06-WP [Bonnet et al., 2010]; 11) Северный Шпицберген, континентальный склон, Hinlopen Strait, NP 94-51 [Koç et al., 2002; Ślubowska et al., 2005]; 12) Восточный Шпицберген, континентальный склон PS 2138 [Matthiessen et al., 2001, 2018; Matthiessen, Knies, 2001]; 13) Kvitøya Trough, S2528 [Ivanova et al., 2019]; 14) южные и восточные районы Баренцева моря [Voronina et al., 2001].

Картографическая основа выполнена с применением GEBCO_2014 Grid [https://www.gebco.net]

мочные районы моря, как правило, совпадают с гидрофронтами и являются областями активного перемешивания вод, что определяет их высокую продуктивность [Кузнецов, Шошина, 2003; Oziel et al., 2016]. Важной особенностью, обеспечивающей формирование локальных районов повышенной продуктивности вод, является образование двух польней, одна из которых находится к западу от Новой Земли, а вторая вдоль устьевой части р. Печоры [Кузнецов, Шошина, 2003].

История исследования фитопланктона Баренцева моря имеет более чем 100-летний период. Первые работы по биологии этого моря в начале XX в. связаны с именами И.В. Палибина, А.К. Линко, К.М. Дерюгина, А. Meunier, В.С. Порецкого и других. И.А. Киселевым [1928, 1930 и др.] и П.И. Усачевым [1935, 1968] были сделаны первые обобщения и теоретические выводы по пелагической флоре [см. обзор: Диатомовые водоросли СССР, 1974; Кузнецов, Шошина, 2003; Матишов и др., 2000]. Значимым этапом в изучении фитопланктона Баренцева моря явились работы М.И. Роухияйнен, выполненные в 1950–1960 годах. Ею был подготовлен наиболее полный список фитопланктона, а также выявлены общие экологические механизмы вертикального распределения пелагических морских водорослей [Роухияйнен, 1966а, б]. Со второй половины 1980-х годов исследования фитопланктона Баренцева моря были ориентированы на изучение его таксономического состава, пространственной структуры и продукционных характеристик, а также на исследование сукцессионной системы, сезонности развития фитоценоза [Makarevich, Larionov, 1992; Ларионов, 1997; Матишов и др., 2000; Yaragina, Dolgov, 2009; Ardyna et al., 2014 и др.]. С 1990-х годов особое внимание обращается на побережье архипелагов Новая Земля, Земля Франца-Иосифа и Шпицберген, желоб Св. Анны, Печорское море, которые никогда не исследовались ранее. Был собран материал о состоянии фитопланктона зимой в районах, покрытых льдом.

Численность фитопланктона в период раннего цветения колеблется от нескольких сот тысяч до 2 млн кл./л (по М.И. Роухияйнен свыше 14 млн кл./л у восточных берегов Мурмана), а биомасса от 1 до 3 мг/л. Основу весеннего фитопланктона составляют диатомовые водоросли. Это, в первую очередь, ледово-морские (криофильные по: [Усачев, 1949; Horner, 1989; Полякова, 1997]) виды диатомей, часть жизненного цикла которых связана с морскими льдами (*Fragilariopsis oceanica*, *Nitzschia frigida*, *Pauliella taeniata*, *Navicula vanhoeffenii* и др.), и типичные планктонные холодноводные ледово-неритические

диатомеи (*Thalassiosira nordenskioeldii*, *T. gravida*, *Bacterosira bathyomphala*, *Leptocylindrus danicus*, *Rhizosolenia hebetata*, *Chaetoceros lacinosus*, *Ch. debilis*, *Ch. furcellatus* и др.), развивающиеся в планктоне прикромочной зоны льдов нередко при близкой к нулю или отрицательной температуре поверхностных вод. Для Баренцева моря в этот период характерно также чрезвычайно высокое обилие золотистых водорослей *Phaeocystis pouchetii*.

В фитопланктонном сообществе летнего периода (июнь–август) происходят значительные изменения: исчезают весенние формы диатомовых и повышается роль динофитовых микроводорослей. Наблюдается заметное замещение аркто-бореальных видов космополитными, а неритических видов панталассными и океаническими диатомеями. Основу доминирующего комплекса в этот сезон составляют диатомовые водоросли (*Thalassionema nitzschioides*, *Coscinosira polychorda*, *Skeletonema costatum*, *Rhizosolenia styliformis*, *Chaetoceros concavicornis*, *Ch. mitra*, *Ch. subsecundus* и др.), а также динофитовые гетеротрофные виды. Максимальная численность клеток пелагических водорослей не превышает в этот сезон 20 тыс. кл./л. Наиболее высокие значения первичной продукции в Баренцевом море отмечены в районах мелководий (Мурманская, Финмаркенская и Нордкинская банки), в прибрежной зоне и в областях смешения атлантических и собственно баренцевоморских вод. Такое распределение фитопланктона связано с тем, что на склонах мелководий наблюдается интенсивная вертикальная циркуляция водных масс за счет приливно-отливных течений и ветрового перемешивания, что обеспечивает обогащение фотической зоны биогенными элементами. В водах с устойчивой стратификацией в летний период процесс фотосинтеза тормозится дефицитом биогенных элементов.

Своеобразная гидробиологическая ситуация складывается в летний период в северной части Баренцева моря, освобождающейся ото льда. Отступление кромки льда сопровождается волной прикромочного цветения фитопланктона. Бурное цветение микроводорослей приводит к быстрому падению запасов биогенов в верхних слоях, которые полностью истощаются уже в июне, а установление строгой стратификации вод препятствует пополнению этих запасов из нижележащих слоев и вызывает снижение первичной продукции. Полярный фронт, совпадающий с фронтом талых вод, разделяет Баренцево море на две обширные области, отличающиеся по уровню первичной продукции.

Доминирующими видами осеннего фитопланктона Баренцева моря являются динофитовые водорос-

ли родов *Ceratium*, *Dinophysis*, *Protoperidinium* и диатомовые рода *Chaetoceros*. В пелагиали наблюдается полное доминирование динофитовых водорослей. Численность клеток не превышает 2 тыс./л. К началу декабря численность клеток не превышает 1 тыс./л, биомасса менее 5 мкг/л.

Пограничное положение Баренцева моря в зоне трансформации различных по происхождению водных масс обуславливает неоднородный фитогеографический состав планктонной флоры диатомей и динофлагеллат, представленных аркто-бореальными, биполярными, аркто-бореально-тропическими, бореально-тропическими и тропическими видами. Присутствие немногочисленных, но разнообразных по видовому составу тропических видов (диатомей 4%) и бореально-тропических (диатомей 7%, динофлагеллат 22%), приносимых сюда системой течений из основных океанических круговоротов Северной Атлантики, является исключительной особенностью диатомового планктона Баренцева моря, которое для тропических и бореально-тропических видов является областью выселения [Беклемишев, Семина, 1986]. Распространение этих видов ограничено водами Северо-Атлантического течения [Полякова, 1982, 1997; Okolodkov, Dodge, 1996; Matthiessen et al., 2005; Poulin et al., 2011]. Североатлантическими водами ограничено также распространение таких космополитических и аркто-бореально-тропических видов, как *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, *Proboscia alata* и некоторых других, которые дальше на восток в арктических водах Сибирских морей не встречаются. Отличительной особенностью планктонной флоры диатомей и динофлагеллат Баренцева моря является также преобладание видов широкого географического распространения – космополитов и аркто-бореально-тропических (более 50% общего таксономического состава), у которых велика экологическая пластичность, позволяющая им выживать в различных по происхождению водных массах [Полякова, 1988, 1997; Okolodkov, Dodge, 1996; Matthiessen et al., 2005; Poulin et al., 2011].

ДИАТОМЕИ И ЦИСТЫ ДИНОФЛАГЕЛЛАТ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Диатомеи в поверхностных осадках

Для современных осадков Баренцева моря характерна их высокая площадная изменчивость, обусловленная высоким разнообразием морфоструктур рельефа дна [Кленова, 1960; Арктический..., 1987; Тарасов и др., 2000; Крапивнер, 2017]. На распреде-

ление осадков по гранулометрическому составу в первую очередь влияют глубина и угол наклона морского дна. Гидродинамические условия в бассейне создают обстановку, при которой тонкие глинистые фракции могут накапливаться только на сравнительно больших глубинах. В открытой части моря эта критическая глубина составляет величину порядка 80–90 м. На мелководных участках дна, а также в зонах воздействия придонных течений формируются преимущественно песчаные и каменистые отложения [Fredriksen et al., 1994; Lepland et al., 2014].

Результаты исследований диатомовых водорослей показали в целом крайне низкую насыщенность диатомеями поверхностных осадков (рис. 2.3.3) [Полякова и др., 1992; Полякова, 1997]. Створки видов, представляющих современную диатомовую флору, отсутствовали почти в половине исследованных проб, в 30% проб отмечены лишь единичные створки диатомей, а в 9% численность их составляла от 10 до 100 створок/г осадка, и только в 13% проб она была относительно высокой и исчислялась тысячами створок/г. Таким образом, только пятая часть исследованных проб содержала относительно представительные в количественном отношении диатомовые комплексы, в остальных диатомеи либо отсутствовали, либо были представлены единичными экземплярами, не отражающими видового состава современной диатомовой флоры. Наименьшая численность установлена в восточных и северо-восточных районах Баренцева моря, где диатомеи были встречены лишь в небольшом числе исследованных проб (30%), и их концентрация нигде не превышала нескольких створок на 1 г осадка. К югу численность диатомей в осадках Баренцева моря возрастает. В юго-западных районах, относящихся к области верхнего шельфа, где преимущественное распространение имеют прибрежная и атлантическая водные массы, створки диатомовых водорослей установлены почти во всех исследованных пробах и в грамме осадка их насчитываются десятки, иногда сотни экземпляров. На востоке, в области прибрежного мелководья (Мурманская, Финмаркенская и Нордкинская банки) и в Печорском море, где наиболее высоки значения первичной продукции (см. выше), количество диатомей наибольшее и достигает тысяч створок в грамме (максимально до 22605 створок/г).

Бедность осадков баренцевоморского шельфа органическими остатками, включая все группы микрофоссилий, в том числе и диатомовые водоросли, общеизвестна [Джиноридзе, 1978; Полякова и др., 1992; Погодина, 2014 и др.]. М.В. Кленова [1960], анализируя причины этого явления, объясняла бедность современных осадков Баренцева моря органически-

ми остатками влиянием сильных течений, препятствующих осаждению илистых частиц и отмерших организмов, а также наличием в толще воды слоев различной плотности, задерживающих падение микроорганизмов на дно, что способствует растворению наиболее хрупких из них.

Анализ распределения численности диатомей в поверхностном слое донных осадков и их грануло-

метрического состава позволил сделать некоторые выводы [Полякова и др., 1992]. Размеры створок диатомей, характерных для Баренцева моря, соответствуют, в основном, мелкоалевритовой фракции донных осадков (0.1–0.001 мм). После окончания вегетации створки отмерших водорослей включаются в те же седиментационные процессы, что и другие взвешенные частицы, поэтому наблюдается опреде-

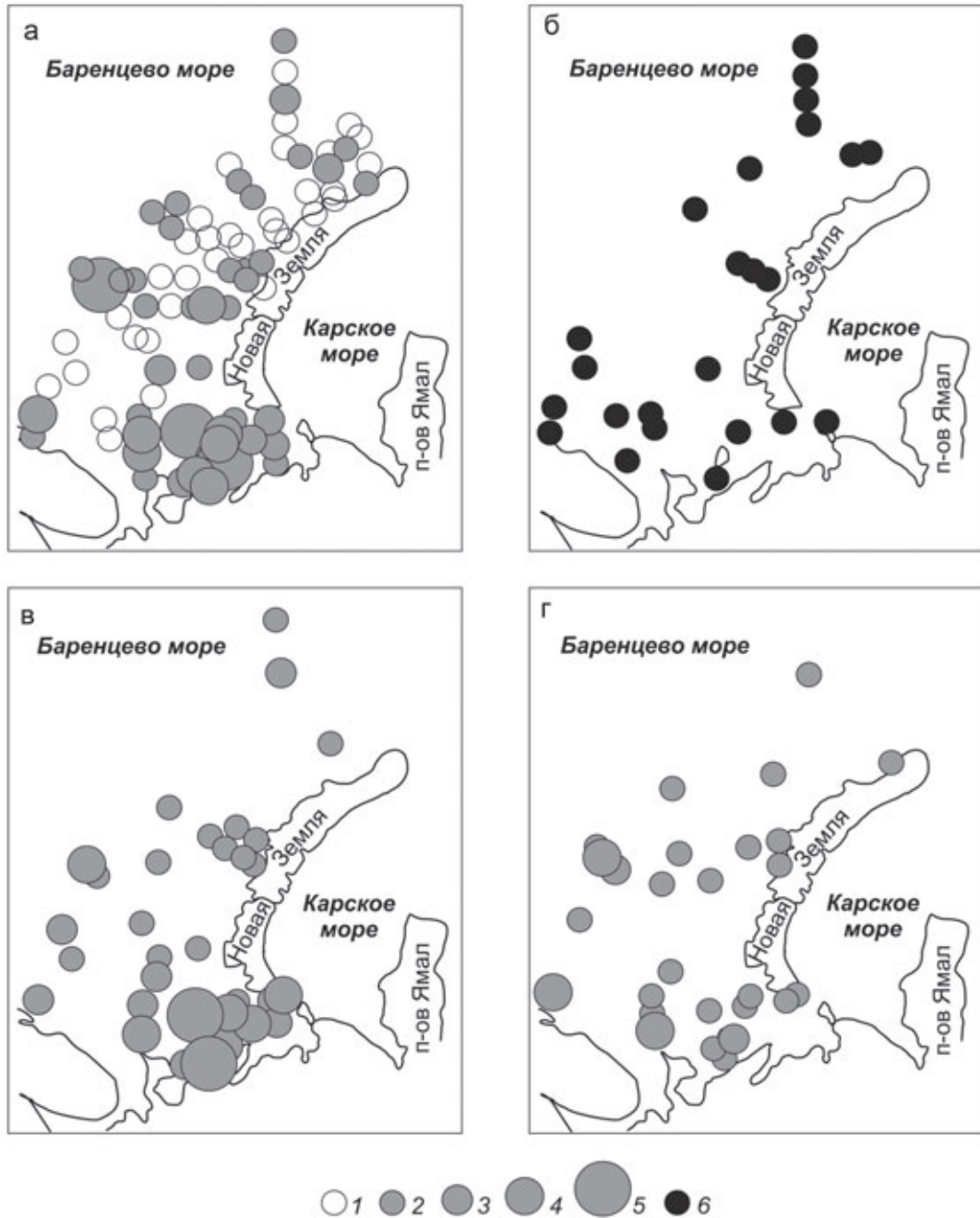


Рис. 2.3.3. Распределение общей численности диатомей (а), переотложенных меловых и палеогеновых диатомей и силикофлагеллат (б), sublittoralных диатомей (в) и планктонных диатомей (г) в поверхностном слое донных осадков Баренцева моря:

1 – современные диатомеи не установлены; 2–5 – численность створок/г осадка: 2 – 1–10, 3 – 11–100, 4 – 101–1000, 5 – более 1000; 6 – переотложенные

ленная зависимость концентрации диатомей в донных осадках Баренцева моря от их гранулометрического состава.

Поверхностные осадки срединной, глубоководной части моря и Новоземельского желоба, самые бедные диатомеями, представлены в основном глинистыми илами с высоким содержанием пелитовой фракции, в составе которой преобладают размерности менее 0.001 мм, и незначительным алевритовой и песчаной. В области верхнего шельфа, где численность диатомей составляет десятки, иногда сотни створок/г, содержание алевритовой фракции варьирует в широких пределах, оставаясь, в основном, высоким: в песках, нередко слабо сортированных, – от 2.1 до 43.4%, а в алевритах и несортированных отложениях – 21.8–61.8%. Также изменчиво содержание алевритовой фракции в донных осадках прибрежной мелководной области, характеризующейся наибольшей концентрацией диатомовых створок, что отвечает многообразию их седиментационных обстановок. В гравийно-галечных отложениях и песках с гравием алевритовая фракция составляет от 0.5 до 6.2%, в преобладающих в данном районе разнозернистых песках – от 1.4 до 26.7%, и в несортированных песчаных и алеврито-песчано-глинистых отложениях повышается до 26.8–43.4% [Полякова и др., 1992].

Видовой состав планктонных диатомей, встречаемых в поверхностном слое донных осадков, включает 23 неритических и панталассных вида, что лишь в небольшой степени отражает разнообразие баренцевоморского диатомового планктона, насчитывающего более 100 таксонов [Полякова, 1997; Кузнецов, Шошина, 2003; Poulin et al., 2011; Паутова, разд. 8.1]. Причина этого не только в неблагоприятных для планктонных диатомей условиях седиментации в Баренцевом море, но и в строении клеток диатомовых водорослей, часть из которых не имеют кремниевого панциря, либо имеют тонкостенные панцири, которые в условиях дефицита кремнекислоты в баренцевоморских водах (почти повсеместно менее 10 мкг-ат Si/л) растворяются, не достигая дна.

Вместе с тем необходимо отметить, что распределение видов планктонных диатомей на поверхности дна моря строго соответствует их современным ареалам. Баренцево море расположено в зоне трансформации различных по происхождению водных масс. Основные из них – арктическая, атлантическая и собственно баренцевоморская, характеризуются определенным набором видов диатомей, различных по экологии и биогеографическому происхождению (см. раздел 2.3.2). В поверхностном слое донных осадков северо-восточных районов Баренцева моря, находящихся в области распространения преимуще-

ственно арктической водной массы, отмечены только холодноводные аркто-бореальные и биполярные виды: *Thalassiosira antarctica* + *T. gravida* (в основном споры, рис. 2.3.4), *Coscinodiscus oculus-iridis* и др.

На юго-западе установлено наибольшее видовое разнообразие планктонных диатомей, представленных как холодноводными видами *Thalassiosira antarctica* + *T. gravida*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Bacterosira bathyomphala*, *Porosira glacialis* и др., так и относительно тепловодными видами, приносимыми водами Нордкапского течения из Северной Атлантики – *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*, *Rhizosolenia styliformis*, *Actinocyclus divisus* и др. (рис. 2.3.4). К северу и востоку североатлантические виды постепенно исчезают как из состава фитопланктона, так и танатоценозов.

Важная составляющая часть диатомовой флоры Баренцева моря, как и других арктических морей, – криофильные (ледово-морские) виды диатомей, представленные небольшим числом видов: *Fragilariopsis oceanica*, *F. cylindrus*, *Nitzschia frigida*, *Pauliella taeniata*, *Atheya septentrionalis* и др., являющиеся доминантами по численности в весеннем фитоценозе арктических вод. Южная граница распространения их меняется в зависимости от положения Полярного фронта.

Развиваясь на нижней и боковой поверхностях дрейфующих льдов, в зоне их контакта с морскими водами, криофилы обитают в верхних слоях воды, поэтому поступление их в осадки Баренцева моря, как и планктонных диатомей, ограничено активной гидродинамической средой и наличием в толще слоев различной плотности, задерживающих падение отмерших створок на дно, что способствует растворению наиболее хрупких из них в условиях дефицита в водах кремнекислоты. Численность их в осадках редко превышает 10 створок/г (рис. 2.3.4). Максимальное обилие ледово-морских диатомей достигает 16700 створок/г осадка и приурочено к зоне контакта арктических и атлантических водных масс (рис. 2.3.1 и 2.3.4).

Доминируют в комплексах донных осадков Баренцева моря сублиторальные диатомеи (рис. 2.3.4), развивающиеся в придонном слое воды, в грунтах и обрастаниях водных растений на глубинах обычно до 50 м. Преобладание сублиторальных диатомей в глубоководных районах моря (более 100–200 м) может быть связано только с транспортировкой их придонными течениями. Относительно высокие концентрации растворенной кремнекислоты в придонных водах обеспечивают им более благоприятные, чем планктонным диатомеям, условия сохранности и аккумуляции в осадках. Среди сублиторальных диа-

томей максимальную численность имеет мeroпланктонный вид *Paralia sulcata*, обитающий как в обрастаниях высших водных растений, так и в планктоне, и наиболее обильный в мелководных южных и, особенно, юго-восточных районах моря (рис. 2.3.4).

Отличительной особенностью диатомовых танатоценозов поверхностного слоя осадков Баренцева моря является частая встречаемость в их составе (почти 40% исследованных проб) переотложенных

палеогеновых или меловых (в зависимости от района) видов диатомей (рис. 2.3.4), что указывает на формирование донных осадков в значительной степени за счет размыва и переотложения более древних подстилающих пород. Среди ископаемых переотложенных диатомей в поверхностном слое донных осадков Баренцева моря наиболее часто встречаются: *Cosmiodiscus senarius*, *Paralia sulcata* v. *crenulata*, *Melosira architectularis*, *Hemiaulus polymorphis*,

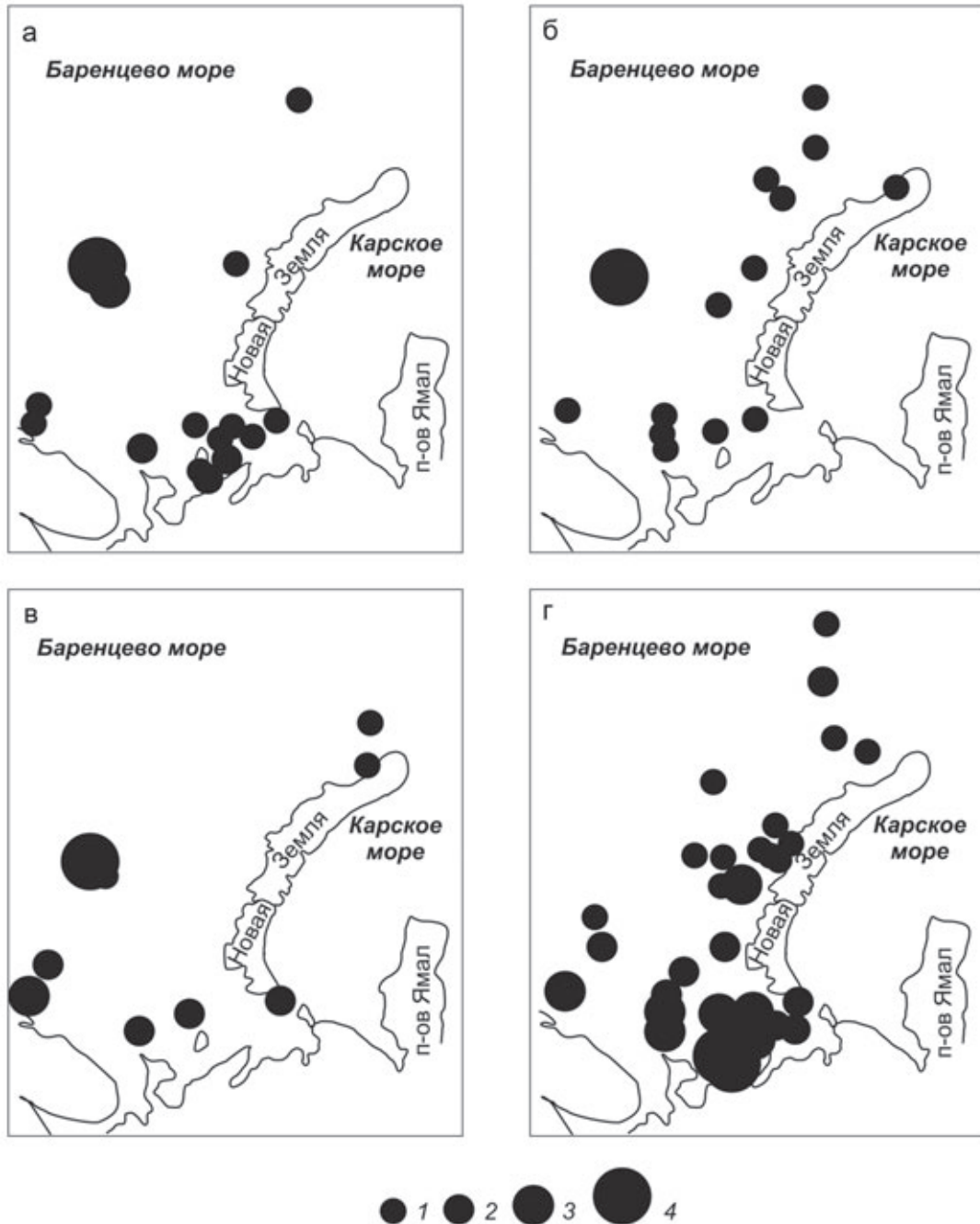


Рис. 2.3.4. Распределение ледово-морских (криофильных) диатомей (а), видов *Thalassiosira antarctica* и *T. gravida* (б), видов-индикаторов атлантических вод (в), вида *Paralia sulcata* (г) в поверхностном слое донных осадков Баренцева моря. Численность створок/г осадка: 1 – 1–10, 2 – 11–100, 3 – 101–1000, 4 – более 1000

Pyxidicula turris v.arctica, *Pgrunowii*, *Pyxilla oligocenica*, *Seletonema utricullosum*.

Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках

В донных осадках Баренцева моря из всей группы водных палиноморф, в состав которой входят не только цисты морских динофлагеллат, но также пресноводные зеленые водоросли, акритархи и органические остатки фораминифер, встречаются почти исключительно диноцисты. Несмотря на то, что палеонтологический сигнал, проходящий от планктонных сообществ динофлагеллат к их отражению в танатоценозах диноцист, составляет только 10–20% от состава ассоциаций, выявленные закономерности распространения диноцист в осадках позволяют успешно использовать их для палеоокеанологических реконструкций различных параметров водных масс и ледовых условий [Mudie, 1992; Mudie, Rochon, 2001; de Vernal et al., 2005, 2013; Marret, Zonneveld, 2003; Rochon et al., 1999; Matthiessen et al., 2005, 2018 и др.]. В настоящее время для этой группы микрофоссилий с большей или меньшей детальностью получена характеристика видового и количественного состава их ассоциаций в осадках почти всех арктических морей Евразии (табл. 2.3.1). Наименее изученными остаются Восточно-Сибирское и Карское моря.

Первые исследования цист динофлагеллат (диноцист) в осадках Баренцева моря были начаты в конце прошлого столетия [Harland, 1982] в рамках масштабного проекта по изучению Северной Атлантики. С начала XXI века, когда уже были изучены и установлены широкие возможности использования диноцист для биостратиграфических и палеоокеанологических реконструкций, в первую очередь, в высоких широтах Северного полушария, включая Северную Пацифику, Атлантику и Баренцево море, как и другие арктические моря, стало привлекать внимание микропалеонтологов, специалистов по цистам динофлагеллат [Mudie et al., 2001; Voronina et al., 2001 и др.].

К настоящему времени уже накоплен небольшой (рис. 2.3.5), но весьма значимый для методики палеоокеанологических реконструкций материал по распределению диноцист и других водных палиноморф в поверхностных осадках Баренцева моря, установлены фитогеографические закономерности распределения видов диноцист в осадках, соответствующих основным типам водных масс, и особенности их количественного распределения в осадках. На основе выполненного нами анализа опубликованных данных (табл. 2.3.1) показано состояние изученности диноцист в Баренцевом море и особенности распределения основных экологических

групп диноцист по способам питания (автотрофные и гетеротрофные + миксотрофные виды) в исследованных поверхностных осадках Баренцева моря (рис. 2.3.6 и 2.3.7), а также АН-критерия (рис. 2.3.8), представляющего отношение количественного содержания автотрофных видов к гетеротрофным и миксотрофным видам в ассоциациях диноцист, что является индикатором изменений интенсивности адвекции североатлантических вод в арктические моря [Matthiessen et al., 2005 и др.].

Р. Харландом [Harland, 1982] были изучены цисты динофлагеллат в восьми поверхностных пробах донных осадков из южной части Баренцева моря, в которых установлены 13 видов диноцист. В составе ассоциаций абсолютно доминировали цисты автотрофных видов динофлагеллат – космополитный вид *Operculodinium centrocarpum*, виды рода *Spiniferites*, а также *Nematosphaeropsis labyrinthus* и *Bitectatodinium tepikiense*. Были отмечены два тренда для состава ассоциаций: во-первых, с увеличением глубины происходило увеличение доли вида *Nematosphaeropsis labyrinthus* (до 3.9%), и во-вторых, отмечен обратный тренд с увеличением доли видов рода *Spiniferites* на мелководьях до 10.2% [Harland, 1982]. Небольшое количество станций не позволило сделать полное заключение о тенденциях распространения диноцист в осадках, однако была проведена таксономическая ревизия видов и определен высокий потенциал осадков Баренцева моря для дальнейших исследований.

В 2001 году проведена новая попытка систематизации материалов по распространению цист морских динофлагеллат в высоких широтах и оценки их использования для палеорекопструкций в четвертичное время [Mudie, Rochon, 2001]. Из Баренцева моря исследованы 14 поверхностных проб и 2 колонки донных осадков длиной до 4 м. Все пробы расположены в южной и юго-восточной частях моря на разрезе о. Новая Земля – Кольский полуостров.

Для южной части разреза (рис. 2.3.9, а), свободной ото льда большую часть года, установлены высокие концентрации диноцист (до 525000 цист см⁻³), возможно являющиеся индикатором высокопродуктивных зон, отмеченных повышенными содержаниями фитопланктона [Rey, Loeng, 1985; Voronina et al., 2001]. Кроме того, перераспределение тонкозернистой фракции осадка с придонными течениями могло также привести к локальным максимумам концентраций диноцист. Для ассоциаций южной части Баренцева моря характерны доминирование автотрофных видов *Operculodinium centrocarpum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus* и цист *Pentaparsodinium dalei* (рис. 2.3.9, б). Для более северных участков

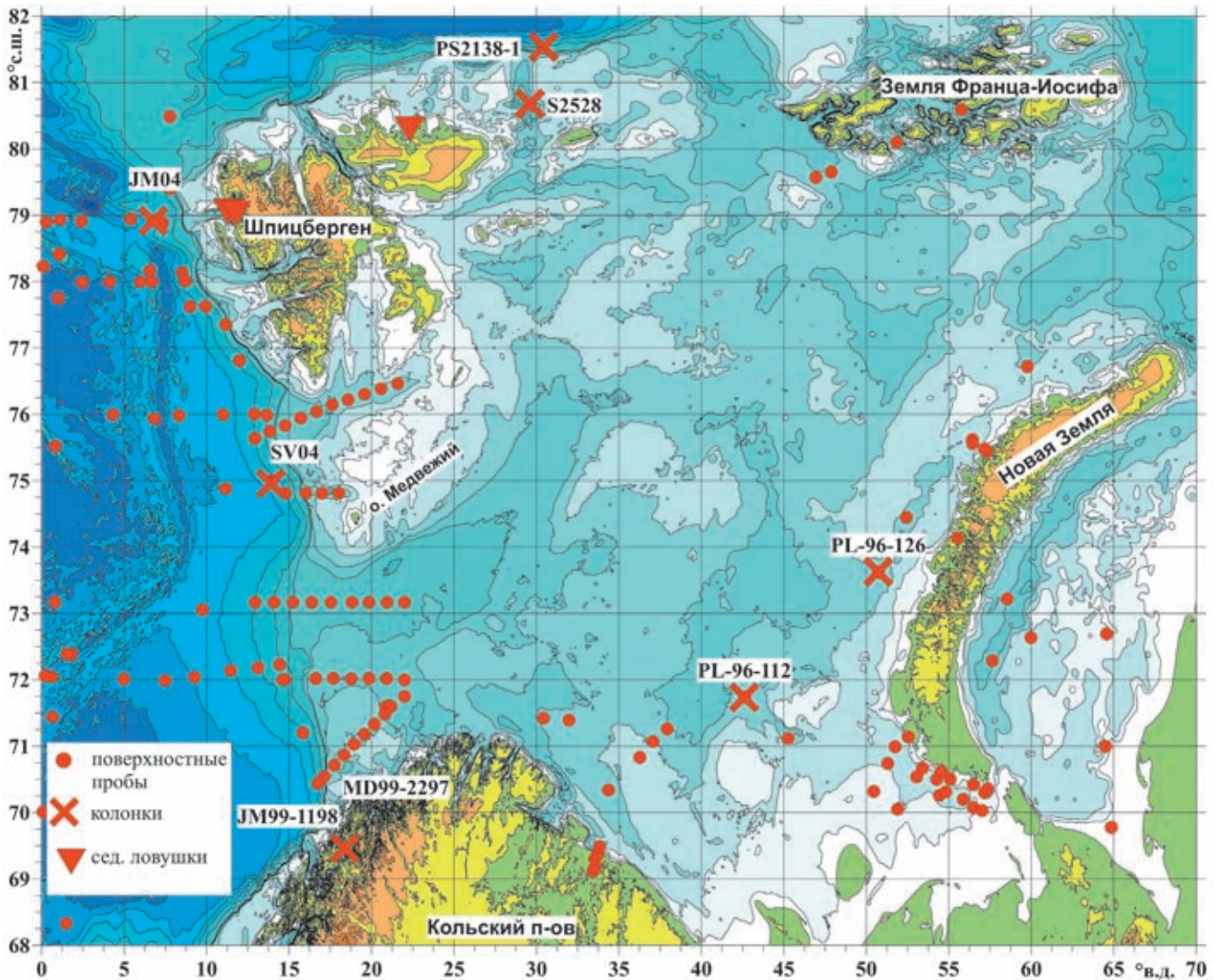


Рис. 2.3.5. Местоположение проб донных осадков, изученных на диноцисты в Баренцевом море [Harland, 1982; de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Voronina et al., 2001]

трансекта характерно уменьшение доли космополитного вида *Operculodinium centrocarpum* при одновременном увеличении роли *Islandinium minutum*. Пробы, расположенные вблизи фьордов Новой Земли и подверженные воздействию стоковых ледниковых вод, характеризуются наличием в ассоциациях диноцист гетеротрофных видов *Brigantedinium* spp. и *Islandinium minutum*. Отмечено также увеличение доли цист *P. dalei* в зоне прохождения полярного фронта [Voronina et al., 2001].

Дальнейшие исследования современных ассоциаций диноцист в 2001 году в районе западной части Шпицбергена и в 2004 году на пяти разрезах, перпендикулярно пересекающих границу Баренцева и Норвежского морей, были опубликованы в 2009 году в рамках масштабных исследований зависимости состава микрофоссилий от путей пере-

носа североатлантических вод на шельф Евразии [Grøsfjeld et al., 2009; Solignac et al., 2009]. Таким образом, было исследовано 74 пробы донных осадков, расположенных в западных и северо-западных областях моря, испытывающих на себе сильное отопляющее влияние Северо-Атлантического течения (рис. 2.3.10 а, б; 2.3.11).

На шельфе Шпицбергена установлено 14 видов и видовых групп диноцист, в то время как в более южных широтах видовое разнообразие достигало 24 [Grøsfjeld et al., 2009; Solignac et al., 2009]. Концентрации диноцист изменялись от 88 до 33234 цист/г в районе Шпицбергена. Для данного района выделены три ассоциации диноцист, связанные с распространением поверхностных водных масс. В районе преобладания атлантической водной массы в осадках доминируют автотрофные виды диноцист, представленные в ос-

новном *Operculodinium centrocarpum*. Данная ассоциация характерна для западной бровки шельфа Баренцева моря и в районе Западного Шпицбергена. В районе распространения арктической поверхностной водной массы в осадках доминирует вид *Islandinium minutum* при значительной доли *Brigantedinium* spp. в составе ассоциаций диноцист. Видовое разнообразие значительно меньше, чем в областях влияния атлантической водной массы, а содержание вида *O. centrocarpum* минимально (до 4%). Данный состав характерен для

шельфа к западу от Шпицбергена, но может также встречаться во фьордах и районах моря, не подверженных воздействию относительно теплых и соленых атлантических вод. Высокопродуктивная водная масса выделяется в областях полярного фронта и фронтальной зоны в районе таяния льдов (например, во фьордах Шпицбергена). Ассоциация диноцист, характерная для данной водной массы, содержит повышенное количество цист вида *Pentapharsodinium dalei* [Grøsfjeld et al., 2009].

Таблица 2.3.1. Состояние изученности цист динофлагеллат в Арктике

Регион	Изученность (количество поверхностных проб) по базам данных $n=1492$ и $n=2405$	Количество видов диноцист в осадках	Среднее значение АН критерия	Литературные источники
Северная Атлантика	174	28	23.8	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Howe et al., 2010; Marret, Zonneveld, 2003; Rochon et al., 1999; Grøsfjeld, Harland, 2001; Boessenkool et al., 2001; Harland et al., 2006; Radi, de Vernal, 2008; Harland et al., 2004a, b]
Западная часть Баренцева моря	43	25	214.5	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Grøsfjeld et al., 2009; Solignac et al., 2009; Rørvik et al., 2009]
Баренцево море	44	22	24.8	[Harland, 1982; de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Voronina et al., 2001]
Белое море	29	13	5.4	[Polyakova et al., 2003; Головнина, Полякова, 2005; Новичкова, Полякова, 2007; Polyakova, Novichkova, 2018]
Карское море	25	13	11.3	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Head et al., 2001; Matthiessen et al., 2001]
Море Лаптевых	44	12	0.3	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Head et al., 2001; Kunz-Pirring, 2001; Ключиткина, Полякова, 2019]
Восточно-Сибирское море	9	13	0.3	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013]
Чукотское море	50	19	7.8	[Radi et al., 2001; de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Обрезкова, Поспелова, 2017]
Берингово море	22	20	6.6	[Radi et al., 2001; de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013]
Море Бофорта	70	17	3.7	[Pospelova et al., 2008; Richerol et al., 2008; Bringué, Rochon, 2012; Pieńkowski et al., 2011; de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013; Mudie, Rochon, 2001]
Море Баффина	105	23	17.4	[de Vernal et al., 2001, 2005; Zonneveld et al., 2013]

Исследование западной и юго-западной границ Баренцева моря, также как и северной его части, показало четкую зависимость состава ассоциаций диноцист от доминирующей водной массы в районе отбора

проб донных осадков. Наиболее заметной особенностью является переход от сообществ с преобладанием *O. centrocarpum* к сообществам с преобладанием *I. minutum* по мере смены условий на поверхности

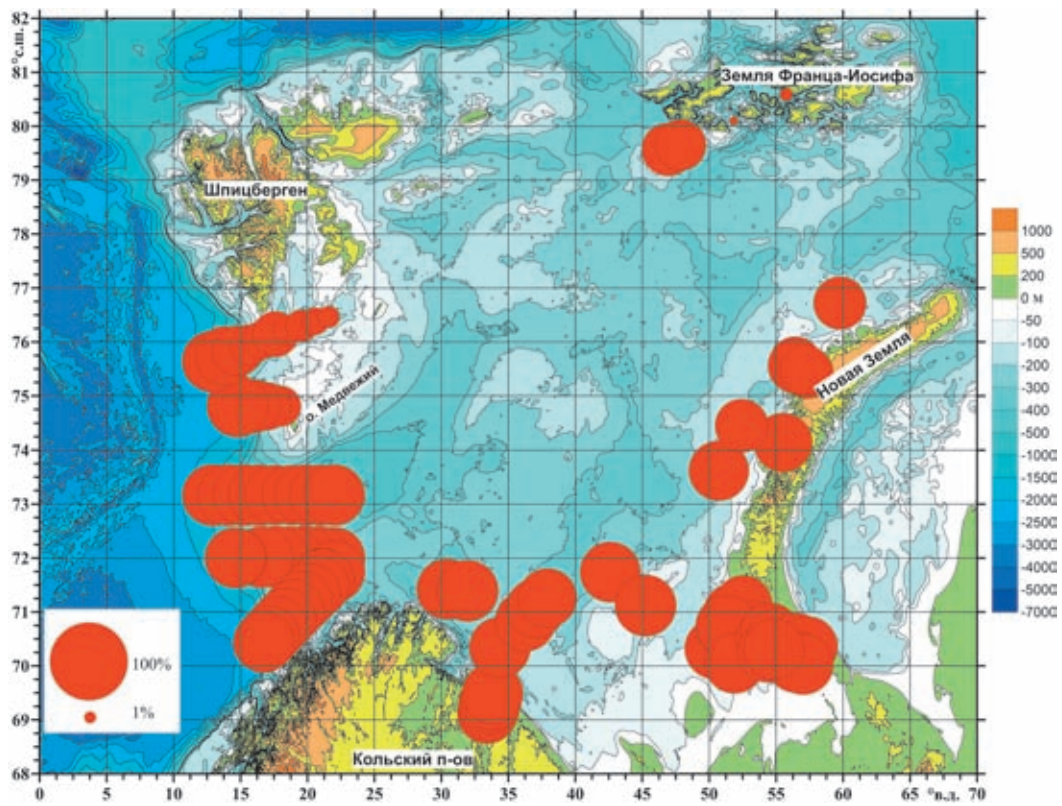


Рис. 2.3.6. Доля автотрофных видов в ассоциациях диноцист в поверхностных осадках Баренцева моря (данные см. табл. 2.3.1)

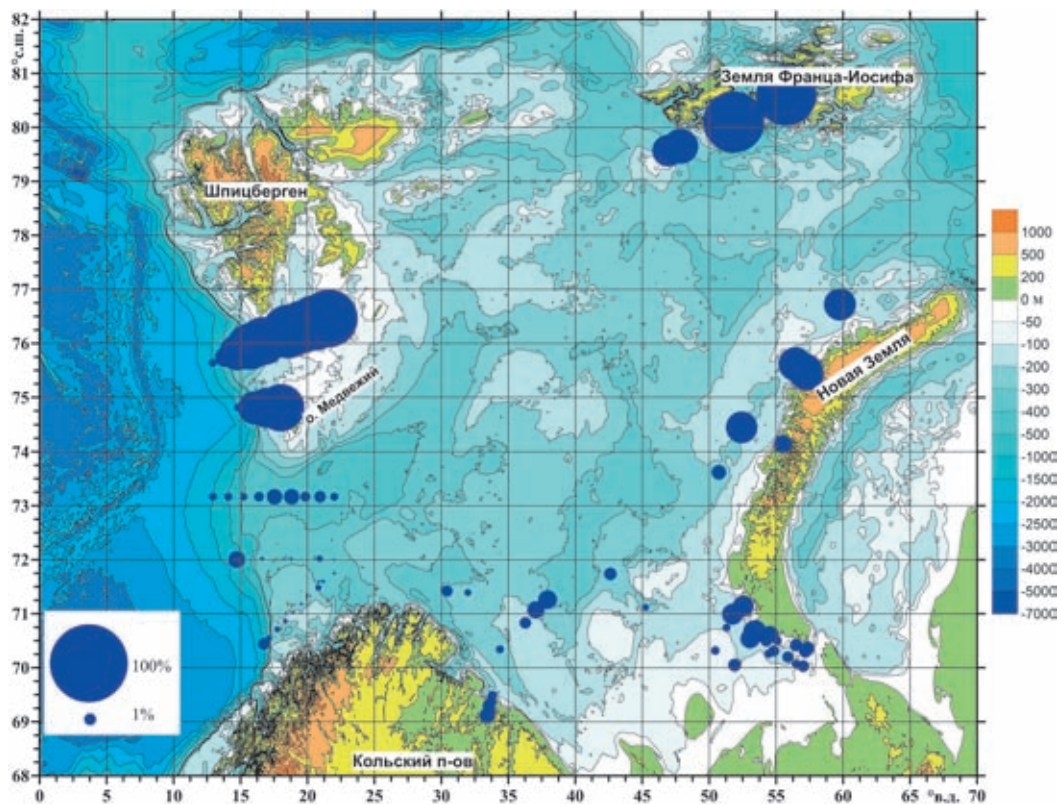


Рис. 2.3.7. Доля гетеротрофных видов в ассоциациях диноцист в поверхностных осадках Баренцева моря (данные см. табл. 2.3.1)

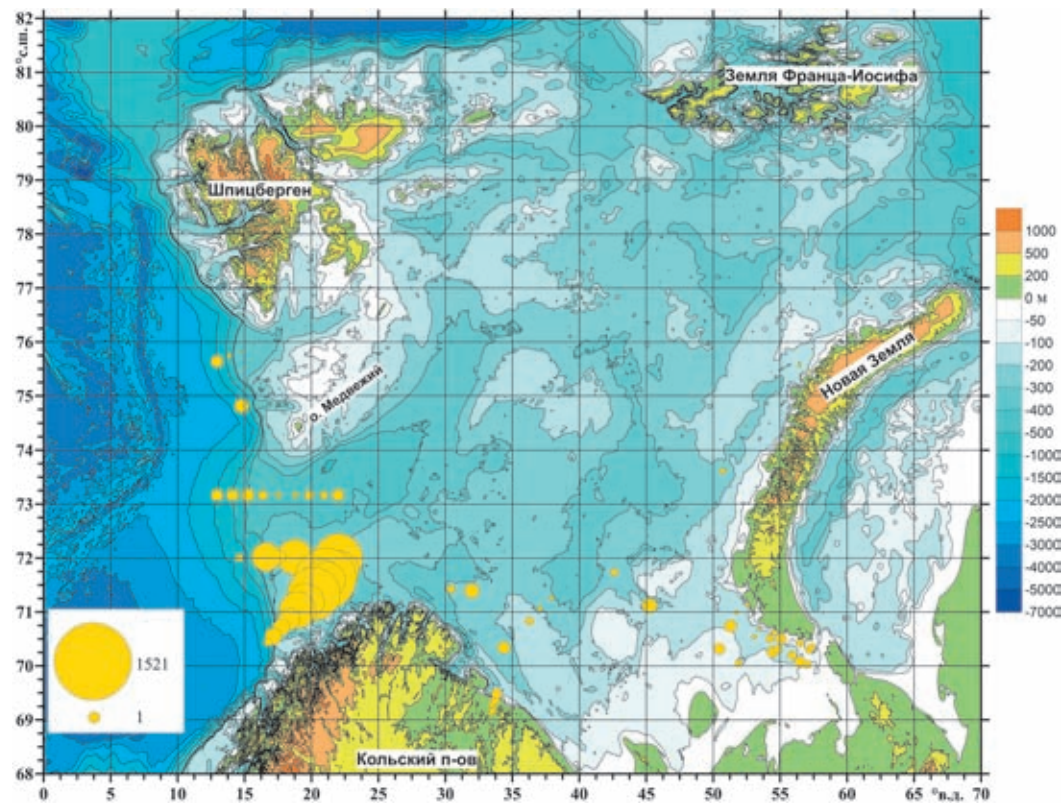


Рис. 2.3.8. Значения АН критерия для ассоциаций диноцист из поверхностных осадков Баренцева моря (данные см. табл. 2.3.1)

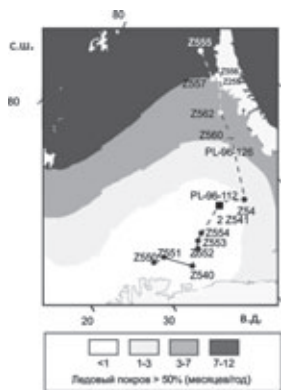
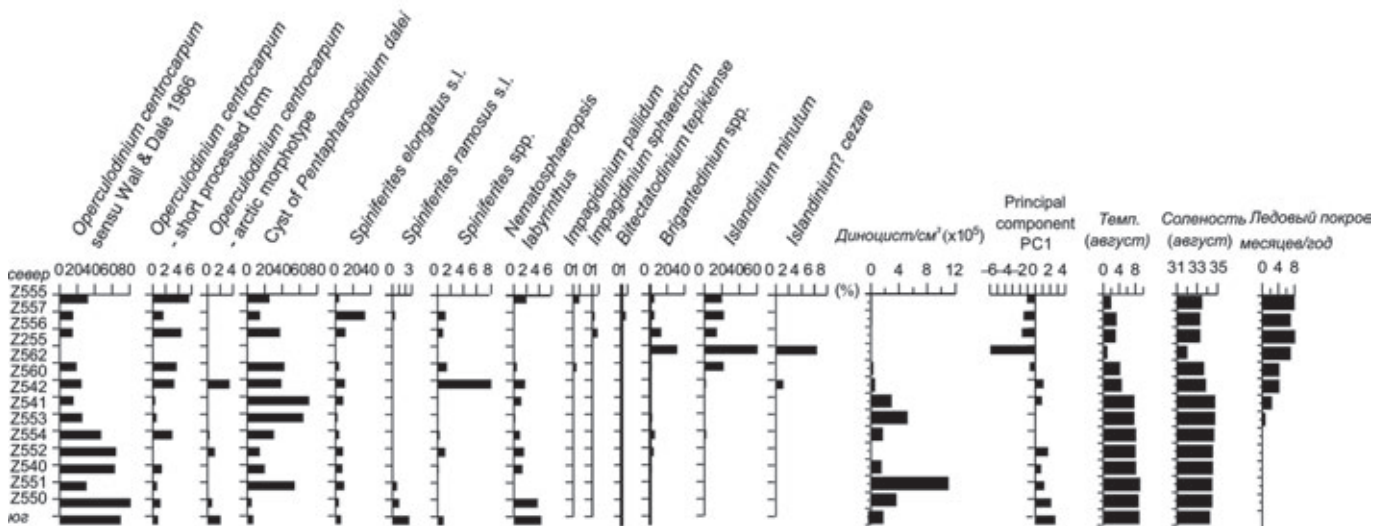


Рис. 2.3.9. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Баренцева моря [Voronina et al., 2001]:

а) положение исследованных на диноцисты колонок и проб поверхностных осадков по юго-западному и северо-восточному трансектам. Распространение современного сезонного морского ледового покрова (в количестве месяцев в году $c > 50\%$ площадью покрытия) по базе данных 1953–1990 годов National Climate Data Center; б) диаграмма процентного содержания видов диноцист в ассоциациях из поверхностного слоя донных осадков, средние многолетние современные температуры и соленость поверхностных вод, продолжительность сезонного морского ледового покрова по данным из National Ocean Data Center data set (NODC, 1994) и National Climate Data Center



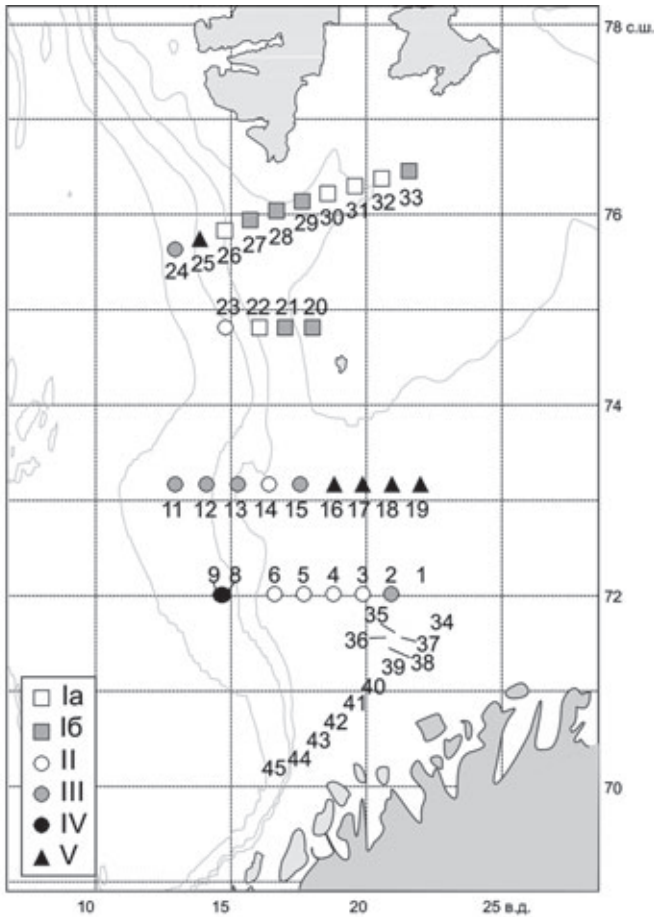
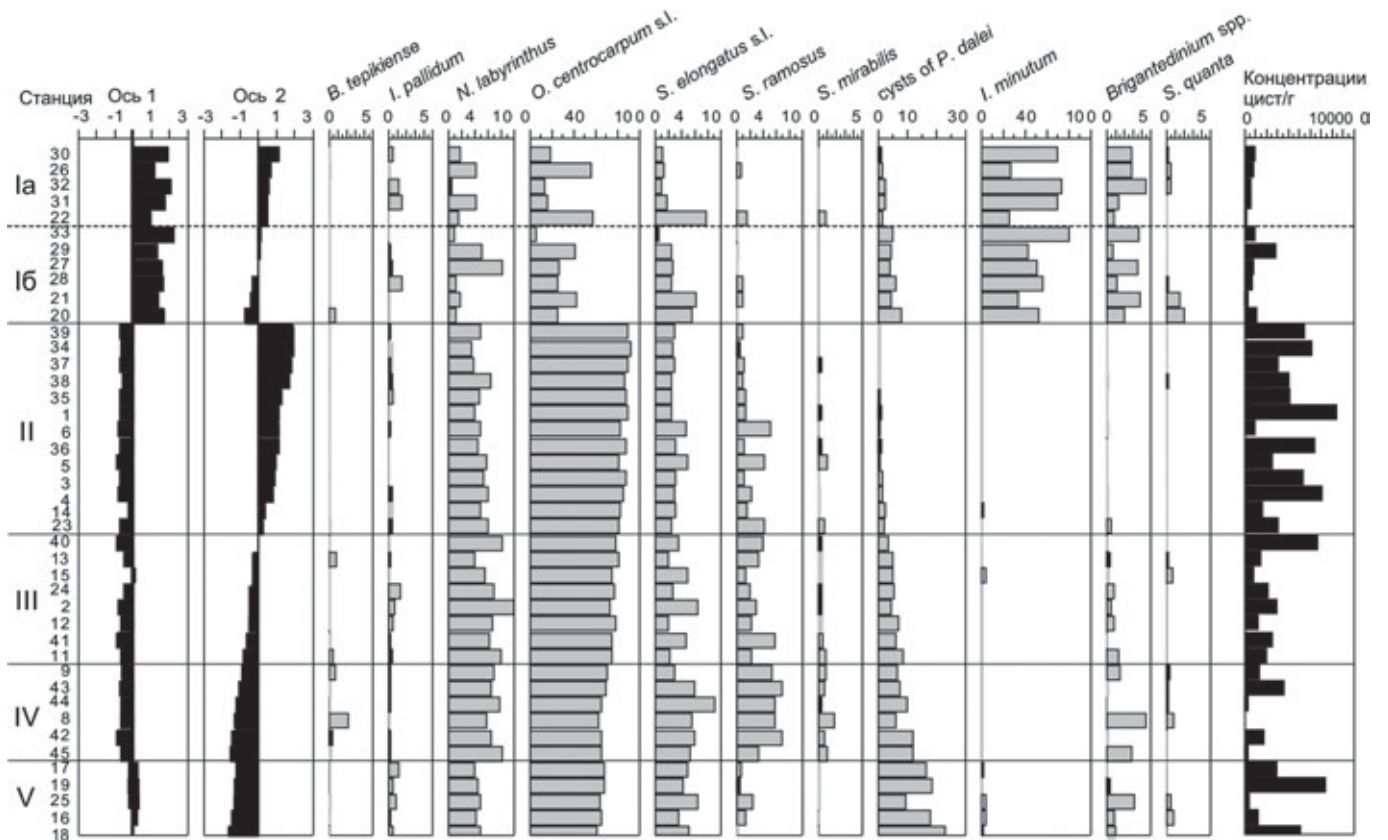


Рис. 2.3.10. Основные типы ассоциаций цист динофлагеллат в поверхностных осадках западной части Баренцева моря [Solignac et al., 2009]:

а) положение исследованных на диноцисты проб поверхностных осадков с указанием пяти выделенных типов диноцист, б) видовой состав основных типов диноцист, выделенных с учетом температуры и солености поверхностных вод, их продуктивности, продолжительности сезонного морского ледового покрова



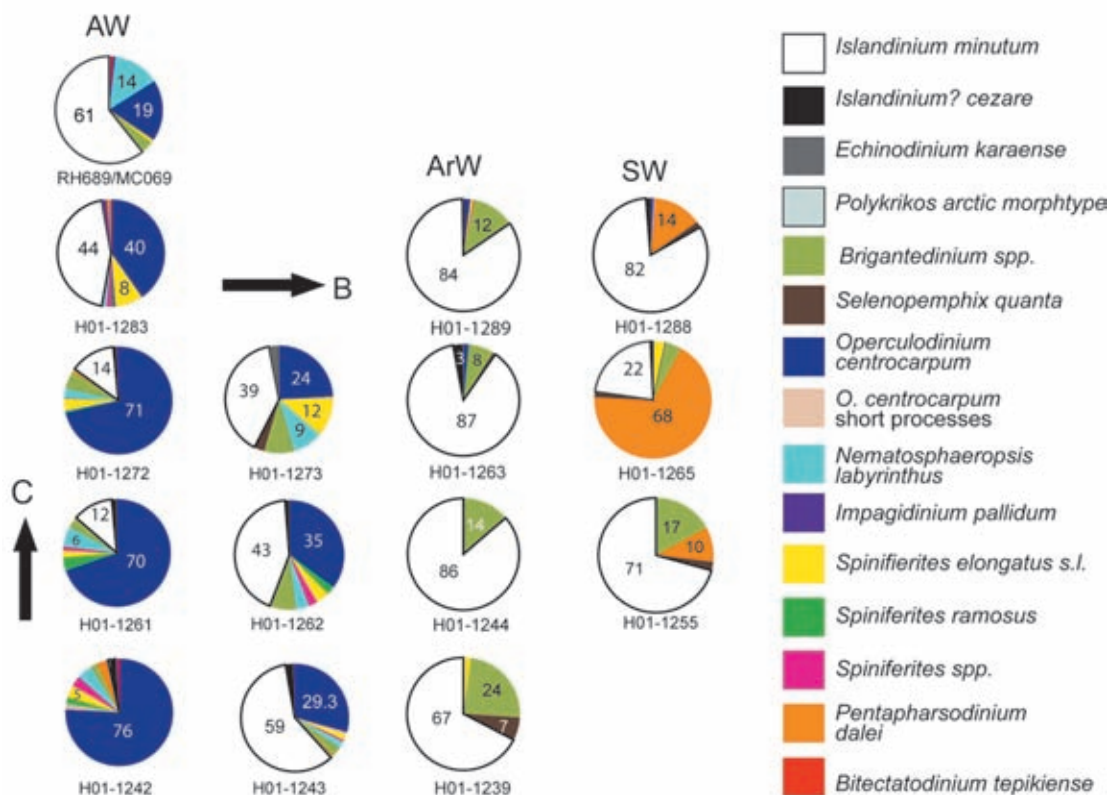


Рис. 2.3.11. Классификация различных ассоциаций диноцист в поверхностных осадках в фиордах и на шельфе Западного Шпицбергена, находящихся под воздействием трех основных типов водных масс: атлантические воды (AW), арктические воды (ArW), стратифицированные воды с высокой продуктивностью (SW) [Grøsfeld et al., 2009]

моря от атлантических (относительно теплых, с нормальной океанической соленостью) к арктическим (холодным, распресненным, с сезонным ледовым покровом). Несмотря на большие различия между атлантическими и арктическими сообществами, интересно отметить, что ассоциации диноцист внутри атлантической группы различаются (хотя и незначительно) в зависимости от вышележащих водных масс. Данные различия контролируются не температурой поверхностной водной массы, а ее обогащенностью биогенными элементами и стратификацией вод. Установлено, что виды цист *P. dalei* приурочены к областям ранневесенней стратификации, в то время как виды *O. centrocarpum* более адаптированы к изменяющимся условиям окружающей среды [Solignac et al., 2009].

Исследования закономерностей состава современных ассоциаций диноцист Баренцева моря были продолжены в 2001 и 2006–2007 гг. методом седиментационных ловушек, установленных во фьордах западного и северного побережий Шпицбергена [Howe et al., 2010]. В Конгсфьорде, расположенном на западном побережье и подверженном весной и летом 2002 года сильному влиянию атлантических вод, установлены ассоциации диноцист, характерные для райо-

нов с сезонными изменениями поступления арктической/атлантической водных масс. Однако выявлены нехарактерно высокие концентрации гетеротрофного вида *Protooperidinium conicum* (*Selenopemphix quanta*), вероятно, зависящие от поступления большого количества пищи с атлантическими водами. Интересно отметить, что в сезон 2006–2007 гг. в Конгсфьорде установлена высокая степень перемешивания арктической и атлантической водных масс, в то время как основным доминантом в составе ассоциаций диноцист стал вид *Islandinium minutum*, ассоциирующийся с нормальными арктическими условиями.

Для северного побережья Шпицбергена в Риджфьоре для сезона 2006–2007 гг. в седиментационных ловушках обнаружено доминирование цист вида *Pentapharsodinium dalei*, характерного для областей высокой стратификации вод, обогащенных биогенными элементами [Howe et al., 2010].

Таким образом, для южной, западной и северной частей Баренцева моря установлены четкие зависимости состава ассоциаций цист динофлагеллат от типа доминирующей водной массы, в то время как восточная и центральная части моря продолжают оставаться малоизученными.

ДИАТОМЕИ И ДИНОЦИСТЫ В НЕОГЕНОВЫХ, ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Акватория Баренцева моря

Донные осадки Баренцева моря начали изучаться на самых ранних этапах развития морской геологии. Благодаря трудам Ф. Нансена, Я.В. Самойлова, М.В. Кленовой, Т.И. Горшковой и многих других исследователей, сложились первые представления об условиях формирования и строения толщи донных осадков. Со времен работ М.В. Кленовой [1960] было принято считать, что под маломощным поверхностным слоем влагонасыщенных современных (голоценовых) осадков залегают плотные, обезвоженные глины и суглинки (так называемые «древние глины»), генезис которых считался ледниковым.

В 1980–1990-е гг. интенсивные геологические исследования в Баренцевом море, проводившиеся коллективами Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Мурманского морского биологического института РАН, ВНИИОкеангеология, Арктической морской инженерно-геологической экспедиции (г. Мурманск), Геологического института Кольского научного центра РАН с использованием высокоразрешающего непрерывного сейсмоакустического профилирования и инженерно-геологического бурения, а также отбора ненарушенных колонок грунтов из верхнего 5-метрового слоя морских осадков коренным образом изменили представление о строении толщи донных отложений Баренцева моря и позволили выявить основные хроностратиграфические границы в верхнекайнозойских отложениях большей части его акватории. За последние два десятилетия для Российского Арктического шельфа получен обширный сейсмоакустический материал, создана аппаратно-методическая база для решения задач геологического картирования в рамках реализации Программы составления листов Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 [Гусев и др., 2012б]. Основными исполнителями этих работ для Западно-Арктического шельфа (моря Баренцево и Карское) являлись Мурманская арктическая геологоразведочная экспедиция (МАГЭ, г. Мурманск), ВНИИОкеангеология, Полярная морская геологоразведочная экспедиция. Однако полученный большой фактический материал до настоящего времени интерпретируется исходя из различных, нередко диаметрально противоположных палеогеографических концепций [Матишов, 1984; Гросвальд, 1983; Gataullin et al., 2001; Тарасов и др., 2000; Самойлович и др., 1993; Павлидис и др., 1998; Мусатов, 1998; Зархидзе, Мусатов, 1989; Крапивнер, 2009, 2014,

2018; Гусев и др., 2012б; Polyak et al., 1995; Hughes et al., 2015; Mangerud et al., 1999; Svendsen et al., 2004; Murdmaa, Ivanova, 2017; Ivanova et al., 2019 и др.].

В составе верхнекайнозойского чехла Баренцево-морского шельфа различными исследователями выделяются от 3 до 9 сейсмоакустических комплексов [Зархидзе, Мусатов, 1989; Самойлович и др., 1993; Крапивнер, 2018 и др.] Инженерно-геологическими скважинами в Баренцевом море был вскрыт рыхлый чехол на полную мощность (рис. 2.3.12) [Самойлович и др., 1993; Гусев и др., 2012б и др.]. Для некоторых скважин получены термолюминесцентные датировки [Крапивнер, 2006, 2009, 2018]. Эти датировки, наряду с результатами изучения литологических и инженерно-геологических свойств осадков и распределением фораминифер, диатомовых водорослей, пыльцы и спор [Самойлович и др., 1993; Тарасов и др., 2000; Руденко, разд. 2.2], свидетельствуют о непрерывном морском осадконакоплении на некоторых участках шельфа в течение всего неоплейстоцена. Наиболее представительным разрезом, изученным многими методами, является скв. 183 в пределах Адмиралтейского поднятия к западу от Новой Земли («Новоземельский шельф», рис. 2.3.1). Вскрытая мощность отложений – 125.9 м, возраст согласно термолюминесцентным датировкам составляет более 360 тыс. лет (рис. 2.3.12). Постоянное присутствие бентосных фораминифер по разрезу скважины указывает на преобладание морских условий осадконакопления в течение среднего и позднего неоплейстоцена. Единственным маломощным слоем, в котором отсутствует микрофауна, но содержатся представительные комплексы морских четвертичных диатомей [Самойлович и др., 1993], является интервал 70–72 м, который датируется примерно 320–330 тыс. лет назад (МИС 9). Мощность голоценовых отложений составляет около 1.5 м.

Из отложений этой скважины Л.Я. Каган выделены комплексы морских диатомей [Самойлович и др., 1993], характеризующиеся относительно большим видовым разнообразием и численностью. Однако возрастная интерпретация диатомовых комплексов, как и в других районах Баренцева моря, вызывает определенные сложности в связи с постоянным присутствием в отложениях вымерших морских палеогеновых и на наш взгляд неогеновых видов. Поэтому при оценке возможного возрастного диапазона описанных Л.Я. Каган комплексов мы основывались на выявленных ранее закономерностях стратиграфического распространения морских диатомей в верхнекайнозойских отложениях арктического шельфа Евразии с учетом зональных стратиграфических диатомовых шкал Северной Пацифики и Норвежско-Гренландского бассейна [Полякова, 1997; Polyakova, 2001].

В серых суглинках, слагающих большую часть разреза скв. 183 (0–107.5 м), преобладают холодноводные аркто-бореальные виды, типичные для современных и четвертичных отложений арктических морей: ледово-морские (криофильные) диатомеи (*Melosira arctica* – до 82%, *Detonula confervaceae* >50%) и ледово-неритические виды (*Porosira glacialis*, *Bacterosira bathyomphala*, *Rhizosolenia hebetata*, споры рода *Chaetoceros*), свидетельствующие о высокой ледовитости морского бассейна. Из видов-индикаторов атлантических вод в отдельных интервалах неоплейстоценовых осадков и постоянно в голоцене отмечен южно-бореальный вид *Shinodiscus oestrupii*, который в настоящее время доминирует в планктоне и танатоценозах поверхностных донных осадков юго-западных районов Баренцева моря и в Белом море. Существенные изменения состава диатомовых комплексов наблюдаются ниже 107.5 м, где вскрытые отложения представлены переслаивающимися глинами, суглинками и песками (107.5–117.7 м), которые подстилаются песками (117.7–125.8 м). Последние не содержат остатков фауны фораминифер, а встреченные створки диатомей принадлежат морским вымершим палеогеновым и неогеновым видам. Комплексы диатомей из интервала 107.5–117.7 м резко отличаются от вышележащих неоплейстоценовых крайне низкой численностью, сокращением в составе комплексов холодноводных неритических и ледово-морских диатомей и, главное, преобладанием неогеновых видов, вымерших на различных стратиграфических уровнях плиоцена и плейстоцена, типичных для отложений позднеплиоценовой – эоплейстоценовой трансгрессии на арктическом шельфе и прилегающих низменностях Евразии [Polyakova, 2001; Полякова, 1997].

Подобные комплексы были установлены Л.Я. Каган и в юго-западной части Баренцева моря, на Южно-Канинской банке, где скважиной 55 (рис. 2.3.1) вскрыта 50-метровая толща морских четвертичных (Q_I–Q_{IV}) преимущественно глинистых отложений, залегающих на морских отложениях предположительно палеоген-неогенового возраста [Самойлович и др., 1993]. В отличие от «приновоземельской» скважины 183, в «южноканинской» скважине 55 комплексы морских диатомей почти по всему разрезу (0–33 м) обильны и таксономически разнообразны. Однако в нижележащих также глинистых отложениях микрофоссилии (диатомеи, фораминиферы) практически отсутствуют за исключением единичных меловых и палеогеновых морских диатомей и фораминифер, которые обычны для всех изученных четвертичных и современных осадков Баренцева моря. Характерной особенностью «южноканинских» диатомовых ком-

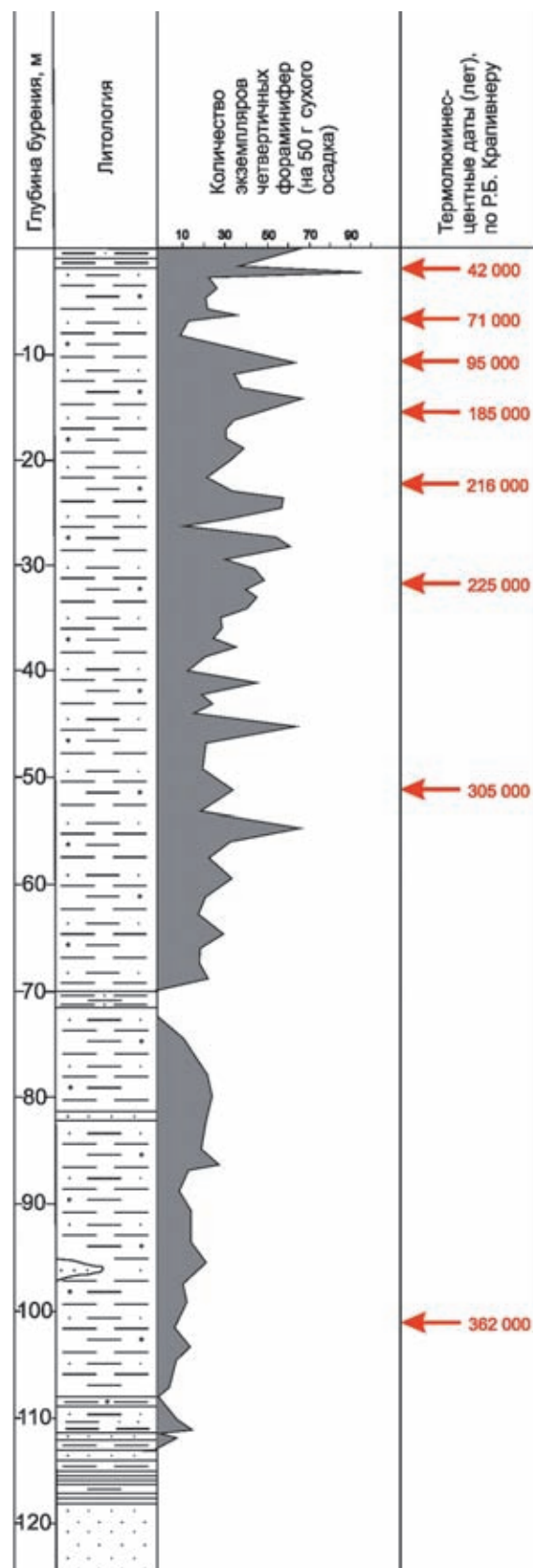


Рис. 2.3.12. Разрез скв. 183, пробуренной на приновоземельском шельфе Баренцева моря. Литологическая колонка, содержание бентосных фораминифер и термолюминесцентные датировки по [Крапивнер, 2006, 2018]

плексов является преобладание с максимально высокими для осадков Баренцева моря концентрациями океанических и панталасных видов (*Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiothrix longissima*, *Coscinodiscus marginatus*, *Rhizosolenia styliformis*), включая южнобореальный вид (*Shinodiscus oestrupii*), что свидетельствует о значительной глубине Баренцева моря и адвекции атлантических вод в его южную часть. Наряду с видами диатомей, характерными для плейстоценовых и современных морских осадков Арктики, в интервале скважины 27–33 м постоянно присутствуют разнообразные вымершие неогеновые виды диатомей, аналогичные тем, что установлены в Приноземельской скважине 183 (*Simonseniella curvirostris*, *Thalassiosira antiqua*, *Pyxidicula zabelinae*, *Thalassiosira nidulus* и др.) с известным диапазоном стратиграфического распространения в Северной Пацифике и Норвежско-Гренландском бассейне [Barron, Gladenkov, 1995; Dzhinoridze et al., 1978; Schrader et al., 1976; Schrader, Fenner, 1976].

Л.Н. Каган был выполнен чрезвычайно большой объем исследований диатомей в Баренцевом море – 34 скважины, полученные практически на всей акватории моря и вскрывшие осадочную толщу мощностью до 100 и более метров [Каган, 1989; Самойлович и др., 1993]. Однако помимо рассмотренных выше скважин 183 и 55 представительные диатомовые комплексы приурочены еще только к юго-восточным районам – Печорскому морю и Чёшской губе (рис. 2.3.1), где и поверхностные осадки обогащены современными диатомеями (см. раздел 2.3.2). Особый интерес представляют результаты исследований скважины 139, полученной на Печорском мелководье (рис. 2.3.1), в силу незначительных глубин моря (16–25 м) и влияния на эту часть моря стока р. Печоры. В непосредственной близости от скважины 139 пробурены скважины 124, 123 и 117, в которых выделены идентичные комплексы диатомей. Согласно данным сейсмостратиграфических исследований 72-метровой скважиной 139 вскрыты нижне-, средне- и верхнечетвертичные отложения [Самойлович и др., 1993]. По всему разрезу преобладают морские диатомеи, а суммарное содержание пресноводных видов составляет не более 1–3% в диатомовых комплексах. Согласно Л.Я. Каган, по всей четвертичной толще в диатомовых комплексах доминируют сублиторальные *Paralia sulcata*, включая ее варианты, и *Pyxidicula turris*, который наиболее обилен (>30%) в нижней половине разреза. Последний является, скорее всего, переотложенным из неогеновых отложений, так как ни в современных, ни в четвертичных отложениях арктических морей он не встречается [Полякова 1997; Polyakova, 2001]. В целом, для со-

временных и четвертичных отложений этого района характерно чрезвычайно обильное содержание морских меловых и палеогеновых диатомей, переотложение которых за исключением *Paralia sulcata* и некоторых ее вариантов не вызывает сомнений; суммарное содержание их в диатомовых комплексах скважины 139 превышает 50% в некоторых горизонтах.

Четвертичные комплексы диатомей из отложений скважины 139 отличаются большим таксономическим разнообразием и обилием холодноводных диатомей, в первую очередь, планктонных видов, обычных и в современном планктоне Баренцева моря: *Rhizosolenia hebetata* var. *hebetata*, *R. hebetata* f. *semispina*, виды р. *Coscinodiscus*, *Cyclotella striata*, *Thalassiosira gravis*, *T. bioculata*, *Bacterosira bathyomphala*. В небольших количествах встречаются относительно тепловодные виды (*Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, *Shinodiscus oestrupii* и др.), поступающие в Баренцево море с атлантическими водами. Все эти виды приурочены в основном к верхней половине разреза, которую Л.Я. Каган с соавторами относит к верхнему плейстоцену [Самойлович и др., 1993].

Своеобразие диатомовых комплексов нижней части разреза скважины 139 (49.6–27 м), также как и расположенной вблизи в Печорском море скважины 117, заключается в присутствии в их составе стратиграфически значимых видов с известным ограниченным возрастным диапазоном распространения в неогене, эоплейстоцене и раннем неоплейстоцене в северных областях Тихого океана и Норвежско-Гренландском бассейне [Barron, Gladenkov, 1995; Dzhinoridze et al., 1978; Schrader et al., 1976; Schrader, Fenner, 1976; Жузе, 1969], что является важным диагностическим признаком при определении возраста вмещающих отложений. Это, в первую очередь, такие виды как *Simonseniella barboi* и *S. curvirostris*, *Pyxidicula zabelinae*, *Thalassiosira nidulus* (+*T. jouseae?*), *T. antiqua*, а также *Actinocyclus divisus*, *A. ochotensis*, *A. oculus*. Необходимо отметить, что данные виды характерны также для колвинских комплексов диатомей Большеземельской тундры [Лосева, 1992; Полякова, 1997; Polyakova, 2001], что предполагает их развитие в едином морском бассейне в период обширной плиоцен – эоплейстоценовой трансгрессии, широко распространившейся на арктическом побережье Евразии [Полякова, 1997; Polyakova, 2001]. Вместе с тем, согласно Ю.Г. Самойловичу [Самойлович и др., 1993], отложения «колвинского моря» соответствуют пятому сейсмостратиграфическому комплексу, отложения которого в пределах акватории современного Баренцева моря встречаются только в палеоврезах на Печорском мелководье. Таким образом, выполненный нами анализ стратиграфического распростра-

нения видов морских диатомей позволяет уточнить возраст пятого сейсмостратиграфического комплекса и время развития «колвинского моря».

На севере Русской равнины находки наиболее древних комплексов морских диатомей приурочены к отложениям колвинской свиты, залегающей, главным образом, в переуглубленных долинах и депрессиях Большеземельской тундры [Яхимович, Зархидзе, 1990 и др.]. И лишь сравнительно недавно колвинские отложения были установлены в нескольких опорных обнажениях в бассейне реки Море-Ю, где представлены прибрежно-морскими фациями с соответствующей микро- и макрофауной, комплексами диатомей. Последние, помимо инситуальных морских и пресноводно-солонатоводных видов, включают большое количество переотложенных морских палеогеновых диатомей [Зархидзе и др., 2010].

Колвинские диатомовые комплексы, описанные из отложений, вскрытых скважинами на Колве, Нижней Печоре, Шапкине, в междуречье Лаи и Юрьяхи, а также на левом берегу Космы (восточный склон Тимана) [Лосева, 1992], обладают сходными чертами. Для них характерно доминирование меропланктонной сублиторальной *Paralia sulcata* и холодноводной *Thalassiosira gravida*, а также обилие морфологически разнообразных видов *Actinocyclus divisus* + *A. ochotensis* (круг форм). Почти все виды колвинских комплексов диатомей являются ныне живущими и встречаются в планктоне и осадках Баренцева моря. Наиболее показательными в возрастном отношении являются *Thalassiosira nidulus* (= *T. jouseae*), *Hyalodiscus obsoletus*, *Actinocyclus divisus* + *A. ochotensis* (круг форм). Верхний предел стратиграфического распространения *Thalassiosira nidulus* + *T. jouseae* установлен в северных областях Тихого океана на уровне 0.28 (0.39) млн л. н. [Barron, 1992], а в Норвежско-Гренландском бассейне чуть выше уровня исчезновения *Simonseniella barboi* [Schrader, Fenner, 1976], т. е. около 0.3 млн л. н. [Barron, Gladenkov, 1995]. Виды рода *Actinocyclus* (*A. divisus*, *A. ochotensis*, *A. curvatulus*) появляются в субарктических районах в плиоцене и являются представителями современного арктическо-бореального планктона. Их наибольшая морфологическая изменчивость характерна для начального периода становления этой группы (поздний плиоцен – эоплейстоцен), где наблюдается их наибольшая численность. В Норвежско-Гренландском бассейне первый представитель этой группы, *A. divisus*, появляется в осадках нижнеплиоценовой зоны *Thalassiosira kryophila* [Barron, 1985]. В настоящее время в арктических морях они встречаются крайне редко и приурочены в основном к областям распро-

странения атлантических и берингоморских вод.

В районе Хайпудырской губы буровыми работами вскрыта мощная толща преимущественно морских верхнекайнозойских отложений [Яхимович, Зархидзе, 1990]. Комплексы диатомей, изученные Р.Н. Джиноридзе, установлены ею лишь в отдельных горизонтах верхнекайнозойских отложений. В составе диатомовых водорослей присутствуют виды: *Thalassiosira gravida f.fossilis*, *T. kryophila*, *T. nidulus (T. jouseae?)*, *Simonseniella barboi*, *Actinocyclus oculatus*, стратиграфическое распространение последнего ограничено поздним плиоценом – эоплейстоценом (3.9–1.0 млн л.н.) [Barron, Gladenkov, 1995].

Вместе с тем, состав диатомовых комплексов характеризует лишь мелководные сублиторальные фации колвинского моря, отвечающие трансгрессивным и регрессивным этапам его развития, что подтверждается литологическими и микрофаунистическими данными и не позволяет судить о температурных условиях морского бассейна в период максимума развития трансгрессии. Основу данных диатомовых комплексов составляют холодноводные аркто-бореальные виды, обитающие в современном планктоне арктических морей, преобладание ледово-морских и ледово-неритических диатомей свидетельствует о значительной ледовитости морского бассейна. Тепловодные виды, поступающие в настоящее время в Баренцево море с водами североатлантического течения, немногочисленны.

Таким образом, установленные в различных районах Большеземельской тундры близкие по систематическому составу «колвинские» комплексы морских диатомей, включающие виды с датированными уровнями стратиграфического распространения, свидетельствуют об обширной и продолжительной трансгрессии Баренцева моря на территорию Большеземельской тундры, начавшейся в конце плиоцена и продолжавшейся на протяжении эоплейстоцена, возможно, в отдельных районах до середины неоплейстоцена. Обедненные сублиторальные комплексы диатомей с *Hyalodiscus scoticus* в отложениях, слагающих водораздельные пространства бассейна верхней Печоры (роговская свита), соответствуют, вероятно, регрессивной стадии развития морского бассейна.

К западу, в бассейне р. Северной Двины и р. Мезени, известные комплексы морских диатомей практически не содержат вымерших видов [Полякова, 1997; Polyakova, 2001]. Исключение составляют обедненные комплексы с *Simonseniella barboi*, установленные в отложениях, вскрытых в переуглубленных долинах нижнего течения Северной Двины, и залегающие в основании верхнекайнозойской серии

осадков (сафоновская свита). Наибольшее число разрезов с представительными диатомовыми комплексами известно по р. Пёзе, правому притоку Мезени. Комплексы морских диатомей приурочены к толще голубовато-серых суглинков, которые по стратиграфическому положению в разрезе отнесены Э.И. Лосевой [1992] к «бореальной» трансгрессии начала позднего неоплейстоцена (МИС 5e). Комплексы характеризуются преобладанием сублиторальных диатомей с участием тепловодных форм наряду с исключительно холодноводными аркто-бореальными планктонными видами (*Porosira glacialis*).

В бассейне Северной Двины комплексы морских диатомей, полученные В.М. Смирновой [1979] из отложений, также относимых к «бореальной» трансгрессии, существенно отличаются от «холодных» диатомовых комплексов с Пёзы высокой численностью и таксономическим разнообразием планктонных диатомей, включающих наряду с холодноводными аркто-бореальными видами (*Thalassiosira gravida*, *Porosira glacialis*, *Bacterosira bathyomphala* и др.) относительно тепловодные, редкие или неизвестные в современном планктоне Баренцева моря (*Coscinodiscus asteromphalus*, *C. asteromphalus* v. *subbuliens*, *Actinocyclus divisus*, *A. ochotensis* и др.). Обращает внимание разнообразие видов *Actinocyclus*, отмеченное ранее только для комплексов диатомей отложений колвинской и роговской свит Большеземельской тундры.

В бассейне Северной Двины известно несколько разрезов с представительными комплексами диатомей, считающихся стратотипическими для отложений «бореальной» трансгрессии [Смирнова, 1976, 1979, 1981, 1983, 1986; Лосева, 1992]. Для всех этих комплексов характерно преобладание морских сублиторальных диатомей, как меропланктонных, так и бентосных с участием разнообразных и обильных тепловодных элементов сублиторальной флоры, что, характерно в настоящее время для мелководных, хорошо прогреваемых заливов Белого моря. В составе морских диатомей обильны планктонные виды, среди которых доминируют аркто-бореальные и бореальные, в тоже время значительно содержание видов широкого географического распространения. Характерно присутствие в составе планктонной группы диатомей относительно тепловодных видов, редких или не встречающихся в арктических морях, что свидетельствует о широкой связи с Атлантикой и большей, чем в настоящее время, интенсивности поступления атлантических вод в Баренцево море.

Необходимо отметить, что в среднем течении Северной Двины у дер. Колешки В.М. Смирновой [1981б] наиболее обильные комплексы морских диа-

томей приурочены к красно-бурым суглинкам с гравием и галькой, относимым к московской морене. Количественное преобладание морских диатомей и, в первую очередь, высокая численность планктонных видов предполагает большие глубины морского бассейна в данном районе. В составе морских диатомей доминируют холодноводные планктонные ледово-неритические и ледово-морские (криофильные) виды при таксономическом разнообразии тепловодных североатлантических видов, что свидетельствует об интенсивности Северо-Атлантического течения, воды которого достигали среднего течения Северной Двины. Близкие по составу комплексы морских диатомей из красноватых суглинков установлены В.И. Смирновой и в других районах бассейна Северной Двины и соотнесены ею с так называемым «позднемосковским морем», предшествовавшим «бореальной» трансгрессии [Смирнова, 1981б, 1986].

Таким образом, известные диатомовые комплексы из отложений «бореальной» трансгрессии и «позднемосковского моря» в среднем течении Северной Двины характеризуются близким видовым составом и количественным соотношением основных экологических групп, что позволяет сделать заключение о формировании вмещающих отложений при близких палеогидрологических условиях. Наибольшие различия в составе морских ископаемых флор наблюдаются в группе сублиторальных диатомей, численность которых в диатомовых комплексах «бореальной» трансгрессии значительно выше, чем в комплексах «московского моря». Это дает основание предположить, что отложения «бореальной» трансгрессии, возможно, являются регрессивными фациями «позднемосковского моря». Комплексы диатомей из этих отложений не содержат каких-либо вымерших элементов и соответствуют последнему этапу развития морской диатомовой флоры (зона *Neodenticula seminae* северотихоокеанской диатомовой шкалы [Koizumi, 1992] и зона *Thalassiosira oestrupii* Норвежско-Гренландского бассейна [Schrader, Fenner, 1976; Barron, 1985]).

При бедности донных осадков Баренцева моря микрофоссилиями опорной для биостратиграфических исследований верхнечетвертичных отложений южной части Баренцева моря и палеоокеанологических реконструкций можно считать скважину 26, пробуренную на юго-западном склоне Канинского мелководья (глубина моря 202 м, рис. 2.3.1, 2.3.13). Здесь вскрыта 30-метровая толща в основном глинистых четвертичных отложений, содержащих обильные споры, пыльцу, диатомей, фораминиферы и залегающих на аргиллитоподобных глинах маастрихта [Павлидис и др., 1992]. Профили, пройденные с по-

мощью параметрического «Парасаунд» через точку бурения скважины, позволили четко определить положение основных слоев четвертичных отложений в разрезе. По разрезу выделено также несколько границ со скачкообразным изменением плотности осадков на глубине 5.5 м от поверхности дна, 13.5 и 26 м [Pavlidis, Polyakova, 1997].

Толща отложений (мощность 12 м), залегающих непосредственно на осадочных породах мела, условно отнесена к нижнему–среднему плейстоцену [Павлидис и др., 1992]. Установленные в этих отложениях микрофауна и микрофлора характеризуются в наибольшей степени переотложением меловых микро-

фоссилий. Лежащие выше отметки 18.0 м отложения удалось детально расчленить, выделив основные горизонты верхнего плейстоцена и голоцена [Павлидис и др., 1992; Pavlidis, Polyakova, 1997; Полякова, 1997]. Они содержат обильные и разнообразные (более 100 таксонов) комплексы морских диатомей (рис. 2.3.14), основную массу которых составляют ныне живущие виды, характерные для современного планктона и бентоса Баренцева моря, что свидетельствует об их позднечетвертичном возрасте. Наряду с ними, как и в поверхностных осадках Баренцева моря, постоянно присутствуют морские меловые виды диатомей и силикофлагеллат (*Coscinodiscus senarius*, *Paralia*

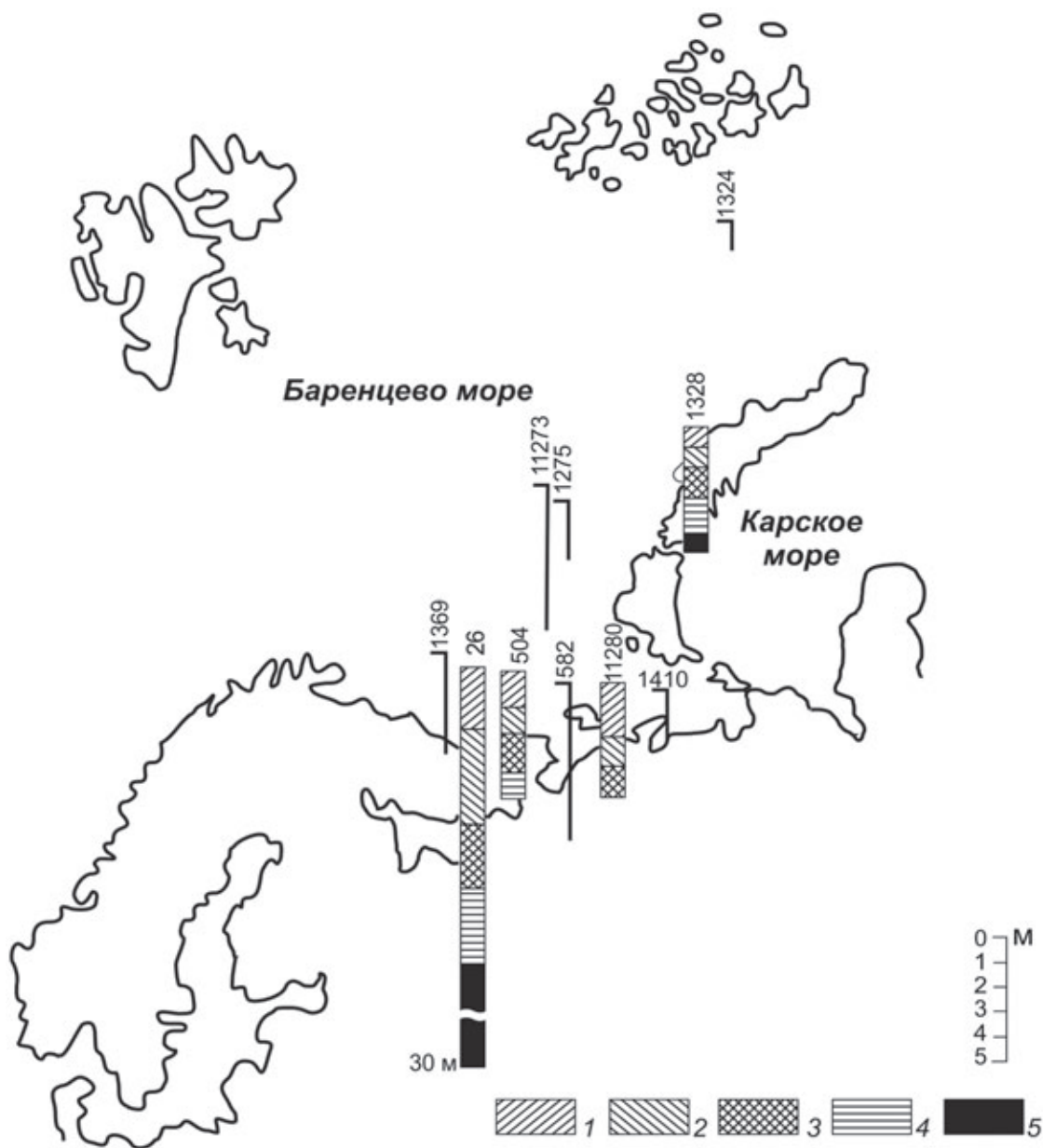


Рис. 2.3.13. Положение исследованных колонок и диатомовые экологические зоны в осадках Баренцева моря. 1–4 – голоценовые диатомовые зоны: 1 – первая, 2 – вторая, 3 – третья, 4 – четвертая, 5 – верхнеплейстоценовая [Полякова, 1997]

sulcata v. *crenulata*, *Melosira architectularis*, *Hemiaulus polymorphus* Grun., *Pyxidicula turris*, *P. grunowii*, *P. arctica*, *Skeletonema utriculosum*, *Pyxilla oligocenica*, *Naviculopsis foliaceae*, *Dictyocha fibula*).

В верхней части разреза (интервалы осадков 0–7.5; 7.5–16.0; 16.0–18.0 м) выделены три основные экологические группировки диатомей, соответствующие крупным трансгрессивным и регрессивному этапам развития морского бассейна. Смена диатомовых ассоциаций происходит постепенно и свидетельствует об отсутствии перерывов в осадконакоплении. Первой трансгрессивной фазе соответствуют комплексы (интервал осадков 16.0–18.0 м) с высоким содержанием планктонных диатомей (до 32%), представленных почти исключительно холодноводными аркто-бореальными и биполярными видами с высокой долей ледово-морских диатомей (до 64%: *Nitzschia frigida*, *Fragilariopsis oceanica*, *F. cylindrus*, *Melosira arctica*, *Atheya septentrionalis* и др.), что свидетельствует о холодноводности и ледовитости морского бассейна и ограниченном поступлении в Баренцево море атлантических вод в этот период. Из относительно тепловодных планктонных видов, поступающих в Баренцево море с атлантическим течением, отмечены единичные створки *Coscinodiscus radiatus*. Состав спорово-пыльцевых спектров (заключение Т.Д. Боярской [Павлидис и др., 1992]) предполагает развитие в это время на прилегающих приморских низменностях еловых и сосново-березовых лесов без примеси широколиственных пород, что соответствует представлениям о растительности интерстадиального потепления валдайского времени.

Диатомовые комплексы последующей, в целом регрессивной, фазы развития морского бассейна (7.5–16.0 м) характеризуются высоким содержанием сублиторальных диатомей (до 99.5%). Планктонные представлены спорами р. *Chaetoceros* и немногочисленными холодноводными аркто-бореальными и биполярными видами (*Thalassiosira antarctica*, *T. gravida*, *T. baltica*, *Bacterosira bathyomphala*), отмечены единичные относительно тепловодные виды (*Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*). Обилие ледово-морских диатомей свидетельствует о значительной ледовитости, что являлось, вероятно, причиной низкой продуктивности как планктонных, так и бентосных ценозов (рис. 2.3.14). Во время регрессии растительный покров на побережьях отличался существенным безлесием, развитием тундроподобных группировок с участием ксерофитных элементов. Подобные растительные ассоциации реконструируются для достаточно сурового времени позднеплейстоценового похолодания. В условиях регрессии Баренцева моря поступление теплых атлантических вод, даже в его

южные районы, было весьма ограничено. Вместе с тем, отмеченные в донных осадках створки видов *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, не свойственные современным арктическим водам, дают основание предполагать, что атлантические воды продолжали поступать в южные и юго-восточные районы Баренцева моря в период позднеплейстоценовой регрессии.

Граница между верхнеплейстоценовыми и голоценовыми осадками устанавливается по резкому (в 5–10 раз) увеличению общей численности диатомей и их видового разнообразия, изменению эколого-биогеографической структуры диатомовых ассоциаций (рис. 2.3.14). Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие господство лесного типа растительности, свидетельствуют о существенном улучшении природной обстановки на прилегающих низменностях. В голоценовых комплексах диатомей выделено четыре экозоны. Наиболее древняя (экозона IV) отражает первое интенсивное поступление атлантических вод в Баренцево море, обусловившее появление в его южных районах разнообразных тепловодных видов диатомей (*Coscinodiscus asteromphalus*, *C. radiatus*, *Actinocyclus divisus* и др.) и вспышку продуктивности фитопланктона в основном за счет холодноводных ледово-неритических (*Thalassiosira antarctica*, *T. gravida*, *T. nodrdensioeldii*) и ледово-морских (*Nitzschia frigida*, *Fragilariopsis oceanica*, *F. cylindrus*, *Melosira arctica*, *Atheya septentrionalis*, *Pleurosigma stuxbergii*) видов, а также обычных для зон дивергенций видов рода *Chaetoceros* и *Thalassionema nitzschioides*, что могло быть связано со смещением к северу границы Полярного фронта.

Комплексы диатомей зоны III характеризуют наиболее оптимальные для развития диатомовой флоры гидробиологические условия в Баренцевом море на протяжении голоцена, обусловившие максимально высокую продуктивность как планктонных, так и бентосных ценозов диатомей. Общая численность диатомей превышает в 5–10 раз содержание их в поверхностных осадках этого района моря. Разнообразны тепловодные элементы планктонной флоры (*Coscinodiscus asteromphalus* et v. *subbuliens*, *C. radiatus* и др.), а также тепловодные сублиторальные виды (*Diploneis bombus*, *Navicula lyra* и др.). Аналогичные, но весьма обедненные комплексы диатомей, соответствующие экозоне III, выделены нами в юго-восточной части моря (ст. 1280, рис. 2.3.13) и в фиордах Новой Земли (ст. 1328), а в районе Канинского поднятия (ст. 594) в составе диатомовых ассоциаций этой зоны увеличивается содержание тепловодных элементов. Становление современных гидрологических и гидробиологических условий в Баренцевом море (экозоны

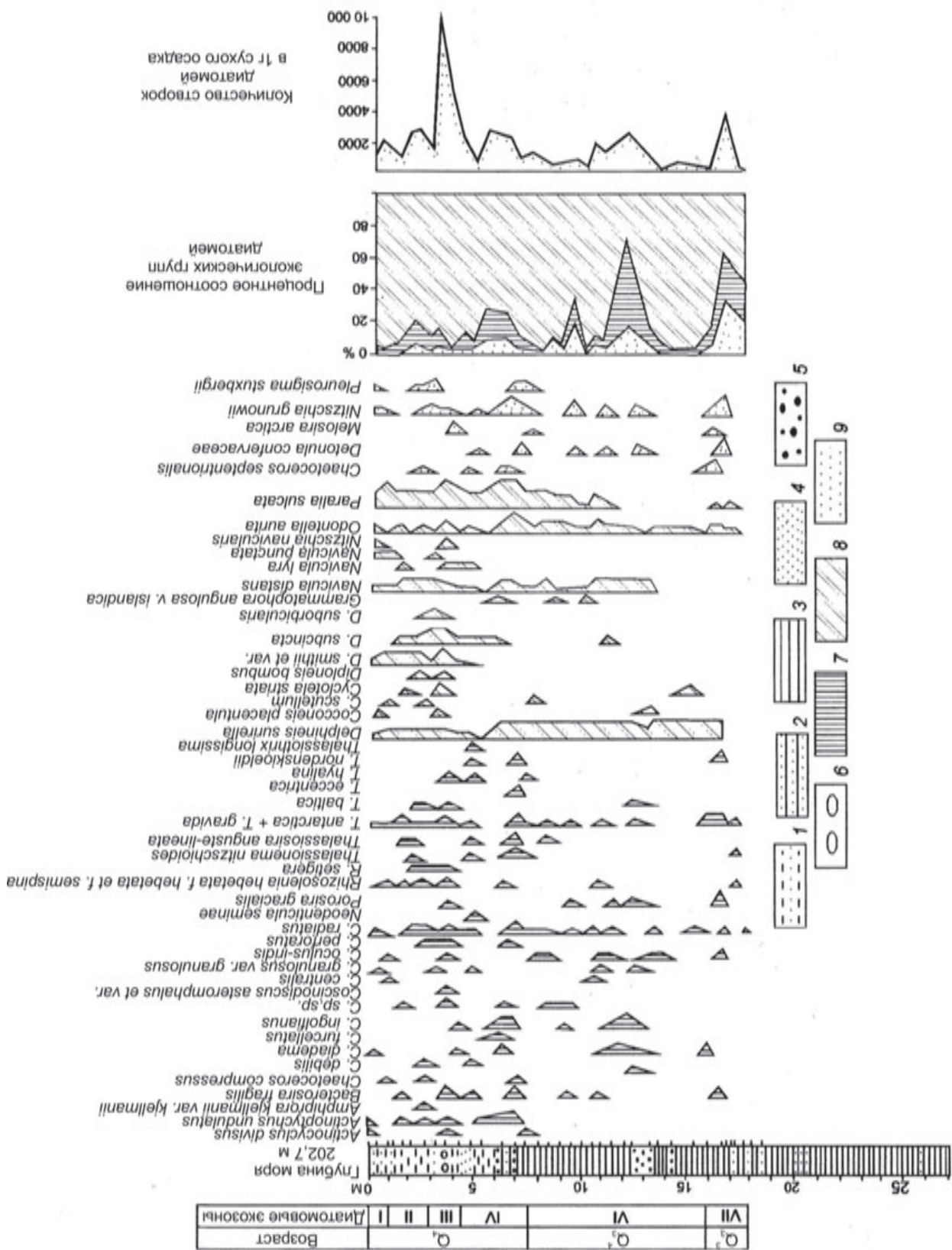


Рис. 2.3.14. Распределение диатомей в верхнеледстоючих осадках Баренцева моря, Канинское поднятие, скв. 26:

1-5 – литология: 1 – глинистые илы, 2 – опесчаненные илы, 3 – опесчаненные илы, 4 – глины, 5 – песок, 6 – моллюски; 6 – глины; 7-9 – виды диатомей: 7 – неритические и панталассные, 8 – сублиторальные, 9 – ледово-морские

II и I) выразилось, прежде всего, в последовательном сокращении общей численности диатомей в осадках и относительном уменьшении разнообразия и численности планктонных видов.

Таким образом, результаты исследования диатомей в толще донных осадков Баренцева моря показали, что наиболее значительным событием голоценовой истории моря был период «гидробиологического или морского оптимума», связанный, на наш взгляд, с последним значительным усилением адвекции североатлантических вод, обусловивших резкое возрастание их продуктивности и, вероятно, повышение поверхностных температур.

Необходимо отметить, что по материалам из скважины 26 получены четыре радиоуглеродные датировки [Polyak et al., 1995; Крапивнер, 2018]: 4.4, 9.4, 9.5, 10.2 тыс. л. н., на основании которых авторы делают вывод, что 25-метровая толща глинистых и алеврито-глинистых илов сформировалась за последние 10.4 тыс. лет. Таким образом, получается, что средние скорости осадконакопления в данном районе в голоцене составляли 2404 мм/1000 лет! А для некоторых интервалов осадков, например, от 9.4 до 10.2 тыс. лет они достигают 7500 мм/1000 и более. Согласно А.П. Лисицыну [2009] сверхбыстрые скорости осадконакопления – более 1000 мм/1000 лет в Мировом океане соответствуют областям лавинной седиментации с формированием гравититов, а в шельфовых морях приурочены к областям маргинального фильтра крупнейших рек. Согласно результатам радиоуглеродного датирования грунтовых колонок из других шельфовых районов Баренцева моря, такие высокие скорости осадконакопления нигде более не были зафиксированы (рис. 2.3.1). Р.Б. Крапивнер [2018] также обращает внимание на сверхбыстрые скорости осадконакопления в этой колонке согласно радиоуглеродным датировкам и объясняет их накоплением осадков в палеодолине реки Пра-Печоры в условиях работы маргинального фильтра. Однако это противоречит составу диатомовых ассоциаций из этих осадков, которые практически совсем не содержат речных видов диатомей, характерных для эстуариев рек [Polyakova, 2003], а также не соответствует большим глубинам района исследований (> 200 м), в то время как около 10 тыс. л. н. уровень моря находился ниже современного всего на 40–50 м [Bauch et al., 2001].

В 1963 г. в юго-западной части Баренцева моря в районе распространения вод Норвежского (Мурманского) прибрежного течения при проведении геологических изысканий дна с глубины 235–410 м были подняты 5 грунтовых колонок длиной до 327 см (рис. 2.3.1). В толще осадков Р.Н. Джиноридзе [1978]

выделено два комплекса диатомей. По видовому составу верхний комплекс I довольно беден и состоит из современных и переотложенных палеогеновых диатомей. Комплекс II обнаружен в одной колонке 122 и включает обильные створками комплексы диатомей, в видовом составе которых преобладают современные морские (80 таксонов) и пресноводные (15 таксонов), поступающие в прибрежную зону моря с пресноводным стоком. Остальные виды – переотложенные морские палеогеновые диатомеи. Насыщенные диатомовыми водорослями илистые осадки со II комплексом предположительно образовались в относительно глубоководной части шельфа в условиях незначительной гидродинамической активности.

До настоящего времени цисты динофлагеллат еще мало использовались в стратиграфических и палеоокеанологических исследованиях Баренцевоморского шельфа, несмотря на то, что результат анализа диноцист из поверхностных осадков западных и восточных районов моря показал их возможности для реконструкций распространения атлантических вод и ледово-гидрологических условий в этом районе (см. раздел «Западные и северные окраины Баренцева моря»). Выполненные исследования цист динофлагеллат в двух детально датированных (AMS ¹⁴C) колонках из юго-восточной части Баренцева моря также показали их возможности для количественных реконструкций поверхностных водных масс в голоцене [Voronina et al., 2001]. Колонки PL-96-112 и PL-96-126 вскрыли отложения возраста последних 8.3 и 4.4 тыс. лет соответственно.

Высокие концентрации диноцист в осадках и разнообразие видов сделали возможным применение аналогового метода для количественных реконструкций солености и температуры поверхностных вод моря и морского ледового покрова с использованием 677 современных эталонных проб из Северной Атлантики и Арктики, в том числе новых данных авторов из Баренцева моря. В южной колонке PL-96-112, где воды подвержены влиянию баренцевоморской ветви Северо-Атлантического течения (рис. 2.3.1), ледово-гидрологические условия были относительно теплыми и стабильными. По всему разрезу колонки доминировали виды-индикаторы атлантических вод в Арктике – *Operculodinium centrocarpum* – до 80% и более (цисты *Protoceratium reticulatum*) и цисты *Pentapharsodinium dalei*, довольно высокую численность имели также относительно тепловодные виды *Spiniferites elongatus* s.l. и *Nematosphaeropsis labyrinthus*. В ассоциациях диноцист колонки PL-96-126, расположенной севернее, доля тепловодных элементов сократилась почти вдвое. Результаты реконструкций указывают на относительно теплые поверхностные

воды и ограниченный морской ледовый покров в юго-восточной части моря за счет значительного притока атлантических вод в течение большей части среднего и позднего голоцена (последние 8.3 тыс. лет). Особенно стабильные и теплые условия реконструируются от 8 до 5 тыс. л. н., без каких-либо существенных изменений в этот период, возможно потому, что полярный фронт был постоянно расположен к северу от исследованного района. Кратковременное похолодание около 8.1 тыс. кал. л. н., возможно, связано с известным «событием Бонда» около 8.2 тыс. кал. л. н., которое обнаружено во многих высокоширотных районах, особенно вокруг Северной Атлантики [Barber et al., 1999]. Соответствующее похолодание было выведено для северной окраины Баренцева моря [Duplessy et al., 2001], таким образом, предполагая общее снижение атлантического потока в Арктику. Последние 5 тыс. лет имели место периоды с понижением температуры поверхностных вод и расширением площадей морского ледового покрова, колеблющиеся в основном с интервалами 1–1.5 тыс. лет как в южном, так и в северном исследованных районах. Наиболее выраженное похолодание происходило в районе 8.1, 5, 3.5–3.2 и 2.5 тыс. лет. Материалы северной колонки показывают дополнительные более молодые события охлаждения, датированные 1.4, 0.3 и 0.1 тыс. лет. Выявленные палеоокеанологические изменения указывают на вариации в поступлении атлантических вод в Баренцево море [Voronina et al., 2001].

Западные и северные окраины Баренцева моря

В последние годы при развитии методов ускорительного масс-спектрометрического радиоуглеродного датирования ($AMS^{14}C$) морских осадков, изотопно-кислородного и изотопно-углеродного состава планктонных и бентосных фораминифер, а также биогеохимических методов (например, биомаркер IP^{25}), были получены принципиально новые материалы по четвертичной и отчасти неогеновой истории развития Баренцева моря. Основное внимание уделяется изучению западных и северных районов моря, где проходит наиболее мощная ветвь Северо-Атлантического течения (Западно-Шпицбергенская), влияющая на природно-климатические процессы в Арктике и обеспечивающая стабильность арктического морского ледового покрова [Захаров, 1996; Aagaard, Carmack, 1989]. Кроме того, как показали уже первые исследования, в фиордах и проливах архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа существуют благоприятные условия для аккумуляции микрофоссилий в донных осадках и продуктивности вод за счет подъема глубинных вод по континентальному склону (см. раздел 2.3.2). За-

падный континентальный склон Баренцева моря и прилегающие районы Норвежского моря и пролива Фрама являются ключевыми для реконструкций интенсивности Северо-Атлантического течения и меридионального переноса тепла в Арктику. В этих новейших исследованиях широко используются различные группы микрофоссилий. Это, в первую очередь, планктонные и бентосные фораминиферы, а также диатомеи, кокколитофориды, остракоды, а в последние годы особенно интенсивно используется анализ диноцист, которые сравнительно хорошо сохраняются в осадках арктических морей.

Традиционно микрофоссилии наряду с палеомагнитной стратиграфией являются основой биостратиграфических и геохронологических исследований материалов глубоководного бурения. Диатомеи, а впоследствии и диноцисты, были использованы для биостратиграфии отложений, а также палеоокеанологических построений и реконструкций морского и наземного оледенений западно-арктического шельфа Евразии и Норвежско-Гренландского бассейна. Однако, несмотря на детально разработанную зональную диатомовую стратиграфию позднего кайнозоя высоких широт северного полушария, обеспеченную более чем 200 датировочными уровнями первого и последнего эволюционного появления и исчезновения видов в осадках и небольшими возрастными диапазонами зональных подразделений (в несколько сотен лет), использование их в исследованиях верхнекайнозойских отложений Арктики ограничено плохой сохранностью кремниевых створок диатомей в осадках за исключением шельфовых морей [Polyakova, 2001; Полякова, 1997]. Диноцисты хотя и лучше сохраняются в осадках Северного Ледовитого океана, но таксономически и стратиграфически они все еще наименее документированная группа микрофоссилий в Арктике. Их таксономия находится в стадии разработки, стратиграфическое распространение видов в Северном Ледовитом океане недостаточно известно, а биособытия, по-видимому, недостаточно откалиброваны по независимым временным шкалам (например, палеомагнитной), низкое разрешение биостратиграфических схем ограничивает их применение в высоких широтах [Backman et al., 2004]. Вместе с тем, полученные в последние годы новые данные по диноцистам Арктики и Субарктики и в значительной степени по континентальному склону Баренцева моря (ODP Leg 153, Holes 908/909, 910/911) и хребту Ломоносова (IODP Exp. 302 ACEX) показали, что плиоцен-четвертичная таксономия диноцист достигла результатов, которые позволяют выполнять построения прочной и детальной стратиграфии для Северного Ледовитого океана и смежных бассейнов [Matthiessen et al., 2018].

На северо-западном (в районе пролива Фрама) и северном (в районе плато Ермак) континентальном склоне Баренцева моря скважинами ODP (рис. 2.3.1; Sites 986, 908/909, 910, 911) вскрыты мощные толщи плиоцен-четвертичных отложений, в которых были установлены диатомеи и диноцисты как *in situ*, так и переотложенные палеогеновые морские диатомеи и акритархи [Knies et al., 2009]. В скважинах ODP 910A и 911A установлены разнообразные диноцисты (более 30 таксонов) как в четвертичных, так и плиоценовых отложениях [Matthiessen, Brenner, 1996; Grøsfjeld et al., 2014; Matthiessen et al., 2009, 2018]. J. Matthiessen с соавторами выделили три стратиграфически значимых вида диноцист *Filisphaera filifera*, *Habibacysta tectata* и, возможно, *Filisphaera pilosa*. Первое появление этих видов отмечено в Северном море в конце олигоцена. В миоцене и плиоцене они встречаются в Северной Пацифике и Северной Атлантике, в Норвежско-Гренландском бассейне и в Арктике, где ис-

чезают из осадков в раннем – среднем плейстоцене и являются, по мнению J. Matthiessen, потенциально полезными для стратиграфических корреляций в Северном Ледовитом океане (рис. 2.3.15).

В осадках скважин ODP 910A и 911A всего отмечено более 30 видов диноцист как четвертичных, так и переотложенных палеогеновых видов, однако доля четвертичных видов *Brigantedinium* spp. indet., цисты *Protoceratium reticulatum* (*O. centrocarpum*), *Nematosphaeropsis labyrinthus* и *Achomosphaera/Spiniferites* spp. indet., всегда составляла как минимум 70% от состава ассоциаций. По всему плиоцен-плейстоценовому разрезу в больших количествах встречаются *Operculodinium centrocarpum* (цисты планктонного вида *Protoceratium reticulatum*) и *Nematosphaeropsis labyrinthus*, которые являются видами-индикаторами атлантических вод в Арктическом океане, и цисты *Brigantedinium* spp., типичные для глубоководных и холодноводных районов. *O. centrocarpum* доминирует

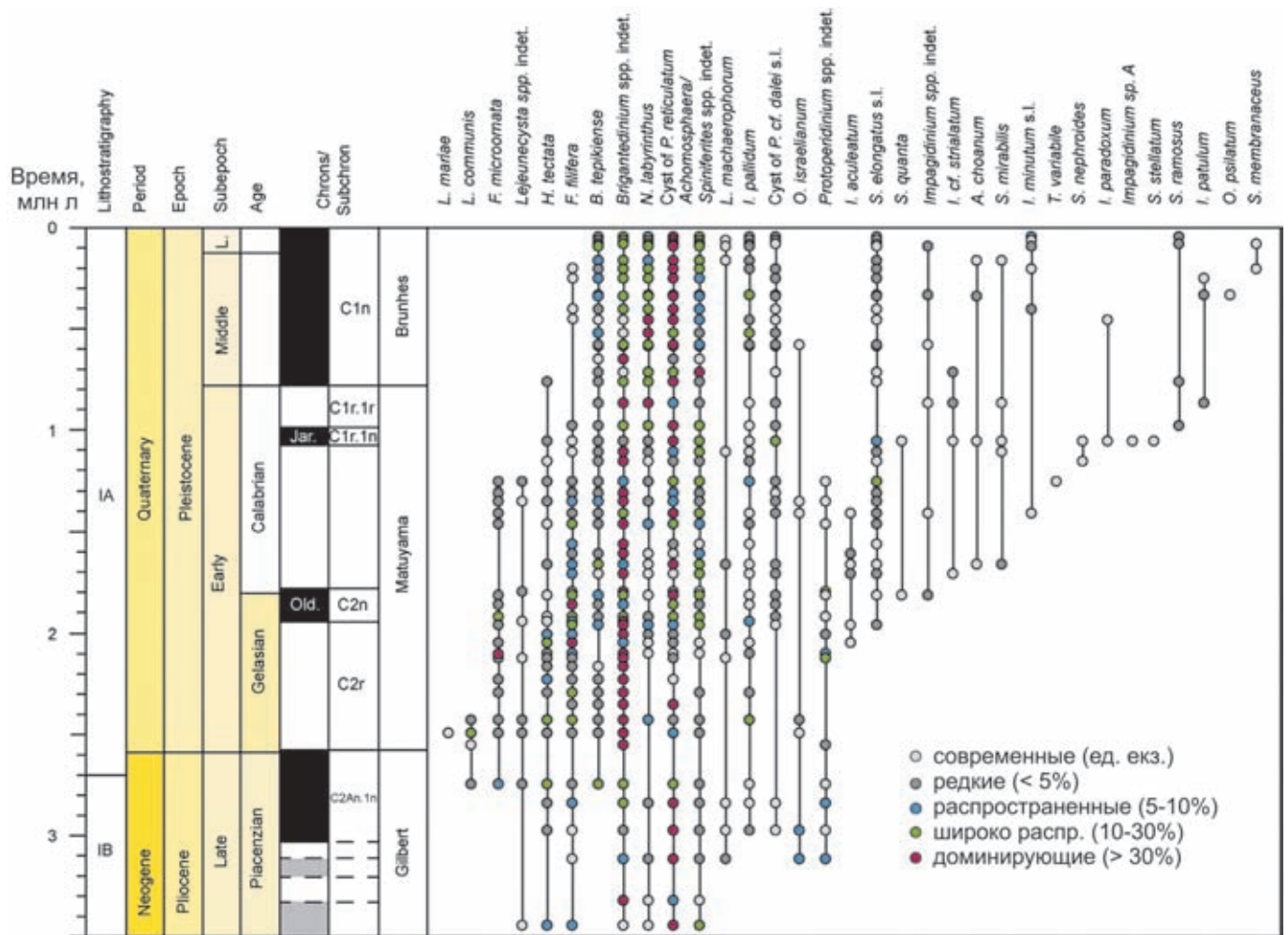


Рис. 2.3.15. Стратиграфическое распространение отдельных видов диноцист в осадках северной части континентального склона Баренцева моря, ODP Holes 910A и 911 A [Matthiessen et al., 2018]

в ассоциациях диноцист, соответствующих межледниковым эпохам, но высокую численность имеет также в интервалах МИС 4 и МИС 6 (рис. 2.3.16; [Matthiessen et al., 2018]). Некоторые изменения, установленные в составе ассоциаций диноцист на арктическом склоне Баренцева моря, оказались синхронны подобным событиям в Норвежско-Гренландском бассейне, как, например, замещение *N. labyrinthus* цистами *P. reticulatum* в нижнем голоцене, что может дать дополнительную информацию для палеоокеанологических корреляций, а также для идентификации различных интергляциалов [Matthiessen et al., 2018; de Vernal et al., 2005; Van Nieuwenhove et al., 2008, 2016].

На северо-западном континентальном склоне Баренцева моря колонка SV-04, отобранная с глубины 1839 м, вскрыла осадки трех МИС; возраст осадков более 25 тыс. кал. л. (рис. 2.3.1, 2.3.17). Проведен комплексный литолого-биогеохимический анализ осадков и исследованы три основных группы микрофоссилий – диатомеи, диноцисты и кокколиты [Rigual-Hernández et al., 2017]. Микрофоссилии встречаются по всему разрезу колонки, но концентрации их в осадках распределены неравномерно: в нижней части разреза колонки диатомеи, диноцисты, кокколитофориды установлены, но концентрации их низкие. Их численность вверх по разрезу резко возрастает – диноцист около 15–16 тыс. кал. л. н., диатомей 11–12 тыс. кал. л. н., а кокколитофорид 10–11 тыс. кал. л. н. В составе диатомовых ассоциаций в начале голоцена около 10 тыс. кал. л. доминируют планктонные неритические и панталасные виды диатомей из родов *Coscinodiscus* и *Rhizosolenia*, а начиная с 4–5 тыс. кал. л. н. в составе диатомовых ассоциаций из донных осадков преобладают споры рода *Chaetoceros*, виды которого наиболее обильны в современном фитопланктоне этого района, т. е. свидетельствуют об установлении современных океанологических условий.

Наиболее распространены в составе диноцист колонки SV-04 виды рода *Brigantedinium* spp., *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites elongatus* и *Nematosphaeropsis labyrinthus*, составляющие в сумме около 90% ассоциации. При этом наблюдается последовательное увеличение в ассоциациях доли *Operculodinium centrocarpum*, вида-индикатора атлантических вод в Арктическом океане. Комплексные исследования микрофоссилий наряду с изучением биомаркеров позволили авторам количественно реконструировать параметры водных масс. Около 20 тыс. л. н. отмечено начало дегляциации западного шельфа, которая закончилась во время теплого межстадиала бёлинг (14.6 тыс. л. н.) практически полным отступанием ледникового щита. Во время потепления периода аллерёда отмечены максимальные тем-

пературы поверхностных вод и резкое увеличение их биопродуктивности. Отступление ледника в период 12.6–11.2 тыс. кал. л. н. привело к образованию свободного ото льда коридора около Южного Шпицбергена, по которому в район отбора колонки SV-04 начали поступать холодные и опресненные воды. Данная гидрологическая ситуация привела к понижению зимних температур, снижению солёности вод и к увеличению продолжительности ледового покрова более чем на 6 месяцев в году. Условия, близкие современным, реконструируются с началом голоцена (11.2 тыс. л. н.) и характеризуются тем, что присутствие атлантических вод является образующим фактором среды для данного района. Термальный максимум голоцена реконструируется по диноцистам и алкенонам в период 9.9–8.9 тыс. кал. л. н., т. е. гораздо раньше, чем в колонках в районе северного Шпицбергена [Rigual-Hernández et al., 2017; Ivanova et al., 2019].

Севернее от колонки SV-04 в районе пролива Фрама (Западный Шпицберген) с глубины 1497 м была получена колонка JM-06-WP-04-MCB, вскрывшая осадки возрастом до 2500 кал. л. н. Выполненный детальный анализ диноцист из этих осадков с использованием базы данных по распределению диноцист в поверхностных осадках пролива Фрама и Норвежско-Гренландском бассейне [Radi, de Vernal, 2008] позволил реконструировать вариации гидроклиматических условий за исторический период в районе, ключевом для меридионального переноса тепла в Арктику [Bonnet et al., 2010].

Изменения относительного видового разнообразия диноцист и анализ основных компонентов показывают, что главная смена палеогидрологических условий имела место примерно 300 кал. л. н. и характеризовалась исчезновением термофильных таксонов *Spiniferites mirabilis-hyperacanthus* и *Impagidinium sphaericum* при увеличении доли полярно-субполярных видов *Impagidinium pallidum* и *Pentapharsodinium dalei*. Выполненные оценки поверхностных температур воды (SST) предполагают более теплые условия, чем в настоящее время (аномалия около +2°C) в среднем при 7°C летом до 300 кал. л. н., хотя эпизоды похолодания зафиксированы около 1700, 1500, 1200 и 800 кал. л. н. Последние 300 лет ознаменовались похолоданием от 7.6 до 3.5°C и увеличением продолжительности морского ледового покрова до 7 месяцев/год. Результаты показывают, что район пролива Фрама чувствителен к гидроклиматическим колебаниям, особенно в отношении распространения морского льда и поверхностным температурам вод, которые связаны с интенсивностью Северо-Атлантического течения и стока на юг холодных и относительно опресненных вод из Северного Ледовитого океана.

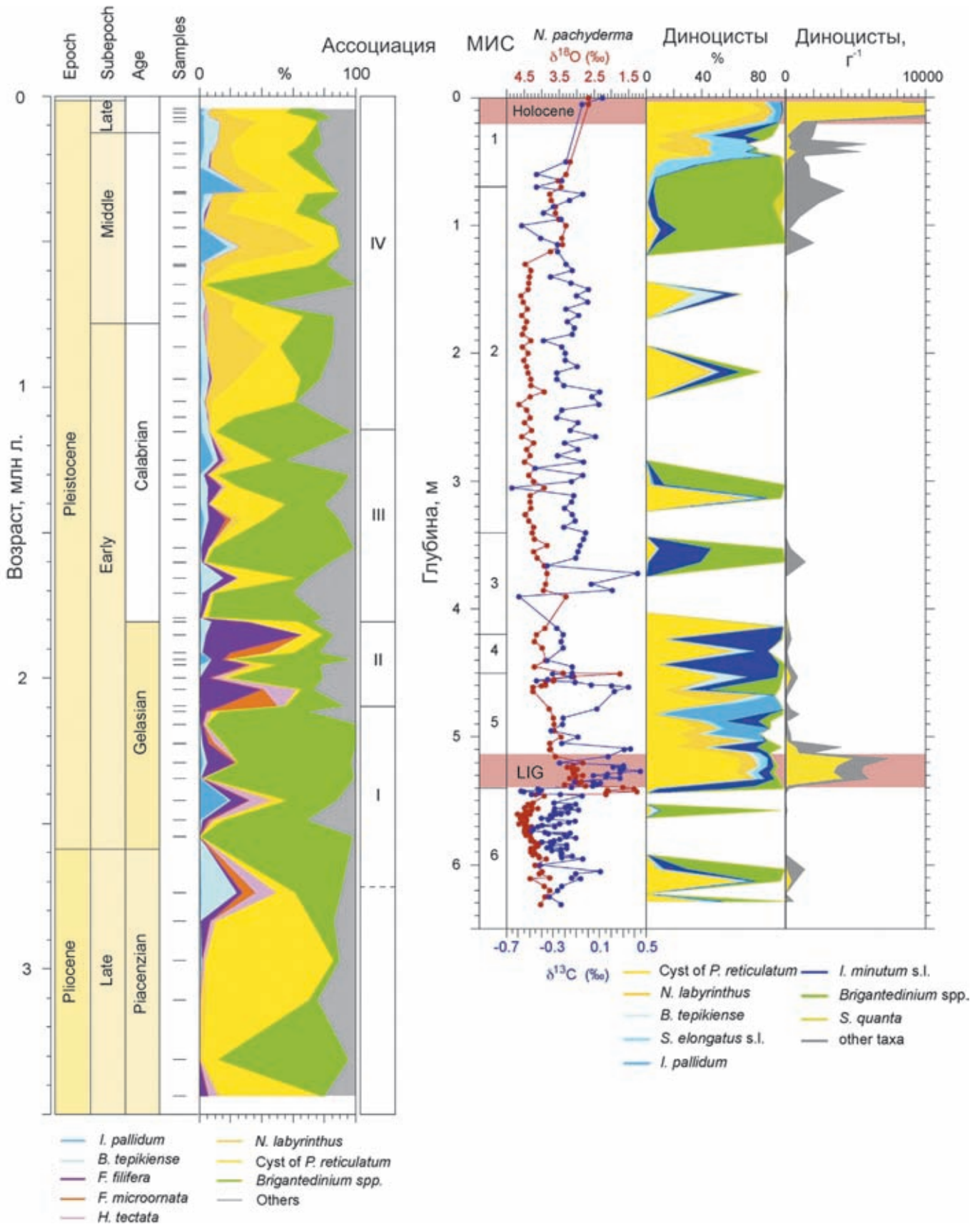


Рис. 2.3.16. Экостратиграфия отложений северной континентальной окраины Баренцева моря в скважинах ODP 910 и 910A (слева) и PS2138-1 (справа). Экозоны выделены на основе изменений видового состава ассоциаций диноцист и их численности [Matthiessen et al., 2018]

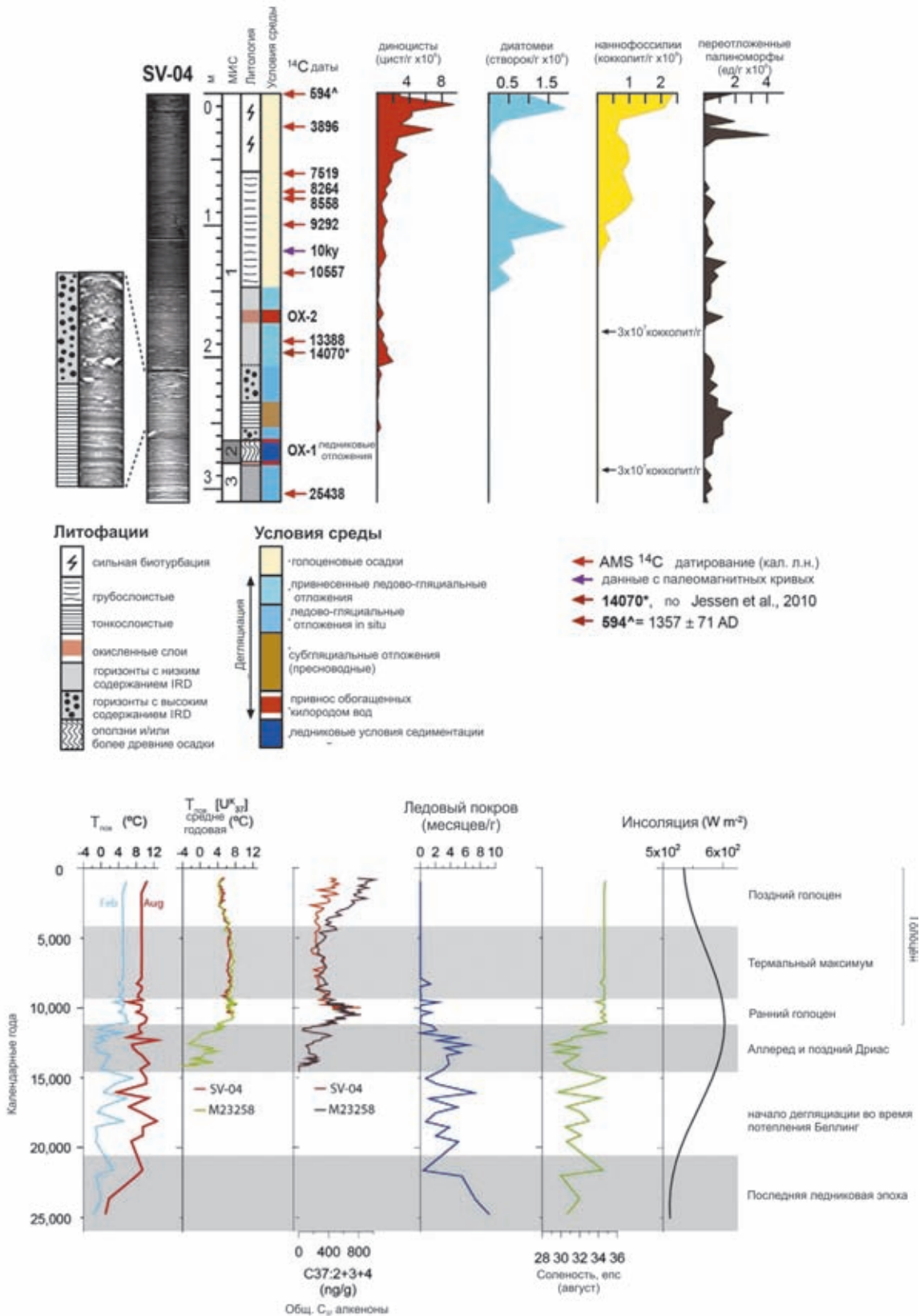


Рис. 2.3.17. Северо-западный континентальный склон Баренцева моря, колонка SV-04 [Rigual-Hernández et al., 2017]: а) X-ray фотография колонки, морские изотопные стадии (МИС), литология, ^{14}C дат (календарных лет), интерпретация палеособытий, численность диатомей, наннофоссилий, диноцист, переотложенных палиноморф; б) реконструкции температур и солености поверхностных вод, морского ледового покрова (по диноцистам), поверхностных температур моря по алкенам. Кривая солнечной инсоляции для 75° [Laskar et al., 2004]

Согласно реконструкциям самые теплые условия в восточной части пролива Фрама существовали около 1320 кал. л. н., и это единственный интервал за последние 2500 лет, который обеспечивает возможный аналог для реконструкций 2000-летнего цикла, который характеризуется свободными от морского льда условиями.

Еще в середине 1980-х годов было начато изучение микрофоссилий в колонках донных осадков фиордов Шпицбергена, в которых были установлены высокие концентрации диатомей и фораминифер. Р.Н. Джиноридзе [1986] в 6 колонках голоценовых осадков Айс-фиорда, Западный Шпицберген (рис. 2.3.1) диатомеи установлены в достаточных количествах для палеоокеанологических реконструкций. В поверхностных пробах из этого района (глубины 97–419 м) установлено более 50 видов диатомей, в составе которых доминируют ледово-морские (криофильные) и планктонные ледово-неритические виды (> 70%): *Thalassiosira gravida*, *Chaetoceros furcellatus* (споры), *Odontella aurita*, *Bacterosira bathyomphala*, *Fragilariopsis oceanica* и др. Единично встречаются умеренно-тепловодные диатомеи: *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*, *Rhizosolenia styliformis*, *Roperia tessellata*, *Shinodiscus oestrupii*, что отражает положение Айс-фиорда, находящегося под влиянием холодных арктических вод и теплого Западно-Шпицбергенского течения.

В разрезах колонок в нижней половине диатомовые комплексы включают в основном холодноводные неритические, океанические и ледово-морские диатомеи с низким содержанием отдельных видов: *Thalassiosira gravida*, *T. hyalina*, *Bacterosira bathyomphala*, *Fragilariopsis oceanica*, *Rhizosolenia hebetata f. hiemalis*, *Thalasiothrix longissima*, *Coscinodiscus marginatus*. Их суммарная численность достигает 500–800 створок/препарат. В верхней половине разреза видовое разнообразие диатомей возрастает в три раза, а общая численность на порядок и выше (2000–5500 створок/препарат). Особенностью комплекса является участие южно-бореальных (5%) и северо-бореальных (30%) видов, но в составе доминантов по-прежнему неритические аркто-бореальные диатомеи. В подповерхностных осадках вновь господствуют неритические аркто-бореальные виды (до 80%). Таким образом, по мнению Р.Н. Джиноридзе, диатомовый комплекс III можно отнести к пребореальному и бореальному периодам голоцена. Хорошо выраженный комплекс II, также холодноводный, но с заметным участием умеренно-холодноводных и тепловодных элементов сформировался, вероятно, во время послеледникового климатического оптимума в атлантический период. Одной из особенностей распре-

деления диатомей в осадках Айс-фиорда является чередование насыщенных (10–30 см) и обедненных ими слоев, которое прослеживается практически по всему разрезу, что Р.Н. Джиноридзе связывает с кратковременными изменениями ледовитости в фиорде, находящемся на стыке атлантических и полярных вод, влияющих на продуктивность фитоценозов.

С целью реконструкций поздне- и послеледникового развития северной окраины Шпицбергена и динамики Западно-Шпицбергенской ветви Северо-Атлантического течения были исследованы осадки колонок NP94-51 (NP94-51SC2, NP94-51GC1 и NP94-51BC1), полученных в жёлобе (с глубины 400 м), идущем к северу от пролива Хинлопен (Hinlopen Strait) [Koç et al., 2002; Ślubowska et al., 2005]. Детальное датирование осадков показало непрерывное осадконакопление на протяжении последних 18 тыс. лет. Для реконструкций периода дегляциации по керну нижней части колонки (NP94-51SC2, интервал 514–713 м, возраст 9–14 тыс. л. н.) был выполнен детальный анализ детрита, бентосных и планктонных фораминифер, диатомовых водорослей [Koç et al., 2002], а в голоценовых (<9 тыс. л. н.) и верхнеплейстоценовых (14–18 тыс. л. н.) был также выполнен детальный гранулометрический анализ отложений, исследованы планктонные и бентосные фораминиферы, проведены изотопно-кислородные исследования. Диатомовые водоросли впервые встречаются в осадках около 10.8 ¹⁴C тыс. л. н. во время раннего дриаса и были представлены холодноводными ледово-морскими и ледово-неритическими видами (*Bacterosira bathyomphala*, *Detonula confervaceae*, *Fragilariopsis oceanica*, *Porosira glacialis*, *Thalassiosira hyalina*, *Thalassiosira gravida*). Отсутствие диатомей до 10.8 ¹⁴C тыс. л. н., по мнению авторов, указывает на то, что поверхностные воды в этом районе были в основном покрыты морским льдом, в том числе в период бёллинга–аллерёда. В то же время необходимо отметить, что практически по всему разрезу колонки в небольших количествах встречаются планктонные (*Neogloboquadrina pachyderma* синистральная) и разнообразные бентосные фораминиферы, суммарная численность которых чрезвычайно низкая до 12.8 ¹⁴C тыс. л. н. и резко возрастает выше этой возрастной границы. Около 12.6 ¹⁴C тыс. л. н. в составе бентосных ассоциаций начинает доминировать вид *Cassidulina neoteretis*, являющийся важным индикатором трансформированных атлантических вод в Арктике и характерный для континентального склона морей Евразии в интервале глубин 150–500 м. На протяжении бёллинга–аллерёда в исследованном разрезе NP94-51 установлено максимальное содержание *C. neoteretis*, что характерно и для колонок с западного и северного континен-

тального склона Шпицбергена [Ślubowska-Woldengen et al., 2007], а также даже с континентального склона моря Лаптевых, что свидетельствует об усилении Западно-Шпицбергенской ветви Северо-Атлантического течения [Овсепян и др., 2015].

Далее на восток с континентального склона Баренцева моря (рис. 2.3.1, 2.3.16, глубина моря 995 м) к северо-востоку от Шпицбергена была получена наиболее представительная колонка PS2138-1 длиной более 600 см, вскрывшая осадки шести морских изотопных стадий (МИС). Диноцисты были изучены детально по всему разрезу (рис. 2.3.16) [Matthiessen, Knies, 2001; Matthiessen et al., 2001, 2018]. Наиболее интересные результаты получены для последнего теплого межстадиала МИС 5e, во время которого концентрации диноцист в осадках изменялись в широком диапазоне, отражая дегляциальное потепление и установление относительно теплых межледниковых условий на ранних стадиях МИС 5. Ассоциации диноцист, соответствующие подстадии МИС 5e, в целом сравнимы с ассоциациями из современных осадков из данного района, но с меньшим участием холодноводных таксонов, что дает основание предполагать близкие современным температуры поверхностных вод или даже более высокие. Характерной особенностью ассоциаций диноцист подстадии 5e являются максимальные концентрации в осадках цист *Protoceratium reticulatum* (*O. centrocarpum*) и их абсолютное доминирование в составе ассоциаций (до 80%). Относительно стабильно холодные условия с незначительными периодами повышения температур подповерхностных вод преобладали в середине подстадий МИС 5d–5b. Температуры могли быть аналогичны в подстадиях 5a и 5e, но отличия в видовом составе ассоциаций диноцист свидетельствуют о строгой стратификации поверхностных вод в период подстадии 5a, вероятно, связанной с большим поступлением талых вод. Эти данные сопоставлены с предшествующими результатами исследований карбонатных и известковых микрофоссилий из пролива Фрама и плато Ермак, которые показали, что широко распространенное мнение о последнем холодном интергляциале в восточной части Арктического океана несостоятельно.

Современные комплексные исследования микрофоссилий проводились также у северо-восточного побережья Шпицбергена, в трогах Квитоя (Kvitøya Trough) S2528 (глубина моря 428 м, возраст 20 тыс. кал. л. н.) и на его продолжении – троге Эрик Эриксен (Erik Eriksen Trough) S2519 (глубина 347 м, возраст около 12 тыс. кал. л.н.) (рис. 2.3.1) [Ivanova et al., 2019]. Своеобразие и интерес к изучению желоба Квитоя заключается прежде всего в том, что его значительные

глубины (400–600 м) обеспечивают возможность поступления трансформированных атлантических вод в Баренцево море с севера в виде ветви от основного потока атлантических вод, распространяющихся на восток вдоль континентального склона Евразии. Исследование диноцист в колонке S2528 показало, что палиноморфы обильны по всему разрезу колонки, однако до 10.8 тыс. кал. л. н. преобладали переотложенные дочетвертичные палиноморфы и концентрации диноцист были низкие. В составе четвертичных диноцист до 10.8 тыс. кал. л. н. в основном преобладают гетеротрофные таксоны из родов *Brigantedinium* и *Islandinium*, которые характеризуют холодную среду с плотным морским ледовым покровом [de Vernal et al., 2001, 2013; Head et al., 2001]. Вместе с тем, некоторые образцы из периодов ранней дегляциации и бёллинга–аллерёда также содержат в относительно высоких пропорциях *Operculodinium centrocarpum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Spiniferites ramosus* и *S. elongatus*, что предполагает возросшее влияние атлантических вод. Интервал моложе 10.8 тыс. кал. л. н. характеризуется резко возросшими концентрациями диноцист, а около 7.8 тыс. кал. л. н. квазиэксклюзивное доминирование видов рода *Islandinium* внезапно заменяется совокупным преобладанием фототрофных таксонов, в частности *O. centrocarpum*, *N. labyrinthus* и *Spiniferites* spp., которые достигают максимальных значений в интервале от 5.5 до 2 тыс. кал. л. н. Таким образом, по данным диноцист после 7.8 тыс. кал. л. н. зафиксировано усиление отепляющего воздействия Атлантики, которое сменилось впоследствии некоторым ухудшением условий поверхностных вод в течение последних 2–4 тыс. лет [Ivanova et al., 2019]. Комплексные микропалеонтологические исследования (фораминифер и диноцист) показали диахронную дегляциацию для трогов Kvitøya (~17 тыс. кал. л. н., расположен севернее) и Erik Eriksen (~12.5 тыс. кал. л. н., расположен южнее).

Далее на восток от исследованных колонок в Баренцевом море полученные сигналы о флуктуациях Северо-Атлантического течения затухают, но, если по цистам динофлагеллат они еще четко устанавливаются в западной части континентального склона моря Лаптевых [Клювиткина, Полякова, 2019], то в восточной его части почти не фиксируются [Matthiessen, Knise, 2001].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в главе рассмотрены вопросы об уникальности Баренцева моря и прилегающих акваторий с точки зрения вопросов развития основных групп фитопланктона (диатомовых водорослей и динофлагеллат) и их отражения в танатоценозах дон-

ных осадков. Местоположение Баренцева моря в системе арктических морей делает его своеобразными «воротами» для поступления североатлантических вод на шельф Евразии, что несомненно положительно сказывается на усложнении структуры сообществ морских микроорганизмов и на их биоразнообразии. В главе рассмотрены исторические этапы изучения фитопланктона Баренцева моря и обобщены сведения по экологии многих видов диатомей и производных динофитовых водорослей – диноцист в зависимости от сезонов и гидрологии поверхностных вод.

Особое внимание уделено распространению данных микроостатков фитопланктона в поверхностных водах как отражению современного ледово-гидрологического сигнала, несмотря на общую бедность баренцевоморского шельфа органическими остатками, связанную главным образом с перераспределением тонкозернистых частиц по элементам рельефа дна и растворением отдельных створок. Кроме того, отличительной особенностью танатоценозов Баренцева

моря является частая встречаемость переотложенных палеогеновых и меловых форм видов диатомей и диноцист. Несмотря на все сложности в нахождении микроостатков в донных осадках, обобщены данные по характерным ассоциациям, связанным, главным образом, с перераспределением относительно теплых североатлантических вод.

В завершении в главе рассмотрены вопросы по изучению микрофоссилий в колонках и скважинах на шельфе Баренцева моря и прилегающих к нему областей материкового склона и приведено обобщение обширнейшего материала по изменению условий седиментации в плейстоцене и голоцене.

Благодарности. Авторы глубоко признательны академику А.П. Лисицыну за общую идею данной главы. Работа выполнена в рамках ГЗ-АААА-А16-116032810080-2 (диатомовые исследования) и Государственного задания ИО РАН, тема № 0149-2019-0007 (исследования диноцист).

2.4. Остракоды в осадках арктических шельфовых морей Евразии (стратиграфия и палеорекострукции)

А.Ю. Степанова¹, Е.Е. Талденкова²

¹Университет А&М Техаса, Колледж Стэйшин, США

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

В работе представлены результаты анализа комплексов остракод из различных местонахождений в пределах арктических морей Лаптевых, Карского и Белого. Показано, что ископаемые четвертичные комплексы остракод имеют современные аналоги, являются достаточно надежными индикаторами параметров палеосреды и могут использоваться для интерпретации экологических обстановок прошлого. Данные по диапазону распространения отдельных таксонов современных арктических и бореальных остракод дают возможность интерпретации даже таксономически бедных образцов.

Позднеплейстоцен-голоценовые комплексы остракод шельфов восточной Арктики и их смена вверх по разрезу отражают смену обстановок при постепенном удалении от берега и увеличении глубины в ходе послеледникового подъема уровня моря. В разрезе с континентального склона ископаемые комплексы отражают периоды усиления влияния трансформированных атлантических вод, поступления талых ледниковых и речных вод.

Позднезаальские-эемские комплексы из района Белого моря содержат виды, встречающиеся как на арктических шельфах, так и значительно южнее, большая часть встреченных видов переносит пониженные солености. Смена комплексов отражает переход от начального периода затопления с активной гидродинамикой к стабильным морским условиям с последующим потеплением и обмелением бассейна.

Ключевые слова: остракоды, стратиграфия, палеорекострукции

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(9)

ВВЕДЕНИЕ

Остракоды представляют собой важную группу бентосных организмов, населяющую как пресноводные, солоноватоводные, так и морские акватории. Таксономический состав комплексов остракод сильно зависит от обстановки обитания, их виды часто привязаны к определенному набору параметров сре-

ды и, таким образом, смена комплексов остракод отражает смену характеристик водных масс во времени [Степанова и др., 2010].

Современные остракоды морей Арктики и прилежащих высокоширотных районов являются достаточно хорошо изученной группой организмов. Первые таксономические работы относятся к концу

XIX в., они содержат краткие описания и рисунки остракод, в основном из западно-европейской части Арктики и из Северной Атлантики. Во второй половине XX века появилось много подробных таксономических работ с описаниями и фотографиями современных остракод, выполненными на электронном сканирующем микроскопе [Neale, Howe, 1975; Whatley, Masson, 1979; Whatley, Coles, 1987; Athersuch et al., 1989; Brouwers, 1990, 1993, 1994; Whatley et al., 1996, 1998; Stepanova et al., 2003, 2004, 2007; Stepanova, 2006; Шорников, Зенина, 2006], а также базы данных по распространению современных остракод [Gemery et al., 2017; Шорников, 2001, 2004]. Эти работы содержат детальную информацию о глубине, солености и температуре обитания различных видов остракод, что позволяет достаточно точно реконструировать обстановки прошлого. На настоящий момент наиболее хорошо изученными являются моря Баренцево, Карское и Лаптевых, залив Аляска и море Бофорта, а также Балтийское море, прибрежные воды Великобритании и восточной Гренландии, а наименее изученными остаются Чукотское, Восточно-Сибирское и Белое моря.

Анализ распределения видов остракод в районе Баренцева моря был впервые предпринят Нилом и Хоуи [Neale, Howe, 1975]. Авторы проанализировали данные об остракодах Русской Гавани (глубина 15 м), и описали типичный мелководный комплекс из 45 видов с преобладанием трахилеберид, гемцитерид и рода *Sarsicytheridea* (*Eucytheridea*). Авторы сравнили фауну остракод Русской Гавани с другими районами Баренцева моря. Два образца из коллекции Брейди содержали 9 видов мелководных остракод с глубин 18–27 м, два вида было найдено в образцах Элофсона из этого района. Для района Шпицбергена были использованы коллекции Клие и Мюллера, всего было определено 13 видов остракод, образцы взяты с глубин 36–1000 м и содержали как мелководные, так и типичные глубоководные таксоны; также там присутствовали типичные представители западно-арктических видов остракод. Для сравнения с центральной частью Баренцева моря Нил и Хоуи использовали образцы из экспедиции научно-исследовательского судна «Видаль» (H.M.S. “Vidal”, 1955). Образцы содержали очень мало остракод, принадлежащих к шести видам. Из окраинной, западной части Баренцева моря, с глубин 64–374 м была определена разнообразная фауна с 59 видами остракод, среди которых были виды, характерные для вод Северной Атлантики. База данных по арктическим подокопидам содержит сведения о фауне остракод Баренцева моря из нескольких образцов [Gemery et al., 2017]. Дополнительные сведения об остракодах Баренцева моря можно также найти в работе Е.И. Шорникова [2001],

где он приводит список из 134 видов. В целом фауна остракод Баренцева моря довольно разнообразна по сравнению с восточно-арктическими морями и отражает значительное влияние атлантических вод.

С точки зрения изучения ископаемых четвертичных остракод, картина несколько иная. Фрагментарные сведения о третичных остракодах Англии и Шотландии можно найти в работах Т. Джонса [Jones, 1856] и Г. Брейди с соавторами [Brady, 1865; Brady, Crosskey, 1871; Brady et al., 1874], которые представляли собой, как и ранние работы по современным остракодам, лишь описание и иллюстрации раковин. Первые работы, анализирующие состав остракодовых комплексов, относятся уже ко второй половине XX столетия. Среди наиболее детальных реконструкций ряд работ заслуживают особого внимания. Одной из первых является работа Ф. Свейна [Swain, 1963], посвященная плейстоценовым остракодам формации Губик (Аляска). Автор выделяет пресноводные и морские толщи осадков согласно составу комплекса остракод, выделяются также солоноватоводные и морские виды. В работах О.М. Лев [Лев, 1972, 1983] проведен детальный анализ остракодовых комплексов из неоген-четвертичных отложений Малоземельской тундры, Западно-Сибирской низменности, арктических островов, полуострова Таймыр и северной части Анадырского залива, выделены комплексы остракод, позволяющие сопоставлять разновозрастные толщи разных районов. По отношению к солености выделено три группы остракод (эугалинные, 30–40‰; брахигалинные, 18–30‰; плиогалинные, 10–18‰) и четыре группы по отношению к температуре (арктические, субарктические, холодные умеренные, теплые умеренные). Работы Т. Кронины [Cronin, 1977, 1981, 1989], посвященные изучению и интерпретации остракодовых комплексов моря Чемплейн (залив Св. Лаврентия), детально описывают различные комплексы остракод и дают их экологическую интерпретацию. Автором были выделены климатические стадии, соответствующие различному положению ледникового щита и степени затопления низовий р. Св. Лаврентия, а остракоды классифицированы согласно их встречаемости в водах различной солености и температуры. К. Макдугал с соавторами [McDougall et al., 1986] детально описали мелководные плейстоцен-голоценовые комплексы остракод из семи буровых колонок залива Прудо северной Аляски, которые соответствовали пелукской (изотопная стадия 5e), симпсонской (изотопные стадии 5a,c) и фландрской (голоцен) трансгрессиям; для каждого интервала характерен свой набор видов, свидетельствующих о различной глубине, температуре, солености и гидрологическом режиме. Автора-

ми изучались остракоды морей Карского и Лаптевых [Stepanova et al., 2003, 2006, 2007, 2011, 2012], были выделены шесть комплексов остракод, смена которых отражает постепенное удаление от берега и увеличение глубины в ходе послеледникового подъема уровня моря: пресноводный, солоноватоводный – эстуарный, морские внутреннего шельфа, среднего шельфа, внешнего шельфа и верхнего континентального склона. Каждый из комплексов имеет свой типичный набор видов-индексов.

Отдельно хотелось бы упомянуть моря Балтийское и Белое, значительно отличающиеся по своему составу остракод из-за пониженной солености.

Белое море остается достаточно мало изученным районом с точки зрения остракод. Первые работы в этом районе включают только описания небольшого числа видов. Так, Н.А. Акатова [Акатова, 1946] описала пять видов остракод из Онежского залива, а позднее Ю.А. Рудяков [Рудяков, 1962] привел описания двадцати видов из Кандалакшского залива Белого моря. В работе Н.В. Аладина [Аладин, 1985] рассматривались осморегуляторные адаптации остракод из Белого и Баренцева морей и приводился список из девятнадцати видов. А.Ю. Степанова изучала остракод Кандалакшского залива Белого моря по материалам, собранным во время студенческой практики [Степанова, 2002]; работа содержит изображения 13 видов остракод.

Е.И. Шорников многие годы занимался изучением арктических и субарктических районов, включая Белое море [Шорников, 1980, 2001; Шорников, Царева, 2002]. Им опубликована работа, посвященная роду *Jonesia Brady* из Белого и Баренцева морей [Шорников, 1980], а в 2001 г. – списки остракод с указанием их распространения в Белом, Баренцевом, Карском, Восточно-Сибирском и Чукотском морях, а также в море Лаптевых и центральной части Северного Ледовитого океана [Шорников, 2001]. Статья Е.И. Шорникова и О.А. Царевой [Шорников, Царева, 2002] посвящена изучению изменений скульптуры раковин в онтогенезе у беломорских представителей *Hemicythere villosa* [Sars, 1866]. В последней работе по современным остракодам Белого моря [Семенова, 2014] изучены и приводятся определения остракод из пресноводных водоемов на островах Кандалакшского залива. В целом знания о современных остракодах Белого моря фрагментарны, таксономические определения подтверждены недостаточным количеством изображений.

Ископаемые четвертичные остракоды района Белого моря изучены в еще меньшей степени. О.М. Лев [Лев, 1983] изучала остракод из неоген-четвертичных осадков Западной Арктики, в том числе из береговых

разрезов рек Мезени и Северной Двины. Ею в числе других был выделен комплекс остракод, отвечающий бореальной (эемской, микулинской) трансгрессии в Западной Арктике.

Нами были изучены остракоды из разреза эемских отложений, непосредственно залегающих на заальской (московской) морене. Всего было определено 37 таксонов и выделено три комплекса, отвечающих смене обстановок от ледниковой к межледниковой в сочетании с изменением глубины бассейна в процессе изостатического подъема после снятия ледниковой нагрузки [Stepanova et al., 2011].

Если район Белого моря не является достаточно изученным с точки зрения ископаемых четвертичных остракод, то район Балтийского моря изучен более подробно [Kristensen et al., 1998; Kristensen, Knudsen, 2006; Knudsen et al., 2012; Stepanova et al., 2019]. Во время эемского межледниковья эти территории соединялись [Funder et al., 2002; Miettinen et al., 2014] и имели схожую солоноватоводную фауну остракод [Frenzel et al., 2010]. Современные остракоды Балтийского моря также достаточно хорошо изучены, что позволяет использовать их экологические характеристики для палеорекоконструкций [Rosenfeld, 1977; Borck, Frenzel, 2006; Frenzel et al., 2005, 2010; Viehberg et al., 2008]. Соленость является основным фактором, определяющим распределение видов остракод как в Белом, так и в Балтийском морях [Frenzel et al., 2010].

Ниже мы рассмотрим методы изучения остракод из разрезов морских отложений и, основываясь на собственных данных, приведем описание распределения остракод в современных (поверхностных) осадках морей Лаптевых и Карского в зависимости от параметров среды, рассмотрим последовательность смены ископаемых комплексов остракод арктических морей в ходе послеледникового подъема уровня моря, а также смену ископаемых комплексов остракод во время предыдущего межледниковья в Белом море.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСТРАКОД В МОРСКИХ ОСАДКАХ

Размер раковин остракод обычно не превышает 1 мм в длину, поэтому их изучение ведется под бинокулярным микроскопом. Подготовка образцов для исследования остракод ведется по стандартной методике для изучения микрофоссилий. Образцы грунта проходят замораживание и высушивание, после чего взвешиваются; в дальнейшем, численность раковин пересчитывается на полученный вес сухого образца. После этого осадок промывается на сите с диаметром ячеек 63 микрона. Оставшийся после промывки осадок высушивается и далее исследуется под микроскопом. Часто для удобства последующего

микроскопного изучения сухой осадок просеивается на несколько гранулометрических фракций – более 1000 микрон, 500–1000 микрон, 250–500 микрон, 125–50 микрон и 63–125 микрон, осадки менее 125 микрон, как правило, не содержат остракод.

Остракоды, в отличие, например, от фораминифер, не очень многочисленны в осадках, поэтому обычно выбираются все створки остракод из сухого промытого остатка образца. Нами, как правило, изучались образцы, изначальный сухой вес которых колебался в пределах 50–200 грамм, в зависимости от исходного гранулометрического состава осадков и от диаметра колонки и мощности отобранного интервала, которая обычно составляет 1–2 см, редко 3 см. Поверхностные образцы (верхний сантиметр осадка дночерпателя площадью 100 см²) и образцы из наземных разрезов могут иметь больший вес и объем, что позволяет отобрать больше раковинного материала для таксономического исследования. При подсчете створок один карапакс считается за две створки. Отдельно подсчитываются взрослые и ювенильные створки различных возрастных стадий, но для общей численности остракод в образце и для подсчета процентного содержания каждого вида они суммируются.

МАТЕРИАЛ

Район наших исследований охватывает побережье и шельф арктической части Евразии от Белого моря до моря Лаптевых. Образцы современных остракод из поверхностных осадков были отобраны в различных частях моря Лаптевых и в восточной части Карского моря (рис. 2.4.1, а, б). Все изученные образцы из морских колонок и наземного разреза имеют плейстоцен-голоценовый возраст и отражают смену потеплений и похолоданий и связанных с ними трансгрессий и регрессий.

Колонки из моря Лаптевых были получены в ходе экспедиции TRANSDRIFT V на борту НИС «Поларштерн» в 1998 году. Три колонки были отобраны с шельфа и приурочены к крупнейшим палеодолинам рек региона (рис. 2.4.1, а). На восточном шельфе колонка PS51/138-12 (далее PS138) мощностью 5.3 м происходит из палеодолины Лены (130°88.2 в. д., 75°12.3 с. ш., глубина 45 м), колонка PS51/135-4 (далее PS135) мощностью 5.6 м происходит из палеодолины Яны (133°24.3 в. д., 76°16.5 с. ш., глубина 51 м). На западном шельфе моря Лаптевых была отобрана колонка PS51/159-10 (далее PS159) мощностью 4.6 м из палеодолины Хатанги (116°03.2 в. д., 76°76.7 с. ш., глубина 60 м). Еще одна колонка PS51/154-11 (далее PS154) мощностью 7 м была отобрана с континентального склона западной части моря – (120°61.0 в. д., 77°28.6 с. ш., глубина 270 м) (рис. 2.4.1, а).

Колонка из Карского моря была получена в ходе экспедиции SIRRO-2000 на борту НИС «Академик Борис Петров». Колонка BP00/07-5 (далее BP07) мощностью 6.3 м происходит с восточного шельфа и приурочена к топографической депрессии дна – палеоэстуарию Енисея (81.1° в. д., 74.7° с. ш., глубина 43 м) (рис. 2.4.1, б).

Хронология колонок из морей Лаптевых и Карского основана на радиоуглеродных датировках (AMS) морского биогенного кальцита двустворок, остракод и фораминифер [Bauch et al., 2001; Taldenkova et al., 2005, 2008, 2010; Simstich et al., 2004; Талденкова и др., 2009].

Образцы для исследований остракод из осадков морских колонок имели мощность 2, реже 3 см, и отбирались либо непрерывно (колонка PS154), либо с различными интервалами (от 2 до 10 см).

Исследованный разрез морских осадков бореальной (земской) трансгрессии конца среднего – начала позднего плейстоцена находится на правом высоком берегу р. Пёзы (приток р. Мезени) примерно в 5 км вниз по течению от села Бычье. Опробование осадков разреза с интервалом 5 см было проведено авторами в ходе полевых исследований 2006 года (рис. 2.4.2, а).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСТРАКОД В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ (НА ПРИМЕРЕ МОРЕЙ ЛАПТЕВЫХ И КАРСКОГО)

В основе всех реконструкций лежит материал по распространению современных остракод. Мы использовали как опубликованные данные по их распространению в морях Арктики, Западной Европы и Северного Ледовитого океана [Cronin et al., 2010; Gemery et al., 2017; Шорников, 2001, 2004 и др.], так и собственную базу данных по распространению остракод в морях Карском и Лаптевых [Stepanova et al., 2003, 2007; Stepanova, 2006]. Все изученные нами плейстоцен-голоценовые виды встречаются в современных морях, и для большинства из них можно определить диапазон обитания как по глубине, так и по солености. Некоторые виды приурочены к определенным водным массам, например, трансформированным атлантическим водам (рис. 2.4.1, а, б; табл. 2.4.1).

В морях Карском и Лаптевых комплексы донных остракод сходны и, в первую очередь, отражают изменения придонной солености в зависимости от влияния пресноводного стока и удаленности от берега. Всего было выделено четыре комплекса, которые постепенно сменяются по мере продвижения в море.

Пресноводный комплекс (*Cythere lacustris*, *Candona harmsworthi*, *Candona* spp., *Limnocythere* spp., *Cypria* sp.) приурочен к внутренним частям эстуариев Оби и Енисея, где средняя летняя придонная соле-

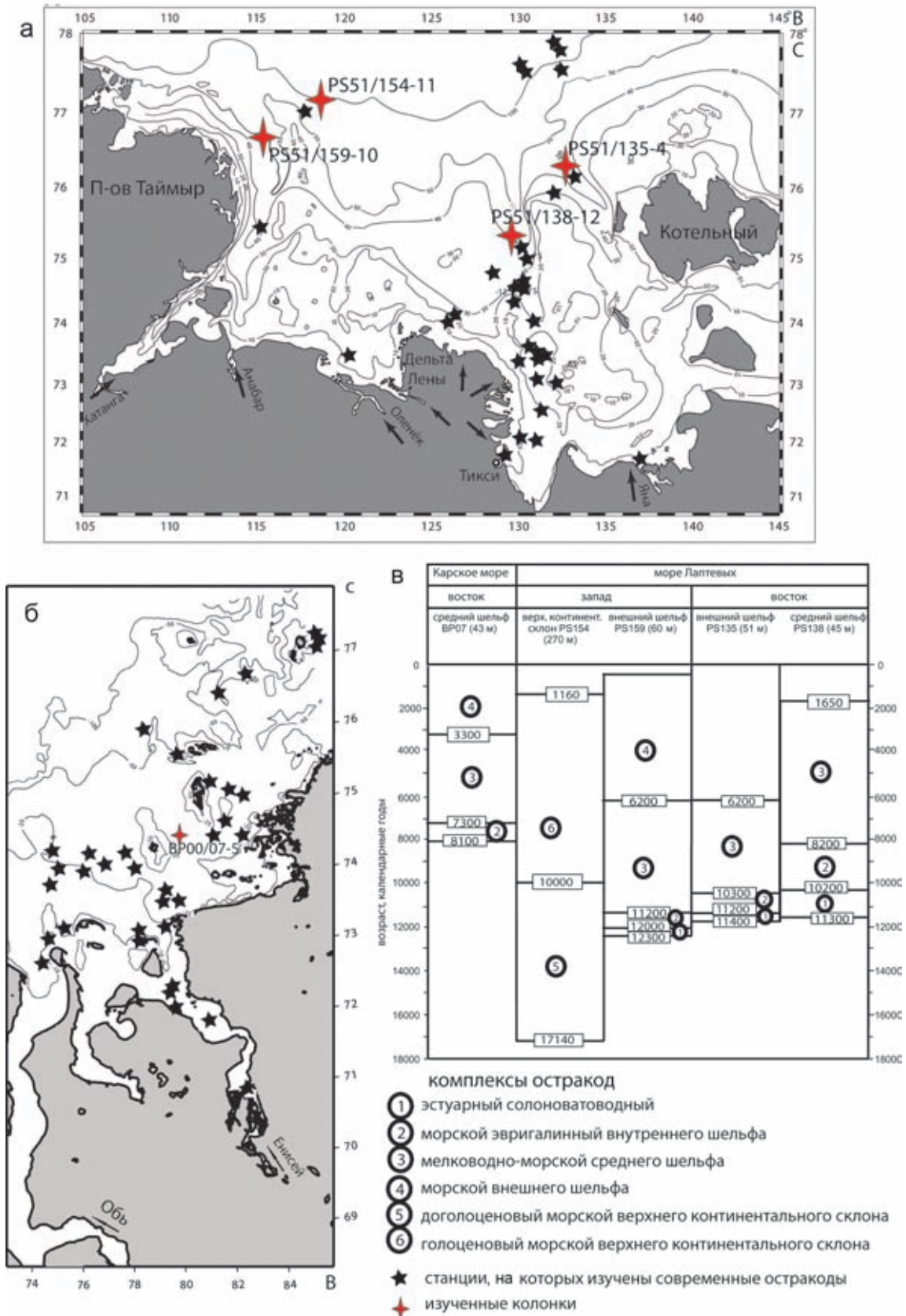


Рис. 2.4.1. Положение исследованных поверхностных образцов и колонок морских осадков в море Лаптевых (а) и в Карском море (б). Ископаемые комплексы остракод в исследованных колонках и их возрастные привязки (в)

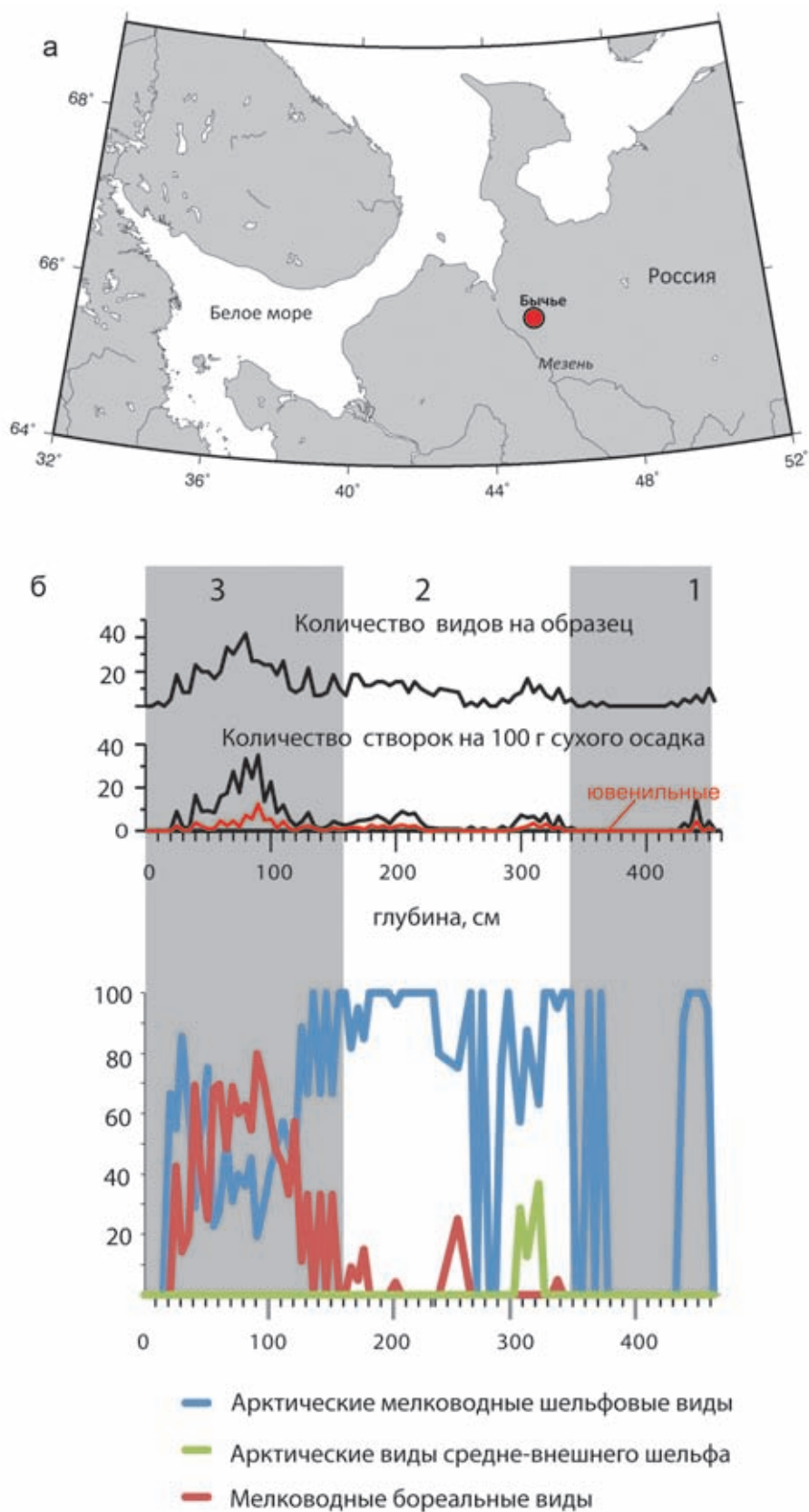


Рис. 2.4.2. Положение исследованного разреза Бычьё на побережье Белого моря (а). Распределение видового разнообразия, общей численности и экологических групп видов по разрезу (б). Цифрами сверху и чередованием серого и белого фона показаны ископаемые комплексы остракод

ность менее 2‰, а также к термокарстовым лагунам южного побережья моря Лаптевых.

Солоноватоводный комплекс охарактеризован видами *Cytheromorpha macchesneyi* и *Pteroloxa cumuloidea* и был выделен только в Карском море во внешней части эстуариев Оби и Енисея, где средняя летняя придонная соленость варьирует между 2 и 26‰. Этот комплекс охватывает и территорию, в пределах которой соленость резко увеличивается от 10 до 26‰.

Комплекс внутреннего шельфа выделен в восточной части Карского моря и в южной части моря Лаптевых в пределах глубин менее 20–30 м, где придонная соленость варьирует между 26 и 32‰. Этот комплекс таксономически разнообразен, в нем преобладают эвригалинные виды *Heterocyprideis sorbyana* и *Paracyprideis pseudopunctillata*.

Комплекс среднего и внешнего шельфа определен на шельфе обоих морей и на верхнем континентальном склоне восточной части моря Лаптевых, где влияние речного стока незначительно и средняя придонная соленость составляет более 32‰. Этот комплекс таксономически разнообразен с преобладанием многочисленных мелководно-морских видов (*Sarsicytheridea bradii*, *Cluthia cluthae*, *Cytheropteron elaei*, *C. sulense*, *Acanthocythereis dunelmensis*, *Semicytherura complanata*).

В более глубоких частях желоба Св. Анны (80–100 м) в Карском море и на западном континентальном склоне моря Лаптевых выделяется относительно глубоководный комплекс, в котором многочисленны такие виды, как *Cytheropteron tumefactum*, *C. arcuatum*, *Krithe glacialis*, *Argilloecia conoidea*, *Polycope* spp., *Vythyocythere constricta*, *Pseudocythere caudata*, наличие которых указывает не только на нормальную морскую соленость и глубину бассейна, но и на влияние трансформированных атлантических вод.

Интересно, что наряду с этими относительно глубоководными видами в составе комплексов остракод внешнего шельфа и континентального склона присутствуют и эвригалинные виды, доминирующие в прибрежном комплексе. Перенос мелководных остракод в более глубокие участки шельфовых морей Евразии, скорее всего, осуществляется морскими льдами. В короткий сезон осенних штормов и начала ледообразования в конце сентября, когда сезонная граница дрейфующих льдов находится на севере моря и большая часть акватории свободна ото льда, мощное штормовое перемешивание приводит как к взмучиванию осадков в мелководной прибрежной зоне, так и к одновременному переохлаждению не только поверхностных слоев воды, но и придонных вод, что ведет к образованию донного льда, в последующем

всплывающего к поверхности [Eicken et al., 1997; Reimnitz et al., 1987, 1994, 1998]. В результате, раковины мелководных бентосных организмов, включая остракод, вмержают в быстро образующийся новый дрейфующий лед, который уносится ветрами к их границе и включается в состав многолетних дрейфующих льдов. Эти льды постепенно попадают в систему трансполярного дрейфа и выносятся за пределы Арктики в Северную Атлантику. В процессе дрейфа они частично подтаивают во время летних сезонов и сгружают на дно содержащиеся в них включения. Именно эти бентосные организмы, принесенные льдами, сформированными в период осеннего ледообразования, попадают при последующем летнем таянии в осадки внешнего шельфа и континентального склона. Или же вытаивают по ходу дрейфа, попадая в осадки центральной Арктики и Сев. Атлантики. Те бентосные организмы, которые вмержают в зимние припайные льды, как правило, вытаивают на месте, потому что припайный покров как бы «съедается» летом теплом с обеих сторон. Со стороны суши – это относительно теплые речные воды во время половодья, а со стороны моря – это воды полыньи, прогреваемые весной за счет усиленного поглощения солнечного тепла морской водой во время полярного дня. Из всего этого следует, что чем холоднее климат и ближе к берегу находится сезонная граница дрейфующих льдов на период начала осеннего ледообразования, тем больше вероятность, что попавшие к ней новообразованные осенние льды с включенными в них раковинами мелководных бентосных микрофоссилий не будут унесены с трансполярным дрейфом за пределы моря в течение последующего первого зимнего сезона, а частично растают следующим летом в пределах внешнего шельфа и континентального склона моря, а раковины мелководных видов, соответственно, попадут в осадки этих районов моря.

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОСТРАКОД АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ (НА ПРИМЕРЕ МОРЕЙ ЛАПТЕВЫХ И КАРСКОГО)

Шесть ископаемых комплексов остракод было выделено в изученных разрезах колонок морских осадков (рис. 2.4.1, в): эстуарный солоноватоводный (1); морской эвригалинный внутреннего шельфа (2); мелководно-морской среднего шельфа (3); морской внешнего шельфа (4); доголоценовый морской верхнего континентального склона (5) и голоценовый морской верхнего континентального склона (6а, б). Последовательность смены комплексов от эстуарного (1) к современным морским комплексам (2–4) наблюдается во всех изученных колонках из палеодолин

Таблица 2.4.1. Описание остракодовых комплексов и экологические характеристики видов, основанные на опубликованных и авторских данных

Преобладающие виды и виды-индикаторы	Экология	Данные о распространении и экологических предпочтениях видов
1	2	3
Эстуарный солоноватоводный комплекс (1)		
<i>Pteroloxa simuloidea</i> , <i>Cytheromorpha macchesleyi</i> , <i>Loxosoncha vepidermoidea</i>	С	– <i>P. simuloidea</i> и <i>L. vepidermoidea</i> часто встречаются вместе с прибрежными видами <i>P. pseudopunctillata</i> и <i>H. sorbyuana</i> [McDougall et al., 1986]. – <i>C. macchesleyi</i> и <i>P. simuloidea</i> составляют до 100% солоноватоводного комплекса в эстуариях Оби и Енисея, где придонная соленость ниже 26‰ [Степанова et al., 2007]. – В настоящее время <i>C. macchesleyi</i> является типичным представителем и часто доминирует в прибрежных обстановках (2–10 м) в морях Бофорта и Беринговом, а также других арктических районах [Brouwers et al., 2000].
<i>Heterocyprideis sorbyuana</i> , <i>Paracyprideis pseudopunctillata</i>	Э	– <i>P. pseudopunctillata</i> и <i>H. sorbyuana</i> – холодолюбивые виды – обитатели внутреннего шельфа, их присутствие указывает на опреснение [Brouwers et al., 2000]. – <i>H. sorbyuana</i> может обитать в условиях пониженного содержания кислорода [Frenzel et al., 2010].
<i>Cytheropteron sulense</i> , <i>Rabilimis septentrionalis</i>	ММ	– <i>C. sulense</i> является типичным представителем арктического мелководно-морского комплекса. В морях Лаптевых и Карском находки этого вида приурочены к диапазону глубин 15–75 м [Степанова et al., 2003, 2007]. – <i>R. septentrionalis</i> считается эвригалинным мелководным таксоном, который встречается вместе с <i>C. macchesleyi</i> в арктических мелководных обстановках с сезонно сниженной соленостью [McDougall et al., 1986].
Морской эвригалинный комплекс внутреннего шельфа (2)		
<i>P. pseudopunctillata</i>	Э	
<i>Cytheropteron elaei</i> , <i>C. suzdalskyi</i> , <i>C. montrosiense</i> , <i>R. septentrionalis</i> , <i>Palmenella limicola</i> , <i>Semicytherura complanata</i> , <i>Roundstonia globulifera</i>	ММ	– <i>C. elaei</i> встречается в морях Карском и Лаптевых в диапазоне глубин 20–50 м при солености >23‰, обычно в образцах с <i>A. dunelmensis</i> и <i>S. complanata</i> [Степанова et al., 2003, 2007], хотя известны находки и с больших глубин из залива Аляска [Brouwers, 1994] и других арктических местонахождений [Stonin et al., 1991]. – <i>C. suzdalskyi</i> был найден на глубинах 30–60 м в заливе Аляска [Brouwers, 1994]. В морях Лаптевых и Карском этот вид был обнаружен на глубинах 26–92 м при солености более 32‰ [Степанова et al., 2003, 2007]. – <i>P. limicola</i> является четким индикатором нормальной морской солености [McDougall et al., 1986]. В морях Лаптевых и Карском <i>P. limicola</i> встречается на глубинах 17–83 м при солености 29–34‰ [Степанова et al., 2007]. Шорников и Зенина [2006] указывают находки <i>P. dentomarginata</i> Акатова, 1946, который, вероятно, является синонимом <i>P. limicola</i> , с глубин от 8 м и солености около 20‰ в морях Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском. – <i>S. complanata</i> , по заключению Э. Броуверс с соавторами [Brouwers et al., 2000], является типичным представителем арктической промежуточной водной массы (220–1000 м), и находки его в мелководных распресненных районах маловероятны. Однако, Шорников и Зенина [2006] указывают находки <i>S. complanata</i> на глубинах 10–30 м при солености 20–32‰ в морях Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском; в морях Лаптевых и Карском он встречается на глубинах 11–80 м при солености 19–34‰ [Степанова et al., 2003, 2007]. – <i>R. globulifera</i> встречается на внутреннем и среднем шельфе при нормальной морской солености, отдельные находки известны из местонахождений с пониженной соленостью [Brouwers et al., 2000].

1	2	3
<i>Cytheropteron biconvexa</i> , <i>C. porterae</i> , <i>Bythocythere</i> spp.	Атл	– Эти виды встречаются только в комплексе 2 из разреза колонки PS159 из западной части моря Лаптевых.
<i>Мелководно-морской комплекс среднего шельфа (3)</i>		
<i>Acanthocythereis dunelmensis</i> , <i>Cytheropteron elaeani</i> , <i>C. suzadalskyi</i> , <i>S. complanata</i> , <i>P. limicola</i>	ММ	– <i>A. dunelmensis</i> обычно встречается в более глубокой части внутреннего и среднего шельфа [Brouwers et al., 2000; Lord et al., 1993]. В наших образцах из морей Карского и Лаптевых он встречается в диапазоне глубин 21–276 м при солености более 29‰, относительная численность вида достигает максимума на глубине 20–70 м [Stepanova et al., 2003, 2007].
<i>Морской комплекс внешнего шельфа (4)</i>		
<i>P. pseudopunctillata</i>	Э	
<i>A. dunelmensis</i> , <i>C. elaeani</i> , <i>P. limicola</i> , <i>R. globulifera</i> , <i>C. cluthae</i> , <i>Sarsicytheridea bradii</i> , <i>S. macrolaminata</i>	ММ	– <i>C. cluthae</i> встречается как на мелководье, так и на больших глубинах. В море Лаптевых вид наиболее многочислен на средне-внешнем шельфе и верхнем континентальном склоне, тогда как в Карском море он чаще встречается на мелководных участках [Stepanova et al., 2003, 2007]. Находки живых представителей этого вида описаны в заливах Нортон и Кука (Аляска) на глубинах 17–120 м вместе с <i>S. bradii</i> , <i>P. limicola</i> , <i>R. globulifera</i> и другими видами [Brouwers et al., 2000]. В [Belson et al., 1983] этот вид указывается для континентального склона Ньюфаундленда на глубинах около 1000 м. Живые экземпляры были также найдены в водах восточной Гренландии на глубине 1234 м [Whatley et al., 1996]. В [Cronin et al., 1994] этот таксон считается типичным представителем арктической промежуточной водной массы (220–1000 м). – <i>S. bradii</i> является мелководно-морским видом внутреннего шельфа, типичным для вод с пониженной соленостью [Brouwers et al., 2000], он встречается и на больших глубинах [Frenzel et al., 2010]. Интересно отметить, что в современных осадках внутреннего шельфа моря Лаптевых [Stepanova et al., 2003] <i>P. pseudopunctillata</i> является одним из самых многочисленных видов, тогда как в Карском море его замещает <i>S. bradii</i> и <i>S. macrolaminata</i> [Stepanova et al., 2007]. Причина, почему в сходных условиях преобладают разные виды, не известна, притом что и <i>P. pseudopunctillata</i> , и <i>S. bradii</i> встречаются в обоих морях [Шорников, Зенина, 2006], а также и в других арктических районах [Cronin et al., 2010]. – <i>R. mirabilis</i> предпочитает глубины до 60 м [Stepanova et al., 2003, 2007]. – <i>S. punctillata</i> , как правило, считается индикатором мелководных обстановок [McDougall et al., 1986], этот вид обычно встречается в мелководных арктических обстановках [Шорников, Зенина, 2006], а также на больших глубинах [Cronin et al., 2010]. В наших образцах из морей Лаптевых и Карского этот вид более многочислен на внешнем шельфе и на верхнем континентальном склоне и редко встречается на мелководье [Stepanova et al., 2003, 2007]. – <i>K. glacialis</i> указывает на холодные условия с низким содержанием питательных веществ [Cronin et al., 1994, 1995]. – <i>E. concinna</i> приурочена к участкам открытого моря и относительно большим глубинам [Frenzel et al., 2010].
<i>Rabilimiris mirabilis</i> , <i>Sarsicytheridea punctillata</i> , <i>Krithe glacialis</i> , <i>Elofsonella concinna</i>	ГМ	– <i>C. porterae</i> обычно встречается в водах Северной Атлантики на глубинах 2000–3800 м [Whatley et al., 1998; Alvarez Zarikian et al., 2009], в Гренландском море он приурочен к меньшим глубинам, 250–1100 м [Whatley et al., 1998], а в современных осадках морей Карского и Лаптевых он встречается на глубине 60–270 м [Stepanova et al., 2003]. Размеры створок в морях Карском и Лаптевых значительно меньше, чем в Северной Атлантике.
<i>Cytheropteron arcuatum</i> , <i>C. porterae</i> , <i>C. biconvexa</i> , <i>Argilloecia</i> spp.	Атл	

Доголоценовый морской комплекс верхнего континентального склона (5)		
1	2	3
<i>Pyocypris bradyi</i>	П	
<i>Pteroloxa</i> sp., <i>Cytherotomorphia</i> sp., <i>Loxosoncha</i> sp.	С	
<i>P. pseudopunctillata</i> , <i>H. sorbyana</i>	Э	
<i>S. complanata</i> , <i>A. dunelmensis</i>	ММ	
<i>K. glacialis</i> , <i>R. mirabilis</i>	ГМ	
<i>Cytheropteron pseudomontrosiense</i> , <i>C. tumefactum</i> , <i>C. porterae</i> , <i>Pseudocythere caudata</i>	Атл	Плиоцен-плейстоценовые находки <i>C. pseudomontrosiense</i> приурочены к западной и восточной частям Северной Атлантики, тогда как современное распространение вида – циркумполярное [Stepanova et al., 2004].
Голоценовый морской комплекс верхнего континентального склона (6)		
<i>H. sorbyana</i>	Э	– <i>H. sorbyana</i> может быть многочислен на внешнем континентальном склоне, вероятно, в результате переноса его створок льдами [Stepanova et al., 2003]. Известно, что остракоды могут переносить вмержание в лед; вытаскивают изо льда живые экземпляры (И.А. Погодина, личное сообщение, 2008)
<i>C. cluthae</i>	ММ	– <i>C. cluthae</i> вместе с <i>E. concinna</i> и <i>H. sorbyana</i> были найдены в глубоководных осадках Северной Атлантики (2800 м) и отнесены к остракодам, перенесенным туда ледовым разномом [Alvarez Zarikian et al., 2009].
<i>R. mirabilis</i> , <i>K. glacialis</i> , <i>S. punctillata</i> , <i>Polyscope</i> spp.	ГМ	
<i>C. tumefactum</i> , <i>C. argusium</i>	Атл	– <i>C. tumefactum</i> был впервые описан О.М. Лев [1983] из доземских отложений района Енисея и верхне-четвертичных осадков района Белого моря. В современных осадках он встречается в водах Великобритании, а также Гренландском и Норвежском морях. В современных осадках морей Карского и Лаптевых он приурочен к модифицированным атлантическим водам.

Примечание: П – пресноводные; С – солоноватоводные; Э – эвригалинные; ММ – мелководно-морские; ГМ – глубоководно-морские; Атл – виды-индикаторы атлантических вод; все указанные солёности – придонные.

рек на шельфе морей Лаптевых и Карского (PS138, PS135, PS159, BP07). Относительно глубоководные остракодовые комплексы 5 и 6 из разреза наиболее глубоко расположенной колонки PS154, отобранной на западном континентальном склоне моря Лаптевых, отражают переход от ледниковой прибрежной обстановки к современной относительно глубоководной морской.

В табл. 2.4.1 указаны наиболее многочисленны и/или экологически значимые таксоны для всех шести выделенных комплексов и дана их палеоэкологическая интерпретация вместе с таксономическими замечаниями на основании наших собственных, а также опубликованных данных.

Несмотря на то, что общая тенденция в смене комплексов от эстуарного к нормально-морскому (комплексы 1–4) одинакова для всех колонок с шельфа, наблюдаются различия в зависимости от их расположения. Мы проанализировали таксономические различия в одних и тех же комплексах из разных точек отбора.

В конце позднего плейстоцена и в раннем голоцене в результате быстрого подъема уровня моря и близости береговой линии, скорости осадконакопления в палеодолинах рек на внешнем шельфе были высокими [Bauch et al., 1999, 2001; Taldenkova et al., 2005, 2008; Талденкова и др., 2009; Stepanova et al., 2012], и смена придонных условий была быстрой, что отражено в смене ископаемых комплексов остракод. К сожалению, переход от наземных к морским условиям не был зарегистрирован ни в одной из исследованных колонок в морях Карском и Лаптевых. Нижняя возрастная граница эстуарного солоноватоводного комплекса (1) меняется в зависимости от расположения колонки (рис. 2.4.1, в): от 12.3 тыс. л. н. в колонке PS159 (60 м), до 11.4 тыс. л. н. в колонке PS135 (51 м) и 11.3 тыс. л. н. в колонке PS138 (45 м). Длительность периода эстуарной фазы точно неясна в силу отсутствия сведений о ее начале, в исследованных колонках она варьирует от 200 до 1000 лет. В разрезе колонки из Карского моря этот комплекс отсутствует в связи с тем, что возраст основания разреза около 8 тыс. л. н.

Комплекс (1) характеризуется низким таксономическим разнообразием и, в основном, представлен эвригалинными и солоноватоводными, а также некоторыми мелководно-морскими видами. Общая численность остракод достаточно низкая, в среднем 10–40 экземпляров на 100 г осадка. Процентное содержание ювенильных створок в среднем около 25–50%. Согласно R.C. Whatley [Whatley, 1983], это может означать, что придонная обстановка была активной. По совокупности все вышеперечисленное указывает

на эстуарную гидродинамически активную обстановку с очень сильным пресноводным влиянием.

Комплекс (1) сменяется выше по разрезу комплексом (2), который не содержит солоноватоводные таксоны. Переход к комплексу (2) происходит в районе 12 тыс. л. н. в колонке PS159, 11.2 тыс. л. н. в колонке PS135, и 10.2 тыс. л. н. в колонке PS138 (рис. 2.4.1, в).

Комплекс внутреннего шельфа (2) таксономически более разнообразен, чем комплекс (1), что отражает переход к морским условиям (табл. 2.4.1). В нем преобладают мелководно-морские и эвригалинные виды. Этот комплекс сходен со своим современным аналогом из поверхностных образцов, представленным сообществом остракод, населяющих районы внутреннего шельфа до глубин 20–30 м, находящиеся под сильным влиянием речного стока. Комплекс характеризует обстановка со значительной сезонной изменчивостью условий, выражающейся в наличии припайного льда зимой и распресненного поверхностного слоя летом, образующегося из-за речного стока и таяния льда.

В то же время в колонках PS159 и BP07, расположенных на западе изученной территории, в составе данного комплекса встречаются и относительно глубоководные таксоны, которые достигают 30–50% в разрезе колонки PS159. Эти таксоны включают в себя как арктических (*Krithe* spp., *Argilloecia* spp., *Rabilimis mirabilis*), так и северо-атлантических представителей (*Cytheropteron biconvexa*, *C. porterae*, *Bythocythere* spp.) (табл. 2.4.1). Высокое содержание относительно глубоководных таксонов в шельфовых разрезах в раннем голоцене, вероятно, связано с близостью бровки шельфа и периодическим проникновением модифицированных атлантических вод с реверсивными течениями в речные палеодолины [Dmitrenko et al., 2001].

Средняя численность остракод в комплексе (2) низкая, менее 50 створок на 100 г осадка. Процентное содержание ювенильных створок в осадках из восточной части моря Лаптевых очень низкое (<25%), тогда как в западной части оно достигает 50–80%. Низкое содержание ювенильных створок на востоке отражает общую низкую численность и активную придонную гидродинамику. На западе моря Лаптевых более высокое содержание ювенильных створок говорит о более спокойной придонной обстановке. В Карском море процентное содержание ювенильных створок разных личиночных стадий достигает 80%.

Длительность существования комплекса (2) варьирует между 800 и 900 годами в разрезах PS159 и PS135 и до 2000 в колонке PS138 (рис. 2.4.1, в). Эти различия, видимо, связаны с более мощным пресноводным стоком реки Лены по сравнению с реками Яна и Хатанга. В разрезе BP07 в Карском море нижняя граница этого

комплекса не установлена, а продолжительность его существования превышает 700 лет.

Относительно бедный мелководно-морской комплекс среднего шельфа (3) был зарегистрирован во всех изученных разрезах в морях Лаптевых и Карском (рис. 2.4.1, в). В нем преобладают разнообразные мелководно-морские виды, тогда как эвригалинные и солоноватоводные отсутствуют или встречаются редко (табл. 2.4.1). В восточной части моря Лаптевых переход к комплексу (3) сопровождается увеличением содержания мелководно-морских видов и указывает на установление условий близких к современным. Различия таксономического состава в этом комплексе между разными колонками определяются влиянием атлантических вод. В отличие от восточной части моря Лаптевых, относительно глубоководные виды, включая северо-атлантические формы, встречаются на западе моря Лаптевых и на востоке Карского моря, что указывает на влияние атлантических вод, возможно проникавших с реверсивными течениями на шельф в голоцене.

Общая численность остракод низкая, менее 50 экземпляров на 100 г осадка. Однако наблюдается увеличение численности при переходе от комплекса (2) к комплексу (3), что наиболее ярко выражено в разрезе колонки PS159, где пик численности 250 экземпляров на 100 г осадка отмечен на уровне 10.2 тыс. л. н. [Талденкова и др., 2009; Stepanova et al., 2012]. Этот пик, видимо, отражает высокую сезонную продуктивность у края ледового покрова (как припайного, так и дрейфующего) и, возможно, соответствует короткому периоду времени, когда колонка располагалась в пределах среднемноголетнего положения полярной пустыни. Процентное содержание ювенильных створок выше, чем в предыдущем комплексе (2), с более высокими значениями в восточной части моря Лаптевых, тогда как в его западной части и в Карском море оно сильно варьирует в диапазоне от 20 до 100%.

В колонках PS159 и BP07, расположенных на западе изучаемой территории, комплекс (3) замещается выше по разрезу морским комплексом внешнего шельфа (4) на уровне 6.2 тыс. л. н. в долине Хатанги и 3.3 тыс. л. н. на восточном шельфе Карского моря (рис. 2.4.1, в). Комплекс (4) практически идентичен в колонках PS159 и BP07, хотя в Карском море он отмечен в колонке со значительно меньшей глубины. Таксономический состав этого комплекса несколько противоречивый. С одной стороны, наблюдается увеличение таксономического разнообразия благодаря присутствию относительно глубоководных и североатлантических видов (табл. 2.4.1). С другой стороны, отмечается значительное увеличение доли мелководных эври-

галинных видов, в основном *P. pseudopunctillata*. Это увеличение отвечает повторному появлению этого вида после его почти полного исчезновения в комплексе (3). Отсутствие комплекса (4) на востоке моря Лаптевых в колонке PS138, которая расположена на той же глубине, что и колонка BP07, вероятно, связано с сильным опресняющим влиянием стока р. Лены на колонку PS138, с одной стороны, и, с другой стороны, с отклонением стока р. Енисей к востоку по отношению к месту расположения колонки BP07 после 6 тыс. л. н., установленному по сопоставлению скоростей аккумуляции в различных колонках с шельфа Карского моря [Stein et al., 2004]. Последнее привело к большему влиянию вод открытого моря на состав комплекса остракод колонки BP07. Отсутствие комплекса (4) в колонке PS135 связано с отсутствием отложений моложе 5 тыс. лет в этой колонке [Bauch et al., 2001].

Общая численность остракод в колонке PS159 составляет менее 50 экземпляров на 100 г осадка, но резко возрастает до 250 экз./100 г в верхних слоях, возможно, благодаря лучшей сохранности створок. В Карском море этот комплекс охарактеризован увеличением численности до 80 экземпляров на 100 г осадка. Ювенильные экземпляры в обеих колонках составляют 25–50%, что указывает на достаточно активную обстановку.

В силу своего положения на глубине 270 м на верхнем континентальном склоне западной части моря Лаптевых колонка PS154 отличается от остальных изученных шельфовых разрезов. Остракоды были найдены, начиная с отметки 673 см с экстраполированным возрастом 17.2 тыс. л. н. В этом образце было найдено всего четыре створки, принадлежащие видам *Cluthia cluthae*, *Cytheropteron laptevensis* и *C. paralatissimum*. Выше по разрезу остракоды отсутствуют и снова начинают встречаться в отложениях возрастом 15.6 тыс. л. н. и моложе. Таксономический состав самого древнего доголоценового комплекса (5) (табл. 2.4.1, рис. 2.4.1, в), датированного 15.6–10 тыс. л. н., близок комплексу (4), но отличается от него рядом признаков. Комплекс (5) включает два относительно глубоководных арктических вида (*Krithe glacialis*, *Rabilimis mirabilis*), которые особенно многочисленны в интервале 15.6–15 тыс. л. н. В этом же интервале встречаются несколько североатлантических видов. Разнообразные североатлантические виды встречаются по всему разрезу, становясь более многочисленными после 15 тыс. л. н. и указывая на присутствие атлантических вод. Придонная температура, скорее всего, практически не менялась в связи с тем, что модифицированные атлантические воды достигали море Лаптевых уже

значительно охлажденными (до 1°C к северу от Новосибирских островов) [Dmitrenko et al., 2010]. Самое высокое содержание североатлантических видов, отражающее периоды повышенного влияния охлажденных атлантических вод, наблюдается в интервалах 15–14.5 и 11.5–10 тыс. л. н. Также многочисленны эвригалинные и мелководно-морские виды среднего шельфа. На уровне 15 тыс. л. н. в прошлое песчаных осадков встречены солоноватоводные и даже пресноводные виды остракод, привнесенные с мелководных участков оползнями [Taldenkova et al., 2008, 2012]. Общая численность остракод в этом комплексе распределена очень неравномерно, как правило, составляет менее 50 экз./100 г с несколькими пиками до 120 экземпляров на 100 г осадка. Содержание ювенильных створок сильно варьирует от 0 до 100%, что дополнительно указывает на активную придонную гидродинамику и оползневую деятельность.

Переход к голоценовому комплексу верхнего континентального склона (6) происходит на уровне 10 тыс. л. н. (рис. 2.4.1, в). Общий таксономический состав комплекса менее разнообразен, чем у комплекса (5), из-за отсутствия мелководных таксонов (табл. 2.4.1). Комплекс (6) был подразделен на два подкомплекса (а, б), отвечающие интервалам 10–5.4 и 5.4–2 тыс. л. н. В первом подкомплексе преобладают относительно глубоководные виды *R. mirabilis* и североатлантический вид *Cytheropteron tumefactum*, наряду с ними присутствуют некоторые мелководно-морские виды (*Cytheropteron suzdalskyi* и *C. montrosiense*). Второй подкомплекс охарактеризован присутствием относительно глубоководных видов *R. mirabilis*, *K. glacialis* и *Sarsicytheridea punctillata*, эвригалинного вида *Heterocyprideis sorbyana* и североатлантического таксона *C. tumefactum*. Остальные виды встречаются в незначительных количествах. Подкомплекс 6б очень близок по составу к современному остракодному комплексу этого района [Stepanova et al., 2003]. Общая численность остракод в этом подкомплексе незначительно выше, чем в нижележащих слоях, и составляет 30–60 экземпляров на 100 г осадка. В подкомплексе 6а процент ювенильных створок очень низкий, что отражает и общую низкую численность, в подкомплексе 6б он вырастает до 10–50%, указывая на развитие обстановки близкой к современной. Наличие здесь большого количества створок эвригалинных видов указывает как на ледовый перенос, так и, возможно, на высокую толерантность этих видов к различным условиям среды.

На основании анализа комплексов остракод в морях Лаптевых и Карском были сделаны некоторые выводы о плейстоцен–голоценовой истории разви-

тия этих морей. Ископаемые комплексы отражают существенные изменения палеосреды, связанные с послеледниковым подъемом уровня моря и затоплением шельфа, а также с вариациями речного стока.

В истории развития изученного района было выделено три основных периода:

– 17.6–11 тыс. л. н. на западном континентальном склоне комплекс (5) свидетельствует о холодной морской придонной обстановке, испытывавшей влияние атлантических вод и пресноводного стока. Виды-индикаторы атлантических вод присутствуют в осадках, начиная с 17.2 тыс. л. н., и постоянно встречаются с 15.6 тыс. л. н. После 14.7 тыс. л. н. увеличение общей численности остракод указывает на рост поверхностной продуктивности в результате улучшения климата, усиление пресноводного стока и смещение сезонной границы льдов к северу. На внешнем шельфе, начиная с 12.3 тыс. л. н., наблюдается переход от эстуарной солоноватоводной обстановки к обстановке внутреннего шельфа;

– в раннем и среднем голоцене (11–6 тыс. л. н.) на западном континентальном склоне моря Лаптевых отмечается уменьшение ледового покрова, связанное с потеплением климата, и постоянное присутствие атлантических вод. В то же время на шельфе наблюдалось быстрое затопление и переход к нормальным морским условиям;

– поздний голоцен (6 тыс. л. н. и до современности) отвечает периоду стабилизации обстановок и установления условий близких к современным на фоне растущего похолодания климата.

КОМПЛЕКСЫ ОСТРАКОД ПРЕДПОСЛЕДНЕГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БЕЛОГО МОРЯ

Разрез Бычье расположен на северо-востоке Белого моря (рис. 2.4.2, а). Этот регион в результате трансгрессивного затопления в начале предпоследнего (эемского, микулинского) межледниковья после таяния огромного заальского (московского) ледника помимо сообщения с Баренцевым морем также имел в течение определенного времени сообщение и с Северным морем через территорию современного Балтийского моря [Funder et al., 2002; Miettinen et al., 2014].

Изученный разрез морских эемских отложений мощностью 4.55 м, непосредственно залегающих на заальской (московской) морене, обнажается на правом берегу р. Пезы (приток Мезени). В осадках разреза было определено 37 таксонов, многие из которых имеют привязку по солености и температуре воды [Frenzel et al., 2010], что позволило выделить три комплекса (рис. 2.4.2, б), отвечающих смене об-

становок от ледниковой к межледниковой в сочетании с изменением глубины бассейна в процессе изостатического подъема территории после снятия ледниковой нагрузки.

Наиболее древний комплекс был выделен в интервале 455–340 см. Согласно палинологическим данным этот интервал отвечает позднезальскому – раннеэемскому периоду времени (133–129 тыс. л. н.) [Rudenko et al., 2011]. Остракоды, встреченные в этом интервале разреза, относятся к виду *Normanicythere leioderma*. Это арктический нормально-морской таксон (табл. 2.4.1), здесь он наиболее многочисленен в нижних 10 см разреза. В современных арктических обстановках этот вид обычно встречается на глубинах менее 50 м. Этот комплекс интерпретируется как холодный арктический среднего и внешнего шельфа. Низкое таксономическое разнообразие и удовлетворительная сохранность указывают на активную гидродинамику. Об этом свидетельствуют и многочисленные находки окаменелых карапаксов древних видов, скорее всего, привнесенных речными водами.

На глубине около 350 см отмечено появление новых видов остракод и увеличение видового разнообразия. Второй выделенный комплекс отвечает интервалу разреза 340–160 см, что по палинологическим данным соответствует интервалу около 129–128 тыс. л. н. [Rudenko et al., 2011]. В этом комплексе доминируют мелководные морские виды *Elofsonella concinna*, *Sarsicytheridea punctillata*, *Cytheropteron elaei*, *Acanthocythereis dunelmensis*, а также эвригалинный вид *Heterocyprideis sorbyana* (табл. 2.4.1) [Frenzel et al., 2010]. Состав этого комплекса указывает на нормально-морские условия арктического среднего шельфа. Аналогичный комплекс был описан О.М. Лев [1983] как самый древний неогеновый комплекс из Тимано-Уральского региона. Согласно О.М. Лев [1983] присутствие *S. punctillata* и *E. concinna* указывает на морские умеренно холодные условия и отсутствие отрицательных температур зимой. Однако это не согласуется с нашими данными по современному распространению этих видов в поверхностных осадках морей Лаптевых и Карского [Stepanova et al., 2003, 2007], где они постоянно встречаются в условиях с круглогодично отрицательной придонной температурой близкой к точке замерзания.

В образце с глубины 315 см отмечены относительно глубоководные арктические таксоны *Krithe glacialis* и *Rabilimis mirabilis*, которые обычно встречаются на среднем и внешнем шельфах и верхнем континентальном склоне [Stepanova et al., 2003, 2007]. Их появление характеризует интервал максимальной относительной глубины послеледниковой бассейна, который соответствует сочетанию высокого стояния

глобального уровня океана и наличия остаточного изостатического прогибания территории. Выше по разрезу эти виды исчезают, комплекс становится более разнообразным, благодаря появлению таких видов, как *Cluthia cluthae*, *S. bradii*, *Palmenella limicola*, *Robertsonites tuberculatus* (табл. 2.4.1). Они характерны для среднего и внешнего шельфов арктических морей [Stepanova et al., 2003, 2007], но могут встречаться и южнее, вплоть до британской и гасконской провинций (достигает побережья Испании), где средняя летняя поверхностная температура около 10–15°C [Frenzel et al., 2010].

Третий комплекс из верхней части разреза (160–0 см) по палинологическим данным отвечает времени 128–119 тыс. л. н. [Rudenko et al., 2011]. Он состоит как из типично арктических шельфовых форм (*S. bradii*, *S. punctillata*, *E. concinna*, *R. tuberculatus*, *Cytheropteron latissimum*), так и очень мелководных и более тепловодных бореальных форм (*Finmarchinella finmarchica*, *Patagonacythere dubia*, *Cythere lutea*, *Hemicytherura clathrata*, *Semicytherura undata*, *Hemicythere villosa*). Некоторые из этих мелководных видов встречаются в Балтийском море и не встречаются в центральной и восточной Арктике [Stepanova et al., 2003, 2007]. В некоторых образцах из верхних 100 см разреза тепловодные и мелководные виды преобладают над арктическими шельфовыми, отражая обмеление бассейна и летний прогрев вод. Сходный комплекс был выделен О.М. Лев [1983] в казанцевских отложениях на северо-востоке Западно-Сибирской низменности. Она также интерпретировала его как более тепловодный по сравнению с другими исследованными ею комплексами.

В результате, по составу ископаемых комплексов остракод из изученного разреза Бычьё можно выделить три периода:

- затопления территории в ходе перехода от зальского ледниковья к эемскому межледниковью;
- углубления бассейна, стабилизации условий и повышения солености в раннем и среднем эеме;
- обмеления бассейна в среднем и позднем эеме, связанный с некоторым потеплением климата.

ВЫВОДЫ

Проанализированы комплексы остракод из различных местонахождений в пределах арктических морей Лаптевых, Карского и Белого. Показано, что ископаемые четвертичные комплексы остракод могут использоваться для интерпретации экологических обстановок прошлого. Они имеют современные аналоги и являются достаточно надежными индикаторами параметров палеосреды. Данные по диапазону распространения отдельных таксонов современных арктических и бо-

реальных остракод дают возможность интерпретации даже таксономически бедных образцов.

Позднеплейстоцен–голоценовые комплексы остракод шельфов восточной Арктики и их смена вверх по разрезу отражают постепенное удаление от берега и увеличение глубины в ходе последледи́кового подъема уровня моря: пресноводный, солонатоводный эстуарный, морские комплексы внутреннего, среднего, внешнего шельфа и верхнего континентального склона. В разрезе с континентального склона ископаемые комплексы отражают периоды усиления влияния трансформированных атлантических вод, поступления талых ледниковых и речных вод, катастрофических событий начала дегляциации. Каждый из комплексов имеет свой типичный набор видов-индексов.

Позднезаальские-эемские комплексы из райо-

на Белого моря содержат виды, встречающиеся как на арктических шельфах, так и значительно южнее, многие из них переносят пониженные солености. Смена комплексов отражает переход от начального периода затопления с активной гидродинамикой к стабильным морским условиям с последующим потеплением и обмелением бассейна.

Комплексы остракод устойчивы на большой площади и отражают историю развития регионов во времени.

Исследования Талденковой Е.Е. выполнены в рамках темы по Госзаданию Географического факультета МГУ 1.3. «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочный прогноз ее изменений» (АААА-А16-116032810080-2).

2.5. Последледи́ковая палеоокеанология Баренцева моря

Е.В. Иванова, И.О. Мурдмаа

Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва

В главе приводятся реконструкции границ ледниковых щитов, поверхностных и придонных обстановок в Баренцевом море для нескольких интервалов последледи́ковья. Рассмотрена эволюция этого бассейна в течение дегляциации в связи с изменениями климата Северного полушария и вариациями интенсивности поступления Атлантических вод от максимума последнего оледенения до голоцена. Особое внимание уделено смене доминирующих факторов осадконакопления и диахронности процесса дегляциации. Реконструкции основаны на собственных (более 30 колонок донных осадков) и литературных данных с учетом опубликованных региональных схем дегляциации. Ранний этап дегляциации Скандинавско-Баренцевоморского щита завершился к началу потепления беллинг–аллеред, с которым связано значительное усиление проникновения атлантических вод в Баренцево море во время реорганизации глобальной термохалинной циркуляции. В конце позднего дриаса и пребореале установлено новое усиление проникновения атлантических вод в шельфовые впадины. В голоцене ледово-морская седиментация в глубоководных трогах и впадинах бассейна сменилась морской гемипелагической.

Ключевые слова: дегляциация, микрофоссилии, литостратиграфические горизонты, радиоуглеродный возраст, айсберговый разнос

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(10)

ВВЕДЕНИЕ

Развитие Баренцева моря в ходе глобального последледи́кового потепления (с ~18 до 9 календарных тысяч лет назад (далее кал. тыс. л. н.)) контролировалось распадом и таянием Скандинавско-Баренцевоморского ледникового щита [Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2004; Siegert, Dowdeswell, 2002] и неравномерным гляциоизостатическим подъемом разных частей региона после снятия ледниковой «нагрузки» [Björck, 2008; Иванова, 2006; Ivanova, 2009; Lubinski et al., 2001; Harff et al., 2001; Andrén et al., 2011]. Последледи́ковая история Баренцева моря включа-

ет интервал дегляциации (~19–11.7 кал. тыс. л. н.) с тысячелетними осцилляциями, а затем интервалы установления (11.7–9 кал. тыс. л. н.) и развития (9–0 кал. тыс. л. н.) морских условий в голоцене. Результатом этого сложного процесса были значительные вариации палеоокеанологических параметров, таких как уровень моря, биопродуктивность, температура и соленость поверхностных и придонных вод, отразившиеся в смене комплексов планктонных и бентосных микрофоссилий, а также в изменениях различных литологических и геохимических индикаторов. В этом разделе рассматривается лито- и хро-

ностратиграфическое расчленение послеледниковых отложений и смена палеоокеанологических условий в Баренцевом море в течение дегляциации Скандинавско-Баренцевоморского ледникового щита и голоцена. Представленные реконструкции позволяют проследить связь процесса дегляциации и изменения границ ледникового щита (а затем ледовых куполов на архипелагах) с вариациями интенсивности Атлантической меридиональной ячейки глобальной термохалинной циркуляции (далее Атлантической меридиональной циркуляции), определявшей поступление атлантических вод в Баренцево море. Работа основана на новых и опубликованных данных авторов и литературных источниках, содержащих датированные методами абсолютной геохронологии временные серии палеоданных. Большое количество масс-спектрометрических радиоуглеродных датировок обеспечивает надежность межрегиональных корреляций и позволяет оценить диахронность процесса дегляциации в разных частях бассейна.

СОВРЕМЕННОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР В ОСАДКАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В СВЯЗИ С ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ

Региональные и локальные различия гидрологической структуры водной толщи в пределах Баренцева моря проявляются в составе комплексов фораминифер из поверхностного слоя осадков и из голоценового горизонта в целом [Иванова, 2006]. Пути проникновения подповерхностных и промежуточных атлантических вод (рис. 2.5.1) в северной части бассейна маркируются присутствием холодноводного планктонного вида *Neogloboquadrina pachyderma sinistral*, который развивается преимущественно в этой водной массе [Polyak, Solheim, 1994; Duplessy et al., 2001; Lubinski et al., 2001], и так называемых «атлантических» видов бентосных фораминифер: *Cassidulina teretis*, *Pullenia bulloides*, *Trifarina angulosa* и др. [Корсун и др., 1994; Polyak, Solheim, 1994; Hald, Steisund, 1996]. Те и другие редко встречаются в восточной части моря, где атлантические воды практически не прослеживаются. Комплексы фораминифер юго-западной части, где атлантические воды распространены от поверхности до дна, отличаются преобладанием бореальных планктонных видов (*Turborotalita quinqueloba* и *Neogloboquadrina pachyderma dextral*) над полярными и низким содержанием типичных бентосных видов арктического шельфа (*Elphidium excavatum forma clavatum*, *Cassidulina reniforme* и др.), что следует из опубликованных ранее [Корсун и др., 1994; Hald, Steisund, 1996] и наших данных, полученных

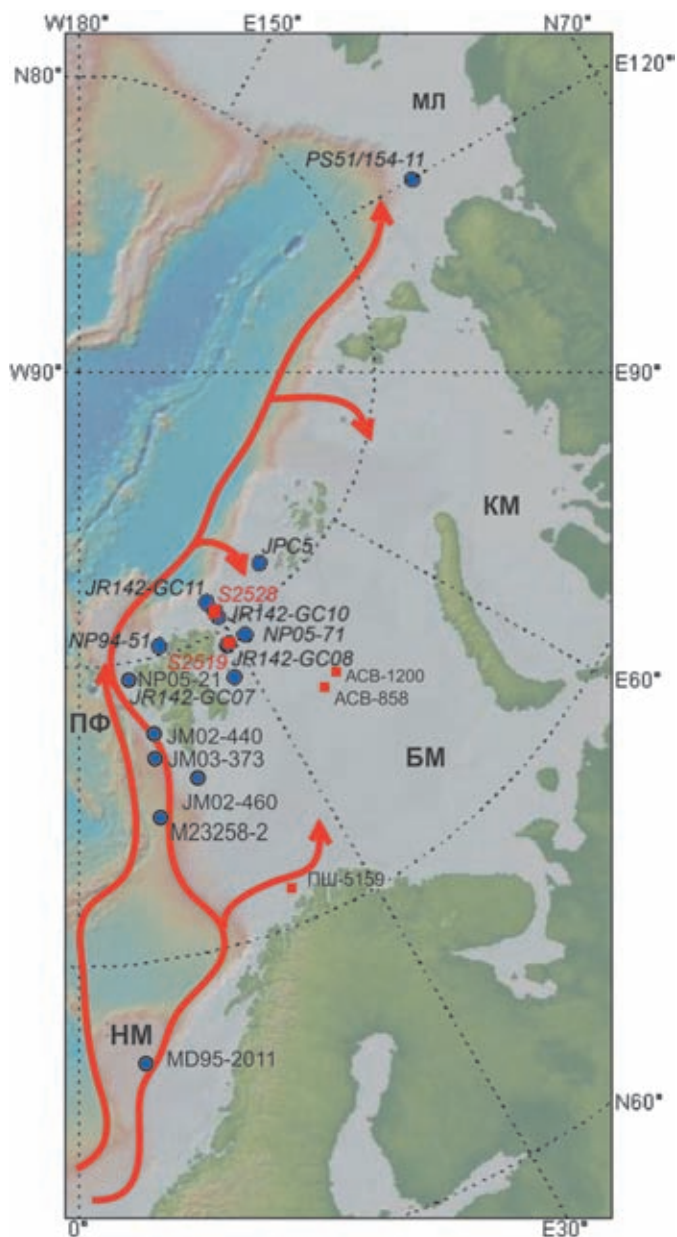


Рис. 2.5.1. Схема распространения подповерхностных относительно теплых и соленых атлантических вод вдоль континентального склона Евразии и положение основных использованных для палеореконовструкций станций пробоотбора в Баренцевом море.

Красными точками отмечены колонки авторов раздела, синими – других авторов (см. текст). Сокращения: ПФ – пролив Фрама, моря: НМ – Норвежское, БМ – Баренцево, КМ – Карское, МЛ – Лаптевых (по [Ivanova et al., 2019] с изменениями)

в 63 рейсе научно-исследовательского судна (НИС) «Профессор Штокман».

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Реконструкции интенсивности проникновения атлантических вод в Баренцево море основаны на

микропалеонтологических и изотопно-геохимических индикаторах, в частности на оценках палеотемператур поверхностного слоя воды (~0–100 м) по алкенонам и комплексам планктонных фораминифер с применением аналоговых методов или переходных функций для колонок ПШ-5159, MD95-2011, M23258 [Чистякова и др., 2010; Risebrobakken et al., 2011] (рис. 2.5.2). Увеличение процентного содержания видов бентосных фораминифер *Cassidulina teretis*, *Pullenia* spp., *Trifarina angulosa* и других, считающихся в литературе индикаторами атлантических вод на арктическом шельфе [Lubinski et al., 2001; Иванова, 2006; Rasmussen et al., 2007; Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019], указывает на распространение этих вод в придонном слое шельфовых впадин, трогов и фьор-

дов Баренцева моря на глубинах до 650 м. Присутствие в колонках морских или ледниково-морских отложений является показателем отсутствия ледника в районе точки отбора, а высокое содержание грубообломочного материала в осадках свидетельствует о его айсберговом разnose. Проникновение атлантических вод в пролив Фрама, на материковый склон Евразии и в Баренцево море реконструировано по тем колонкам, где этот «сигнал» наиболее выражен в повышении температуры поверхностного слоя воды, либо в увеличении содержания индикаторных видов бентосных фораминифер (для придонного слоя).

Авторами совместно с российскими и зарубежными коллегами ранее собрана и исследована комплексом методов коллекция колонок последледи-

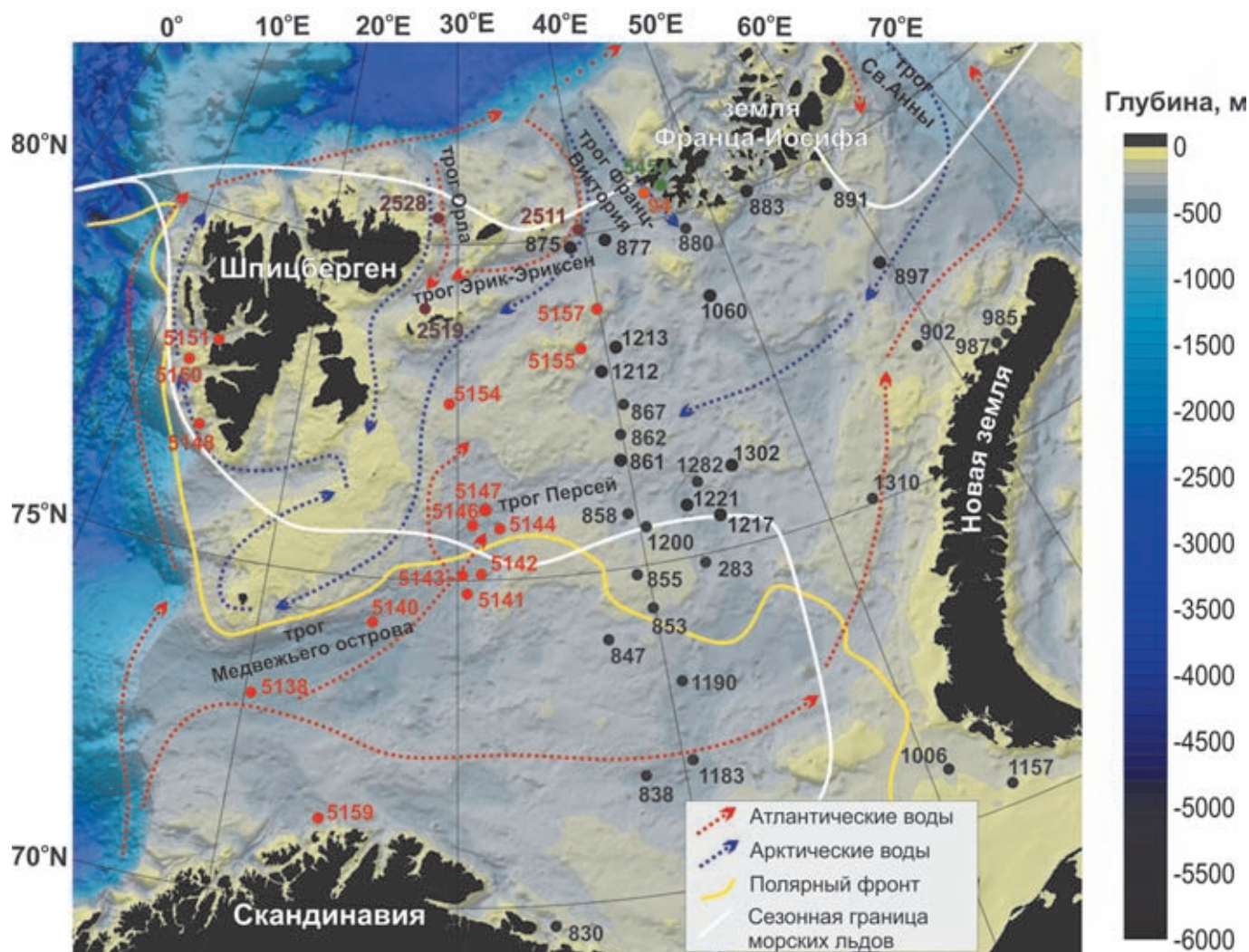


Рис. 2.5.2. Рельеф дна Баренцева моря, перенос атлантических и арктических вод, положение Полярного фронта, зимней и летней границы морских льдов, а также станций отбора колонок донных осадков, полученных и/или изученных при участии авторов.

Точками показаны станции разных рейсов НИС: черные – «Академик Сергей Вавилов», рейсы 11–14; красные – «Профессор Штокман», рейс 63; зеленая – «Академик Мстислав Келдыш», рейс 67; коричневые – «Академик Николай Страхов», рейс 25; оранжевая – «Академик Александр Карпинский»

ковых осадков Баренцева моря. Количественные (весовые) соотношения между двумя главными компонентами, а также другими, второстепенными, размерными фракциями осадка определены комбинированным методом водно-механического анализа [Петелин, 1967] и ситовым анализом (для фракций крупнее 2 мм). В песчаной фракции количественно изучено содержание и состав комплексов бентосных и планктонных (при достаточном содержании) фораминифер, получены изотопно-геохимические данные [Мурдмаа, Иванова, 1999; Duplessy et al., 2001; Иванова, 2006; Ivanova et al., 2002, 2019, 2020; Murdmaa et al., 2006; Чистякова и др., 2010; Risebrobakken et al., 2011]. Для трех колонок из северной части моря имеются определения типов пород грубообломочного материала айсбергового разноса [Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019]. Разработана лито-хроностратиграфическая шкала (рис. 2.5.3).

Почти все использованные в данной работе собственные и изученные другими авторами колонки послеледниковых отложений датированы методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS-¹⁴C), их возрастные шкалы взяты из оригинальных работ. Использование значительного количества датировок позволило ориентировочно оценить календарный возраст отложений, хотя впоследствии он может быть уточнен, если удастся оценить изменения резервуарного эффекта в течение дегляциации.

Использованы также опубликованные ранее реконструкции границ ледникового щита для разных временных интервалов дегляциации [Lubinski et al., 2001; Klitgaard-Kristensen et al., 2013; Hughes et al., 2016].

РЕГИОНАЛЬНАЯ ЛИТО- И ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ

Мы разделяем мнение ряда исследователей о существовании единого ледникового щита толщиной 1–2 км в Баренцевом море, соединявшегося со Скандинавским ледниковым щитом во время максимума последнего оледенения, приблизительно 24–19 кал. тыс. л. н. [Svendsen et al., 2004; Hughes et al., 2016]. Дегляциации предшествовало отделение от дна (всплывание) части щита, покрывавшей современное море, вследствие повышения уровня океана, геотермического подогрева снизу и проникновения атлантических вод под лед. Ряд авторов считает процесс дегляциации диахронным для разных частей бассейна [Patton et al., 2017; Ivanova et al., 2019]. Он распространялся от трогов на периферии щита к центру бассейна и продолжается до сегодняшнего дня в северных архипелагах Шпицбергена и Земли

Франца-Иосифа, где сохранились реликты ледовых куполов, покрывающих некоторые проливы между островами. Этому способствовали три вышеуказанных фактора, в частности повышенный тепловой поток, по крайней мере, в некоторых трогах, образованных активными неотектоническими разломами, например, в троге Орла [Зайончек и др., 2009].

В этом разделе рассматривается процесс распада ледникового щита в течение ранней дегляциации (или Терминации 1), в основном завершившейся к началу теплого интерстадиала беллинг–аллеред (Б–А), около 15 кал. тыс. л. н., а также последующее развитие палеообстановок и процессов седиментации в Баренцевом море. Главной проблемой при выделении и корреляции границ литостратиграфических горизонтов и послеледниковых климатостратиграфических событий является недостаточное количество радиоуглеродных датировок. Кроме того, однозначному пересчету имеющихся радиоуглеродных датировок в календарный возраст препятствует неопределенность пространственно-временной изменчивости резервуарного эффекта [Mangerud et al., 2006; Ivanova, 2009; Risebrobakken et al., 2011].

Отложения подстилающей послеледниковые отложения морены последнего оледенения встречены нами только в троге Франц-Виктория, в основании колонки АСВ-880. Это очень плотные (влажность 17%) темно-серые несортированные валунные суглинки с обломками черных сланцев размером до 12 см, низкой влажностью (17%) и низкой соленостью иловых вод (13‰). В них содержатся единичные, по-видимому, переотложенные, экземпляры полярного планктонного вида фораминифер *N. pachyderma* sin. [Иванова, 2006]. Мы оцениваем возраст кровли горизонта IV приблизительно в 20–19 кал. тыс. л. н. в соответствии с имеющимися в литературе представлениями о возрасте последнего оледенения [Ivanova et al., 2019] (рис. 2.5.3, 2.5.4).

Ранее нами была уточнена трехчленная литостратиграфия послеледниковых отложений [Мурдмаа, Иванова, 1999]. Несмотря на обнаружение больших (до стократных) вариаций мощностей и фациальной изменчивости выделенных литостратиграфических горизонтов (III–I, рис. 2.5.3), их последовательность неизменна, а в интерпретации палеообстановок угадываются черты сходства ведущих процессов седиментации в каждом из них. Послеледниковое накопление трехчленного осадочного чехла отражает две стадии дегляциации основной части Баренцевоморского ледникового щита, прикрепленного к грунту ниже уровня моря, и последовавшего с начала голоцена морского осадконакопления. Возрастные рамки трехчленной шкалы подтверждены

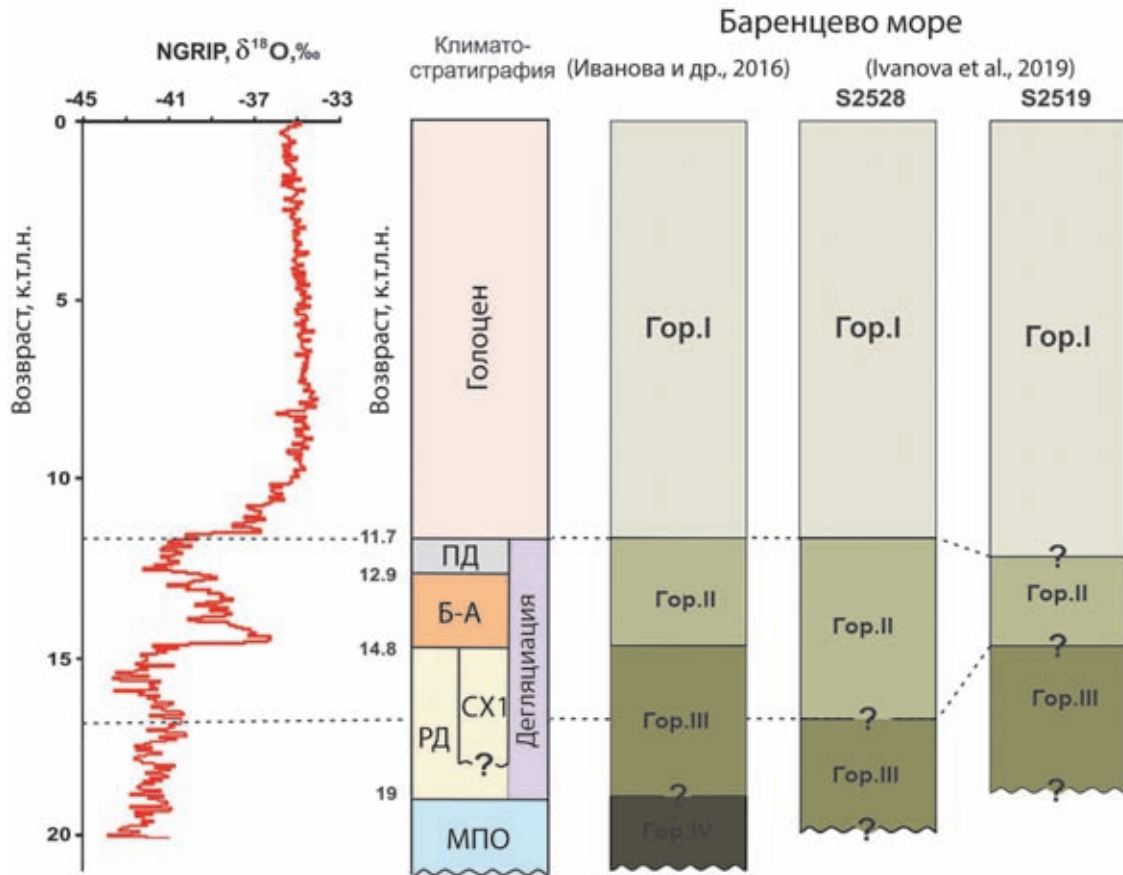


Рис. 2.5.3. Корреляция литостратиграфических горизонтов в колонках Баренцева моря с климатостратиграфической шкалой Северного полушария и температурной кривой вариаций изотопно-кислородного состава Гренландского ледового ядра NGRIP [North Greenland Ice Core Project members, 2004] за последние 20 тыс. лет.

Недостаточно хорошо датированные гипотетические границы отмечены вопросительными знаками. Литостратиграфические горизонты: IV – морена, III – ледниково-морские отложения ранней дегляциации, II – ледниково-морские отложения поздней дегляциации, I – морские гемипелагические отложения; МПО – максимум последнего оледенения; РД – ранняя дегляциация; Б-А – интерстадиал беллинг-аллеред, ПД – стадиал поздний дриас, CX1 – первый стадиал Хайнриха по [Ivanova et al., 2019] с изменениями

масс-спектрометрическими радиоуглеродными датировками для литостратиграфических горизонтов I и II. Благодаря этому, удалось сопоставить хроностратиграфическую шкалу послеледниковых отложений Баренцева моря [Ivanova et al., 2002; Иванова, 2006; Murdmaa et al., 2006] с общепринятой хроностратиграфической или климатостратиграфической шкалой для Северного полушария [Ivanova, 2009; Чистякова и др., 2010; Rasmussen et al., 2007, 2014; Klitsgaard et al., 2013]. Климатостратиграфическая шкала, как известно, отражает потепления и похолодания тысячелетнего временного масштаба в течение дегляциации материковых ледниковых щитов, в том числе Гренландского ледового ядра NGRIP [North Greenland Ice Core Project members, 2004]. Однако полученные недавно результаты комплексных исследований и масс-спектрометрического датирования послеледниковых отложений северо-западной части Баренцева моря [Ivanova et al., 2019] вновь под-

твердили высказанное ранее предположение о диахронности процесса дегляциации в разных частях бассейна [Ivanova et al., 2002; Murdmaa et al., 2006] и позволили уточнить возраст горизонтов I и II в отдельных районах.

Общая видимая мощность вскрытых послеледниковых отложений соответствует длине изученных нами колонки и определена полностью только в колонке АСВ-880 из трога Франц-Виктория, где она составляет около четырех метров над предполагаемой мореной последнего оледенения (рис. 2.5.4). Однако, низкочастотное непрерывное сейсмопрофилирование (НСП), проведенное геологоразведочными организациями в юго-восточной части Баренцева моря, подтвержденное более чем сотней инженерно-геологических скважин, выявило значительно большие мощности рыхлого осадочного чехла над четким региональным несогласием – десятки метров [Gataullin et al., 1993; Pavlidis, Polyakova, 1997; Крапивнер,

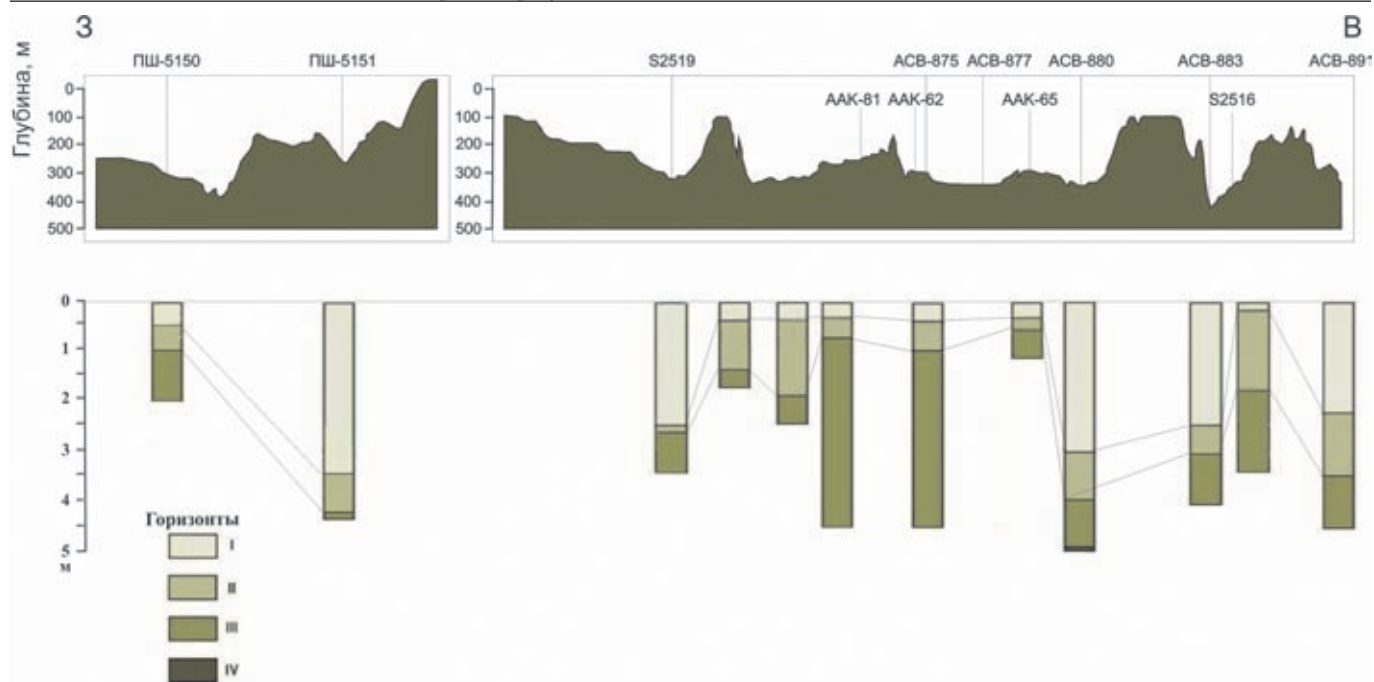


Рис. 2.5.4. Литостратиграфия изученных авторами колонок на субширотном батиметрическом профиле через северную часть моря (~ 80° с. ш.). Обозначения горизонтов приведены в подписи к рис. 2.5.3

2009а, б, 2014; Эпштейн и др., 2011а, б] (рис. 2.5.5). При этом авторы частично придерживаются той же трехчленной схемы литостратиграфии, которая использована нами, хотя интерпретация процессов осадконакопления у разных авторов существенно различается.

По данным литологического изучения колонок ранняя дегляциация (горизонт III) представлена ледниково-морским диамиктоном, залегающим на морене горизонта IV или на коренных породах (рис. 2.5.3–2.5.6). Это легко распознаваемые даже визуально темно-серые (без оливкового оттенка) отложения, состоящие из двух главных гранулометрических и вещественно-генетических компонентов: грубообломочного материала с песком и очень тонкозернистой основной массы (матрикса).

Видимая мощность вскрытого колонками диамиктона не превышает нескольких метров в северной и центральной частях моря (рис. 2.5.4, 2.5.6). Диамиктон не вскрыт колонками из южной части моря, но толщи нелифитированных отложений мощностью в десятки метров, названные диамиктоновым илом, вскрыты в юго-восточной части Баренцева моря инженерно-геологическим бурением (рис. 2.5.5, 2.5.6 [Крапивнер, 2009а, б, 2014]). В нескольких скважинах диамиктоновый ил залегает непосредственно на мезозойском фундаменте, который был, вероятно, обнажен ледниковой эрозией в начале ранней дегляциации.

Пример диамиктона в колонке АСВ-1200 (рис. 2.5.6, 2.5.7) из трога Персей показывает отсутствие сортировки крупных фракций, от песка до щебня. Это подтверждает принятую нами гипотезу об их айсберговом разносе и осаждении путем падения обломков на месте их высвобождения при таянии айсбергов снизу (рис. 2.5.8 [Murdmaa et al., 2006; Murdmaa, Ivanova, 2017]). Редко наблюдаются слабые признаки обратной градиционности грубообломочного материала (увеличения размера обломков пород снизу вверх), как в колонке АСВ-883, или преобладание узкого диапазона размеров дресвы и щебня, возможно свидетельствующие о придонном транспорте диамиктона гравитационными обломочными потоками на крутых подводных склонах (например, колонка АСВ-1190).

Видны изменения цвета и резкое сокращение содержания материала айсбергового разноса на границе горизонтов III/II. Серый прослой более грубозернистых осадков в пределах горизонта II указывает на событие выдвигания края ледника (возможно в позднем дриасе). Изменения ассоциаций тяжелых минералов маркируют границу горизонтов II/I, т. е. переход от дистальных ледниково-морских к морским обстановкам со сменой питающей провинции.

Песчано-дресвяно-щебневый компонент представлен обломками пород и обломочными минералами. Петрография пород в обломках крупнее 2 мм определена в диамиктоне трех колонок из северной

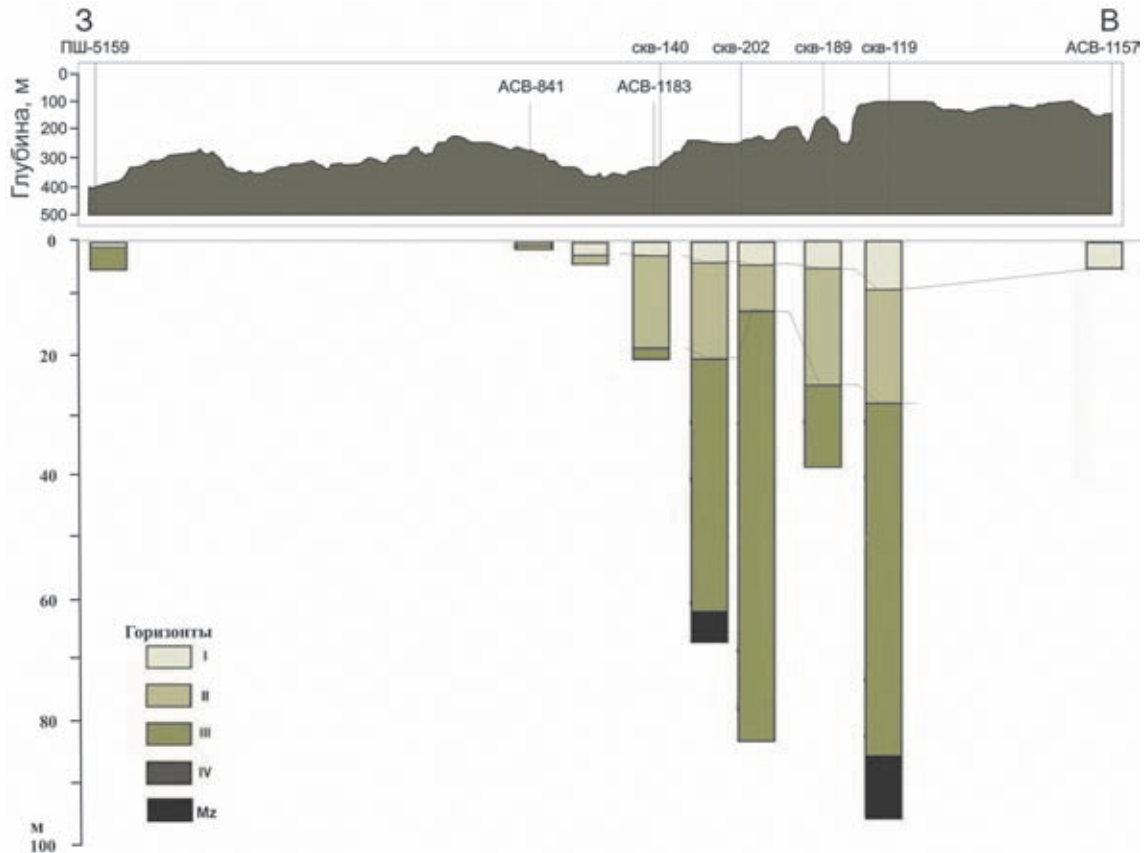


Рис. 2.5.5. Литостратиграфия колонок (изученных авторами) и инженерно-геологических скважин (по опубликованным данным, см. текст) на субширотном батиметрическом профиле через южную часть моря (~70° с. ш.). Обозначения горизонтов приведены в подписях к рис. 2.5.3. Mz – мезозойский фундамент

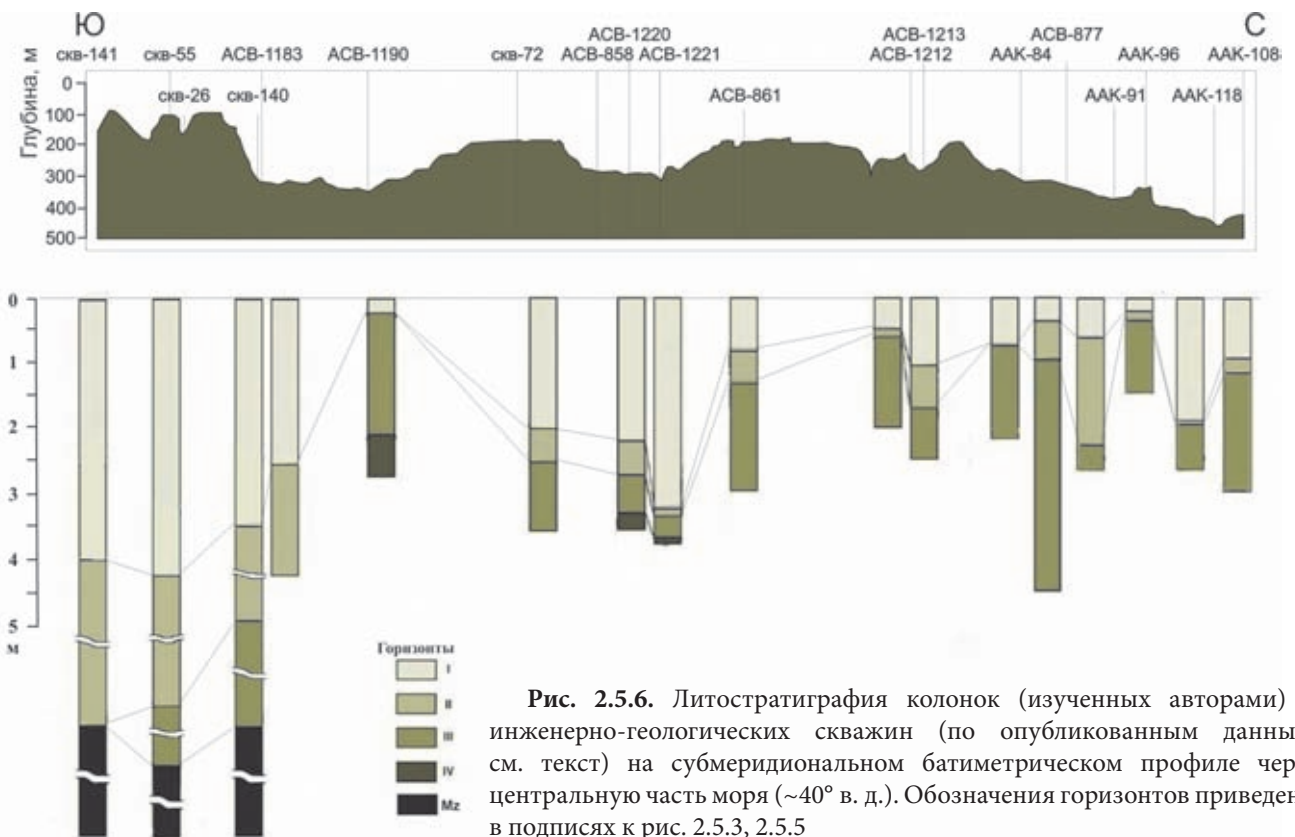


Рис. 2.5.6. Литостратиграфия колонок (изученных авторами) и инженерно-геологических скважин (по опубликованным данным, см. текст) на субмеридиональном батиметрическом профиле через центральную часть моря (~40° в. д.). Обозначения горизонтов приведены в подписях к рис. 2.5.3, 2.5.5

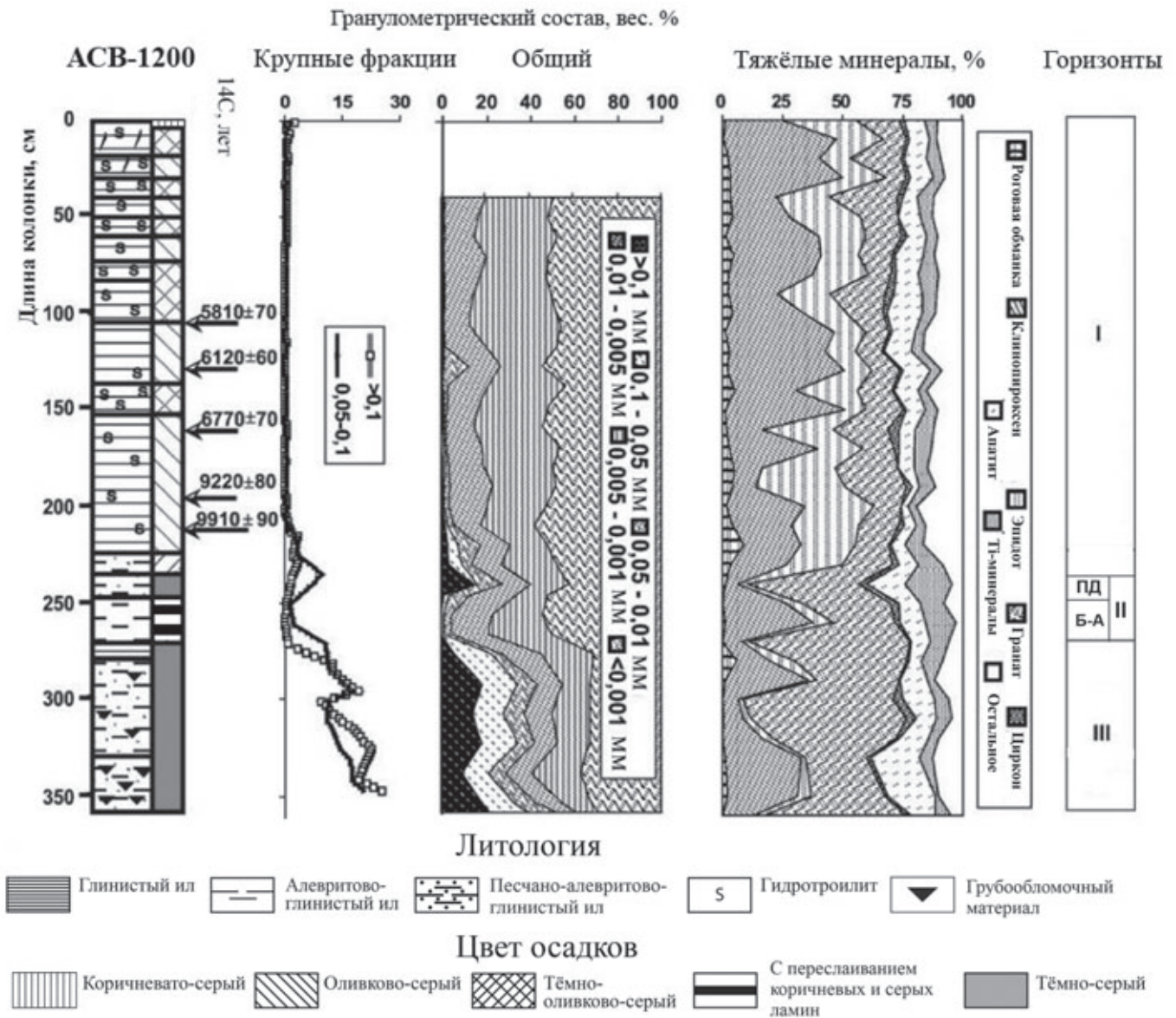


Рис. 2.5.7. Колонка АСВ-1200 из трога Персей: литология и цвет осадков, масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки, гранулометрический состав, соотношение тяжелых минералов по [Murdmaa et al., 2006; Murdmaa, Ivanova, 2017]. Положение колонки показано на рис. 2.5.2 и 2.5.6, обозначения горизонтов приведены в подписи к рис. 2.5.3

части Баренцева моря (рис. 2.5.9, 2.5.10 [Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019]). Во всех изученных пробах кроме одной отмечено большое разнообразие типов пород (обычно более 10), что подтверждает айсберговый разнос грубообломочного материала из разных питающих провинций. В самой нижней пробе из слоя диамиктона колонки АСВ-880 все фракции грубообломочного материала сложены сланцеватыми обломками темно-серых битуминозных аргиллитов («черных сланцев») и возможно попали в осадок в результате вспахивания ледником подводного обнажения этих пород. Если так, то этот осадок нужно

отнести к подводной конечной морене, кверху переходящей в ледниково-морской диамиктон, где состав пород более разнообразный.

В диамиктоне колонки S2519 из трога Эрик Эрик-сена значительно преобладают обломки осадочных пород: аргиллита, известняка, силицита («кремня»), в меньшей мере – песчаника (рис. 2.5.9), при значительных вариациях их соотношения (рис. 2.5.9, 2.5.10). Эти же осадочные породы встречаются, но в меньшем количестве, в диамиктоне колонки S2528 из трога Орла. Однако, здесь значительно больше обломков точнее не определенных кристаллических по-

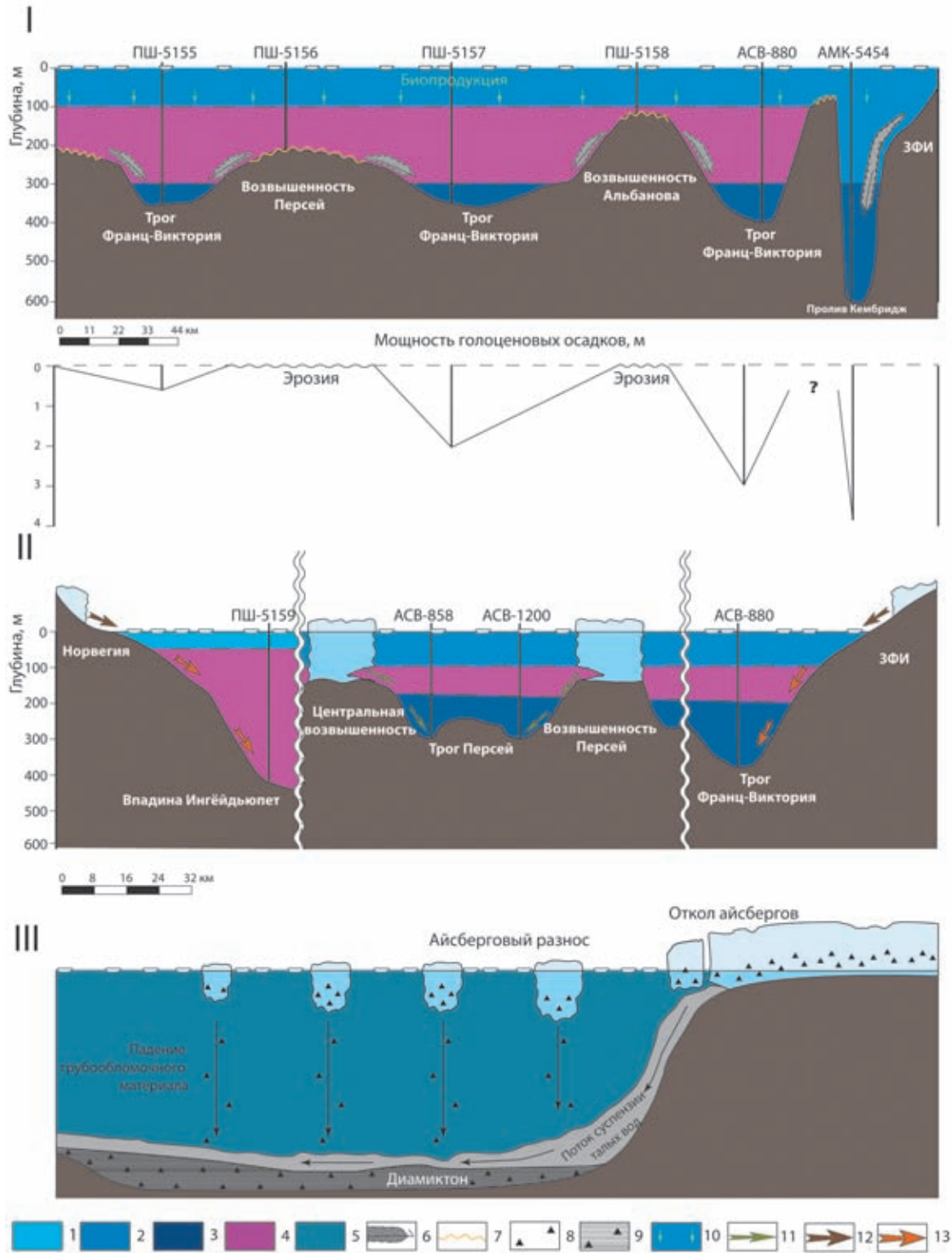


Рис. 2.5.8. Схема основных осадкообразующих процессов для трех стадий развития последледниковых палеообстановок Баренцева моря, соответствующих литостратиграфическим горизонтам I–III:

I – голоцен. Профиль через СВ часть моря; II – поздняя стадия дегляциации. Фрагменты профиля с ЮЗ (впадина Инейдьюпет), через центральную (верховье трога Персей), до СВ (трог Франц-Виктория и пролив Кембридж) части моря; III – ранняя стадия дегляциации (модель формирования диамиктона). 1–5 – водные массы: 1 – прибрежная опресненная, 2 – арктическая, 3 – донная баренцевоморская, 4 – атлантическая, 5 – опресненная тальми водами баренцевоморская; 6 – латеральные придонные потоки взвеси; 7 – эрозия; 8 – грубообломочный материал; 9 – диамиктон; 10 – осаднение биогенных пеллет и взвешенного органического вещества; 11–13 – потоки суспензии талых вод ледников: 11 – подводные потоки суспензии талых вод от реликтов ледников на отмелях, отлагающие пестроцветные ламиниты, 12 – наземные потоки суспензии талых вод, эродирующие морену, 13 – сильные подводные потоки густой суспензии на продолжении наземных, отлагающие пелитовые илы с линзами песка

род гранитно-гнейсового комплекса, объединенных под условным названием «гранит». Это согласуется с распространением протерозойских интрузивно-метаморфических пород на соседних островах, покрытых ледниками. Присутствие в диамиктоне колонки S2528 обломков осадочных пород, подобных доминирующим в колонке S2519, возможно свидетельствует о дрейфе айсбергов на север вдоль трога Орла [Ivanova et al., 2019].

Матрикс диамиктона очень тонкозернистый, преобладает фракция <1 мкм, по данным седиграфа и лазерного счетчика частиц обычно отделенная от более крупного пелита четким минимумом. Рентген-дифракционным (фазовым) анализом показано, что в осадках Баренцева моря фракция <1 мкм матрикса диамиктона, как правило, относительно обогащена тонкодисперсным кварцем и каолинитом, кроме района к западу от Новой Земли, где резко повышено содержание хлорита. Высказана гипотеза о первично золовом происхождении фракции <1 мкм, накопившейся во время роста ледника и высвободившейся при его таянии [Murdmaa et al., 2006]. Выпадение тончайшей фракции матрикса диамиктона происходило, очевидно, в неподвижной воде под круглогодичным плавающим морским льдом (рис. 2.5.8, III).

Таким образом, соотношение гранулометрических фракций в диамиктоне демонстрирует латеральную и временную изменчивость и свидетельствует о наложении двух независимых механизмов седиментации: айсбергового разноса крупнозернистого материала и осаждения тончайшей взвеси, скорее всего поступившей с тальми водами ледников («ледникового молока») в спокойных гидродинамических условиях, преимущественно подледных [Murdmaa et al., 2006]. Соленость иловых вод диамиктона составляет 28–32‰ [Богданов и др., 2001], т. е. заметно выше, чем в нижележащей морене, но несколько ниже, чем в современных придонных водах впадин Баренцева моря.

Довольно редкие микрофоссилии в диамиктоне представлены ныне живущими и переотложенными, преимущественно бентосными, мезо-кайнозойскими фораминиферами различной степени сохранности, от «свежих» до перекристаллизованных. Единично встречаются раковины планктонных фораминифер, относящихся к полярному виду *N. pachyderma* sp., моллюсков и полярного вида птеропод *Limacina helicina*. Современные виды бентосных фораминифер представлены *Elphidium* spp., *Cassidulina reniforme*, *Islandiella norcrossi*, *Cibicides lobatulus*, *Nonion labradoricum*, *Haynesina orbiculare* и изредка другими видами. Вследствие редкой встречаемости и низкого содержания карбонатных микрофоссилий этот горизонт датирован лишь в единич-

ных разрезах, в частности, в троге Орла (Квитойя) [Ivanova et al., 2019]. Здесь в колонке S2528 обнаружен уникальный состав бентосной фауны. Так как горизонт находится между мореной последнего оледенения и датированными отложениями основной фазы дегляциации, мы оцениваем его возраст приблизительно в 19–15 кал. тыс. л. н.

Выше диамиктона в большинстве колонок со дна шельфовых впадин залегает горизонт II поздней стадии дегляциации (рис. 2.5.8, II). На склонах подводных возвышенностей горизонт II часто выпадает из разреза, а на их вершинах не образовался из-за условий «неотложения» или смыв придонными течениями вместе с горизонтом I. Мощность горизонта в наших колонках редко превышает 1 м, а обычно меньше (рис. 2.5.4–2.5.6), но инженерно-геологические скважины вскрыли сходные ему микрослоистые пестроцветные осадки мощностью до нескольких десятков метров в юго-восточной части Баренцева моря [Gataullin et al., 1993; Крапивнер, 2009а, 2014].

Переход от диамиктона горизонта III к фациально разнообразным отложениям горизонта II в колонках обычно резкий, иногда неровный (возможно эрозионный). Он выражен в изменении цвета осадка, его структуры и текстуры, резком сокращении содержания материала айсбергового разноса (например, в колонке АСВ-1200, рис. 2.5.7). Характерно появление коричневатых или желтоватых, реже зеленоватых оттенков вплоть до сплошной серовато-коричневой окраски горизонта в целом, как в колонке АСВ-1183 из впадины в юго-восточной части моря (рис. 2.5.11 [Murdmaa et al., 2006]). Коричневатый цвет указывает на кислородную среду раннего диагенеза. Горизонт II отличается большими вариациями мощностей.

Колонка АСВ-1183 взята со дна впадины в южной части Баренцева моря, где широко развита резко стратифицированная мелковолнистая сейсмоакустическая запись с маломощным акустически прозрачным покровом, который обычно интерпретируется как слой голоценовых осадков. Вскрытый колонкой разрез (рис. 2.5.11) подтверждает такую интерпретацию, хотя датированный горизонт голоцена здесь чуть больше 2.5 м. Под четкой границей голоценового слоя пелитового и алевроитово-пелитового ила с примесью песка залегает слой однородного серовато-коричневого, очень тонкозернистого осадка с резким преобладанием глинистой фракции <0.001 мм, отнесенный нами к горизонту II [Murdmaa et al., 2006]. Видимая мощность горизонта в колонке менее 2 м, но судя по сейсмоакустическим данным, его истинная мощность не менее 10 м, а может быть и значительно больше.

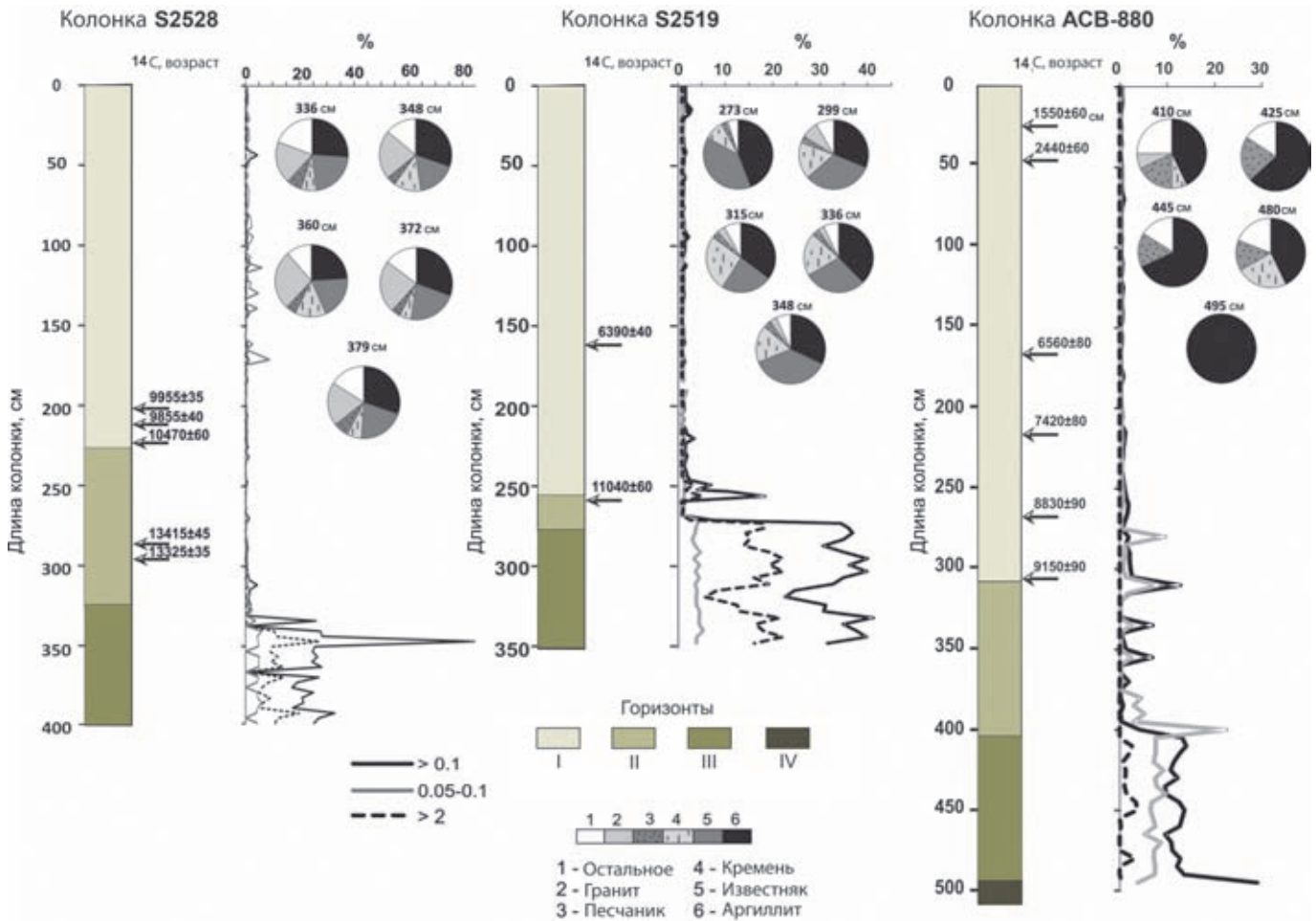


Рис. 2.5.9. Литология, радиоуглеродный возраст, распределение крупных гранулометрических фракций для колонок донных осадков северной части моря: S2528 из трога Орла (Квитойя), S2519 из трога Эрик Эриксона по [Ivanova et al., 2019] и ACB-880 из трога Франц-Виктория по [Иванова и др., 2016].

Показан петрографический состав отдельных образцов грубообломочного материала (>2 мм) из горизонта диамиктона с приблизительной оценкой соотношения пород в виде круговых диаграмм. Обозначения горизонтов приведены в подписи к рис. 2.5.3

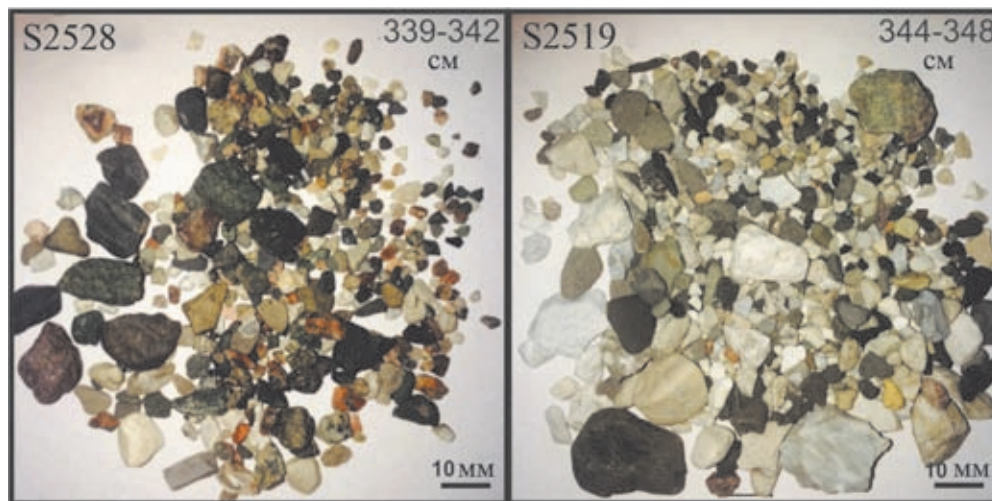


Рис. 2.5.10. Пример петрографического состава грубообломочного материала айсбергового разноса (>2 мм) из горизонта диамиктона колонок S2519 и S2528 из трогов Эрик Эриксона и Орла соответственно. Фото Э.А. Сейткалиевой

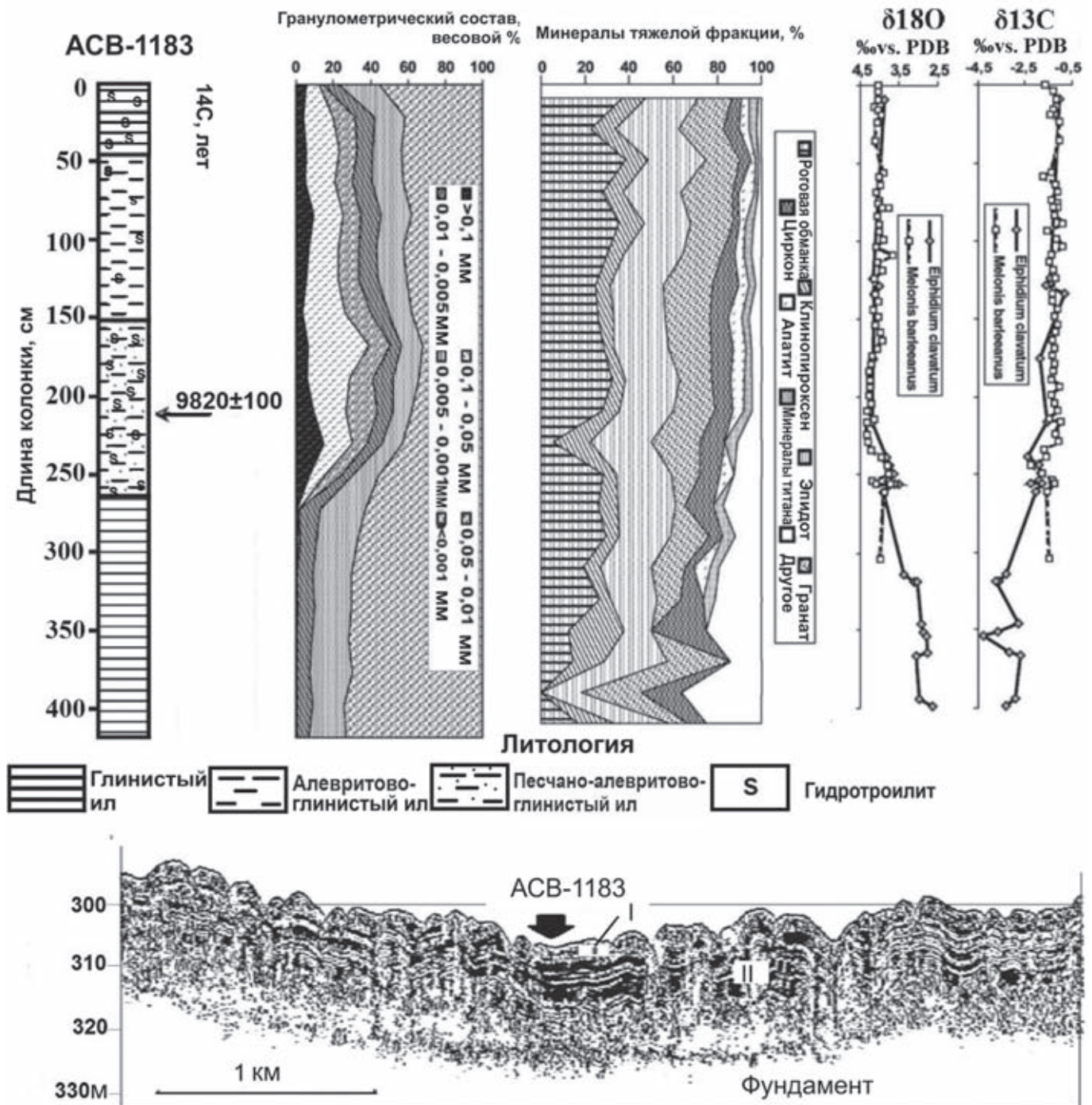


Рис. 2.5.11. Колонка ACB-1183 из Центральной впадины: литология, масс-спектрометрическая радиоуглеродная датировка, гранулометрический состав, соотношение тяжелых минералов, соотношение изотопов кислорода и углерода в раковинах фораминифер, сейсмоакустическая запись в районе отбора колонки по [Murdmaa et al., 2006; Murdmaa, Ivanova, 2017]. Обозначение горизонтов на рис. 2.5.3, положение колонки показано на рис. 2.5.2 и 2.5.6

Колонка ПШ-5159 из впадины Ингейдьюпет в юго-западной части Баренцева моря вскрыла под полтораметровым слоем голоценовых пелитовых илов коричневые и коричневато-серые пелитовые или мелкоалевритово-пелитовые илы с переменной примесью крупного алеврита и песка (рис. 2.5.12). Пол-

ный гранулометрический анализ их пока не выполнен. Судя по визуальному описанию на борту судна, тонкозернистый («маслянистый» на ощупь) ил содержит многочисленные тонкие линзы и прослои песка и крупного алеврита, особенно обильные в верхней половине горизонта. Положение датированных

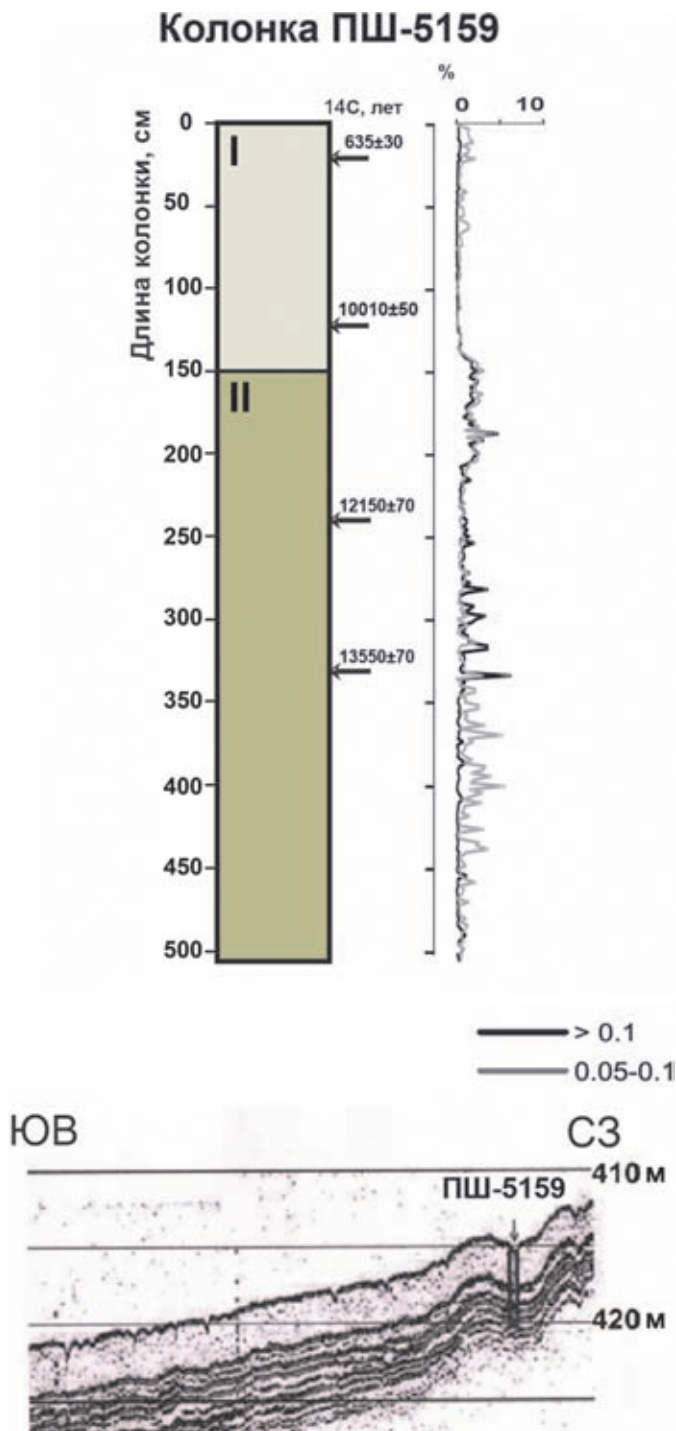


Рис. 2.5.12. Колонка ПШ-5159 из впадины Ингейдьюпет: литология, масс-спектрометрические радиоуглеродные датировки, процентное содержание крупных фракций, сейсмоакустическая запись в районе отбора колонки по [Murdmaa, Ivanova, 2017] с изменениями. Положение колонки показано на рис. 2.5.2 и 2.5.5

радиоуглеродным методом интервалов в пределах этого горизонта показывает, что поздняя фаза дегляциации с отступанием края ледника на сушу могла начаться здесь значительно раньше, чем в более се-

верных районах Баренцева моря, из-за сильного влияния потока подповерхностных атлантических вод. Правда, не исключено, что раковины моллюсков, по которым выполнены датировки, были перенесены гравитационными потоками, на деятельность которых указывает текстура осадков.

На дне шельфовых впадин северной и центральной частей моря в пределах горизонта II распространены маломощные слои с пестроцветной ламинацией: периодическим переслаиванием коричневых и серых микрослоев (ламин). Вероятно, это свидетельствует о чередовании окислительной и восстановительной среды раннего диагенеза при пульсационном характере седиментации. В колонке АСВ-1200 из трого Персей (рис. 2.5.7, [Murdmaa et al., 2006; Murdmaa, Ivanova, 2017]), а также в колонке S2519 из локальной впадины в трого Эрик Эриксона [Ivanova et al., 2019] над пестроцветным ламинированным слоем, отнесенным к Б–А, залегает тонкий слой серого более грубозернистого осадка, по цвету напоминающий диамиктон, обогащенный песком. Он предположительно отнесен к позднему дриасу, завершающему накопление горизонта II и указывает на событие выдвигания края ледника.

Осадки горизонта II в основном тонкозернистые, алеврито-пелитовые и пелитовые. В них практически нет грубообломочного материала айсбергового разноса, но содержат тонкие прослои и линзы довольно хорошо сортированного мелкозернистого песка и крупного алеврита. Такие микротекстуры, которые не обнаруживаются при гранулометрическом анализе, но выявлены при визуальном описании колонок и изучении смер-слайдов, мы интерпретируем как признак отложений пульсирующих гравитационных потоков суспензии талых вод ледников на суше, с их продолжением на подводных склонах. На левом (юго-западном) фрагменте профиля (рис. 2.5.8, II) стрелками схематически показано такое стекание суспензии с тающего ледника Скандинавии, которое привело к быстрому накоплению вероятно мощного горизонта II во впадине Ингейдьюпет (рис. 2.5.12). На правом (северо-восточном) фрагменте профиля (рис. 2.5.8, II) похожий процесс привел к накоплению внешне однородного горизонта II в трого Франц-Виктория, только гораздо меньшей мощности (рис. 2.5.4, колонка АСВ-880). В обоих случаях литологических различий подгоризонтов Б–А и ПД не отмечено (рис. 2.5.3). В отличие от близких к берегу крайних фрагментов профиля, в среднем фрагменте (рис. 2.5.8, II) показано стекание пульсирующих потоков суспензии с реликтов ледника, прикрепленных ко дну на отмелях. Эти потоки отлагали на дне трого пестроцветные ламиниты в теплом интерстадиале Б–А. На них за-

легают, иногда с размывом, более крупнозернистые отложения гравитационных потоков от выдвинувшихся к морю в ПД ледников (рис. 2.5.7). Основной причиной различия двух главных вариантов накопления горизонта II мы считаем обилие поступавшего с талыми водами терригенного материала для ледниково-морской седиментации. Оно, очевидно, было максимальным с Евразийского материка, меньше с северных архипелагов и еще меньше с небольших реликтов ледников в открытой части моря.

Считается, что главной причиной смены обстановки осадконакопления при переходе от ранней стадии дегляциации к поздней является отступление края ледников на сушу и как следствие – прекращение откола айсбергов и айсбергового разноса осадочного материала, прежде всего – грубообломочного. Несмотря на выявившиеся слабые места этой точки зрения, лучшего объяснения пока нет. Во всяком случае, смена ведущего процесса айсбергового разноса на ранней стадии дегляциации (горизонт III) осадкообразующей деятельностью потоков суспензии талых вод изолированных остатков ледникового щита на поздней стадии (горизонт II) удовлетворительно объясняет основные изменения наблюдаемых литологических характеристик разрезов колонок. Важно отметить, что в подводных потоках суспензия действует как тяжелая жидкость, прижимающаяся ко дну и способная не только проникать через омывающие склоны водные массы разной плотности, но также размывать накопившиеся там рыхлые осадки, в том числе матрикс диамиктона.

В горизонте II встречены те же виды бентосных фораминифер, что и в горизонте III. Кроме того, в трогах Франц-Виктория (колонка АСВ-880) и Орла (колонка S2528) найдены редкие раковины секреторных и планктонных видов, характерных для Северной Атлантики и, в частности, Норвежского моря: *Pullenia bulloides*, *Cibicides wuellerstorfi*, *Cassidulina teretis*, *Melonis barleeanus*, *N. pachyderma* dex., *Turborotalita quinqueloba*, преимущественно хорошей сохранности. Прослой с повышенным содержанием фораминифер встречены в колонках АСВ-1183, АСВ-1200, S2519 и ПШ-5147 из Центральной котловины и трогов Эрик Эриксона и Персей. В них доминируют *S. reniforme* и *E. clavatum*. Отдельные образцы обогащены раковинами «атлантического» вида *S. teretis* (рис. 2.5.13, [Ivanova et al., 2019]). В некоторых образцах, в частности в колонке ПШ-5147, встречены перетолженные меловые радиолярии и фораминиферы (определения Л.В. Поляка). Горизонт датирован масс-спектрометрическим радиоуглеродным методом в нескольких баренцевоморских разрезах [Polyak, Solheim, 1994; Polyak et al., 1997; Hald et al., 1999; Lubinski et al.,

2001; Ivanova et al., 2019]. В колонке АСВ-1183 в верхней части этого горизонта отмечены минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 2.5.11). В колонках JPC5 и S2528 минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ планктонных и бентосных фораминифер датированы и соответствуют интервалу позднего дриаса (рис. 2.5.13, [Ivanova et al., 2019]). Календарный возраст горизонта от 15–14 до 11.7–11.4 тыс. л. н. (рис. 2.5.3).

Значительное увеличение содержания микрофосилий, изменения цвета и литологического состава осадков, а также изменения ассоциаций тяжелых минералов маркируют границу горизонтов II/I, т. е. переход от дистальных ледниково-морских к морским обстановкам со сменой питающей провинции (рис. 2.5.7–2.5.9, 2.5.11).

Голоценовый горизонт I, отражающий переход от ледниково-морского осадконакопления к морскому, сложен тонкозернистым оливково-серым пелитовым илом с гидротроилитом и многочисленными трубками полихет. Нижняя часть горизонта в южной части Центральной котловины обогащена крупным алевритом и мелким песком (колонка АСВ-1183, см. рис. 2.5.11). Соленость иловых вод (32–34‰, [Богданов и др., 2001]) не выходит за пределы современной солености придонных вод. Повышенное, по сравнению с нижележащими горизонтами, содержание органического вещества в осадках свидетельствует о значительной биологической продуктивности поверхностных вод, обеспечивающей пищевыми ресурсами жизнедеятельность бентосных организмов.

Осадконакопление за пределами прибрежных мелководий близко к гемипелагическому, но отличается тем, что у дна происходит интенсивное перераспределение вертикального потока осадков (усиленного пеллетным механизмом седиментации) с подводных поднятий в шельфовые впадины (рис. 2.5.8, I). В результате мощность голоценовых отложений во впадинах, откуда отобрано большинство наших колонок, составляет 2–4 м или даже больше (рис. 2.5.4–2.5.9, 2.5.11, 2.5.12) а на вершинах разделяющих их подводных возвышенностей господствуют условия «неотложения» или эрозии.

В горизонте встречены разнообразны и многочисленные раковины бентосных фораминифер, а также единичные раковины птеропод вида *Limacina helecina*, двустворчатых моллюсков, гастропод, остракод и спикулы губок. Секреторные бентосные фораминиферы по всему горизонту резко преобладают над планктонными, а также над агглютинирующими бентосными, раковины которых быстро распадаются в процессе диагенеза осадков [Alve, Murray, 1995; Hald et al., 1999; Hald, Korsun, 1997; Polyak, Solheim, 1994; Polyak et al., 2002]. Степень со-

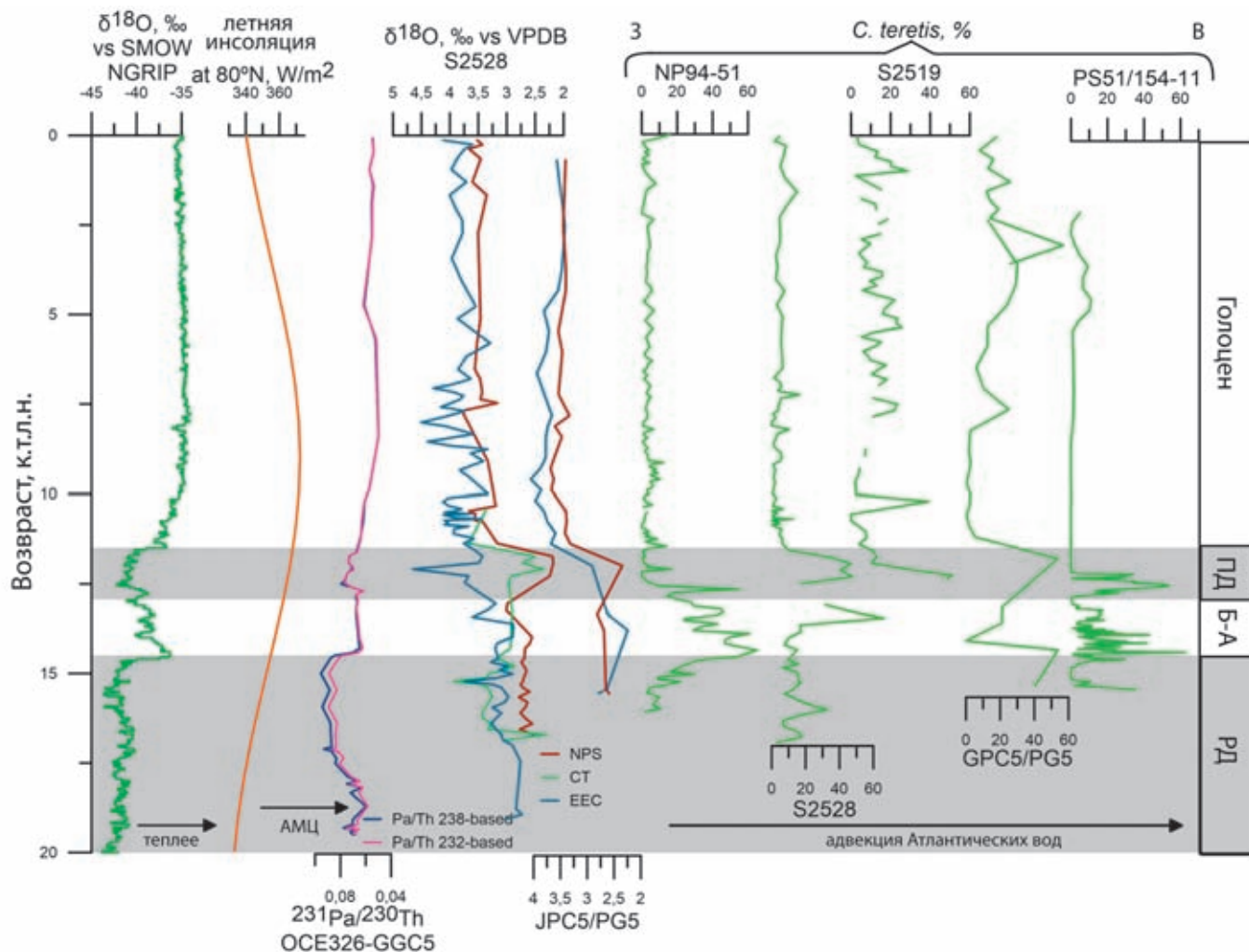


Рис. 2.5.13. Корреляция временных серий палеоданных: палеотемпературная (изотопно-кислородная) кривая Гренландского ледового ядра [North Greenland Ice Core Project members, 2004], летняя инсоляция на 80°с. ш. [Laskar et al., 2004], интенсивность Атлантической меридиональной циркуляции (АМЦ, [McManus et al., 2004]), изотопно-кислородные данные по фораминиферам для колонок из северо-западной и северо-восточной частей Баренцева моря, кривые (зеленые) относительного содержания бентосного вида *Cassidulina teretis*, показателя притока атлантических вод с запада на восток (слева направо), от Северной Атлантики к морю Лаптевых по [Ivanova et al., 2019].

Все серии приведены с оригинальными (опубликованными) возрастными шкалами. Колонок: NP94-51 – северный континентальный склон Шпицбергена [Ślubowska et al., 2005], S2528 – трог Орла и S2519 – трог Эрик Эриксона [Ivanova et al., 2019], JPC5/PG5 – трог Франц-Виктория [Lubinski et al., 2001], PS51/154-11 – море Лаптевых [Taldenkova et al., 2012]. В Атлантике интенсивность АМЦ реконструирована по рассчитанным двумя способами изменениям отношения $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ в колонке OCE326-GGC5, поднятой с глубины 4550 м на Бермудском поднятии [McManus et al., 2004]. Шкала по горизонтальной оси перевернута. Обозначения климатостратиграфических горизонтов приведены в подписи к рис. 2.5.3

хранности раковин планктонных и бентосных фораминифер сильно варьирует даже в одних и тех же образцах; в отдельных пробах фораминиферы отсутствуют вследствие растворения, что характерно для Баренцева моря [Polyak, Mikhailov, 1996; Polyak, Solheim, 1994; Steinsund, Hald, 1994]. В центральной и северо-восточной частях моря среди планктонных форм по всему разрезу доминирует полярный вид *N. pachyderma* sin., бореальные формы: правозавитая *N. pachyderma* и *T. quinqueloba* встречаются единич-

но. В юго-западной части моря и у западного побережья Шпицбергена состав комплексов планктонных и бентосных фораминифер отличается преобладанием бореальных видов планктонных и «атлантических» видов бентосных фораминифер, особенно в колонке ПШ-5159. Последние, особенно *C. teretis* и *M. barleeanus*, встречаются в значительных количествах и в северных трюгах [Lubinski et al., 2001; Ivanova et al., 2019]. Многочисленные радиоуглеродные датировки подтверждают, что возраст отложений не пре-

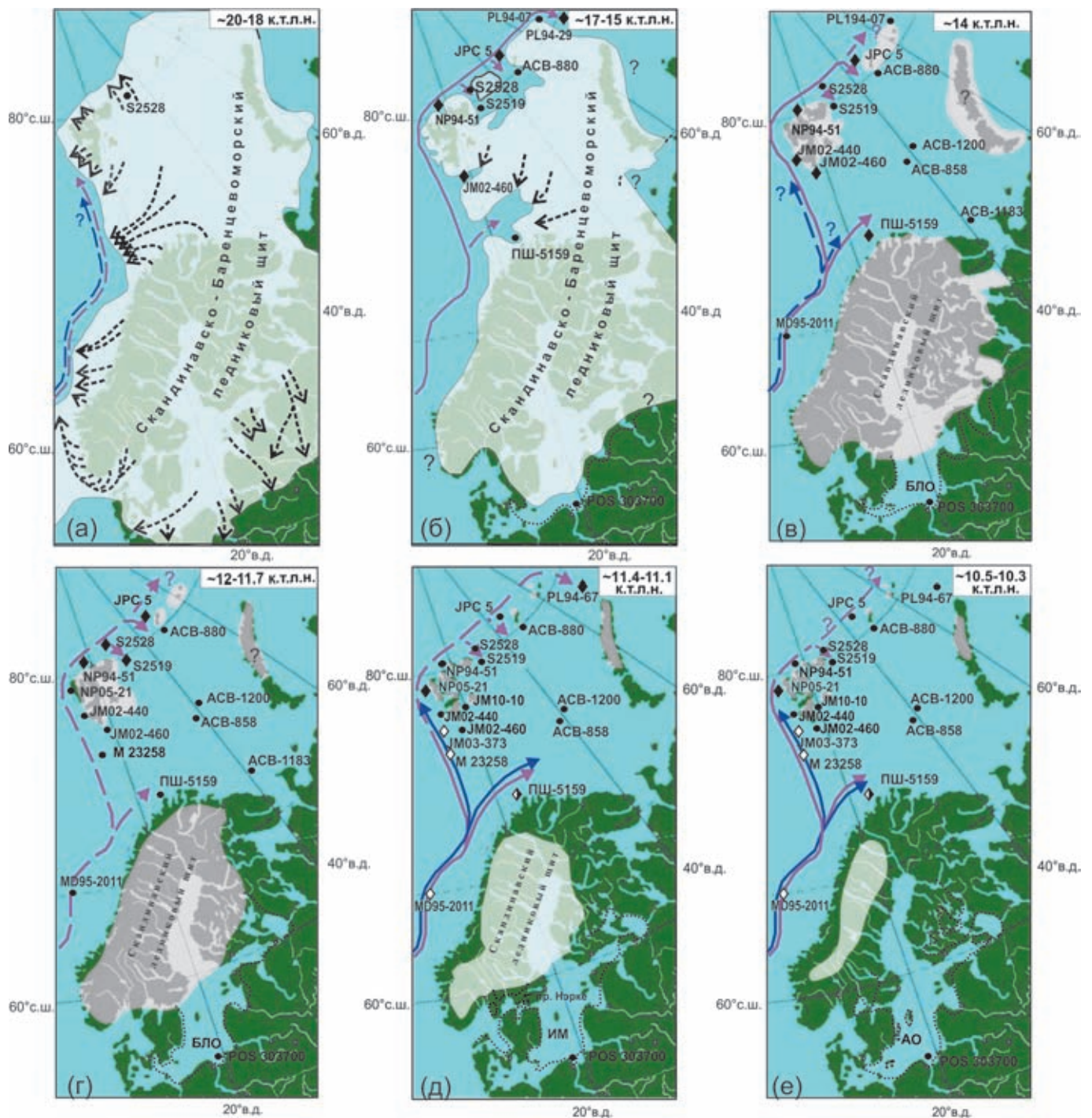


Рис. 2.5.14. Схемы притока атлантических вод и дегляциации Баренцевоморского региона для шести временных срезов (а) максимума последнего оледенения, (б) ранней дегляциации, (в) теплого интерстадиала беллинг–аллеред, (г) холодного стадиала позднего дриаса, (д) и (е) двух интервалов раннего голоцена по [Иванова и др., 2016] с изменениями.

Черными точками обозначены использованные для реконструкций станции, где встречены ледниково-морские либо морские отложения, указывающие на отсутствие ледника; ромбами обозначены станции, где зафиксирован сильный «сигнал» атлантических вод в поверхностном (белые) или придонном (черные) слоях водной толщи, положение станций приведено на рис. 2.5.1. Сплошной черной линией показаны границы ледников, сплошными синими стрелками обозначен приток поверхностных, розовыми – подповерхностных атлантических вод в Баренцевом море; штриховыми стрелками отмечен относительно слабый приток. Короткими пунктирными стрелками на рис. (а) обозначено направление ледовых потоков (ice streams)

вышает 11.7–11.4 кал. тыс. л. н. [Ivanova et al., 2002; Polyak, Solheim, 1994; Polyak et al., 1997; Hald et al., 1999; Lubinski et al., 2001; Murdmaa et al., 2006; Ivanova et al., 2019], за исключением отдельных колонок. В колонке S2519 из трога Эрика Эриксона получена более древняя датировка, позволяющая предположить более раннюю смену ледниково-морских обстановок на морские (рис. 2.5.3, [Ivanova et al., 2019]).

ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В максимум последнего оледенения (МПО), от 22–20 до 19 кал. тыс. л. н., весь Баренцевоморско-Балтийский регион был покрыт мощным ледниковым щитом толщиной до 1–2 км (рис. 2.5.14, а) [Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2004], распространявшимся также на северные части Западной Европы и Русской равнины. Однако уже в это время теплые поверхностные атлантические воды в летние сезоны проникали на север до Шпицбергена (рис. 2.5.14, а) [Sarnthein et al., 2003]. Согласно модели [Siegert, Dowdeswell, 2002], мощность ледника постепенно увеличивалась с МПО до ~ 16 (модельных) тыс. л. и лед растекался от центра щита к периферии в виде мощных ледовых потоков (ice streams) [Ottesen et al., 2008].

На большей части акватории Баренцева моря начало дегляциации задержалось на 2–4 тыс. лет по сравнению с Западной Европой. Не позднее 16 кал. тыс. л. н. под влиянием превышения критической массы устойчивости произошел быстрый распад ледника из-за развития ледовых потоков и откола айсбергов на бровке континентального склона [Siegert, Dowdeswell, 2002]. Распаду и таянию ледника способствовали геотермический подогрев снизу и подток теплой подповерхностной атлантической воды под всплывший край ледника, стимулировавший движение ледовых потоков и откол айсбергов. Некоторые авторы предполагали, что «флотилия айсбергов», отколовшихся по периферии Баренцевоморского ледникового щита от «впадающих» в Норвежское море ледниковых потоков, приплыла в Северную Атлантику [Sarnthein et al., 2000]. Таяние замороженной в айсбергах пресной воды вызвало значительное понижение солёности поверхностных вод и резкое ослабление или даже остановку конвекции в Северной Атлантике во время так называемого первого события Хайнриха (H-1, ~17–15 кал. тыс. л. н.) [Sarnthein et al., 2000; McManus et al., 2004; Иванова, 2006; Ivanova, 2009] в пределах первого стадияла Хайнриха (CX1, рис. 2.5.3). CX1 примерно соответствует похолоданию раннего дриаса (Oldest Dryas) в Европе.

В ходе глобального потепления и перехода к межледниковью начали освобождаться ото льда глубо-

ководные трогии на западе и севере Баренцева моря (рис. 2.5.14, б), прежде всего трог Медвежьего острова. Ледовые потоки способствовали освобождению шельфовых впадин моря и образованию небольших морских водоемов, опресненных из-за обильного притока талых вод [Murdmaa et al., 2006]. В этих впадинах накапливался слой описанного выше ледниково-морского диамиктона с большим содержанием грубообломочного материала (рис. 2.5.8). Судя по отсутствию диамиктона и радиоуглеродным датировкам колонки ПШ 5159, еще до 16 кал. тыс. л. н. освободилась впадина Ингёйдьюпет (рис. 2.5.12) [Ivanova, 2009; Чистякова и др., 2010].

Во время теплого интерстадиаля беллинг–аллеред, около 14.8–12.9 кал. тыс. л. н., большая часть Баренцева моря была свободна от ледников, которые сохранились только на архипелагах и мелководьях (рис. 2.5.14, в) [Elverhøi et al., 1998; Landvik et al., 1998; Klitgaard-Kristensen et al., 2013]. Повышенное содержание *C. teretis*, *Pullenia* spp. и других индикаторных видов бентосных фораминифер в осадках Б–А указывает на усиление поступления (или повышение температуры) атлантических вод в пролив Фрама, на материковый склон и во фьорды Шпицбергена, в юго-западную часть и северные трогии Баренцева моря [Чистякова и др., 2010; Lubinski et al., 2001; Ślubowska et al., 2005; Aagaard-Sørensen et al., 2010; Chauhan et al., 2016; Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019]. Подповерхностная атлантическая вода заполняла до дна впадину Ингёйдьюпет (ст. ПШ-5159) и северные трогии, распространяясь вдоль материкового склона Евразии до моря Лаптевых (рис. 2.5.13). Отсутствие выраженного «сигнала» придонных атлантических вод в колонках из трога Св. Анны ~14 кал. тыс. л. н. может объясняться интенсивным льдообразованием с формированием локальных придонных вод, либо недостаточным временным разрешением имеющихся данных [Lubinski et al., 2001]. Однако биопродуктивность моря оставалась низкой, что подтверждается отсутствием планктонных фораминифер в осадках дегляциации за исключением отдельных прослоев, характеризующих непродолжительные благоприятные для развития планктона условия. Поверхность моря в течение интерстадиаля Б–А, как и в течение всей дегляциации, была холоднее, чем более глубокие горизонты водной толщи (рис. 2.5.14, в) [Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019]. Подповерхностный и придонный слои сильнее прогревались в районах поступления атлантических вод не только при активизации глобальной термохалинной циркуляции в Б–А и раннем голоцене [Vauch et al., 2001; McManus et al., 2004; Risebrobakken et al., 2011], но и в раннем

и позднем дриасе. Этому способствовало значительное опреснение поверхностных вод Баренцева моря за счет большого количества талых вод, усиливавшее стратификацию верхней части водной толщи [Иванова и др., 2016; Ivanova et al., 2019].

В позднем дриасе (ПД), ~12.9–11.7 кал. тыс. л. н., произошла экспансия Скандинавского ледникового щита на суше, а также ледников архипелагов Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Новой Земли на шельф (рис. 2.5.14, г). При общих суровых условиях с широким распространением морских льдов и айсбергов на поверхности Баренцева моря установлено локальное повышение биопродуктивности, по-видимому, за счет эффекта полыньи, например, в троге Эрик Эриксона [Ivanova et al., 2019].

Переход от ледниково-морских условий дегляциации к морским условиям голоцена происходил на фоне повышения уровня океана и неравномерного гляцио-изостатического подъема разных участков дна Баренцева моря и прилегающей суши [Lubinski et al., 2001; Harff et al., 2001]. К началу голоцена остались небольшие ледники на окружающих Баренцево море архипелагах (рис. 2.5.14, д). Поступление значительного объема талых ледниковых вод обусловило низкие температуры на поверхности и широкое распространение морских льдов в Баренцевом море [Risebrobakken et al., 2010, 2011; Ivanova et al., 2019]. В раннем голоцене, около 11–9 кал. тыс. л. н., установлено значительное усиление притока относительно теплых и соленых атлантических вод через Норвежское море в Баренцево от подповерхностного слоя до дна (рис. 2.5.8, 2.5.14, д) и дальнейшее сокращение ледников на архипелагах Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Новой Земли (рис. 2.5.8, 2.5.14, д, е [Чистякова и др., 2010; Risebrobakken et al., 2011; Иванова и др., 2019]. Усилился и приток подповерхностных атлантических вод в северные трог [Ivanova et al., 2019], который, по-видимому, затронул даже поверхностный и придонный слои водной толщи в проливе Кембридж Земли Франца-Иосифа, соединяющемся с трогом Франц-Виктория [Ivanova et al., 2020]. В трог Орла (Квитойя) установлено заметное влияние Атлантики в поверхностном слое 4–2 кал. тыс. л. н. [Brice et al., 2020].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В послеледниковой истории Баренцева моря выделяются три основных стадии, которым соответствуют специфические литостратиграфические горизонты донных осадков, вскрытые в шельфовых впадинах. Ранняя дегляциация, включающая ранний дриас и первое событие Хайнриха, представлена горизонтом ледниково-морского диамиктона, образованного материалом айсбергового разноса и накопившимся в спокойных подледных условиях тонкозернистым матриксом. Поздней дегляциации соответствует горизонт преимущественно дистальных ледниково-морских отложений. Эта стадия включает потепление беллинг-аллеред, представленное в ряде разрезов пестроцветными ламинированными отложениями за счет пульсационной седиментации, и похолодание позднего дриаса. В двух из изученных колонок это похолодание проявилось в виде отложений гравитационных потоков густой суспензии за счет выдвигания ледников на архипелагах и отмелях. Голоцену соответствует горизонт биотурбированных морских отложений гемипелагического типа.

Эти интервалы характеризовались сильно отличавшимися палеообстановками, но поверхность моря в течение всей дегляциации была холоднее, чем подповерхностный и придонный слои, которые сильнее прогревались в районах поступления атлантических вод не только при активизации глобальной термохалинной циркуляции в Б–А [McManus et al., 2004], но и в раннем дриасе (т. е. во время первого события Хайнриха).

Благодарности. Авторы благодарны российским и зарубежным коллегам за многолетнее сотрудничество по изучению послеледниковой этапа развития Баренцева моря и обсуждение результатов, а также Д.М. Коршунову и С.М. Сим за помощь в оформлении рисунков.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки (тема № 0149-2019-0007). Радиоуглеродные масс-спектрометрические датировки финансировались в рамках Российского научного фонда (проект № 14-50-00095).

ГЛАВА 3. РАССЕЯННОЕ ОСАДОЧНОЕ ВЕЩЕСТВО ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

3.1. Рассеянное осадочное вещество атмосферы над Баренцевым морем

В.П. Шевченко¹, Л.П. Голобокова², С.М. Сакерин³, А.П. Лисицын, Д.М. Кабанов³,
А.Н. Новигатский¹, М.В. Панченко³, Н.В. Политова¹, В.В. Польшкин³, О.Б. Поповичева⁴,
Т.В. Ходжер²

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

²Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

³Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск

⁴Научно-исследовательский институт ядерной физики имени Д.В. Скобельцына
МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

Изучены концентрация и состав аэрозоля в атмосфере над Баренцевым морем. Ранее вклад аэрозолей в формирование природной среды Арктики недооценивался. Наши данные свидетельствуют о заметном влиянии континентального аэрозоля на атмосферу Баренцева моря. Установлена зависимость концентрации черного углерода от типа воздушных масс. Она возрастает в сотни раз в атмосфере над морем при выносах континентального воздуха. Изучен ионный состав и содержание химических элементов в нерастворимой фракции аэрозолей приземной атмосферы Баренцева моря. Содержание большинства химических элементов (Na, Al, K, Ca, Sc, Fe, Co, Rb, Zr, Cs, Ba, PЗЭ, Hf, Ta, Th, U) в нерастворимой фракции аэрозолей ниже средних значений для земной коры. Содержание Cr, Cu, Zn, As, Se, Br, Ag, Sb, Au и Pb значительно превышает их среднюю величину для земной коры, что обусловлено влиянием антропоферы. Обсуждаются вероятные источники антропогенного загрязнения аэрозолей Арктики и Баренцева моря.

Ключевые слова: аэрозоли, нерастворимая фракция, черный углерод, ионный состав, потоки вещества, Арктика.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(11)

ВВЕДЕНИЕ

Исследования последних лет показали, что вклад аэрозолей в формирование природной среды Арктики значительнее и разнообразнее, чем это представлялось ранее [Шевченко и др., 2000, 2009; Шевченко, 2006; Лисицын, 2010]. Большой интерес представляет изучение разнообразных антропогенных загрязнений, поступающих в Баренцево море из региональных источников (<1 тыс. км) и из удаленных промышленных центров, дальних (>1 тыс. км) и сверхдальних (>10 тыс. км).

Изучение аэрозоля в арктической атмосфере началось в конце 1970-х годов с измерений счетных концентраций частиц и аэрозольной оптической толщи (АОТ) [Бартенева и др., 1991; Tomasi et al., 2015], которая представляет собой оптический эквивалент общего содержания аэрозоля в столбе атмосферы. Начиная с 1990-х годов исследования расширились в части определения химического (ионного, элементного) состава аэрозоля и содержания в нем компоненты, поглощающей солнечное излучение, – черного углерода [Виноградова и др., 1993; Sirois, Barrie,

1999; Шевченко и др., 2006; Eleftheriadis et al., 2009; Chang et al., 2011; Stohl et al., 2013; Dutkiewicz et al., 2014; Stone et al., 2014; Sakerin et al., 2015; Popovicheva et al., 2017, 2019]. Становится очевидным глобальное потепление и возрастающее антропогенное воздействие на окружающую среду, при этом области, подверженные наиболее быстрым изменениям, включают морские и прибрежные территории Арктики [AMAP, 2011, 2015]. Черный углерод в составе углеродосодержащих аэрозолей эмиссий источников горения природных топлив и биомасс хорошо поглощает солнечное излучение, вносит вклад в глобальное потепление в противовес охлаждению чисто рассеивающими органическими и сульфатными аэрозолями [Flanner, 2013]. Климат Арктики особенно подвержен сильному воздействию черного углерода в результате его осаждения и ускорения таяния льда, что приводит к изменению альбедо подстилающей поверхности [Doherty et al., 2010]. Изменения микрофизики облаков и косвенные эффекты влияния на климат наблюдаются вследствие высокой нуклеационной активности арктических аэрозолей [Yun et al., 2013].

Основной объем информации по характеристикам атмосферного аэрозоля получен на основе многолетних наблюдений на полярных станциях. В Европейском секторе Арктики мониторинг аэрозоля ведется на трех станциях архипелага Шпицберген, являющимся северо-западной границей Баренцева моря, и на севере Финляндии [Eleftheriadis et al., 2009; Hoffmann et al., 2010; Toledano et al., 2012; Dutkiewicz et al., 2014]. Анализ результатов наблюдений в Нью-Олесунне, Хорнсунде, Баренцбурге и на других станциях позволили определить основные факторы, которые влияют на физико-химический состав и изменчивость аэрозоля в арктической атмосфере. Установлено, что дефицит собственных источников аэрозоля в арктической зоне частично восполняется выносами загрязненного воздуха из Евразии и Северной Америки.

Наиболее сильное воздействие на арктическую атмосферу оказывают выносы дымового аэрозоля во время массовых лесных пожаров [Stohl et al., 2006; Stone et al., 2008; Eck et al., 2009; Vinogradova et al., 2015; Markowicz et al., 2016], а также весенних палов растительности и сельскохозяйственных пожаров [Muhre et al., 2007; Stohl et al., 2007]. Несмотря на кратковременность дымовых шлейфов (1–3 дня), они заметно искажают естественную сезонную динамику характеристик аэрозоля в арктических районах.

Кроме дымов в Арктику выносятся литогенный, биогенный и антропогенный аэрозоль. В отличие от лесных пожаров, источники этих аэрозолей действуют практически постоянно и распределены по всей территории жизнедеятельности человека. Для Баренцева моря наиболее близким и вероятным источником континентального аэрозоля являются страны Скандинавского полуострова и север Европейской части России.

Перенос веществ в Арктику (модель GEOS-Chem CTM, версия 8-02-03, [<http://geoschem.org>]) осуществляется от источников, располагающихся в различных регионах [Fisher et al., 2011]. Крупнейшим поставщиком сульфатов в арктические районы в зимний период является Западная Азия (юго-запад Сибири и Казахстан). Индия и Восточная Азия (Китай, Монголия, Япония) оказывают большее влияние на перенос сульфатов в весенний период по сравнению с зимним. Европа также поставляет большое количество сульфатов, но не является лидером их эмиссии. Аммоний в весенний период поступает, в основном, от источников Восточной Азии и Европы. Огромный выброс аммиака происходит в результате горения бореальных лесов. Повышенная эмиссия аммиака способствует тому, что аэрозоль, транспортируемый из Восточной Азии и Европы, в основном

имеет нейтральную среду [Fisher et al., 2011]. Рост выбросов серы из Западной Азии может быть ответственным за наблюдаемое увеличение аэрозольной кислотности в Барроу [Quinn et al., 2009].

Следует также упомянуть загрязнение атмосферы продуктами вулканической деятельности. Исследование ледяных кернов Гренландии позволило обнаружить следы извержений вулканов Лаки (1783, Исландия) и Тамбора (1815, Индонезия), а также радиоактивные отходы термоядерных испытаний (1952–1954 гг., 11° с. ш., США; 1961–1962 гг., 75° с. ш., Россия [Clausen, Hammer, 1988]. После извержения вулкана Пинатубо (июль 1991 г.) не происходило других экстремальных извержений, которые оказывают глобальное и длительное воздействие на атмосферу. Влияние менее мощных извержений является кратковременным (несколько дней) и сопоставимо с дымами лесных пожаров. Например, в Европейском секторе Арктики слои вулканического аэрозоля в тропосфере регистрировались после извержений вулканов Касаточи (август 2008 г.) и Сарычева (июль 2009 г.) [Hoffmann et al., 2010; Toledano et al., 2012].

Независимо от вида источников, влияние выносов загрязняющих веществ в арктическую атмосферу усиливается в конце зимы – начале весны. Температурные инверсии в этот период приводят к образованию и накоплению аэрозоля в отдельных слоях тропосферы, известному как Арктическая дымка [Shaw, 1995; Quinn et al., 2007; Tomasi et al., 2015]. Отметим также, что тропосферный перенос аэрозоля из средних широт не всегда сопровождается одновременным изменением характеристик аэрозоля в приземном слое. Но, в конечном счете, вслед за выносом следует оседание аэрозоля в нижние слои и на подстилающую поверхность.

В последнее время на территории Европы отмечается снижение промышленных эмиссий [Tørseth et al., 2012; Li et al., 2014], что может благоприятно сказаться и на арктической атмосфере. Вместе с тем, развитие нефтегазодобычи на севере Сибири, увеличение числа лесных пожаров и меридиональных переносов, связанных с изменением климата [Попова, 2018] оказывают противоположное воздействие.

Балансные подсчеты показывают, что вклад аэрозолей в формирование осадочного материала в Арктике близок к вкладу речного осадочного вещества за пределами маргинальных фильтров рек [Шевченко, 2000; Шевченко и др., 2000]. Это принципиально важно, поскольку ранее считали, что эоловый материал в Арктике играет незначительную роль в процессах осадконакопления. Для многих элементов (Pb, Sb, Se, V и др.) аэрозольный источник – главный [Шевченко, 2006].

Изучение аэрозолей в приводном слое атмосферы над Баренцевым морем началось в 1991 г. и проводится в морских экспедициях на судах ИО РАН и ряда других организаций [Шевченко и др., 1997, 1998а, 2000, 2003а, 2019; Шевченко, 2000; Голубева и др., 2002, 2018; Sakerin et al., 2015, 2018, 2019; Поповичева и др., 2017; Терпугова и др., 2018; Радионов и др., 2019; Rorova et al., 2019; Голобокова и др., 2020; Сакерин и др., 2020].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В экспедициях сотрудники ИО РАН для определения элементного состава аэрозолей фильтрацию воздуха проводили через фильтры АФА-ХА. Для изучения минерального и вещественного состава рассеянного осадочного вещества атмосферы материала, собранного на фильтрах, оказывается недостаточно, а собранный материал засорён кристаллами морской соли. Поэтому параллельно с фильтрацией использовали метод сбора большого количества нерастворимых в воде аэрозолей ней-

лоновыми сетями [Chester, Johnson, 1971; Живаго, Богданов, 1974]. При отборе аэрозольных проб этим методом 5–10 нейлоновых сетей площадью 1 м² каждая (ячейки 0.8 мм) вывешивались в носовой части судна в течение 8–24 часов. Участки маршрутов судов, на которых проводили отбор проб сетевым методом, показаны на рис. 3.1.1. После экспозиции сети промывались в дистиллированной воде, затем эта вода фильтровалась через лавсановые ядерные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм. На фильтрах оседали несолёвые частицы крупнее 1 мкм, вещественный и минеральный состав которых изучали с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-U3 (Япония).

Минеральный состав в 24 пробах аэрозолей в 1991–1994 годах был определён В.В. Серовой рентгено-дифрактометрическим методом на приборе ДРОН-2 [Шевченко и др., 1998а, 2000], а в трех пробах, отобранных в 2011–2015 годах, – на приборах ДРОН-2 и D8 ADVANCE (Bruker AXS) [Дара, Мамочкина, 2017].

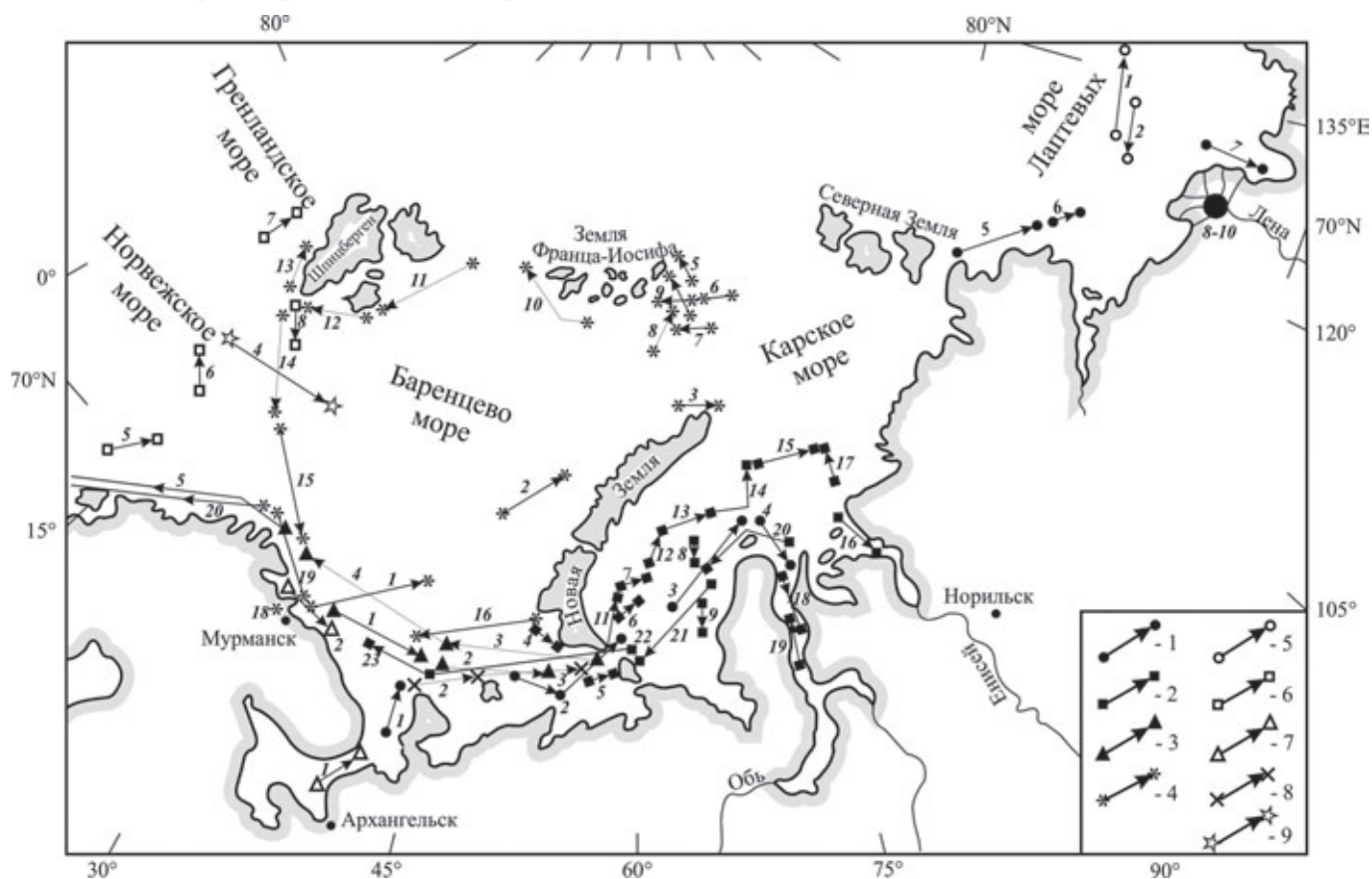


Рис. 3.1.1. Сетевые пробы аэрозолей:

1 – экспедиция SPASIBA (август–сентябрь 1991 г.); 2 – 49 рейс НИС «Дмитрий Менделеев» (август–октябрь 1993 г.); 3 – 31 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь 1993 г.); 4 – 9 рейс НИС «Профессор Логачев» (август–октябрь 1994 г.); 5 – ARK-XI/1 рейс НИС «Polarstern» (июль–сентябрь 1995 г.); 6 – 15 рейс НИС «Профессор Логачев» (июль–август 1996 г.); 7 – 11 рейс НИС «Академик Сергей Вавилов» (август–октябрь 1997 г.); 8 – 59 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь 2011 г.); 9 – 62 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш» (август 2015 г.). Цифры у стрелок обозначают номера проб в соответствующих рейсах

Начиная с 2007 года, Институтом оптики атмосферы совместно с Лимнологическим институтом СО РАН ведутся экспедиционные исследования физико-химических характеристик аэрозоля над Баренцевым и другими морями Северного Ледовитого океана

(СЛО). В таблице 3.1.1 перечислены экспедиции, результаты которых обобщены в данной главе. Маршруты экспедиций в Баренцевом и других арктических морях показаны на рис. 3.1.2, а объем полученных данных приведен в таблице 3.1.2.

Таблица 3.1.1. Список арктических экспедиций (ИОА СО РАН), в которых проводились измерения характеристик атмосферного аэрозоля 2007–2018 гг.

Экспедиции	Сроки	Районы
54-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»	Сентябрь–октябрь 2007	Баренцево и Карское моря
АВЛАП/NAVOS-2013 на НЭС «Академик Федоров»	Август–сентябрь 2013	Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское моря
1-й рейс УПС «Профессор Хлюстин»	Август 2013	Чукотское, Восточно-Сибирское, Берингово, Охотское, Японское моря
АВЛАП/NAVOS-2015 на НЭС «Академик Трешников»	Август–октябрь 2015	Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское моря
66-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»	Июль–август 2016	Баренцево и Карское моря
67-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»	Август–октябрь 2016	Баренцево, Карское и Норвежское моря
«Арктический плавучий университет» на НИС «Профессор Молчанов»	Июль 2017	Баренцево море
71-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»	Июнь–август 2018	Северная Атлантика, Норвежское и Баренцево моря

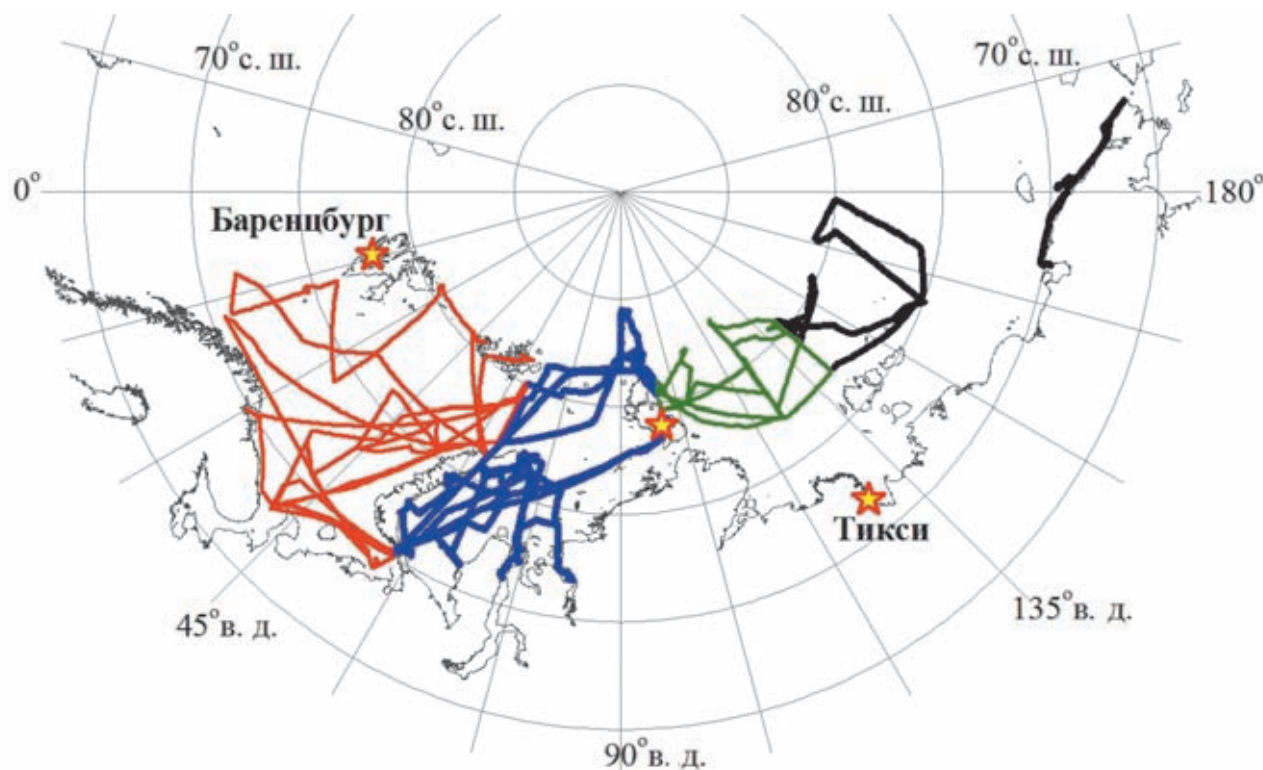


Рис. 3.1.2. Маршруты экспедиций в различных арктических морях (секторах Северного Ледовитого океана)

В измерениях использовался одинаковый комплект приборов в составе солнечного фотометра SPM [Сакерин и др., 2012], аэталометра МДА-02 [Козлов и др., 2008] и счетчика частиц АЗ-10. С помощью этих приборов измерялись: спектральные АОТ атмосферы в диапазоне спектра 0.34–2.14 мкм (τ_λ^a), счетная концентрация частиц диаметром 0.4–10 мкм (N_a) и массовая концентрация в аэрозоле поглощающего вещества – черного углерода (black carbon, BC) (M_{bc}). Заметим, что ранее в русскоязычных публикациях термин «черный углерод» не употреблялся, а использовался «сажа», при этом из-

мерения поглощения осаждаемых частиц проводились аэталометрической методикой, определяющей именно массовую концентрацию хорошо поглощающего солнечное излучение вещества. Поэтому далее при цитировании опубликованных работ мы используем термин «сажа».

В описанных выше экспедициях концентрации аэрозоля и черного углерода измеряли в автоматическом режиме – ежечасно и круглосуточно. Фотометрические наблюдения (измерения АОТ) выполняли сериями из нескольких дублирующих замеров каждый час, если Солнце не закрыто облачностью.

Таблица 3.1.2. Количество часов (дней) измерений характеристик аэрозоля в различных арктических морях (секторах Северного Ледовитого океана)

Характеристики	Баренцево	Карское	Лаптевых	ДВ моря*
Концентрации N_a , M_{bc}	1552 (58)	3037 (85)	967 (43)	623 (28)
АОТ	66 (21)	39 (20)	51 (10)	10 (2)

Примечание. *Дальневосточные моря.

На основе результатов измерений дополнительно рассчитывались: грубо- и мелкодисперсная компоненты АОТ (τ^c и $\tau_{0.5}^f$ – на длине волны 0.5 мкм); счетные концентрации частиц мелкодисперсной N_f ($d=0.4-1$ мкм) и грубодисперсной N_c ($d>1$ мкм) фракций; массовая концентрация аэрозоля:

$$M_a = 4/3 \cdot \sum_{i=1}^n N_i \cdot \rho \cdot \pi \cdot r_i^3,$$

где i – номер диапазона размеров, N_i – счетная концентрация частиц в этом диапазоне, r_i – средний радиус частиц, $\rho = 1.5$ г/см³ – плотность вещества аэрозоля. Более подробно методики определения характеристик аэрозоля рассматривались в работах [Полькин и др., 2011; Sakerin et al., 2015; Терпугова и др., 2018].

Раздельный анализ N_c , N_f и τ^c , $\tau_{0.5}^f$ обусловлен тем, что частицы мелко- и грубодисперсных фракций аэрозоля различаются природой происхождения и трансформации в атмосфере [Аэрозоль..., 1991]. Мелкодисперсный аэрозоль (сульфатный, органический и др.) образуется в атмосфере в результате многообразных фотохимических и микрофизических процессов. Время жизни мелкодисперсного аэрозоля составляет несколько суток, благодаря чему он может переноситься на большие расстояния (сотни и тысячи километров). Основным источником грубодисперсного аэрозоля является подстилающая поверхность. Из-за короткого времени жизни и малой дистанции переноса грубодисперсный аэрозоль имеет более локальный характер и относится к конкретной местности.

Результаты экспедиционных измерений характеристик аэрозоля отягощены погодными условиями в короткие периоды измерений в том или ином районе океана. Следовательно, для получения достоверных оценок средних характеристик необходимо усреднение данных многих экспедиций. Но даже в этом случае относительно редкие ситуации экстремальных замутнений атмосферы (в первую очередь дымовых выносов) могут существенно исказить статистические данные. Поэтому обобщение характеристик аэрозоля, измеренных над Баренцевым морем в семи экспедициях, выполнено в двух вариантах [Сакерин и др., 2018]: для общего массива данных и с исключенными ситуациями высоких замутнений атмосферы (сокращенно – «без дымов»).

Экспедиция «Север-2015» проводилась на борту научно-экспедиционного судна (НЭС) «Академик Трешников» в период с 9 по 25 октября 2015 года по маршруту г. Архангельск – научно-исследовательская станция «Ледовая База Мыс Баранова», о. Большевик (рис. 3.1.3). Для определения концентраций черного углерода был использован портативный аэталометр с высоким временным разрешением, измеряющий поглощение света, вызванное осаждением частиц при прокачке атмосферного воздуха на кварцевом фильтре на длине волны 650 нм. Концентрация эквивалента черного углерода (ЕВС) определялась путем преобразования ослабления света с массовым коэффициентом ослабления как описано в [Porovichcheva et al., 2017]. Для обеспечения мониторинга аэрозоля в невозмущенном приводном слое

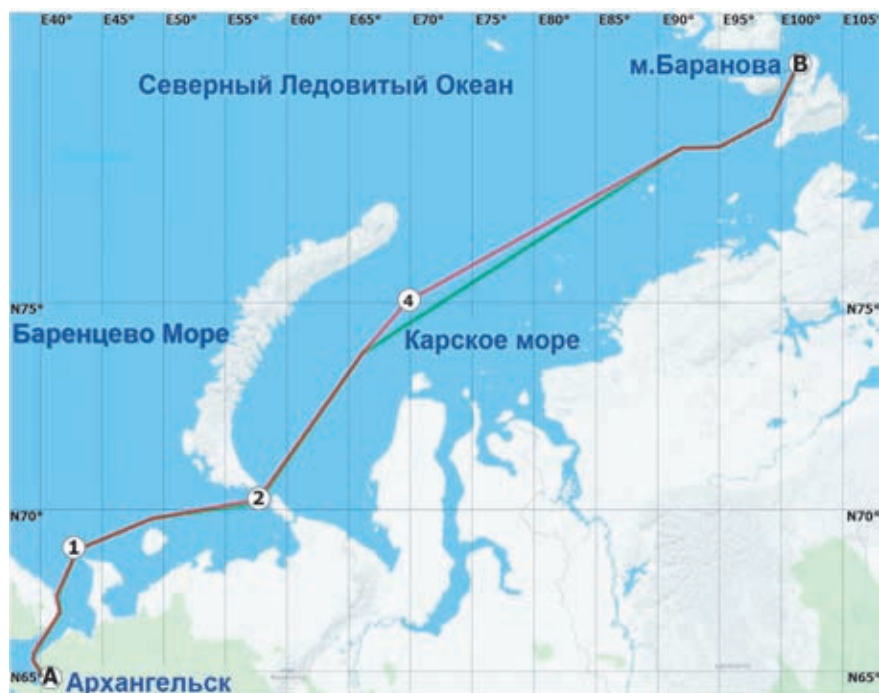


Рис. 3.1.3. Маршрут экспедиции «Север-2015», сопровождавшейся измерениями черного углерода с высоким разрешением [Поповичева и др., 2017]

атмосферы и анализа потенциального влияния выхлопов двигателей корабля измерения проводились двумя аэталометрами. Для расчетов переноса воздушных масс на основе метеорологического анализа ECMWF была использована дисперсионная Лагранжева модель частиц FLEXPART, проведено сравнение с измеренными концентрациями ЕВС на основе базы данных глобальных эмиссий ECLIPSE, включающей распределенные источники сжигания природного топлива в жилом секторе, промышленных и транспортных целях, а также горения биомасс в природных пожарах.

Кроме измерений оптических и микрофизических характеристик проводился отбор проб на фильтры для последующего определения ионного состава растворимой фракции аэрозоля и содержания в воздухе газообразных примесей (HCl , HNO_3 , SO_2 , NH_3). Аэрозоль для определения химического состава в приводной атмосфере Баренцева моря собирался в 54, 66 и 67 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш», на НЭС «Академик Федоров» в экспедиции NAVOS-2013 и на НЭС «Академик Трешников» – NAVOS-2015 (табл. 3.1.1). Было собрано и проанализировано 32 пробы атмосферного аэрозоля и газообразных примесей. Пробы, в которых прослеживалось явное попадание брызг и тумана, отбракованы и данные исключены из анализа. Аэрозольное вещество собиралось на внешнем (первом) тефлоновом фильтре PTFE с диаметром пор 0.8 мкм.

Последующие фильтры ULTIPOR (второй фильтр, полиамидный, диаметр пор 0.45 мкм) и два импрегнированные фильтра «Whatman» с щелочной (третьей) и кислой (четвертой) основой улавливали газообразные примеси. Первый, второй и четвертый фильтры экстрагировали деионизированной водой, третий – 0.05% раствором перекиси водорода в ультразвуковой бане в течение 30 мин. Растворы фильтровали через ацетат-целлюлозные фильтры с диаметром пор 0.2 мкм. В фильтрате первого фильтра проводили измерение концентраций катионов Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ и анионов Cl^- , NO_3^- , Br^- , SO_4^{2-} . Газообразные примеси рассчитывали из соответствующих ионов (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , NH_4^+), определенных в экстрактах проб на втором, третьем и четвертом фильтрах. Химический анализ выполнялся методом ионной хроматографии на ионной системе ICS-3000 (Dionex, США) с точностью до 2–8% в ЦКП «Ультрамикроанализ» ЛИН СО РАН [Голобокова и др., 2020].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Средние значения характеристик аэрозоля над Баренцевым морем, измеренных в 2007–2017 гг., приведены в таблице 3.1.3. Общий диапазон изменчивости основных характеристик составил: $N_a = 0.02\text{--}16.2 \text{ см}^{-3}$, $N_f = 0.02\text{--}16 \text{ см}^{-3}$, $N_c = 0.01\text{--}1.56 \text{ см}^{-3}$, $M_{bc} = 1\text{--}890 \text{ нг/м}^3$, $\tau_{0.5}^a = 0.021\text{--}0.228$, $\tau_{0.5}^f = 0.015\text{--}0.191$, $\tau^c = 0.005\text{--}0.1$.

Таблица 3.1.3. Статистика оптических и микрофизических характеристик аэрозоля над Баренцевым морем для общего массива данных и без экстремальных замутнений («без дымов»)

Характеристики	Общий массив	«Без дымов»
N_a , см^{-3}	3.28±2.89	3.21±2.79
N_f , см^{-3}	3.18±2.85	3.10±2.75
N_c , см^{-3}	0.12±0.20	0.12±0.20
M_a , мкг/м^3	3.03±7.75	3.07±7.86
M_{bc} , нг/м^3	42±55	35±28
$\tau_{0.5}^a$	0.063±0.042	0.054±0.024
$\tau_{0.5}^f$	0.040±0.037	0.031±0.016
τ^c	0.023±0.019	0.023±0.020
α	1.09±0.42	1.04±0.39
β	0.032±0.024	0.029±0.022

Основные характеристики аэрозоля

Во время всех экспедиций наблюдались эпизодические всплески повышенных значений характеристик аэрозоля продолжительностью от нескольких часов до двух дней. В одиннадцати эпизодах концентрации черного углерода превышали 120 нг/м^3 при высоких значениях концентраций аэрозоля ($N_a > 5 \text{ см}^{-3}$). В большинстве случаев указанные всплески M_{bc} и N_a регистрировались в южной и юго-восточной частях Баренцева моря, где влияние континентальных выносов наиболее существенно.

Из таблицы 3.1.3 видно, что ситуации повышенных замутнений атмосферы увеличивают АОТ и общую концентрацию аэрозоля (N_a) за счет мелкодисперсных составляющих, а значения τ^c и N_c не меняются. Самый большой рост при учете «дымов» наблюдается у $\tau_{0.5}^f$ и M_{bc} – на 29% и 20% соответственно. Средние значения характеристик, рассчитанных без учета высоких замутнений атмосферы, можно рассматривать в качестве оценки регионального уровня аэрозоля над Баренцевым морем.

Показатель селективности Ангстрема α , характеризующий спектральную зависимость АОТ, находится вблизи нижней границы диапазона значений, которые характерны для континентальной атмосферы ($\alpha=1-1.5$) [Исследование..., 2012]. Этот факт свидетельствует об относительно большом вкладе в АОТ мелкодисперсного аэрозоля: соотношение ($\tau_{0.5}^f/\tau^c$) составляет 1.74 для общего массива и 1.35 для данных «без дымов».

Более детальное представление о дисперсном составе аэрозоля над арктическими морями дают функции распределения частиц по объемам (dV/dr). Из рис. 3.1.4, а видно, что Баренцево море отличается

самыми высокими средними значениями dV/dr в диапазоне мелких частиц ($d < 1 \text{ мкм}$) и вторыми по значимости (после Карского моря) значениями в диапазоне крупных частиц.

О повышенном содержании аэрозоля над Баренцевым морем, в сравнении с другими морями, свидетельствуют также средние спектральные зависимости АОТ (рис. 3.1.4, б). Исключением являются более высокие значения АОТ в море Лаптевых, но они обусловлены не природными факторами. Из-за малочисленности судовых измерений АОТ в море Лаптевых к расчетам были привлечены данные наших измерений в береговой зоне (Тикси), которые и привели к завышению средних значений.

В результатах измерений отдельных экспедиций эпизодически проявлялось увеличение характеристик аэрозоля в южной части Баренцева моря (при сближении с континентом). Объединение данных всех экспедиций позволило получить первые оценки широтно-долготного распределения характеристик аэрозоля над Баренцевым и Карским морями [Sakerin et al., 2018]. Из рис. 3.1.5 видно, что концентрация черного углерода уменьшается в северо-восточном направлении от 70 нг/м^3 вблизи Скандинавского полуострова до 10 нг/м^3 с приближением к Земле Франца-Иосифа. В изменении концентрации N_a и АОТ (рис. 3.1.6) хорошо проявились две составляющие – спад средних значений в северном и восточном направлениях.

Таким образом, результаты, приведенные на рис. 3.1.4–3.1.6, свидетельствуют о заметном влиянии континентального аэрозоля на атмосферу Баренцева моря. Но это влияние значительно меньше, чем во внутреннем субарктическом Белом море. Результаты

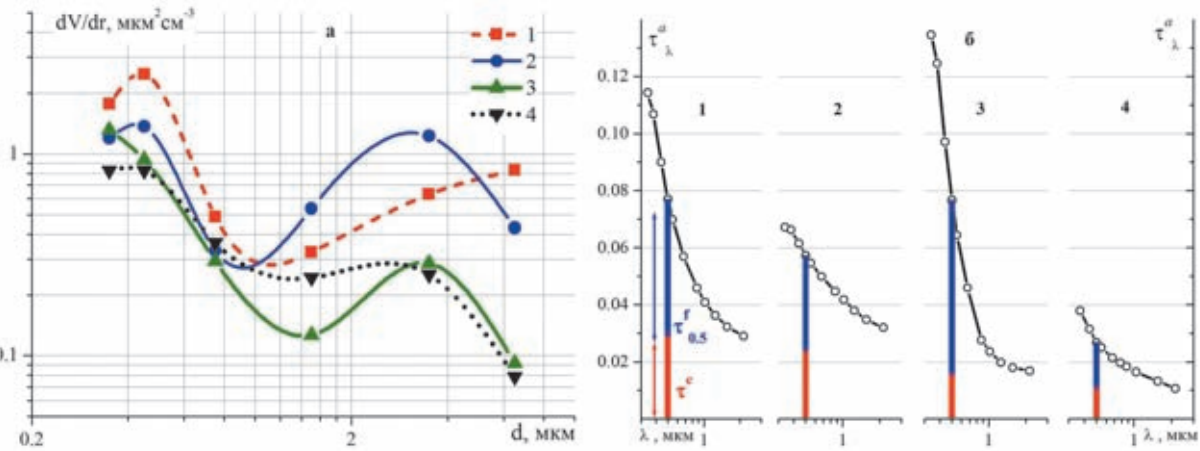


Рис. 3.1.4. Средние функции распределения частиц по объемам dV/dr (а) и спектральные зависимости АОТ с компонентами $\tau_{0.5}^a$, τ^c (б) над Баренцевым морем (1) в сравнении с другими арктическими морями: 2 – Карское, 3 – Лаптевых, 4 – Восточно-Сибирское и Чукотское

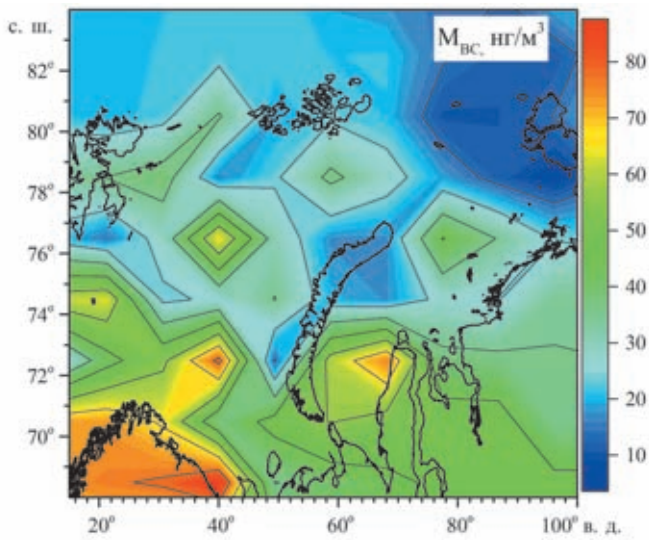


Рис. 3.1.5. Карта пространственного распределения M_{bc} над Баренцевым и Карским морями

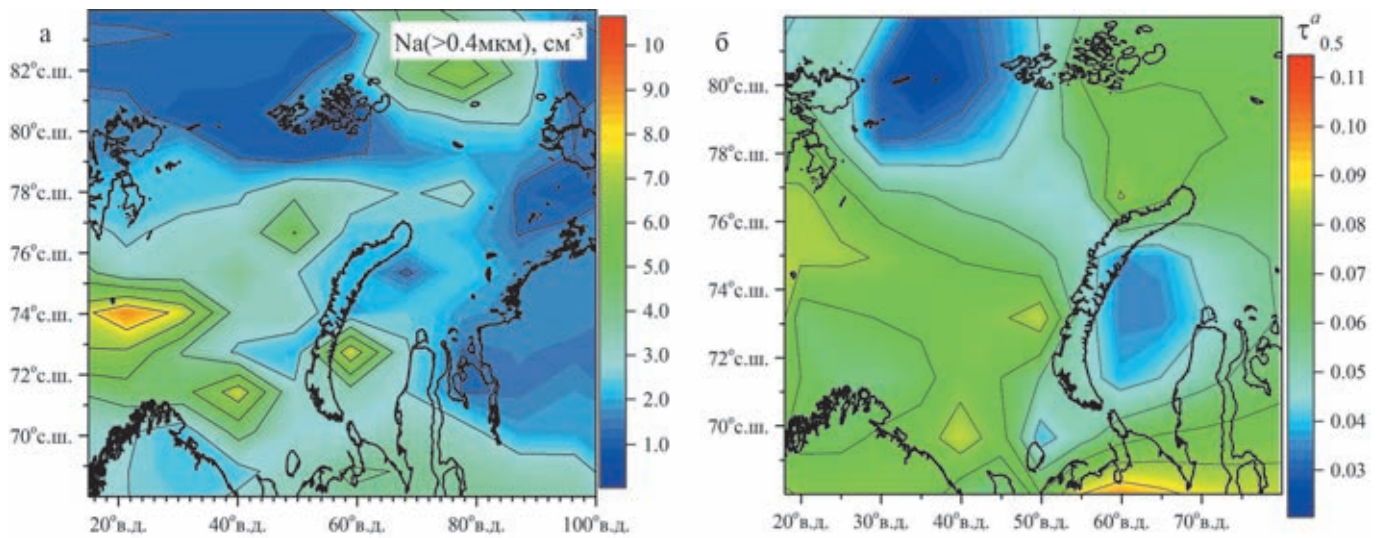


Рис. 3.1.6. Карта пространственного распределения N_a и $\tau_{0.5}^a$ над Баренцевым и Карским морями

измерений в пяти экспедициях [Козлов и др., 2009; Полькин и др., 2008a] показали, что средние концентрации аэрозоля и черного углерода над Белым морем в августе 2003–2007 гг. менялись в диапазоне: $N_a = 4.9\text{--}13.2 \text{ см}^{-3}$, $M_{bc} = 43\text{--}640 \text{ нг/м}^3$.

Рассмотрим, как соотносятся средние характеристики аэрозоля над Баренцевым морем с другими арктическими морями России. Первые оценки пространственного изменения характеристик аэрозоля на маршруте Северного морского пути были сделаны по данным измерений в рейсах НЭС «Академик Федоров» и «Профессор Хлюстин» летом 2013 г. [Sakerin et al., 2015]. Несмотря на относительно высокую короткопериодную изменчивость характеристик аэрозоля, в среднем пространственном распределении отмечено уменьшение концентраций аэрозоля и черного углерода сначала в северо-восточном (при удалении от Скандинавии), а затем в восточном направлениях (рис. 3.1.7). В акватории Тихого океана проявился более значительный широтный рост концентраций от Берингова моря до Японского.

Обобщение результатов семи арктических экспедиций [Sakerin et al., 2018; Радионов и др., 2019] позволило минимизировать влияние короткопериодных вариаций и получить более достоверные оценки пространственной составляющей характеристик аэрозоля над Северным Ледовитым океаном (рис. 3.1.8). В среднем пространственном распределении хорошо проявилась тенденция примерно двукратного уменьшения концентраций аэрозоля и черного углерода в восточном направлении: от $N_a = 3.2 \text{ см}^{-1}$ и $M_{bc} = 40 \text{ нг/м}^3$ над Баренцевым морем до $N_a = 1.4 \text{ см}^{-1}$ и $M_{bc} = 20 \text{ нг/м}^3$ над Восточно-Сибирским и Чукотским морями.

В пространственном изменении функций распределения частиц по объемам (dV/dr) и спектральных

АОТ атмосферы тоже прослеживается снижение средних значений с запада на восток (рис. 3.1.4).

Объем данных, полученных нами в Норвежском и Гренландском морях [Терпугова и др., 2018; Sakerin et al., 2019; Сакерин и др., 2020], пока недостаточен для статистических обобщений: по 4 дня измерений в 71 и 67 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш». На маршруте 71 рейса (2018 г.), проходившего на периферии Норвежского моря, получены концентрации, сопоставимые с Баренцевым морем: $N_a = 2.24 \text{ см}^{-1}$, $M_{bc} = 38 \text{ нг/м}^3$. В 67 рейсе маршрут проходил вблизи берегов Норвегии и концентрации оказались примерно в 2 раза выше: $N_a = 5.56 \text{ см}^{-1}$, $M_{bc} = 77 \text{ нг/м}^3$. Средние концентрации N_a и M_{bc} над Норвежским морем, рассчитанные по данным двух рейсов (рис. 3.1.8), оказались выше, чем над Баренцевым морем.

Для наиболее актуальной характеристики – концентраций черного углерода – приведём данные других экспедиций в Баренцевом, Норвежском и Карском морях. Результаты измерений в 2015 г. в 62–64 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» [Shevchenko et al., 2016] показали, что концентрации M_{bc} над Баренцевым и Норвежским морями менялись в диапазоне от <10 до 50 нг/м^3 , то есть близки к данным, представленным на рис. 3.1.8.

Согласие наблюдается и с данными измерений концентрации черного углерода в рейсе «Charles Darwin» в Норвежском море [O’Dowd et al., 1993]. Авторы отмечают сильную зависимость концентраций от типа воздушных масс. В чистых морских и арктических воздушных массах содержание черного углерода составляет $13\text{--}34 \text{ нг/м}^3$, а при выносах континентального воздуха возрастает до 400 нг/м^3 и более.

Проведенный комплекс измерений массовой концентрации эквивалента черного углерода (ЕВС) с высоким временным разрешением в ходе высоко-

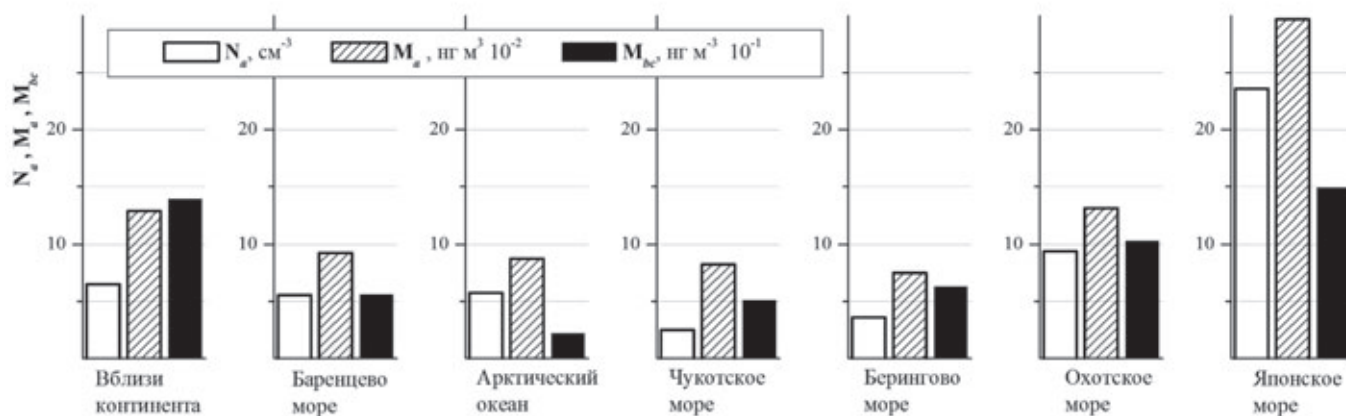


Рис. 3.1.7. Средние концентрации аэрозоля и черного углерода (N_a , M_a , M_{bc}) в рейсах НЭС «Академик Федоров» и «Профессор Хлюстин» летом 2013 г.

широтной экспедиции «Север-2015» в октябре 2015 г. (рис. 3.1.9) показал, что после выхода из промышленных районов дельты р. Северной Двины значение ЕВС понизилось до 100 нг/м^3 [Поповичева и др., 2017].

По результатам измерений, выполненных в этой экспедиции, можно проследить сильную межсуточную изменчивость концентраций ЕВС, связанную с выносом аэрозоля с континента. В открытой акватории Белого моря ЕВС составляло в среднем 40 нг/м^3 , однако небольшой пик ($\sim 163 \text{ нг/м}^3$) наблюдался вблизи Кольского полуострова утром 11 октября. В бассейне Баренцева моря поглощение было ниже предела чувствительности аэталометра, только в Печорском море 12 октября концентрация ЕВС достигла 153 нг/м^3 . В районе пролива Карские Ворота значение ЕВС сильно возросло до 220 нг/м^3 и продолжало увеличиваться в Карском море до максимума 360 нг/м^3 . В это время был зафиксирован перенос воздушных масс из Ямало-Ненецкого и

Ханты-Мансийского округов, промышленных районов сжигания попутного газа на предприятиях нефте- и газодобычи на севере Западной Сибири. На обратном пути, 23 октября, при прохождении через Карские Ворота был зарегистрирован перенос воздушных масс с юго-запада, районов Ненецкого АО и Республики Коми, концентрация ЕВС достигла максимума 250 нг/м^3 , подобно отмеченной ранее, 12 октября. Но далее в Баренцевом море на пути до Кольского полуострова она заметно снизилась. Однако 24 и 25 октября в Белом море и в дельте р. Северной Двины ЕВС сильно возросло до $\sim 1100 \text{ нг/м}^3$ и, когда корабль прибыл в порт Архангельска, концентрация ЕВС составила 1500 нг/м^3 . В это время потоки воздуха поступали с юго-запада и приносили массу загрязненных аэрозолей, в основном из Восточной Европы и Украины: около 10% от пожаров и 90% от антропогенных источников, включая наземный транспорт, резидентные источники горения и промышленные эмиссии [Popovicheva et al., 2017]. Анализ направлений прихода воздушных масс показал, что эпизоды низких концентраций ЕВС во время экспедиции наблюдались в случаях переноса с Северного Ледовитого океана, возрастание ЕВС сопровождалось сменой направления и преобладанием выноса с континента.

В работе [Popovicheva et al., 2017] отмечается, что концентрации черного углерода над Баренцевым морем в период экспедиции «Север-2015» (НЭС «Академик Трешников») находились на уровне фоновых значений (около 10 нг/м^3), а над Карским морем достигали 360 нг/м^3 . Такие высокие концентрации M_{bc} были обусловлены выносами от факелов сжигания попутного газа на предприятиях газодобычи на севере Западной Сибири.

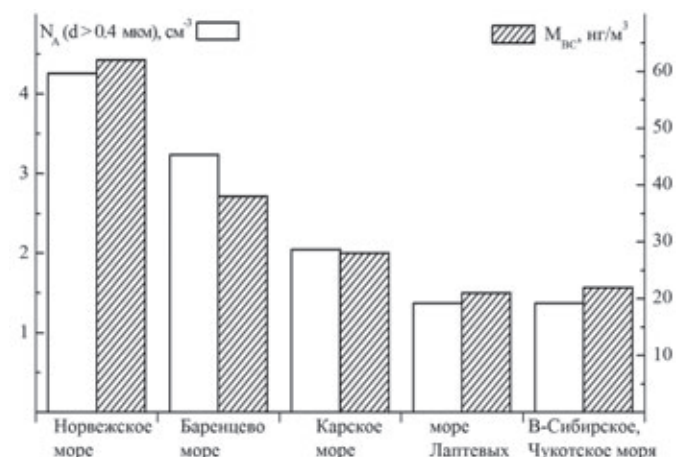


Рис. 3.1.8. Средние концентрации аэрозоля и черного углерода над арктическими морями

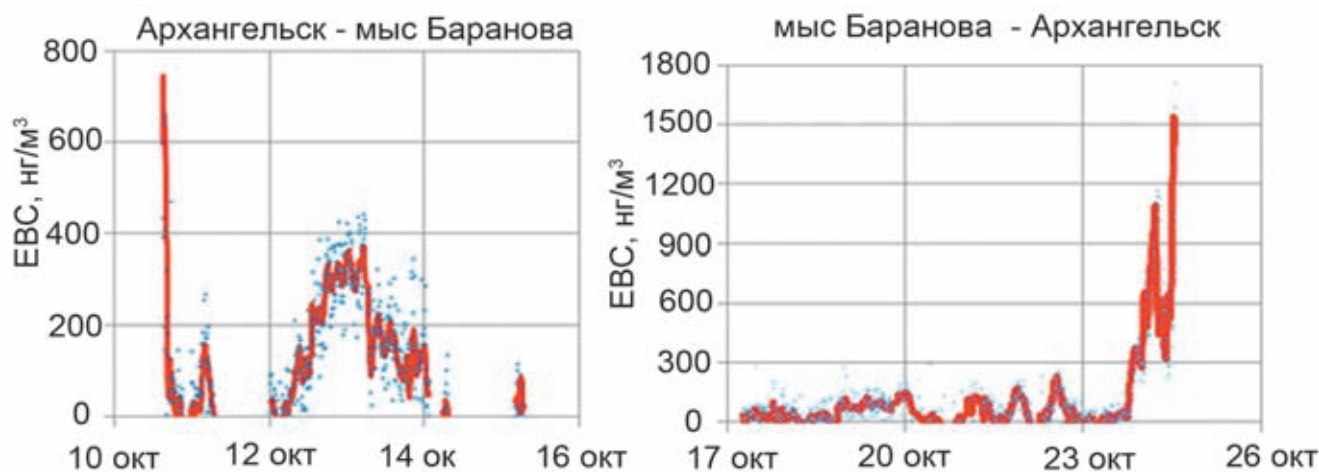


Рис. 3.1.9. Массовая концентрация черного углерода в экспедиции «Север-2015»

Ионный состав аэрозоля

Обобщение результатов позволило получить средние характеристики ионного состава аэрозоля в атмосфере Баренцева моря, приведенные в табл. 3.1.4. Данные по химическому составу аэрозоля в Баренцевом море были сравнены с данными, полученными в этих же экспедициях в Карском море.

Средняя сумма ионов в составе аэрозоля Баренцева моря составляла 2.78 мкг/м³, в составе аэрозоля Карского моря – 3.89 мкг/м³. Главными ионами в аэрозоле обоих морей были Na⁺ и Cl⁻ – ионы морского происхождения. Доля Na⁺ в ионном составе составила 21–25%, Cl⁻ – 39.1–39.6%. Среди континентальных ионов преобладали NH₄⁺ (8–10.4%), Ca²⁺ (9.7–9.9%) и SO₄²⁻ (10–10.5%). Характерно, что доля ионов морского происхождения выше в аэрозоле Баренцева моря,

континентального, за исключением ионов Ca²⁺, – в аэрозоле Карского моря. Средние концентрации ионов в двух морях различаются незначительно: над Карским морем они в 1.1–2 раза больше, чем над Баренцевым. Статистически незначимое различие концентраций ионов позволяет говорить о близости среднего ионного состава аэрозоля над этими морями. Отметим, что для Баренцева моря характерны более высокие коэффициенты корреляций для пар ионов морского ($r = 0.9$; Na⁺–Cl⁻) и континентального ($r > 0.7$; NH₄⁺–SO₄²⁻ и Ca²⁺–SO₄²⁻) происхождения. Меньшие парные корреляции ионов над Карским морем можно объяснить его географическим положением (большим влиянием континента) и высокой пространственной неоднородностью солености вод – 10–31% в сравнении с Баренцевым морем – 31–34%.

Таблица 3.1.4. Средние концентрации ионов, их среднеквадратичные отклонения (СКО), минимальные (min) и максимальные (max) значения в пробах аэрозоля, отобранных в акваториях Карского и Баренцева морей

Компонент	Баренцево море, мкг/м ³				Карское море, мкг/м ³			
	Среднее	СКО	min	max	Среднее	СКО	min	max
H ⁺	0.01	0	0	0.02	0.01	0.01	0	0.05
Na ⁺	0.53	0.46	0.02	1.6	0.57	0.51	0.04	1.92
NH ₄ ⁺	0.13	0.15	0	0.4	0.22	0.32	0	1.82
K ⁺	0.11	0.11	0	0.36	0.22	0.44	0	2.91
Mg ²⁺	0.04	0.05	0	0.18	0.06	0.14	0	1.07
Ca ²⁺	0.18	0.18	0.01	0.62	0.23	0.32	0	1.98
Cl ⁻	1.31	1.02	0.11	3.74	1.87	1.62	0.18	6.27
NO ₃ ⁻	0.02	0.04	0	0.16	0.03	0.06	0	0.37
SO ₄ ²⁻	0.45	0.44	0.04	1.48	0.68	0.78	0.02	5.2
HCl	9.25	11.55	0.07	0.02	1.79	3.32	0.05	16.09
HNO ₃	0.18	0.15	0	0.61	0.09	0.16	0	0.73
SO ₂	2.03	3.86	0.11	17.21	1.6	3.59	0	23.72
NH ₃	2.12	3.24	0.13	13.96	6.65	5.88	0.06	22.46

Для оценки вклада различных источников в формирование химического состава приводного аэрозоля была использована методика, основанная на анализе массовой концентрации ионов континентального (Ca²⁺, SO₄²⁻, NO₃⁻, NH₄⁺) и морского (Cl⁻, Na⁺, Mg²⁺) происхождения с использованием долевого факторов F_{cont} и F_{ocean} [Полькин и др., 2008б]. Для расчетов использовалось отношение массовых концентраций ионов к массовой концентрации реперно-

го иона в морской воде. В качестве реперного иона был взят Na⁺. Величины F_{cont} и F_{ocean} представляют собой долю массовой концентрации ионов соответствующего происхождения и связаны соотношением $F_{\text{cont}} + F_{\text{ocean}} = 1$. Рассмотрены долевого факторы F_{cont} и F_{ocean} для проб аэрозоля, отобранного в 66 и 67 рейсах на НИС «Академик Мстислав Келдыш» (рис. 3.1.10) [Терпугова и др., 2018]. Состав аэрозоля отличался высокой изменчивостью, обусловленной сменой воз-

душных масс и гидрометеорологических условий, тем не менее, долевые факторы свидетельствуют о равнозначности вклада этих источников в ионный состав аэрозоля. В Баренцевом море преобладание морского фактора наблюдалось в центральной котловине (фильтры № 3–4) и по разрезу 17.5° в. д. (фильтры № 15–18) вдали от побережья Норвегии и Шпицбергена (рис. 3.1.2). Ионы континентального происхождения преобладали в пробах, отобранных в заливе Русская Гавань и у северной оконечности Новой Земли (фильтры № 12–13), и в проливах арх. Земля Франца-Иосифа в непосредственной близости от островов (фильтры № 21–24).

Влияние направления переноса воздушных масс хорошо прослеживалось при отборе проб аэрозоля в Карском море. В районе Печорского моря, несмотря на близость континента, превалировало преобладание морского фактора (пробы № 21 из рейса 66 НИС «Академик Мстислав Келдыш» и № 2–7 из рейса 67 этого судна). В данном районе при отборе проб наблюдались ветры преимущественно северо-западного направления, приносящие воздушные массы из открытых районов Баренцева моря. Преобладание континентального фактора отмечалось в районе Обской губы, Енисейского залива (фильтры 2–7) и северной части Новой Земли (9–11) (рис. 3.1.2, 3.1.10).

Проведено сравнение средней концентрации суммы ионов в приводном аэрозоле Баренцева моря с нашими данными в других арктических районах. Концентрация суммы ионов в аэрозоле над акваторией Баренцева моря больше почти в 2 раза, чем в аэрозоле азиатского сектора Северного Ледовитого океана (1.38 мкг/м³), отобранного в августе–сентябре 2013 г. [Sakerin et al., 2015]. Над более южными морями, прилегающими к континенту, сумма ионов выше, чем

в аэрозоле над Баренцевым морем: над субарктическим Белым морем – более чем в 6.2 раза (17.1 мкг/м³), над Карским морем – более чем в 3.2 раза (8.9 мкг/м³) [Полькин и др., 2011]. Атмосфера над этими морями испытывала большее влияние континентальных источников аэрозоля. Их вклад для Белого моря составлял около 38%, в центральных районах Карского моря – 30%, а в его прибрежных акваториях – 60–80% [Полькин и др., 2011]. Сравнение суммы ионов в аэрозоле Карского моря в настоящий период, по сравнению с 2007 г., указывает на ее снижение в 2.3 раза. Концентрация суммы ионов в аэрозоле Баренцева моря неплохо согласуется со средней суммой ионов в аэрозоле в 200-километровой зоне вблизи антарктического континента (2006–2015 гг., 52–53, 55, 58–60 РАЭ) [Голобокова и др., 2016]. Характерно, что вклад ионов NH₄⁺ в ионном составе аэрозоля антарктического побережья был более чем в 2 раза выше (23.2%), по сравнению с Баренцевым морем, а вклад ионов морского происхождения – ниже: Na⁺ – 18.1%, Cl⁻ – 38.5%.

Рассчитан поток веществ с аэрозолем на морскую поверхность. Для сравнения вертикальных потоков веществ, поступающих с аэрозольным веществом, использовали, как это принято в ряде работ [Duce et al., 1991; Шевченко, 2006], скорость осаждения для аэрозольных частиц, равную 2·10⁻² м/с. Потоки веществ, поступающие из атмосферы с различными ионами (табл. 3.1.4), находились для суммы Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Cl⁻, N, S. Азот был пересчитан в сумме из нитратов и ионов аммония, сера из сульфатов. Для сравнения в таблице 3.1.5 приведены потоки веществ из атмосферы, рассчитанные по результатам ранее проведенных исследований в акватории Белого и Карского морей [Полькин и др., 2011] и азиатского сектора Северного Ледовитого океана [Sakerin et al., 2015].

Среднесуточные потоки веществ за долгосрочный период на акваторию Баренцева моря оказались ниже, чем на акваторию Белого и Карского морей, но почти в 2 раза выше, чем в среднем на акваторию Северного Ледовитого океана. Предварительно рассчитанные вертикальные потоки с учетом морской составляющей (Na⁺, Cl⁻) показали, что вклад хлоридов и натрия в общий поток веществ составляет около 75%, на долю серы приходится 6.2%, азота – 4.3%.

Сравнение газообразных примесей (табл. 3.1.4) показало, что в Баренцевом море наблюдаются более высокие концентрации HCl (в 5.2 раза). Однозначных данных об источниках повышенного содержания HCl нет, хотя известно, что один из механизмов его образования – фракционирование соли из морской воды, снега и льда [Keene et al., 1999; Domine et al., 2004]. Баренцево море отличается высокой

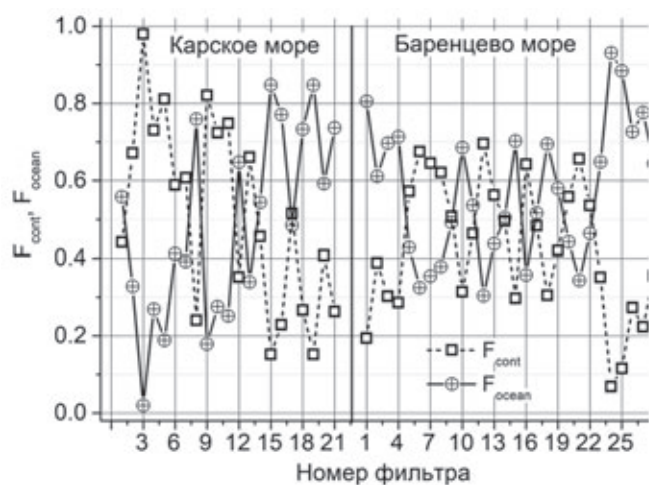


Рис. 3.1.10. Долевые факторы ионов континентального и морского происхождения [Терпугова и др., 2018]

продуктивностью биологических ресурсов. Биохимические процессы продуцирования и деструкции органического вещества в водах моря способствуют образованию многих газов, в том числе SO_2 и HNO_3 , концентрации которых в 1.2 и 2 раза выше, чем в

приземной атмосфере Карского моря. В Карском море преобладают концентрации NH_3 (превышение в 3.1 раза). Дополнительным источником этого газа, кроме морской поверхности, могут быть продукты горения бореальных лесов.

Таблица 3.1.5. Средние суточные вертикальные потоки водорастворимых веществ с аэрозольным веществом над акваториями Баренцева, Карского, Белого морей и азиатского сектора Северного Ледовитого океана, мг/(м²сут)

Район исследований	Сумма ионов	S _{aer}	N _{aer}
Баренцево море (2007–2016 гг.)	4.19	0.26	0.18
Карское море (2007–2016 гг.)	5.80	0.39	0.31
Северный Ледовитый океан (район А) [Sakerin et al., 2015]	2.17	0.06	0.19
Белое море (2007 г.) [Полькин и др., 2011]	19.8	1.63	1.88
Карское море (2007 г.) [Полькин и др., 2011]	13.6	0.76	0.39

Количественное распределение, состав и потоки нерастворимой фракции аэрозолей

Количественное распределение. Концентрация нерастворимых аэрозольных частиц (бессолевых аэрозолей) в приводном слое атмосферы над Баренцевым морем варьирует от 0.02 до 0.97 мкг/м³, составляя в среднем 0.25 мкг/м³ при стандартном отклонении 0.2 мкг/м³ ($n=39$ проб), что очень близко к среднему для Российской Арктики значению 0.23 мкг/м³ при стандартном отклонении 0.19 мкг/м³ ($n = 55$) [Шевченко, 2006]. Эти значения выше опубликованных данных по концентрациям в открытых частях океанов, особенно в гумидных зонах, но значительно ниже содержания взвеси в воздухе аридных зон [Chester, Johnson, 1971; Aston et al., 1973; Живаго, Богданов, 1974; Лисицын, 1978, 2011; Лукашин и др., 1996а, б, 2018; Ключиткин и др., 2004].

Вещественный состав по данным электронной микроскопии. Как показали электронно-микроскопические исследования, крупные (>1 мкм) несолевые частицы аэрозолей, отобранные сетевым методом, состоят, в основном, из минеральных частиц размером 5–20 мкм и органического вещества (растительные волокна, пыльца, диатомовые водоросли). Основным источником минеральных частиц, по видимому, являются почвы окружающей район работ суши.

Растительные волокна длиной до нескольких сотен микрон и пыльца сухопутных растений переносятся ветром в Арктике на сотни километров, а клетки диатомовых водорослей размером 5–50 мкм срываются ветром из поверхностного микрослоя морской воды и поступают в приводный слой атмосферы. В результате, содержание органического углерода в сетевых

пробах очень велико и достигает 20–30% от сухого веса пробы. Отметим, что близкое значение (39%) было получено при аналогичных исследованиях в августе–сентябре 1991 г. в западной части Российской Арктики [Shevchenko et al., 1995], тогда как в Северной Атлантике содержание органического углерода в аэрозольных пробах, отобранных тем же методом, было намного ниже (8%) [Aston et al., 1973].

В большинстве сетевых проб аэрозолей были обнаружены пористые частицы пепла размером 5–50 мкм, основными источниками которых являются промышленные выбросы и, в меньшей степени, лесные пожары. Обнаружены также гладкие сферы сгорания диаметром 0.5–10 мкм, источник которых – высокотемпературные процессы [Van Malderen et al., 1996]. Количество этих типично антропогенных частиц возрастало вблизи Мурманска, а также в случаях, когда в пунктах пробоотбора ветер дул со стороны Кольского полуострова.

Минеральный состав аэрозолей. Главный минерал нерастворимой фракции аэрозолей приводного слоя атмосферы над Баренцевым морем – кварц. Его среднее содержание в кристаллической фазе изученных проб ($n = 27$) изменяется от 7 до 66%, среднее содержание равно 30.9% при стандартном отклонении 13%. Это значение близко к среднему содержанию в кристаллической фазе аэрозолей над морями Российской Арктики (37.9% при стандартном отклонении 16.1%, $n = 47$) [Шевченко, 2006].

Содержание полевых шпатов в среднем составляет 9.7% при стандартном отклонении 9.4%, это близко к данным по Российской Арктике (9.7% при стандартном отклонении 5.2%, $n = 47$). Величина отношения кварц/полевые шпаты (одна из важных ха-

рактистик минерального состава горных пород и осадочного вещества) равна 5.1. Величина этого отношения зависит от интенсивности процессов выветривания, протекающих с разрушением полевых шпатов и сохранением кварца [Лисицын, 1978]. В глинистых сланцах – главных осадочных породах континентов – величина кварц-полевошпатового отношения близка к 2 [Wedepohl, 1969]. Повышение этого отношения свидетельствует о более интенсивном разрушении (выветривании) полевых шпатов, особенно значительном в тропиках. Например, на западе экваториальной зоны Тихого океана в апреле–июне 1990 г. это отношение в среднем было равно 3.7 [Лукашин и др., 1996б], а на востоке экваториальной Атлантики вблизи берегов Африки в августе–сентябре 1990 г. оно составляло 6.8 [Шевченко и др., 1994].

Иллит, хлорит и каолинит являются наиболее распространёнными глинистыми минералами в эоловой взвеси над Баренцевым морем. Если принять сумму глинистых минералов за 100%, то в сетевых пробах аэрозолей над Баренцевым морем в летне-осеннее время среднее содержание иллита составляет 47.9% при стандартном отклонении 11.6%. Среднее содержание иллита в эоловом материале над морями Российской Арктики составляет 45.8% от суммы глинистых минералов (стандартное отклонение равно 10.1%, $n=47$ проб) [Шевченко, 2006]. Намного более низкое содержание иллита характерно для аэрозолей экваториальной гумидной зоны. Например, в тропиках западной части Тихого океана в апреле–июне 1990 г. содержание иллита в аэрозолях составляло 20.2% от суммы глинистых минералов [Лукашин и др., 1996б]. В восточной части экваториальной Атлантики в марте и июне 2001 г. содержание иллита в аэрозолях варьировало от 23 до 36.2% от суммы глинистых минералов, в среднем составляя 30.3% при стандартном отклонении 5.8% ($n=4$ пробы) [Клювиткин и др., 2004].

Содержание в эоловой взвеси над Баренцевым морем суммы хлорита и каолинита (которые не удалось разделить при анализе) варьирует от 21 до 59% и в среднем составляет 47% при стандартном отклонении 10.2% ($n=27$). Из этих двух минералов содержание хлорита в эоловой взвеси над Баренцевым морем, вероятно, выше, чем каолинита. Ранее было показано, что наиболее характерными глинистыми минералами донных осадков холодных и умеренных зон являются иллит и хлорит [Лисицын, 1978; Лисицын и Горбунова, 1981; Chester, 1986]. В то же время и каолинит может играть существенную роль в формировании минерального состава некоторых сетевых проб аэрозолей над Баренцевым морем, так как на прилегающей к арктическим морям суше отмечено

его сравнительно высокое содержание в почвах тундры, что является результатом выветривания полевых шпатов [Зверева, Игнатенко, 1983].

Содержание монтмориллонита (смектита) в эоловой взвеси над Баренцевым морем низкое. В 13 из 27 изученных проб его содержание было ниже предела обнаружения. Только в четырех пробах, отобранных в северной части моря в 9-м рейсе НИС «Профессор Логачев» (1994 г.), содержание монтмориллонита превышало 15% от суммы глинистых минералов (максимум был 20%) [Шевченко и др., 1997]. Качественные оценки минерального состава поверхностного слоя почв арктической тундры Евразии показали, что содержание монтмориллонита в нём низкое [Зверева, Игнатенко, 1983]. Высокие значения его содержания были в пробах, отобранных вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа. Большая часть островов этого архипелага представляет собой типичные плато высотой от 50 до 600 м, бронированные основными пластовыми интрузиями (долеритами) и базальтами [Дибнер, 1970].

Химический состав. В августе–октябре 1994 г. нерастворимые аэрозоли были изучены над Баренцевым морем и над жёлобом Святой Анны в 9-м рейсе НИС «Профессор Логачев» [Шевченко и др., 1997, 1998а]. Содержание большинства химических элементов в сетевых пробах аэрозолей, собранных в этом рейсе, ниже среднего содержания этих элементов в земной коре [Rudnick, Gao, 2003], что может быть объяснено, по-видимому, «разбавлением» нерастворимых аэрозолей органическим веществом. Более высокое, чем кларковое, содержание отмечено только для Cr, Cu, Zn, As, Se, Br, Ag, Sb, Au, основным источником которых может быть антропогенный. Сравнение среднего состава проб, собранных вблизи Земли Франца-Иосифа (рис. 3.1.1, пробы № 3–10) и вблизи Кольского п-ова при ветрах, дующих с него (рис. 3.1.1, № 15–19), показало, что содержание хрома примерно в полтора раза выше вблизи Земли Франца-Иосифа, в то время как содержание никеля примерно в пять раз выше около Кольского п-ова. Повышенное содержание Cr в аэрозолях около Земли Франца-Иосифа, вероятно, связано с широкой распространённостью на этом архипелаге основных магматических пород – долеритов и базальтов [Дибнер, 1957, 1970], обогащённых хромом [Перельман, 1989]. Повышение содержания никеля вблизи Кольского п-ова можно объяснить поступлением в район исследований аэрозолей, загрязнённых выбросами горно-обогачительных комбинатов Кольского п-ова.

Более высокие коэффициенты обогащения сетевых проб такими элементами как Co, Ni, Cu, Zn от-

мечены в пробе № 17 (рис. 3.1.1), отобранной вблизи Мурманска. Коэффициенты обогащения пробы № 17 редкоземельными элементами (РЗЭ) относительно среднего состава земной коры выше, чем в среднем в пробах данного рейса, и нормализованный на Северо-Американский сланец (NASC) [Gromet et al., 1984] и глины Русской платформы [Мигдисов и др., 1994] состав РЗЭ пробы № 17 значительно отличается от среднего состава проб, собранных в Баренцевом море и в желобе Святой Анны в августе–октябре 1994 г., состава поверхностного слоя почв Кольского п-ова [Reimann et al., 1998] и среднего состава эоловой взвеси [Колесов и др., 1976]. Расчет обратной траектории переноса воздушных масс в район отбора пробы показал, что наиболее вероятным источником аэрозолей пробы № 17 является Мончегорский медно-никелевый комбинат.

Обобщение результатов исследований авторов и литературных данных показало, что содержание большинства химических элементов (Na, Al, K, Ca, Sc, Fe, Co, Rb, Zr, Cs, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, Th, U) в нерастворимой фракции аэрозолей ниже средних значений для верхней части континентальной земной коры [Rudnick, Gao, 2003]. Наиболее вероятный источник этих элементов – почвы севера Евразии [Reimann et al., 1997, 1998; Горячкин, 2010]. Содержание Cr, Cu, Zn, As, Se, Br, Ag, Sb, Au, Pb значительно выше их среднего для земной коры, их основной источник – антропогенный [Шевченко и др., 2000; Шевченко, 2006]. Наиболее существенные источники загрязнения аэрозолей Российской Арктики – горно-металлургические комбинаты Кольского п-ова и Урала, зимой ощущается влияние дальнего переноса из расположенных южнее регионов.

Потоки эолового материала. На основании данных по количественному содержанию и гранулометрическому составу могут быть определены значения вертикальных потоков аэрозолей, оседающих на поверхность моря или суши. Как было показано в ряде работ [Smirnov et al., 1996; Смирнов и др., 1999], при удалении от берегов в Арктике гранулометрический состав аэрозолей изменяется незначительно, что упрощает оценку значений вертикальных потоков.

Потоки эолового материала, поступающего на поверхность морей Российской Арктики при сухом осаднении, были рассчитаны нами с допущением того, что скорость осаднения нерастворимых крупных (>1 мкм) частиц, составляющих главную по массе часть аэрозолей [Duce et al., 1991; Шевченко, 2000; Шевченко и др., 2000], равна 2 см/с. Величины потоков эолового материала в Арктике по этим расчетам составляют от 0.03 до 1.68 мг/(м²-сут) (в среднем 0.39 мг/(м²-сут) или 142 мг/(м²-год)).

По оценке [Rahn, 1981] сухое осаднение в Арктике составляет 1/4 суммарного. Летние данные по концентрации нерастворимых аэрозолей в приводном слое атмосферы мы распространяем на год, учитывая, что летом концентрации их в несколько раз ниже, чем в зимние и весенние месяцы [Barrie, Barrie, 1990; Polissar et al., 1998a, b; Sirois, Barrie, 1999; Quinn et al., 2009], но количество атмосферных осадков летом в 3–4 раза выше, чем весной [Воскресенский, Петров, 1985; Raats, 1991]. Рассчитанный с этими допущениями поток эоловой взвеси равен 597 мг/(м²-год) [Rachold et al., 2004]. Принимая площадь Баренцева моря равной 1.512 млн км² и среднее значения эолового потока рассеянного осадочного вещества 597 мг/(м²-год), мы оцениваем поток эолового материала равным 0.903 млн т/год [Rachold et al., 2004]. Речной сток рассеянного осадочного вещества р. Печоры – наиболее крупной реки, впадающее в юго-восточную часть Баренцево моря (Печорское море) составляет 9.4 млн т/год [Rachold et al., 2004]. С учётом того, что в маргинальном фильтре оседает около 95% речной взвеси [Лисицын, 1994], в Баренцево море поступает около 0.47 млн т взвеси (рассеянного осадочного вещества). Сток других рек в Баренцево море значительно ниже, чем сток Печоры. Таким образом, поступление рассеянного осадочного вещества из атмосферы превышает поставку рассеянного вещества реками. Учитывая, что коэффициенты обогащения эолового осадочного вещества Pb, Sb, Se, V более 10, можно предположить, что для этих элементов эоловый путь является основным путём их поступления в донные осадки Баренцева моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о заметном влиянии континентального аэрозоля на атмосферу Баренцева моря. Но это влияние значительно меньше, чем во внутреннем субарктическом Белом море.

Авторы отмечают сильную зависимость концентраций черного углерода от типа воздушных масс. В чистых морских и арктических воздушных массах они составляют 13–34 нг/м³, а при выносах континентального воздуха возрастают до 400 нг/м³ и более.

Ионный состав аэрозоля приземной атмосферы Баренцева моря является типичным для морских акваторий с преобладанием ионов морского происхождения – Na⁺ и Cl⁻, совместная доля которых составляет около 65%. Преобладающими ионами континентального происхождения были NH₄⁺, Ca²⁺ и SO₄²⁻. Их вклад в формирование ионного состава аэрозоля примерно одинаков и изменяется от 8 до 10.5%. Долевые факторы свидетельствуют о равнозначности вклада континентальных и морских ис-

точников в ионный состав аэрозоля. Средние суточные вертикальные потоки аэрозольного вещества над акваторией Баренцева моря свидетельствуют о значительном вкладе (75%) ионов морского происхождения в поступлении веществ на водную поверхность.

В целом, содержание большинства химических элементов (Na, Al, K, Ca, Sc, Fe, Co, Rb, Zr, Cs, Ba, PЗЭ, Hf, Ta, Th, U) в нерастворимой фракции аэрозолей ниже средних значений для верхней части континентальной земной коры. Наиболее вероятный источник этих элементов – почвы севера Евразии. Содержание Cr, Cu, Zn, As, Se, Br, Ag, Sb, Au, Pb значительно выше их среднего для земной коры, их основной источник – антропогенный. Наиболее существенные источники загрязнения аэрозолей Российской Аркти-

ки – горно-металлургические комбинаты Кольского п-ова и Урала, зимой ощущается влияние дальнего переноса из расположенных южнее регионов.

Поступление в Баренцево море рассеянного осадочного вещества из атмосферы превышает его поставку реками. Учитывая значительное обогащение золотого осадочного вещества Pb, Sb, Se, V, можно предположить, что для этих элементов золотой путь является основным путём их поступления в донные осадки Баренцева моря.

Источники финансирования. Обобщение результатов было выполнено в рамках госзаданий ИО РАН (№ 0128-2019-0011) и ИОА СО РАН (№ АААА-А17-117021310142-5) и поддержано Российским научным фондом фундаментальных исследований (грант № 18-05-60084_Арктика).

3.2. Тяжелые металлы и черный углерод в атмосфере над акваторией Баренцева моря: концентрации и потоки на поверхность

А.А. Виноградова¹, Е.И. Котова², Ю.А. Иванова¹

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

Выполнены оценки потоков антропогенных тяжелых металлов (ТМ) – Pb, Cd, As, Zn, Ni, Cr, Cu – на поверхность Баренцева моря по рассчитанным ранее концентрациям этих элементов в приземной атмосфере в трех районах на побережье моря (Кольский полуостров, район Ненецкого заповедника, архипелаг Земля Франца-Иосифа). Для потоков свинца и кадмия учтены вклады их антропогенных эмиссий с территории зарубежной Европы, а также процессов ветрового поднятия пыли и почвенных частиц (по оценкам отчетов ЕМЕП). От этих источников на всю территорию моря поступает примерно 50% свинца и около 40% кадмия. В целом за год атмосфера поставляет лишь доли процентов ТМ, содержащихся в водах Баренцева моря. Весной в период таяния льдов атмосферный вклад в концентрации ТМ в водах моря может быть выше среднего в 2–10 раз. Рассмотрены пространственные вариации содержания черного углерода (BC) в атмосфере над Баренцевым морем (по данным реанализа спутниковой информации MERRA-2). Оценены средние потоки BC на снежную поверхность и масштаб возможных поправок к величинам альбедо и радиационного форсинга поверхности в разных районах побережья Баренцева моря.

Ключевые слова: тяжелые металлы, черный углерод, аэрозоли, потоки.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(12)

ВВЕДЕНИЕ

Состав вод морей формируется веществом, падающим в воду в результате абразии берегов, приносимым водами морских и океанических течений и системы наземного стока, а также поступающим на поверхность моря из атмосферы. Арктика – регион Северного полушария, влияющий на климатическое равновесие в пределах всего Земного шара, удаленный от основных мест проживания и активности человека и все же подверженный антропогенному воздействию [Persistent, 2004; Погребов,

Шилин, 2001; Шевченко, 2006]. Микроэлементы (в частности, тяжелые металлы – ТМ) и черный углерод (black carbon – BC) могут переноситься воздушными потоками на аэрозольных частицах субмикронного размера на расстояния в несколько тысяч километров. В результате, даже для арктических территорий (севернее Полярного круга) оказывается значимым вынос антропогенных ТМ атмосферными потоками из районов их максимальных эмиссий в атмосферу (крупные города и промышленные комплексы средних и северных широт) [Barrie, 1986;

Виноградова, 1993; АМАР, 1998]. Сравнительные оценки вклада атмосферных потоков и речного стока ТМ в воды морей Северного Ледовитого океана (СЛО) показывают, что в целом вклад атмосферы значительно меньше [Виноградова, Котова, 2019].

Изменения радиационных свойств атмосферы за счет присутствия в ней ВС также регистрируются в Арктике [Schmeisser et al., 2018; Tomasi et al., 2015; Журавлева и др., 2019] в условиях современных климатических изменений на планете [АМАР, 2015]. Для территорий, покрытых снегом и льдом в течение значительной части года, осаждение ВС на поверхность может менять ее альбедо и, следовательно, оказывать влияние на радиационные параметры системы атмосфера–поверхность.

В данном разделе анализируются годовые потоки ТМ из атмосферы в воды Баренцева моря, сравниваются вклады Российских антропогенных источников ТМ и источников зарубежной Европы, делаются первые оценки эффекта весеннего таяния льда на содержание ТМ в морской воде. Кроме того, по данным реанализа спутниковой информации MERRA-2 [Acker, Lertoukh, 2007] рассматриваются пространственные вариации содержания черного углерода в атмосфере над Баренцевым морем и оцениваются потоки этой примеси на снежную или ледяную поверхность в холодную часть года. Эти результаты могут быть полезны для расчетов радиационного баланса атмосферы в регионе Баренцева моря.

ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ

Постановка задачи, исходные данные и их обсуждение

Рассматриваются семь микроэлементов (Pb, Cd, As, Zn, Ni, Cr, Cu), которые обычно условно называют тяжелыми металлами. Это вещества первого или второго класса опасности, для которых установлены уровни предельно допустимых концентраций (ПДК) в воздухе и в водоемах – с точки зрения их воздействия на окружающую среду и человека.

Исходные данные для оценок по работам [Виноградова, Иванова, 2016; 2017] – средние (за 2010–2015 гг.) значения концентраций ТМ в приземном воздухе трех пунктов на побережье Баренцева моря: КП (67° с. ш., 38° в. д.) – на Кольском п-ове; НЗ (68.5° с. ш., 53.5° в. д.) – на территории Ненецкого заповедника, ЗФИ (79.5° с. ш., 95.4° в. д.) – на архипелаге Земля Франца-Иосифа (рис. 3.2.1, табл. 3.2.1).

Анализ дальнего переноса воздушных масс проводился по массивам траекторий их переноса (модель HYSPLIT4 на сайте Лаборатории воздушных ресурсов ARLNOAA – <https://www.arl.noaa.gov/ready/HYSPLIT.php>). Пространственные распределения траекторий, по которым воздух и примеси поступают к трем рассматриваемым пунктам в январе и в июле, представлены на рис. 3.2.2. Хорошо видно, что летом траектории в целом расположены севернее, чем зимой, что является следствием сезонного смещения атмосферного арктического фронта, который в значительной степени



Рис. 3.2.1. Опорные пункты для расчетов: КП – Кольский п-ов; НЗ – Ненецкий заповедник, ЗФИ – Земля Франца-Иосифа

Таблица 3.2.1. Исходные данные для оценок по Баренцеву морю: концентрации ТМ в воздухе ($\text{нг}/\text{м}^3$) зимой и летом, потоки ТМ из атмосферы на поверхность за год ($\text{кг}/\text{км}^2\text{год}$) вблизи трех пунктов на побережье

Место	Параметр	Время	Pb	Cd	As	Zn	Ni	Cr	Cu	Скорость осаднения на поверхность, K , см/с
Кольский п-ов (КП)	Концентрация в воздухе	Январь	5.5	0.025	3.0	1.3	45	1.3	56	0.16
		Июль	0.40	0.00075	0.20	0.0014	1.5	0.011	4.7	1.55
Ненецкий запо-ведник (НЗ)	Поток на по-верхность	Год	0.34	0.0033	0.12	0.033	1.5	0.036	2.5	
		Январь	0.92	0.0971	1.3	7.6	4.8	1.2	9.5	0.09
	Концентрация	Июль	0.0011	0.00004	0.0017	0.0012	0.37	0.00091	0.19	0.87
		Поток на по-верхность	Год	0.020	0.0034	0.019	0.11	0.12	0.016	0.16
Земля Франца-Иосифа (ЗФИ)	Концентрация	Январь	0.058	0.00017	0.0057	0.014	1.5	0.0053	1.8	0.09
		Июль	0.00011	0.000000003	0.000000003	0.0000016	0.0026	0.0000012	0.0025	0.2
	Поток на по-верхность	Год	0.0014	0.0000040	0.00013	0.00032	0.035	0.00012	0.042	

Примечание. Выделены шрифтом оценки потоков ТМ на поверхность, выполненные в данной работе.

ограничивает проникновение в Арктику воздушных масс с юга [Barrie, 1986; Виноградова, 1993].

Расчеты концентраций ТМ в приземном слое атмосферы опирались на данные об антропогенных эмиссиях ТМ на территории России за 2010 год [Ежегодник..., 2011]. Более свежие данные о выбросах ТМ в атмосферу в достаточном объеме в литературе отсутствуют. Методика оценок дальнего переноса воздушных масс и примесей на субмикронных аэрозолях подробно описана в [Виноградова, 2014]. Для одного и того же элемента зимняя и летняя концентрации в воздухе могут различаться на несколько порядков. Это связано с различиями условий циркуляции атмосферы зимой и летом (рис. 3.2.2), с разницей скорости осаждения ТМ из атмосферы на поверхность (табл. 3.2.1), а также с удаленностью

многих значимых источников загрязнений от побережья СЛО.

Идея данной работы состоит в том, чтобы по разнесенным в пространстве данным о концентрациях ТМ на побережье Баренцева моря (табл. 3.2.1) оценить годовые потоки ТМ из атмосферы на всю поверхность Баренцева моря и сравнить полученные на их основе оценки с литературными данными.

Методика оценок и результаты

Зная концентрацию примеси C в приземном воздухе и скорость ее осаждения K из атмосферы на поверхность (для зимы и лета – табл. 3.2.1), получим величины плотности потоков F рассматриваемых ТМ из атмосферы на единицу площади поверхности за вре-

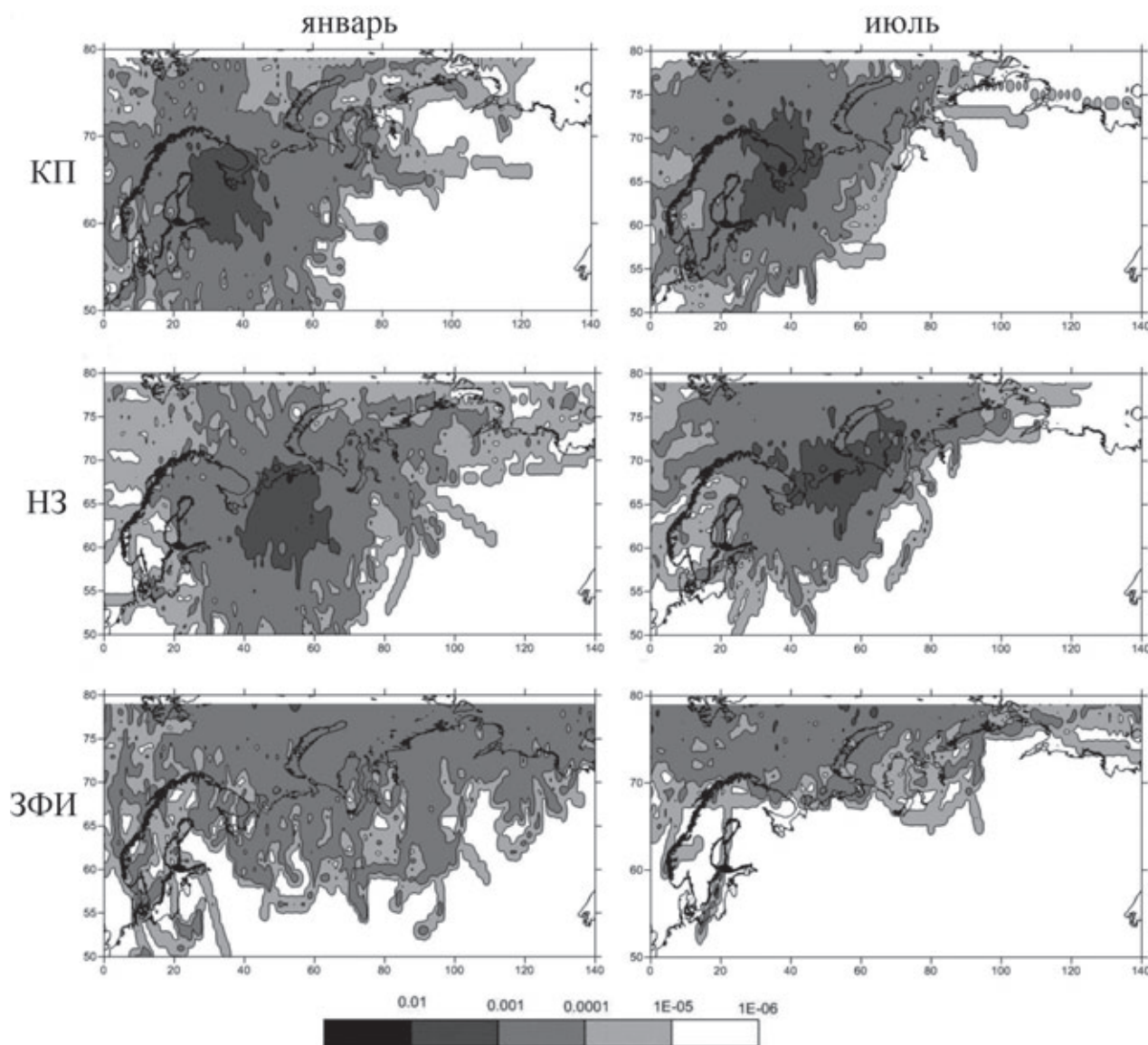


Рис. 3.2.2. Частота переноса воздушных масс к трем рассматриваемым пунктам (КП, НЗ, ЗФИ) за 2010–2018 годы на сетке $1 \times 1^\circ$, отн. ед.

мая Т (в данном случае за один месяц – для зимы или лета) по формуле:

$$F = C \times K \times T. \quad (3.2.1)$$

В наших вычислениях скорость осаждения не различалась по микроэлементам. Плотность потока примеси из атмосферы за год для пунктов КП и НЗ рассчитывалась в предположении равенства длительности летнего и зимнего сезонов, а для ЗФИ предполагалось восемь зимних месяцев и два летних. Полученные значения F приведены в табл. 3.2.1. Сезонные различия количества примеси, осаждающейся из атмосферы на поверхность в рассматриваемых пунктах, отражают различия условий циркуляции атмосферы, а также изменение количества и качества осадков в течение года, влияющее на величину K и сглаживающее амплитуду сезонных колебаний плотности потока примеси на поверхность по сравнению с амплитудой внутригодовых вариаций концентрации примеси в воздухе.

Сравнивая рассматриваемые пункты, можно утверждать, что окружающая среда Кольского п-ова наиболее загрязнена свинцом, никелем и медью, т. е. элементами, которые в этом же регионе выбрасываются в атмосферу в огромных масштабах. Загрязнение этими ТМ убывает последовательно в пунктах НЗ и ЗФИ. В свою очередь, район НЗ больше, чем КП, загрязнен цинком (основные источники – промышленные районы Среднего Урала) [Виноградова, Иванова, 2016; Виноградова и др., 2017]. В целом, наименее загрязнен антропогенными ТМ удаленный пункт ЗФИ, расположенный более чем на 10° севернее двух других.

В данной работе при расчетах потоков ТМ из атмосферы на поверхность моря (ПМ) применялась методика, предложенная в [Виноградова, Котова, 2019]. При удалении от источника поток примеси на поверхность обычно можно описать экспоненциальной зависимостью от расстояния. Качественно понятно, что при удалении на север от материка (с его источниками выбросов ТМ в атмосферу) загряз-

нение воздуха и потоки ТМ на поверхность должны уменьшаться.

В случае большой площади моря (ПМ), когда на побережье есть хотя бы две точки x_1 и x_2 , расположенные на границе моря на разных широтах, с известными величинами плотности потока ТМ на поверхность F_1 и F_2 , предполагается, что вдоль оси x , соединяющей эти точки, плотность потока ТМ из атмосферы на поверхность убывает экспоненциально

$$F = A \exp(-Bx), \quad (3.2.2)$$

а в перпендикулярном направлении (в первом приближении) этот профиль не меняется. Тогда система уравнений

$$\begin{aligned} F_1 &= A \exp(-Bx_1), \\ F_2 &= A \exp(-Bx_2) \end{aligned} \quad (3.2.3)$$

при введении $x_1=0$ и $x_2=L$, где L – расстояние между точками x_1 и x_2 , позволяет найти выражение для расчета потока ТМ на ПМ площади $S_{\text{ПМ}}$:

$$D = (F_1 - F_2) / \ln(F_1/F_2) \times S_{\text{ПМ}}. \quad (3.2.4)$$

При расчетах для Баренцева моря, мысленно разбиваем его поверхность линиями, идущими с юга на север, на три равные по площади части (западную, центральную и восточную). На южных сторонах западной и восточной частей плотности годовых потоков ТМ принимаем равными величинам для КП и НЗ соответственно из таблицы 3.2.1, на южной стороне центральной части – средним арифметическим значениям для этих пунктов. На северных границах везде плотность потоков ТМ соответствует данным таблицы 3.2.1 для ЗФИ. Результаты расчетов потоков ТМ из атмосферы на поверхность Баренцева моря по формулам (3.2.1–3.2.4) приведены в таблице 3.2.2. Видно, что больше всего ТМ (кроме цинка) из атмосферы поступает в воды западной части Баренцева моря, цинком больше загрязнена восточная часть.

Таблица 3.2.2. Годовые потоки ТМ из атмосферы на поверхность Баренцева моря по частям и суммарно, т/год

Часть	Pb	Cd	As	Zn	Ni	Cr	Cu
Запад	29	0,23	8.6	3.4	184	3.0	287
Восток	3.3	0.24	1.8	8.7	32	1.6	42
Середина	17	0.23	5.4	6.1	117	2.3	178
Сумма	50	0,70	16	18	333	6.9	507

По данным таблицы 3.2.3 можно сравнить уровни загрязнения тяжелыми металлами через атмосферу Баренцева моря и ещё четырех северных морей России (по оценкам из [Виноградова, Котова, 2019]). Самым

загрязненным оказывается Белое море, расположенное в окружении мощных производственных комплексов северо-запада России. Баренцево море в среднем, за счет своей большой площади, по этому показателю

на втором месте. Хотя его юго-восточная часть, выделенная как Печорское море, сильнее всех рассмотренных здесь морей загрязняется мышьяком, цинком и

хромом – при дальнем переносе этих микроэлементов в атмосфере от промышленных источников Урала [Виноградова, Иванова, 2016; Виноградова и др., 2017].

Таблица 3.2.3. Средняя плотность потоков ТМ на единицу поверхности для морей Российской Арктики, кг/км² в год [Виноградова, Котова, 2019]

Море	Pb	Cd	As	Zn	Ni	Cr	Cu
Баренцево	0.035	0.00049	0.011	0.013	0.23	0.0048	0.36
Белое	0.22	0.0040	0.083	0.18	0.80	0.13	1.4
Печорское	0.020	0.0034	0.019	0.11	0.12	0.016	0.16
Карское	0.0085	0.00016	0.0013	0.0069	0.17	0.0012	0.17
Лаптевых	0.0028	0.00004	0.00003	0.0001	0.06	0.00006	0.06

Отметим, что из рассмотренных морей наименее загрязнены антропогенными ТМ удаленные Карское море и особенно море Лаптевых. Практически равные потоки никеля и меди из атмосферы в воды Карского и Печорского морей обусловлены балансом вкладов промышленного района Норильска и предприятий Кольского п-ова, что отмечалось также в работе [Виноградова и др., 2008]. Как известно, эти два арктических региона являются основными поставщиками Ni и Cu на севере Евразии.

ЧЕРНЫЙ УГЛЕРОД

Постановка задачи, исходные данные и их обсуждение

Черный углерод (black carbon – BC) появляется в атмосфере в результате неполного сгорания углеродсодержащих топлив и биомассы при бытовом и промышленном отоплении, в результате работы транспортных и иных двигателей и установок, при обслуживании предприятий по добыче, распространению и переработке нефти и газа, при горении древесины, болот и травы. Многообразии источников BC обуславливает их сложную и изменчивую в пространстве и во времени сеть.

Черный углерод является так называемым короткоживущим климатически значимым загрязнителем (Short Lived Climate Pollution – SLCP) атмосферы, поскольку оказывает как прямое (поглощение солнечного излучения прямо в воздухе), так и косвенное (через процессы облако- и осадкообразования, альbedo поверхности и т. д.) воздействие на атмосферный радиационный баланс. В современных условиях заметных и сложных климатических сдвигов на Земле знания о черном углероде в атмосфере имеют особое значение.

Исходные данные для оценок – это величины концентрации BC в приповерхностном слое атмосферы, полученные с сайта (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>)

реанализа спутниковой информации MERRA-2 (v.5.12.4), с временным разрешением 1 месяц. Ранее нами было показано, что эти оценки хорошо соответствуют результатам натурных измерений концентрации BC в приземном воздухе в Арктике (ст. Тикси) и южнее – на территории Печоро-Ильчского природного биосферного заповедника (вблизи пос. Якша, республика Коми) [Виноградова и др., 2019a; 2019b].

Оценивать годовой поток BC в воды моря в целом смысла не имеет, поскольку эта характеристика особенно интересна для случая высокого альbedo поверхности (снег, лёд) с точки зрения изменения отражающей способности поверхности при осаждении поглощающего BC и влияния на радиационные характеристики в приповерхностном слое атмосферы. Поэтому в данной работе делаются оценки по формуле (3.2.1) потоков BC из атмосферы на подстилающую поверхность для сравнительно холодных января и апреля, используя значения величины скорости осаждения BC на поверхность для этих месяцев из [Виноградова, 2014]. Предполагается, что BC, так же как и ТМ, переносится в атмосфере на дальние расстояния на аэрозольных частицах субмикронного размера, не претерпевая никаких превращений во время переноса. Однако следует иметь в виду, что реальные процессы для атмосферного BC гораздо сложнее, например, из-за его агрегационных, конденсационных и других преобразований во влажной атмосфере, а также при фазовых переходах атмосферной влаги в Арктике [Bond et al., 2013; Goto et al., 2012].

Рисунок 3.2.3 иллюстрирует временные вариации концентрации BC в окрестностях рассматриваемых пунктов на побережье Баренцева моря – по данным MERRA-2. Показаны диапазоны колебаний концентрации BC в течение месяца. Хорошо видно, что в годы с сильными лесными пожарами на территории севера

Евразии (2010, 2013, 2014, 2016, 2018) содержание ВС в атмосфере и разброс этой величины в течение летнего месяца (в данном случае – июля) значительно превышали остальные данные. Эффект заметен даже на удаленном архипелаге Земля Франца-Иосифа и отражает сравнительно редкие и кратковременные заносы дымового аэрозоля, содержащего продукты горения биомассы, к рассматриваемым пунктам. Подробно такие ситуации рассмотрены в [Виноградова и др., 2018; Журавлева и др., 2019] для ст. Тикси.

Поток черного углерода из атмосферы на поверхность

В таблице 3.2.4 приведены результаты расчетов по черному углероду для КП, НЗ и ЗФИ на основе данных спутниковой информации MERRA-2. Пересчитывая концентрации ВС в приземном воздухе в потоки на поверхность по формуле (3.2.1), получены средние потоки ВС за месяц (январь или апрель) в окрестности изучаемых районов на побережье.

Естественно, что удаленный район ЗФИ меньше загрязнен черным углеродом, как и тяжелыми металлами (см. выше). Наоборот, потоки ВС на поверхность в окрестности КП высоки, причем в апреле выше, чем в январе. Последний эффект связан с параметризацией скорости осаждения, которая учитывает увеличение уже в апреле в этом районе количества осадков в виде дождей, более эффективно (чем снег) выводящих аэрозольные примеси на поверхность.

Рис. 3.2.4 иллюстрирует, как в среднем (почти за 20 лет) соотносятся уровни загрязнения черным углеродом атмосферы над Баренцевым морем и в других районах российского побережья СЛО в январе и апреле. В холодную часть года в европейской части ВС в атмосфере больше, чем в азиатской, что связано с его антропогенными источниками в Европе, достаточно близко расположенными к берегам Баренцева моря.

Заметим, что к лету пространственные различия концентрации ВС над северными районами России становятся слабее, а в период природных лесных пожаров (июль–август) возрастает загрязнение в арктических районах Сибири (на рисунке не показано). Распределение ВС в пространстве в период пожаров очень изменчиво год от года, поскольку определяется межгодовыми вариациями расположения очагов пожаров и циркуляции атмосферы.

КОММЕНТАРИИ И ПОПРАВКИ

Трансграничный перенос загрязнений из зарубежной Европы

ТМ в приземной атмосфере имеют не только антропогенное происхождение, но входят в состав терригенного вещества и появляются в аэрозолях за

счет ветрового поднятия и перевевания частиц почвы и пыли. В воздухе над европейской территорией России концентрации ТМ ещё увеличиваются из-за трансграничного атмосферного переноса от источников стран зарубежной Европы (см., например, сайт <http://www.msceast.org>). В рамках программы ЕМЕР (European Monitoring and Evaluation Programme – <http://www.emep.int/>) набраны многолетние данные по оценке доли почвенно-пылевой составляющей свинца и кадмия в воздухе и в потоках на подстилающую поверхность в Европе и ближайших странах Азии [Travnikov et al., 2012; Ilyin et al., 2014]. Исполь-

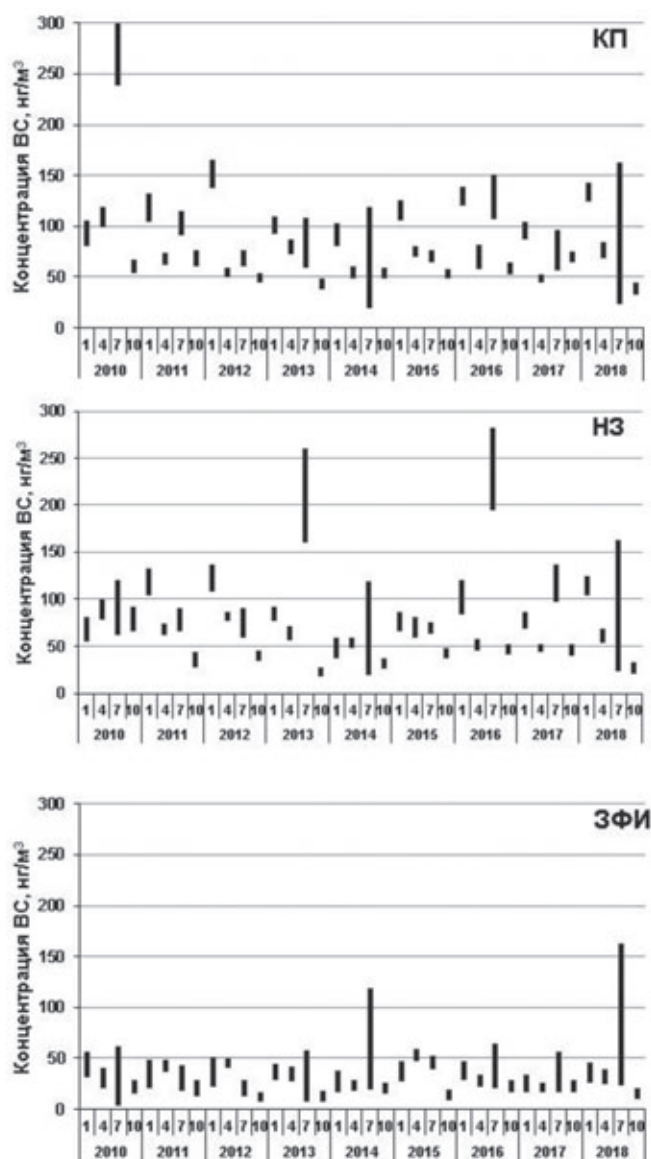


Рис. 3.2.3. Сезонные вариации концентрации ВС в приземном воздухе в окрестностях рассматриваемых пунктов на побережье Баренцева моря – по данным реанализа спутниковой информации, диапазон вариаций. Данные для января, апреля, июля и октября – цифры внутри годов на горизонтальной оси

зую данные этих сайтов, нами были оценены добавки к величинам плотности потоков Pb и Cd из атмосферы на поверхность на территории европейской России при учете ветрового и трансграничного вкладов [Виноградова, 2015; Виноградова, Котова, 2018]. Для Баренцева моря такие поправки составляют около 50% свинца по всей поверхности моря, заметно убывая с запада на восток, и в среднем около 40% кадмия, увеличиваясь с запада на восток примерно от

35 до 45% (рис. 3.2.5). В исходных значениях годовых потоков Pb и Cd (табл. 3.2.1), на которых основывались оценки данной работы, были учтены поправки за счет этих процессов. Остальные рассматриваемые ТМ не изучаются в рамках программы ЕМЕР, поэтому нет данных, чтобы выполнить аналогичные оценки. Для них исходные и полученные в данной работе оценки заведомо занижены, т.к. учитывают лишь антропогенные источники России.

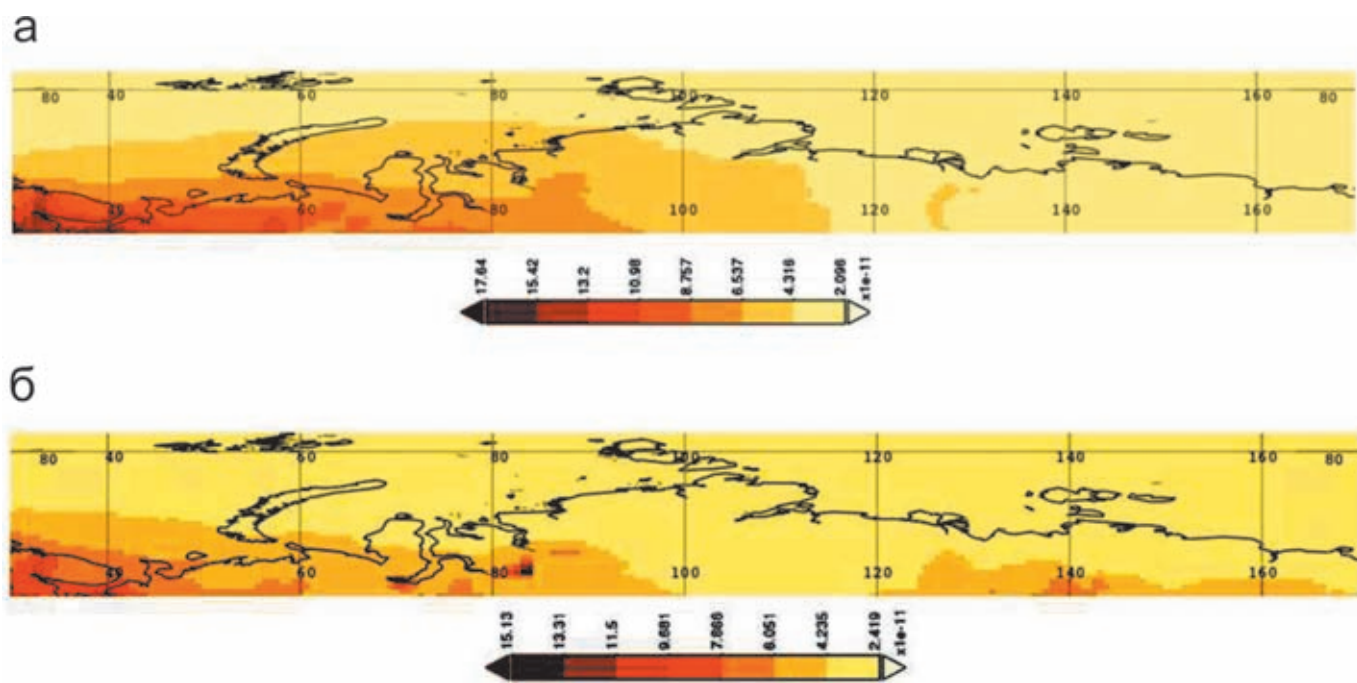


Рис. 3.2.4. Среднее распределение концентрации BC ($\text{кг}/\text{м}^3$) в приземном воздухе на российском побережье СЛО в 2000–2018 годах: а – январь; б – апрель

Таблица 3.2.4. Средняя концентрация BC в приземном воздухе (\pm стандартное отклонение), скорость осаднения на поверхность (K), плотность потока BC на единицу поверхности (F) и поправка к альбедо поверхности (ΔA) для рассматриваемых районов побережья Баренцева моря

Место, время Параметр	КП		НЗ		ЗФИ	
	Январь	Апрель	Январь	Апрель	Январь	Апрель
BC, $\text{нг}/\text{м}^3$	115 ± 20	71 ± 20	90 ± 25	66 ± 14	35 ± 6	34 ± 11
K , см/с	0.16	0.87	0.09	0.11	0.09	0.11
F , $\text{мг}/\text{м}^2\text{мес}$	0.47	1.6	0.21	0.19	0.08	0.10
ΔA , %	4.2	7.2	1.2	1.3	<1	<1

Сравнение с составом вод моря

Считается, что воды сравнительно неглубокого (в среднем 200 м) Баренцева моря за зиму полностью перемешиваются за счет конвекции, а течениями обновляются за один–два года [Ожигин и др., 2016].

Предполагая, что выделенные три части моря равны не только по площади, но и по объему воды, было получено, что концентрации Cd, Ni и Cu, создаваемые в воде лишь атмосферными выпадениями, на несколько порядков ниже измеренных значений

(табл. 3.2.5) [Новиков, Драганов, 2017]. Даже в местах наибольшего загрязнения из атмосферы (вблизи Кольского п-ова) роль атмосферного канала в загрязнении вод моря мала. Таким образом, микроэлементный состав основной массы вод Баренцева моря формируется водами Нордкапского течения, идущего с запада из Норвежского моря.

Сезонные вариации поступления ТМ из атмосферы в воды Баренцева моря пока, видимо, не изучались. Весной, в период таяния льдов, в воды моря попадает все вещество, накопленное за зимний период во льду и в снеге на его поверхности. В это время вклад атмосферы в загрязнение поверхностной воды должен быть максимальным. Предположим, что поверхностный слой воды равен 20 м, а время таяния льда – 1 мес. Используя январские оценки концентраций ТМ в воздухе рассматриваемых пунктов (табл. 3.2.1), получим, что в весенний месяц после таяния льда концентрации рассматриваемых ТМ в воде вблизи этих пунктов должны быть в 2–10 (среднее 8) раз выше, чем расчетные среднегодовые значения (табл. 3.2.5). Предполагалось, что время зимнего накопления примеси составляет полгода в районах КП и НЗ, а для ЗФИ – 10 месяцев. Движение льда в течение холодной части года не учитывалось. Таким образом, весной вблизи побережья Кольского п-ова возможно повышение вклада атмосферы в концентрации ТМ в морской воде до 4.5% и 3.5% для Ni и Cu соответственно по сравнению со средними (по всему морю) измеренными величинами. Однако

вблизи Кольского побережья и измеренные концентрации этих элементов тоже заметно выше средних, что можно считать следствием влияния поверхностного водного стока [Новиков, Драганов, 2017] и абразии берегов Кольского п-ова. Таким образом, относительный вклад атмосферного канала все равно будет невелик.

Изменение альbedo поверхности и радиационного форсинга

Оценим максимальную (по данным табл. 3.2.4) поправку к альbedo снега для района КП в апреле. Количество осадков в виде снега в это время здесь составляет 20–21 мм/мес. [Виноградова, Титкова, 2019]. Весь снег, выпавший на поверхность за месяц, будет содержать весь ВС, осевший из атмосферы за месяц. Тогда в районе КП в апреле содержание ВС в снеге будет около 76 нг/г. По оценкам работы [Reay et al., 2012], альbedo чистого снега (на длине волны 550 нм) при этом должно уменьшиться примерно на 0.07, что составляет 7.2%. Результаты аналогичных оценок для КП в январе и для двух других рассматриваемых районов приведены в таблице 3.2.4. Необходимо подчеркнуть, что эти значения максимальные, поскольку использованная нами зависимость из работы [Reay et al., 2012] рассчитана только для видимого излучения и для чистого снега с альbedo около 0.97. Однако по данным работы [Виноградова, Титкова, 2019], более актуальные значения альbedo поверхности в районах КП и НЗ в апреле значительно ниже (старый снег).

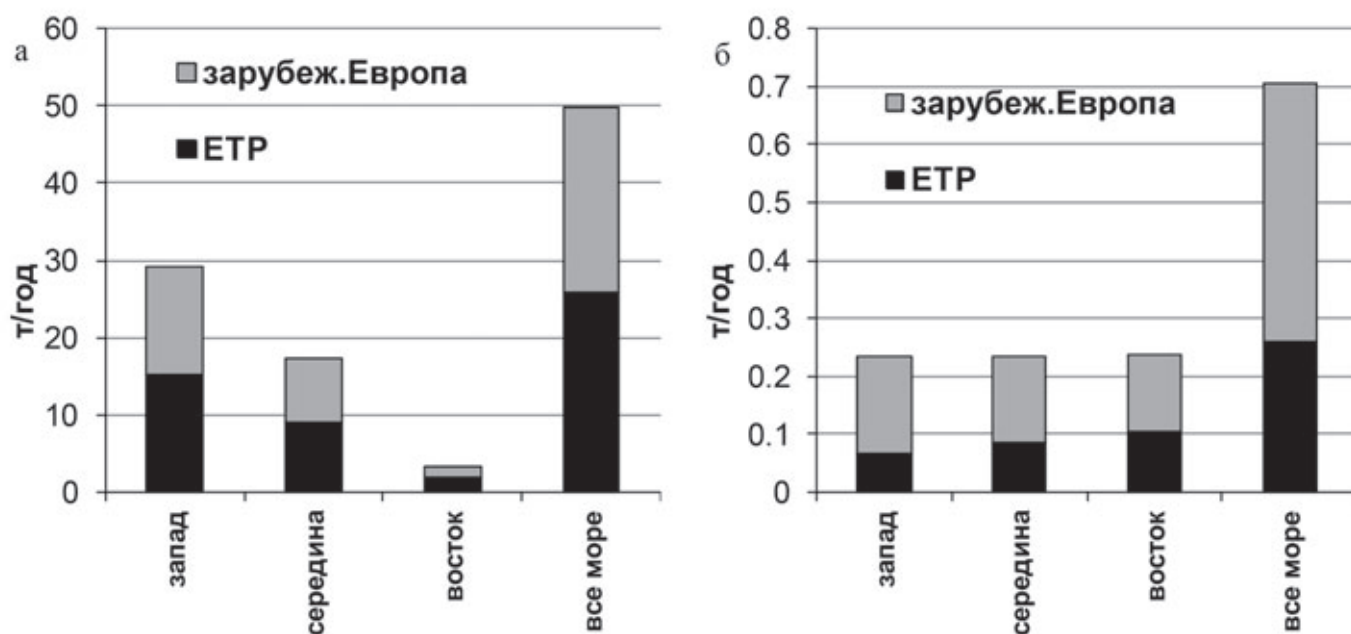


Рис. 3.2.5. Вклады европейской территории России (ЕТР) и зарубежной Европы в потоки из атмосферы в воды Баренцева моря: а – свинец; б – кадмий

Таблица 3.2.5. Средняя за год концентрация ТМ, создаваемая потоками из атмосферы в водах Баренцева моря, и измеренная*, мкг/л

Место	Концентрация	Pb	Cd	As	Zn	Ni	Cr	Cu
КП	Средняя	0.00170000	0.00001650	0.00062374	0.00016693	0,00742587	0.00018034	0.01253807
	Измеренная*	-	0.179	-	-	1.255	-	2.016
	Весна**/средняя	4.0	1.9	6.0	9.9	7.6	9.2	5.5
НЗ	Средняя	0.00010000	0.00001680	0.00009552	0.00053462	0.00058545	0.00008149	0.00079447
	Измеренная*	-	0.085	-	-	0.682	-	1.463
	Весна**/средняя	6.5	4.0	9.9	10.0	5.7	9.9	8.4
ЗФИ	Средняя	0.00000679	0.00000002	0.00000066	0.00000159	0.00017729	0.00000062	0.00021228
	Измеренная*	-	0.053	-	-	0.483	-	0.985
	Весна**/средняя	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0

Примечание. *Измеренные значения в водах вблизи пунктов – из [Новиков, Драганов, 2017]. **Весна – рассчитанные концентрации ТМ в поверхностном 20-метровом слое воды сразу после весеннего таяния льда.

В этих условиях необходимо больше ВС в снеге для изменения его альbedo примерно в таком же масштабе.

Что касается радиационных свойств (и их изменений) системы атмосфера–поверхность, то формальное изменение радиационного форсинга поверхности (в процентах) как раз равно изменению ее альbedo (также в процентах). Поэтому, исходя из приведенных оценок таблицы 3.2.4, можно утверждать, что вблизи южного побережья Баренцева моря черный углерод, выпадая из атмосферы на снег, может менять радиационный форсинг поверхности на единицы процентов в апреле. Для января аналогичный перенос данных этой таблицы на радиационные потоки с помощью оценок [Reay et al., 2012] невозможен, поскольку за полярным кругом в это время полярная ночь и надо анализировать радиационный форсинг для длинноволнового излучения.

ВЫВОДЫ

Дальний перенос примесей в атмосфере и осаждение их на поверхность – один из каналов формирования состава морских вод и донных отложений. Анализ переноса воздуха к трем пунктам на побережье Баренцева моря зимой и летом показывает, что летом траектории переноса воздушных масс в целом расположены севернее, чем зимой, что является следствием сезонного смещения атмосферного арктического фронта, который в значительной степени ограничивает проникновение в Арктику воздушных масс (и загрязнений) с юга.

Оценки потоков антропогенных тяжелых металлов (ТМ) на поверхность Баренцева моря по рассчитанным ранее концентрациям этих элементов в приземной атмосфере в трех районах на побережье моря показали, что средние потоки ТМ из атмосферы на единицу площади Баренцева моря ниже, чем для Белого моря, но выше, чем для морей Карского и Лаптевых. Окружающая среда Кольского п-ова и прилегающие к нему воды моря наиболее загрязнены свинцом, никелем и медью, т. е. элементами, мощные источники которых расположены на самом полуострове. Загрязнение этими ТМ убывает последовательно в пунктах НЗ и ЗФИ, а также соответственно в

водах юго-восточной и северной частей моря. Однако районы НЗ и Печорское море больше загрязнены цинком. В целом, наименее загрязнен антропогенными ТМ удаленный пункт ЗФИ, расположенный более чем на 10° севернее двух других, и северная часть Баренцева моря.

Антропогенные эмиссии свинца и кадмия с территории зарубежной Европы, а также процесс ветрового поднятия вместе с пылью и почвой обеспечивают примерно 50% свинца и около 40% кадмия, поступающих в воды моря из атмосферы. Для остальных рассматриваемых ТМ нет данных, чтобы выполнить аналогичные оценки. Для них исходные и полученные в разделе оценки заведомо занижены, т. к. учитывают лишь вклады от антропогенных источников России.

В целом за год атмосфера поставляет лишь доли процентов ТМ, содержащихся в среднем в водах Баренцева моря. Однако весной в период таяния льдов атмосферный вклад в концентрации ТМ в водах моря может быть выше среднего в 2–10 раз и достигать первых процентов в концентрациях никеля и меди вблизи Кольского полуострова.

Рассмотрены пространственные вариации содержания черного углерода (ВС) в атмосфере над Баренцевым морем (по данным реанализа спутниковой информации MERRA-2). Средние потоки ВС на снежную или ледяную поверхность в холодную часть года в разных районах моря различны. Максимальное количество ВС выпадает на поверхность в районе Кольского полуострова. Здесь процесс осаждения ВС на снег весной может понизить альbedo чистого снега (в видимой области спектра) на единицы процентов, внося такого же масштаба поправки в радиационный форсинг поверхности. Детальная проработка этих вопросов, однако, требует дополнительной информации об оптических и микрофизических свойствах атмосферы и выходит далеко за рамки данного исследования.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания (тема «Мировой океан») и при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-00245).

ГЛАВА 4. ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ

4.1. Обзор гидрологических условий Баренцева моря

С.В. Писарев

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

В разделе на основе более 50 работ, опубликованных в 1946–2019 гг., дается обзор современных представлений о рельефе дна, крупномасштабной циркуляции, течениях и приливах, потоках вод через границы, распределении температуры и солености, водных массах, фронтальных зонах, сезонных и межгодовых колебаниях гидрологических характеристик, стратификации и ледовых условиях Баренцева моря. Среди множества классификаций водных масс моря в обзоре предпочтение отдано самой непротиворечивой и обоснованной, предложенной В.К. Ожигиным и В.А. Ившиным в 1999 году.

Ключевые слова: Баренцево море, водные массы, водообмен, течения, сезонные изменения.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(13)

ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море расположено в высоких широтах целиком за полярным кругом. Поэтому оно имеет, в целом, полярный морской климат, который характеризуется продолжительной зимой, коротким холодным летом, малой годовой амплитудой температуры воздуха, большой относительной влажностью [Добровольский, Залогин, 1982].

Баренцево море имеет непосредственную связь с Атлантическим океаном и Центральным Арктическим бассейном. В силу этого, Баренцево море представляет собой зону трансформации для теплых и соленых вод Атлантики на их пути в Северный Ледовитый океан (СЛО). Интенсивность этой трансформации определяет не только условия для перемешивания верхних слоев СЛО [Aagaard, Woodgate, 2001; Schauer et al., 2002], но и влияет на распределение водных масс в пределах 800–1200 м [Rudels et al., 1994; Schauer et al., 1997]. Кроме того, арктические воды СЛО, имеющие отрицательную температуру и пониженную соленость, поступающие вместе с дрейфующими льдами с севера Баренцева моря, также влияют на его гидрологические условия [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990].

Н.Н. Зубов обоснованно считал Баренцево море классическим примером влияния рельефа дна на гидрологические процессы, протекающие в море [Зубов, 1946]. Так, например, подводные возвышенности являются естественным препятствием для распространения теплых промежуточных атлантических вод (АВ), а подводные котловины – районами «стока» соленых и плотных вод, образующихся на относительных мелководьях в результате зимней вертикальной конвекции.

Именно поэтому здесь вначале будет кратко охарактеризован подводный рельеф моря. Кроме того, далее будут рассмотрены крупномасштабная циркуляция, течения и приливы, водообмен на границах, распределение температуры и солености, водные массы, фронтальные зоны, сезонные колебания и стратификация, а также ледовые условия Баренцева моря.

ГРАНИЦЫ МОРЯ И РЕЛЬЕФ ДНА

Баренцево море расположено на шельфе Северного Ледовитого океана между северным побережьем Европы и тремя группами больших островов – архипелагами Новая Земля, Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и Шпицберген. В российской классификации морей считается (и это закреплено специальным постановлением ЦИК СССР от 27 июня 1935 г.), что морские границы Баренцева моря проходят на западе вдоль линии мыс Южный (арх. Шпицберген) – о. Медвежий – мыс Нордкап, на востоке – по западному побережью островов Вайгач и Новая Земля и далее по линии мыс Желания (арх. НЗ) – мыс Кользат (о. Грэм-Белл арх. ЗФИ), на юге – по побережью Европы и линии между мысами Святой Нос (Кольский полуостров) и Канин Нос (северо-западная оконечность полуострова Канин), на севере – по северной окраине островов архипелага ЗФИ Грэм-Белл, Ева-Лив, Рудольфа, Артура, Земля Александры и далее от мыса Мэри – Хармсуорт (о. Земля Александры) на остров Виктория, затем на остров Белый и далее на мыс Ли-Смит, расположенный на о. Северно-Восточная Земля арх. Шпицберген [Атлас, 1980, 1985; Добровольский, Залогин, 1982] (рис. 4.1.1). Следует заметить, что в западной литературе существуют и несколько

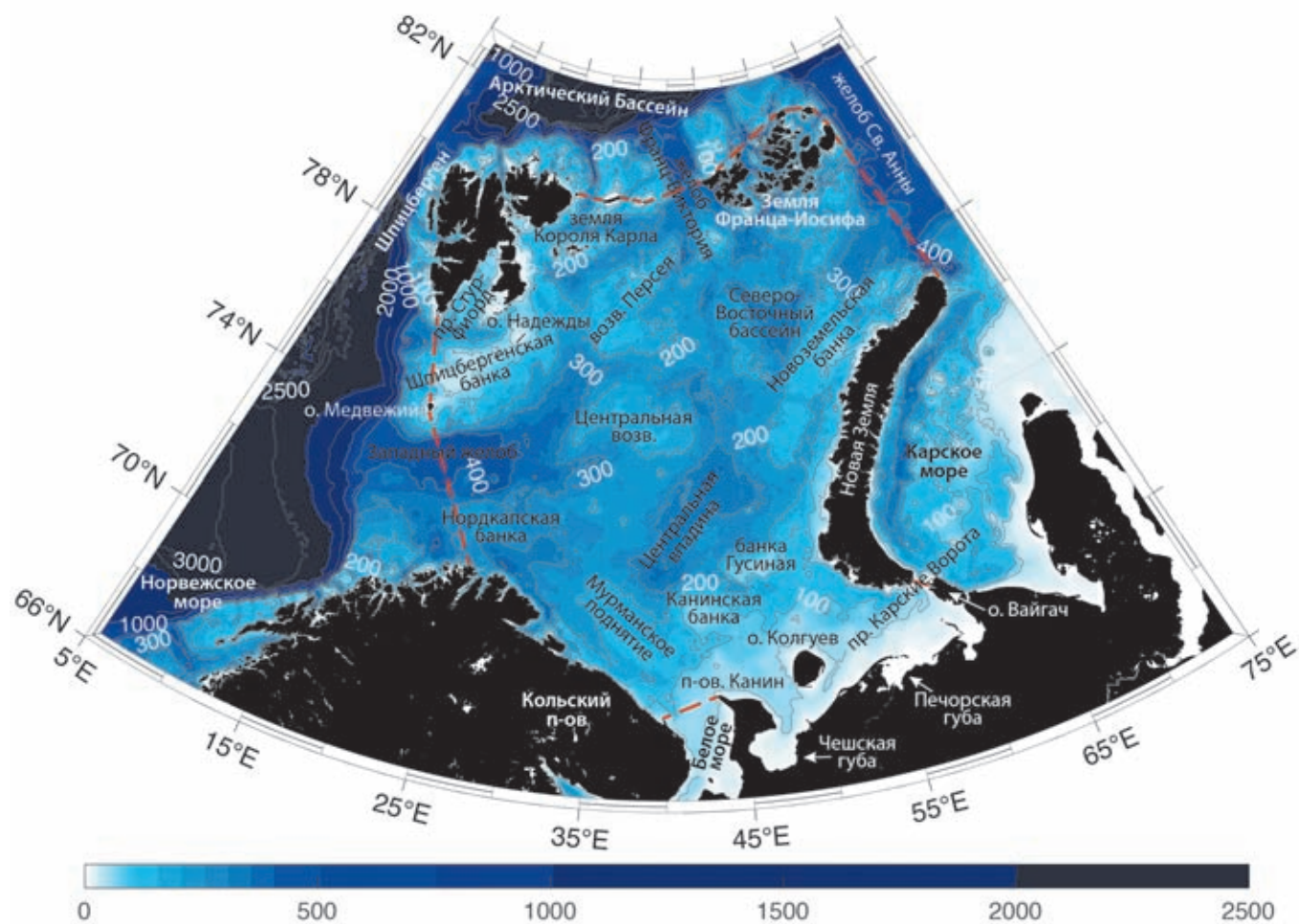


Рис. 4.1.1. Рельеф дна и официальные границы Баренцева моря (красный пунктир). Рельеф изображен по данным массива ETOPO-2

другие определения условных линий, по которым проходят морские границы Баренцева моря.

В указанных выше границах Баренцево море простирается от 66.7° с. ш. на юге до 82.5° с. ш. на севере и от 8.0° в. д. на западе до 68.5° в. д. на востоке. Определение общей площади моря в существенной мере зависит от использования тех или иных координат, описывающих береговую линию, а на определение объема моря влияет еще и выбор модели глубин. Подробный обзор проблем при определении морфометрических характеристик Баренцева моря представлен в [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990]. Здесь же мы только заметим, что оценки площади моря в пределах границ, принятых в России, до 1990-х гг. колебались между 1405–1424 тыс. км² [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990]. В случае, если принимаются другие координаты границ моря, сводящиеся, по сути, к переносу условных линий границ на западе и севере строго до кромки шельфа, то площадь моря закономерно возрастает примерно до 1600 км² [Carmack et al., 2006].

Баренцево море является самым глубоким из всех шельфовых морей, окружающих Северный Ледовитый океан. Дно моря – сложнорасчлененная подводная равнина с волнистой поверхностью, несколько покатой к западу и северо-востоку. Наиболее глубокие районы моря находятся в его западной части. Для рельефа дна моря характерно чередование крупных структурных элементов – подводных возвышенностей и желобов – пересекающих его в различных направлениях. Оценки средней глубины дна моря колеблются от 190 до 230 м. Распределение глубин в процентах от площади моря: <100 м – 25.7%, 100–200 м – 22.8%, 200–300 м – 36%, >300 м – 15.5% [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990].

Крупнейшими возвышенностями (банками) в Баренцевом море являются Центральная и Персея. Глубина моря над ними 100–200 м. Шпицбергенская банка, расположенная между островами Медвежий и Надежды, тоже входит в число крупных форм донного ре-

льефа Баренцева моря. Глубина моря здесь составляет всего 20–100 м. Есть несколько крупных поднятий на юге Баренцева моря – это Мурманское поднятие (100–200 м), Канинская и Гусиная банки (50–100 м). Новоземельская банка, простирающаяся параллельно Новой Земле, имеет глубины 50–200 м. Несколько банок с такой же глубиной расположены между Новой Землей и ЗФИ. Вокруг островов Виктория, Белый и Короля Карла, глубина дна также лежит в пределах 50–200 м.

Четыре крупных желоба с глубинами 300–400 м прорезают дно Баренцева моря. Медвежинский и Зюйдкапский (название, принятое в западной литературе – желоб Стур-фьорда или просто Стур-фьорд) желоба пересекают границы Баренцева моря со стороны Норвежского. Желоб Франц-Виктория находится между ЗФИ и о. Виктория, пересекая границу моря со стороны Арктического бассейна. Желоб Святой Анны – пересекает границу Баренцева моря на северо-востоке, со стороны Карского моря.

В Баренцевом море имеется несколько крупных депрессий морского дна. Центральная впадина (в западной литературе называемая Восточным бассейном) является самой большой по площади и по средней глубине (>300 м) депрессией. Она расположена между 71° и 76° с. ш. и 37° и 47° в. д. К северо-западу от Новоземельской банки с центральными координатами около 77° с. ш. и 52° в. д., еще одна крупная депрессия (>300 м) – Новоземельский желоб (называемый еще Северо-Восточным бассейном).

КРУПНОМАСШТАБНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

На характер циркуляции вод в Баренцевом море оказывает влияние крупномасштабная атмосферная циркуляция, приток вод из соседних морей, рельеф дна, приливы и отливы, а также другие факторы, суммарное действие которых делают картину течений довольно сложной и переменной. Тем не менее, можно выделить главные особенности общей циркуляции вод Баренцева моря: (1) общее движение вод против часовой стрелки, (2) движение АВ в южной части моря на восток, (3) трансформированные воды атлантического происхождения, ставшие баренцевоморскими, движутся на северо-восток и север в районах западнее Новой Земли, (4) холодные арктические воды движутся от северных границ моря на запад и юго-запад, (5) движение подповерхностных вод в сильной степени зависит от рельефа дна.

Теплые и соленые АВ впадают в южную часть Баренцева моря из Норвежского моря (рис. 4.1.2). При входе в море в виде Нордкапского течения, АВ делятся на две главные ветви [Loeng, 1991]. Северная ветвь течет на северо-восток вдоль желоба о-ва Надежды. Примерно на 76° с. ш. часть его поворачивает на вос-

ток между возвышенностью Персея и Центральной банкой и далее продолжает движение в виде подповерхностных вод.

Меньшие объемы АВ из северной ветви примерно на 76.5° с. ш. проходят над порогом между возвышенностью Персея и Шпицбергенем и распространяются на север тоже как подповерхностные воды. Большая же часть северной ветви АВ Баренцева моря циркулирует в Медвежинском желобе и выходит из Баренцева моря в виде западного течения, топографически захваченного на крутом свале глубин Шпицбергенской банки [Новицкий, 1961; Furevik, 2001].

Вторая, южная, гораздо большая по объему, по сравнению с северной ветвью, основная ветвь АВ в виде Мурманского течения распространяется на восток в сторону Новой Земли. В районе банок Канинской, Гусиной и Новоземельской движение АВ сменяется на северо-восточное. Сильно трансформируясь (охлаждаясь и опресняясь) при своем движении через Баренцево море, модифицированные АВ, в конце концов, проходят в Карское море между Новой Землей и ЗФИ, а затем по желобу Святой Анны попадают в СЛО.

Еще один поток АВ пересекает западную границу Баренцева моря в Зюйдкапском желобе. Поскольку Шпицбергенская банка имеет глубины 50–100 м, то она образует барьер для распространения АВ далее на восток, и они рециркулируют в пределах желоба.

Поток АВ в виде подповерхностных вод поступает в Баренцево море и из Арктического бассейна. Поскольку на северной границе моря круглогодично присутствует ледяной покров, любые измерения на этой акватории в сильной степени затруднены и, как следствие, оценки поступающих объемов АВ и путей их распространения пока могут рассматриваться как дискуссионные [Pfirman et al., 1994; Lind, Ingvaldsen, 2012; Ivanova et al., 2019]. Какой-то, еще пока достоверно не оцененный, объем АВ поступает на крайний северо-восток Баренцева моря из Карского через желоб Святой Анны. Несмотря на то, что АВ из Арктического бассейна не распространяются далеко на юг, их влияние на крупномасштабную изменчивость характеристик вод моря представляется весьма существенным [Ожигин, Ившин, 1999; Shauer et al., 2002; Lind, Ingvaldsen, 2012].

Норвежское Прибрежное течение распространяется на восток вдоль береговой линии Евразии. Оно переносит относительно пресные воды из Балтийского и Северного морей, а также снабжается пресной водой за счет стока рек. В этом течении ярко выражена сезонная изменчивость. Зимой оно глубокое и узкое, летом – широкое и мелкое [Saetre et al., 1988].

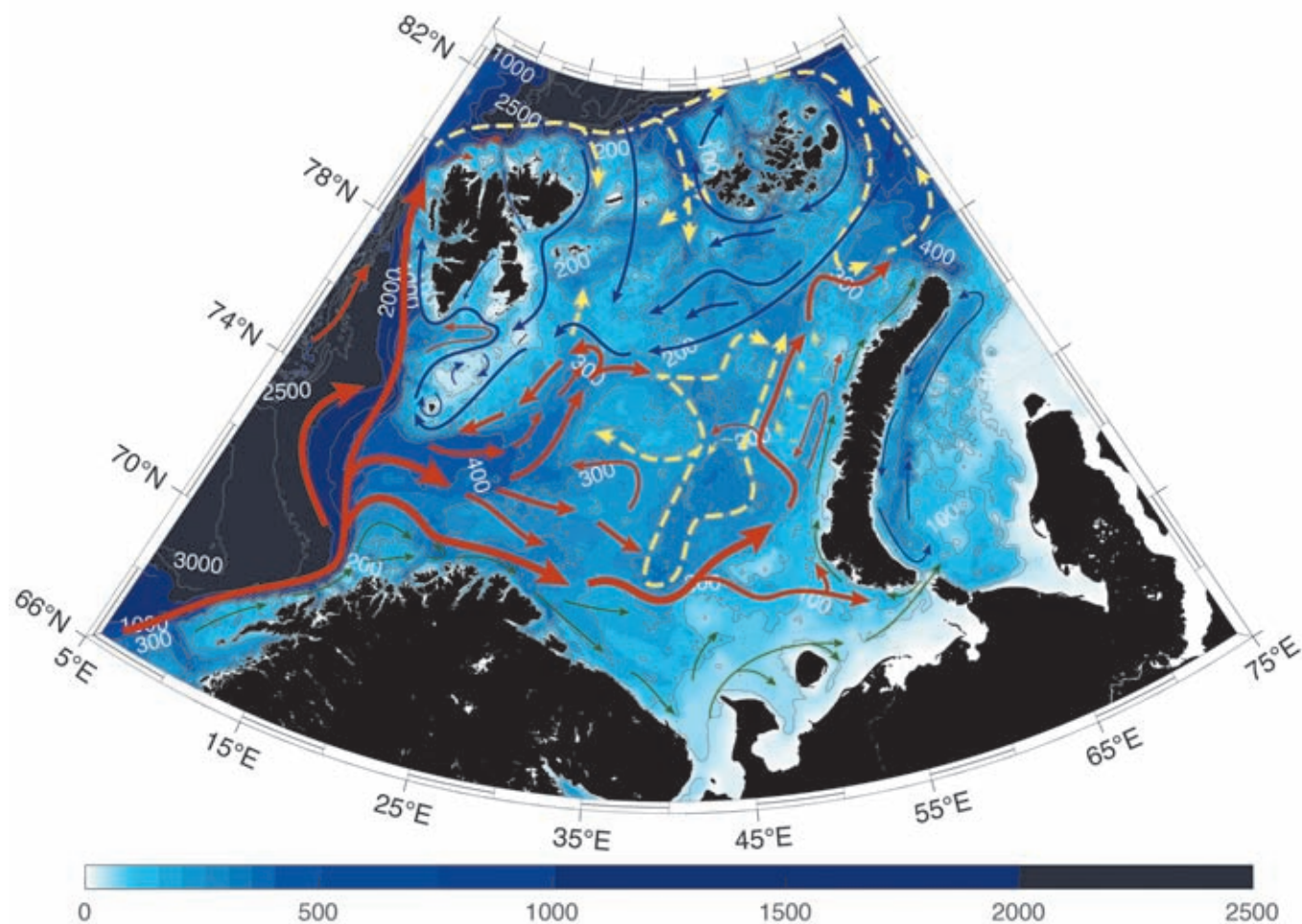


Рис. 4.1.2. Схема крупномасштабной циркуляции Баренцева моря в соответствии с [Loeng, 1991].

Теплые течения – красные стрелки, холодные течения – синие стрелки, подповерхностные течения – пунктирные стрелки

Продолжением Норвежского Прибрежного течения является Мурманское Прибрежное. Воды, переносимые этим течением, протекают вдоль побережья Кольского полуострова, пополняются речным стоком, а затем впадают в Белое море. Температура и соленость вод Мурманского Прибрежного течения заметно меньше, по сравнению с Норвежским Прибрежным. Относительно пресные и холодные воды Белого моря выходят из него и баренцевоморским течением переносятся в сторону пролива Карские Ворота вдоль побережья полуострова Канин. На самой юго-восточной границе Баренцева моря воды, переносимые этим течением, гораздо менее соленые, чем у Горла Белого моря, из-за добавления в систему этого течения вод реки Печоры. Воды Беломорского течения выносятся из Баренцева моря в Карское через южную часть пролива Карские Ворота, а воды Карского моря поступают в Баренцево через северную часть этого пролива с течением Литке. Последнее переносит холодные и пресные воды сначала на северо-запад, а затем на север вдоль по-

бережья архипелага Новая Земля. Приблизительно на широте пролива Маточкин Шар воды течения Литке смешиваются с водами Новоземельского течения, полученная смесь распространяется в северном направлении вдоль побережья Новой Земли [Ozhigin et al., 2000].

Холодные и пресные Арктические воды поступают в Баренцево море из Арктического бассейна между Шпицбергом и ЗФИ, а также между ЗФИ и Новой Землей на горизонтах 0–100 м. Распространяясь в зависимости от района входа в Баренцево море на юго-юго-запад или практически на запад, эти воды следуют до и вдоль восточных склонов Шпицбергенской банки, где соединяются с водами Восточно-Шпицбергенского течения. После объединения новое течение получает название Медвежинского, заходит в Зюйдкапский желоб, ре-циркулирует в нем и продолжает свое движение на север вдоль западного склона Шпицбергена в узкой полосе между берегом и теплыми атлантическими водами Западно-Шпицбергенского течения.

ТЕЧЕНИЯ И ПРИЛИВЫ

Прямые измерения течений в Баренцевом море с помощью судовых, заякоренных или дрейфующих приборов демонстрируют низкие в сравнении с Атлантическим океаном скорости течений. Однако в определенные моменты скорости могут возрастать на порядок, что вызвано существованием в море, особенно в западной ее части, большого количества мезомасштабных вихрей. Еще одной причиной периодического увеличения скорости являются приливы.

Приливы Баренцева моря определяются, главным образом, двумя приливными волнами с запада и севера [Атлас..., 1980, 1985; Добровольский, Залогин, 1982]. Приливная волна с запада входит в море между побережьем материковой Норвегии и островом Медвежий, а затем распространяется вплоть до Новой Земли. Волна с севера проходит через пролив между архипелагом Шпицберген и ЗФИ. Почти повсеместно в Баренцевом море обе волны формируют полусуточный прилив.

Изменение направления приливных течений в рамках приливного цикла в разных районах Баренцева моря происходит по-разному. На побережье Кольского полуострова и к востоку от полуострова Канин, например, направление приливных течений близко к реверсивному. В открытом Баренцевом море направление приливных течений, как правило, меняется по часовой стрелке, хотя над некоторыми банками – против часовой стрелки. Существенных отличий в изменении приливных течений с глубиной не отмечается.

Скорости приливных течений в Баренцевом море, как правило, превышают скорости постоянных течений (описанных выше в разделе крупномасштабная циркуляция). Самые большие приливные скорости наблюдаются в районе границы с Белым морем. Здесь они составляют 0.6–0.7 м/с. В районе Шпицбергенской банки скорости приливных течений лежат в диапазоне 0.3–1.0 м/с, а над Канинско-Колгуевским поднятием 0.3–1.0 м/с. За исключением перечисленных районов высоких скоростей приливных течений, в остальном море характерные скорости составляют 0.1–0.2 м/с [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Huthnance, 1981; Gjevik et al., 1994].

Приливы, разумеется, вызывают и периодические изменения уровня моря. В зависимости от конфигурации берега относительно приливной волны, глубины места и некоторых других факторов, высота подъема уровня на акватории моря меняется в широких пределах. Самые высокие подъемы уровня, достигающие при максимальных сизигийных приливах 3 м, наблюдаются на северном побережье Финляндии и на Мурманском побережье. На побережье

Шпицбергена амплитуда прилива лежит в диапазоне 1–2 м, на южном побережье ЗФИ составляет только 0.4–0.5 м [Добровольский, Залогин, 1982].

Обоснованно считается, что приливное перемешивание в Баренцевом море существенно влияет на обмен теплом и энергией между океаном и атмосферой и даже на процессы трансформации АВ [Schrum et al., 2005; Yndestad et al., 2008].

Кроме того, в северной половине моря выше примерно 75° с. ш. над неоднородностями рельефа дна наблюдается специфический вид перехода баротропных приливов в инерционно-гравитационные приливные внутренние волны. Из-за ограничения для существования внутренних волн выше инерционной частоты, приливные внутренние волны образуются, но распространяться не могут. Они разрушаются вблизи районов своей генерации, превращаясь, в том числе, в цуги короткопериодных внутренних волн с частотой, близкой к частоте расширения волновода вертикального профиля частоты плавучести. Вдоль северной границы Баренцева моря, где в 1985–1989 гг. были проведены четыре натуральных эксперимента по измерению частотного и пространственного спектров внутренних волн, период расширения волновода составляет около 1 ч [Писарев, 1988, 1991, 1992, 1996]. Разрушение и трансформация внутренних приливных волн приводят к интенсификации перемешивания АВ с вышележащими арктическими водами.

ВОДООБМЕН НА ГРАНИЦАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Водообмен Баренцева моря с прилегающими морями и, как следствие, гидрологические условия моря в значительной степени зависят от ширины и глубины понижений дна, по которым те или иные воды поступают в Баренцево море или выходят из него. Самые широкие и глубокие «каналы» для проникновения вод из сопредельных морей – это Медвежинский желоб на западе Баренцева моря и пролив между ЗФИ и Новой Землей на востоке. Поперечное сечение первого около 134 км², второго – 104 км². Третий по величине сечения – это пролив с несколькими желобами вдоль северной границы моря между Шпицбергенем и ЗФИ. Здесь площадь сечения составляет порядка 52 км² [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990].

В определении расходов воды через границы моря до сих пор существует множество неопределенностей. Это связано с тем обстоятельством, что прямые измерения расходов продолжительностью хотя бы около года с помощью систем буйковых заякоренных станций, снабженных измерителями течений, температуры и солености, стали выполняться в море

только начиная с последнего десятилетия прошлого века. До этого оценки расходов выполнялись геострофическим методом на основе измерений температуры и солености. С учетом существенной зависимости течений Баренцева моря как поверхностных, так и глубинных, от характеристик ветра, результаты новых измерений заметно отличаются от прежних представлений.

Существующая связь между течениями и колебаниями атмосферного давления определяет то, что расходы вод через границы Баренцева моря, бесспорно, имеют сезонный ход. Так, например, на западной границе моря усиление ветров зимой приводит к ускорению течений и увеличению расхода. Восточные ветры, которые в этом районе моря часто повторяются летом, напротив, замедляют течения. В результате средний транспорт вод зимой на западной границе моря примерно на 25% выше, чем летом [Ingvaldsen et al., 2004a, б]. Такая же закономерность отмечена и в годичных измерениях на восточной границе моря [Loeng et al., 1993b, 1997].

Еще одной причиной, по которой оценить, а тем более измерить, потоки корректно не просто, является тот факт, что если смотреть «из моря», воды вытекают из моря вдоль правой стороны каждого пролива, а втекают вдоль левой. Поскольку положение границы между двумя разнонаправленными потоками заранее точно неизвестно, требуется установка измерителей течений с высоким пространственным разрешением.

В целом можно утверждать, что водообмен Баренцева моря формируется в результате баланса между притоком вод на юго-западной границе и оттоком на северо-восточной. Через северную границу моря и через пролив Карские Ворота проходят на порядок меньшие объемы воды (рис. 4.1.3).

Приток АВ через западную границу моря, который «прямо» начали измерять только в 1997 г., в среднем за год составляет около 2 Св (1 Св (Свердруп) равен $10^6 \text{ м}^3/\text{сек}$). Кроме того, через западную границу моря в системе прибрежных течений проходит еще около 1 Св [Smedsrud et al., 2010; Skagseth, 2008]. На

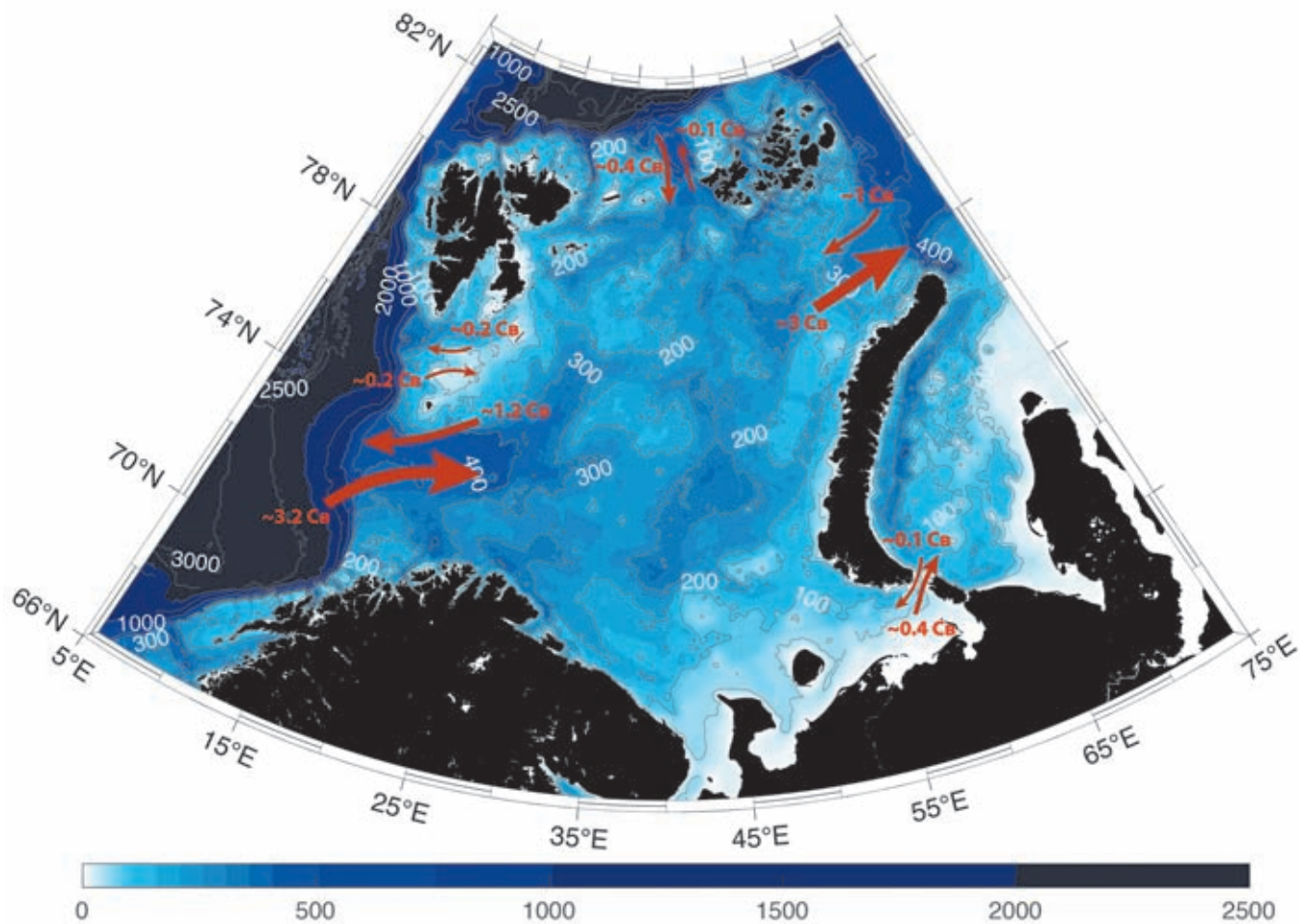


Рис. 4.1.3. Направления и оценки объемов водообмена через границы Баренцева моря

склоне Шпицбергенской банки наблюдается отток вод величиной около $-0.9-1.2$ Св [Skagseth, 2008].

Поток вод через вторую границу Баренцева моря с наибольшим сечением фиксировался с помощью измерителей течений всего лишь один год. Первоначальная обработка выполненных измерений дала средний за год поток из Баренцева моря 1.6 Св, а более поздние вычисления с привлечением модельных оценок показали поток 2.0 Св в том же направлении [Loeng et al., 1993a, b; Gammelsrind et al., 2009].

Водообмен через проливы Карские Ворота и Югорский Шар, с общим поперечным сечением около 1.6 км² оценивался, начиная с 1960 года, по меньшей мере в пяти публикациях. Сначала основой служили геострофические расчеты, затем эти же расчеты, но с привлечением относительно кратковременных прямых измерений течений, в конце концов расчеты с применением моделей. Последняя по времени оценка в 0.3 Св в направлении на восток считается на сегодня наиболее сбалансированной [Maslowski et al., 2004].

Наименьший объем информации существует для обоснованного определения потока через северную границу моря. Из-за трудных ледовых условий здесь даже простых температурно-соленостных съемок выполнено в разы меньше, чем около других границ. Прямые измерения течений на сколько-нибудь продолжительных заякоренных станциях выполнены только в двух точках [Ivanova et al., 2019]. Оценки в $0.1-0.3$ Св, основанные на геострофических расчетах, тем не менее, через десятилетия были подтверждены модельными расчетами, показавшими величину 0.36 Св [Уралов, 1960; Новицкий, 1961; Maslowski et al., 2004].

Водообмен между островами Медвежий и Западным Шпицбергом оценивался несколько раз на основе геострофических расчетов, численного моделирования и съемок с помощью судового доплеровского измерителя скорости течения [Уралов, 1960; Тимофеев, 1963; O'Dwyer et al., 2001; Maslowski et al., 2004]. Получался поток или равный нулю, или вплоть до 0.4 Св из Баренцева моря. Такие величины объясняются сильной рециркуляцией входящих АВ в этом районе моря, с одной стороны, и оттоком холодных и пресных вод, образованных на относительных мелководьях, с другой.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ

Общий температурный режим Баренцева моря определяют два основных фактора – адвекция вод из соседних водоемов и теплообмен с атмосферой [Уралов, 1960; Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Бойцов, 2006]. Температура воды Баренцева моря на поверхности

снижается с запада на восток и с юга на север во все сезоны года (рис. 4.1.4).

В юго-западной и центральной частях моря температура остается положительной в течение всего года. В северной части существует холодный промежуточный слой с температурами ниже -1°C , который подстигает теплая вода. В течение зимы температура в верхних $200-300$ м в юго-западной части Баренцева моря составляет около $4-5^{\circ}\text{C}$, в то время как в центральной части она уменьшается до 0°C [Добровольский, Залогин 1982; Суховой, 1986]. Летом температура воды на поверхности близка к температуре воздуха, но существование большого температурно-соленостного градиента на горизонтах $20-50$ м затрудняет вертикальное перемешивание и объясняет большие различия температур на разных глубинах летом.

Соленость является наиболее консервативным параметром морской среды, поэтому она часто, и в Баренцевом море тоже, рассматривается как индикатор динамических процессов в океане. Пространственно-временная изменчивость солености дает ключ к пониманию структуры водных масс, позволяет определить места их происхождения и проследить пространственную трансформацию. Соленость в Баренцевом море определяется адвекцией и перемешиванием прибрежных, атлантических и арктических водных масс, процессами образования и таяния льда, испарением и осадками, а также речным стоком.

На поверхности наибольшая соленость наблюдается в западной части моря, а к востоку происходит ее уменьшение (рис. 4.1.5).

Самая низкая соленость наблюдается в юго-восточной части моря ($30.0-33.0$ епс) вследствие значительного речного стока в этом районе. Имеются свидетельства того, что в отдельные годы соленость тут может снижаться вплоть до 25.0 епс [Добровольский, Залогин, 1982].

ВОДНЫЕ МАССЫ

Количество публикаций, посвященных водным массам Баренцева моря, составляет, по меньшей мере, около двух десятков. Первые классификации водных масс были предложены в 1945 г., работа в этом направлении продолжалась и дальше [Ingvaldsen, Loeng, 2009]. Основные отличия в различных классификациях водных масс заключаются в том, что при своем распространении через Баренцево море многие из них значительно трансформируются, перемешиваясь с окружающими водами. Поэтому в разных районах моря одна и та же водная масса имеет различные температурно-соленостные характеристики, а авторы классификаций по-своему интерпретируют отмечаемые различия. В дальнейшем изложении

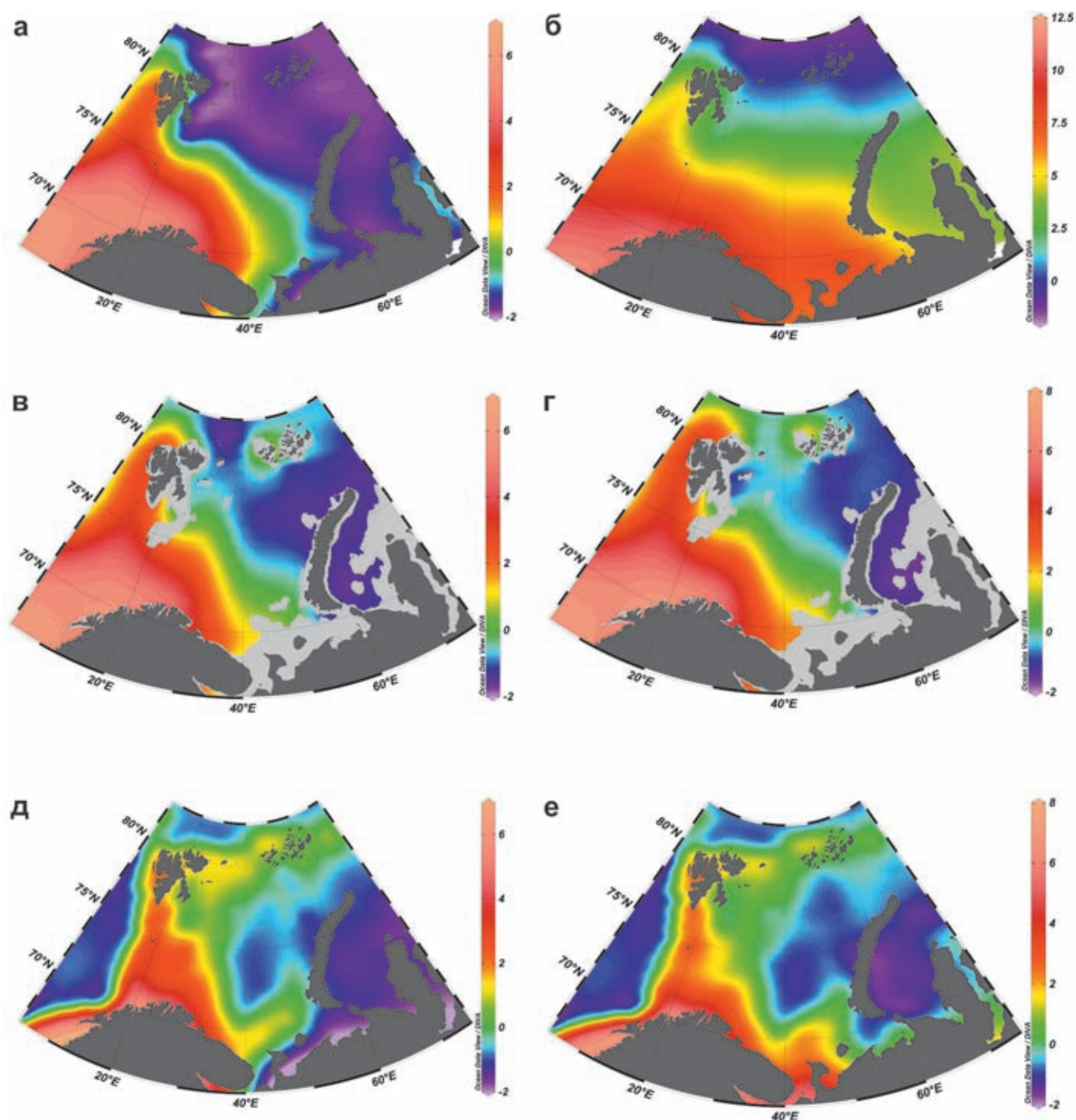


Рис. 4.1.4. Температура воды Баренцева моря на горизонтах 0 м (а, б), 100 м (в, г) и у дна (д, е) в зимний (март–май, а, в, д) и летний (июль–сентябрь, б, г, е) сезоны по данным [РНС 3.0, 2005].

Карты построены с помощью программного продукта ODV [Schlitzer, 2020]

автор этой главы будет руководствоваться, на его взгляд, самой не противоречивой классификацией водных масс, предложенной Ожигиным и Ившиным [Ожигин, Ившин, 1999].

Баренцево море характеризуется тремя основными водными массами: прибрежной, атлантической и арктической, каждая из которых относится к своей

конкретной системе крупномасштабных течений и адвективно привносится в Баренцево море. В самом море образуется «местная» водная масса. Характеристики водных масс показаны на рис. 4.1.6.

Прибрежные воды (ПВ) приносятся в Баренцево море течением и модифицируются путем смешения с речным стоком и талыми водами. В целом, соленость

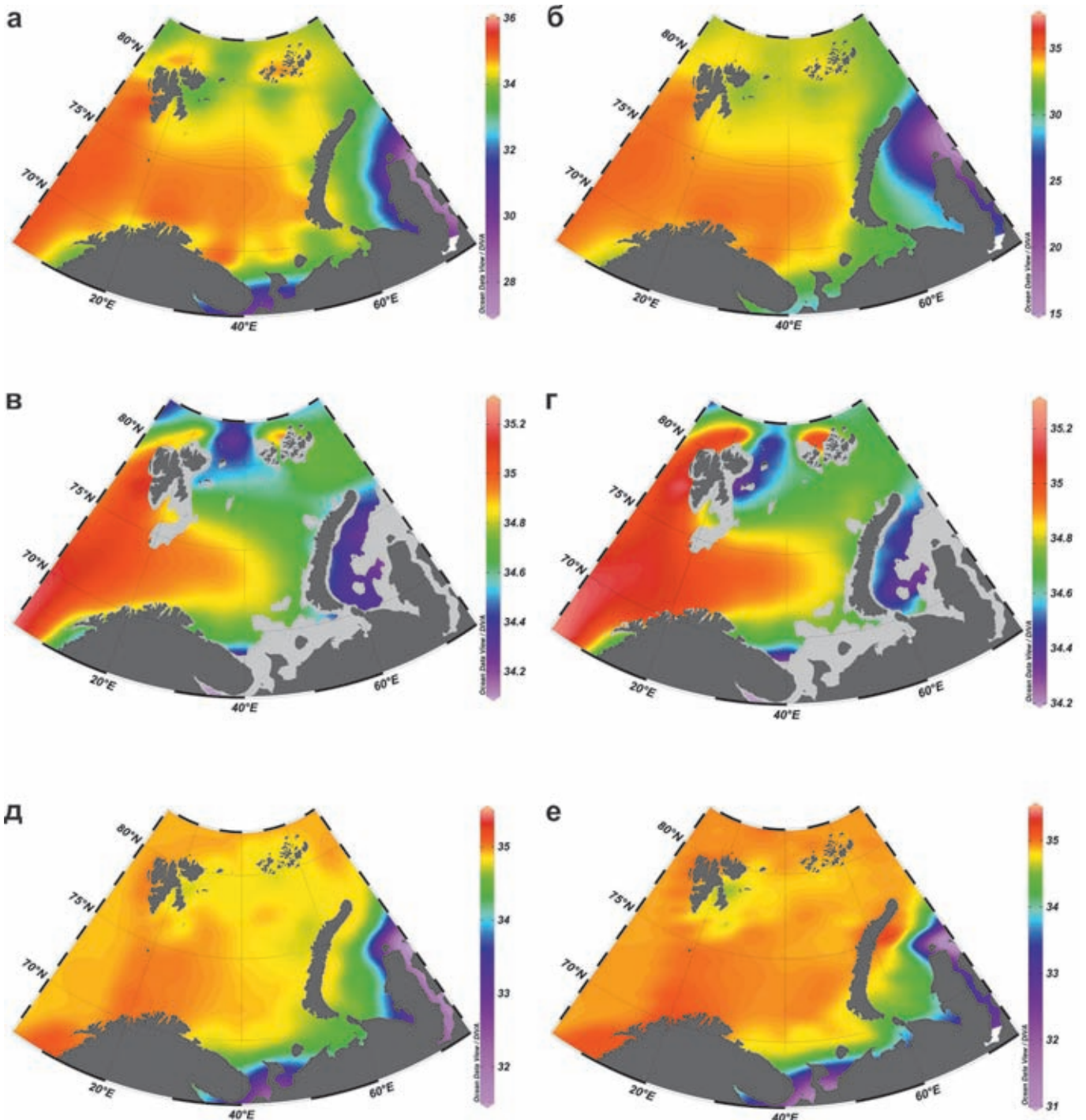


Рис. 4.1.5. Соленость воды Баренцева моря на горизонтах 0 м (а, б), 100 м (в, г) и у дна (д, е) в зимний (март–май, а, в, д) и летний (июль–сентябрь, б, г, е) сезоны по данным [РНС 3.0, 2005].
Карты построены с помощью программного продукта ODV [Schlitzer, 2020]

ПВ в основном лежит ниже 34.7 eps, но этой водной массе свойственен широкий диапазон температур и солености в зависимости от конкретного района моря (рис. 4.1.6). К западу от Белого моря (приблизительно 40° в. д.), речной сток и сезонный ледяной покров создают относительно небольшие объемы пресных холодных вод. Поэтому здесь характерности-

ки ПВ в основном зависят от интенсивности перемешивания. В результате, как соленость, так и температура ПВ в этом районе снижаются в направлении на восток. Здесь выделяют норвежские (НПВ) и Мурманские (МПВ) прибрежные воды. Первые имеют характеристики $33.4 < S < 34.7$ eps и $3^{\circ}\text{C} < T < 12^{\circ}\text{C}$, а вторые – $33.8 < S < 34.7$ eps и $1^{\circ}\text{C} < T < 9^{\circ}\text{C}$.

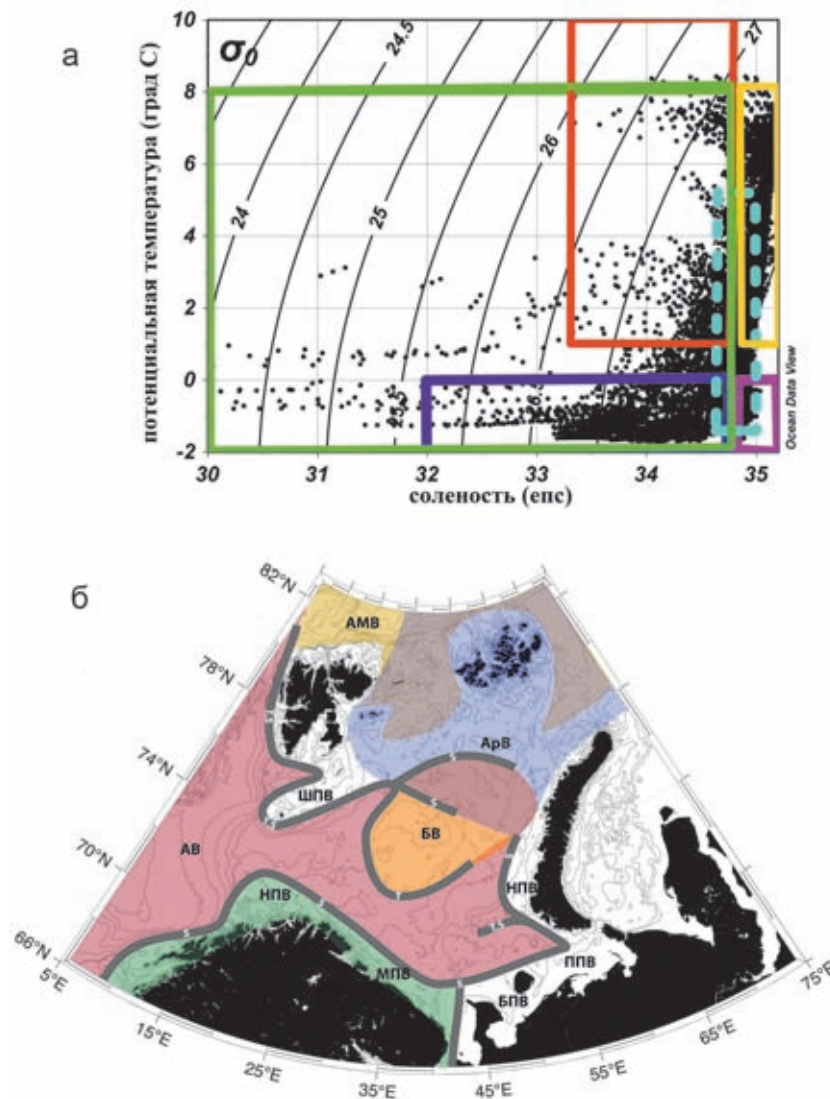


Рис. 4.1.6. Температурно-соленостные характеристики водных масс (а), пространственное распределение водных масс и положение основных фронтальных зон (б) Баренцева моря.

На рисунке (а): черные точки – T,S значения климатического массива [PHC 3.0, 2005] в пределах координат карты (б); черные дугообразные изолинии – условная потенциальная плотность относительно 0 м. Цветные прямоугольники на рисунке (а) и сокращения на рисунке (б) – диапазон характеристик и названия различных водных масс: зеленый – прибрежные воды к востоку от 40° в. д., БПВ – прибрежные воды Белого моря, ППВ – прибрежные воды печорского моря, НПВ – прибрежные воды Новой Земли; красный – прибрежные воды к западу от 40° в. д., НПВ – Норвежские прибрежные воды, МПВ – Мурманские прибрежные воды; синий – арктические воды (АрВ); фиолетовый – донные воды Баренцева моря; пунктир – баренцевоморские воды (БВ); желтый – атлантические воды (АВ); воды Шпицбергенского поднятия – ШПВ; атлантические модифицированные воды (АМВ) показаны желтым там, где они выходят на поверхность, и серым там, где они расположены под АрВ. Темно-серые линии показывают положения фронтов. Буква S на линии соответствует соленостному, T – температурному, TS – термохалинному фронта

Из-за большого объема речного стока и сезонного ледяного покрова в Белом и Печорском морях ПВ далее к востоку существенно преснее и холоднее по сравнению с западными районами. Беломорская прибрежная водная масса (БПВ) занимает районы к востоку и к северо-востоку полуострова Канин, в то время как ПВ Печорского моря (ППВ) занимает юго-восточную часть Баренцева моря (рис. 4.1.6). ПВ к западу от Новой Земли (НПВ), приблизительно до 75°

с. ш., характеризуется более низкими температурами и более высокой соленостью, по сравнению с БПВ и ППВ. Эти воды отделены от норвежских и мурманских ПВ хорошо заметной фронтальной зоной. Характеристики БПВ – $32.5 < S < 34.7$ eps и $-1.8^{\circ}\text{C} < T < 8^{\circ}\text{C}$, ППВ – $30 < S < 34.5$ eps и $-1.8^{\circ}\text{C} < T < 8^{\circ}\text{C}$, а НПВ – $33 < S < 34.7$ eps и $-1.8^{\circ}\text{C} < T < 6^{\circ}\text{C}$.

Во всех разновидностях ПВ как температура, так и соленость претерпевают значительные сезонные из-

менения. Эти сезонные трансформации существенно превосходят те, которые свойственны атлантическим и арктическим водам.

В отличие от других водных масс в Баренцевом море, ПВ западнее 40° в. д. вертикально стратифицированы круглый год, в особенности вблизи побережья. Исключение представляют собой мелководные участки около о. Колгуева, на которых зимняя вертикальная конвекция разрушает стратификацию теплового времени года. Наиболее сильные сезонные колебания наблюдаются в юго-восточной части Баренцева моря там, где преобладают ПВ Белого и Печорского морей (рис. 4.1.6). В этих районах сезонные различия температуры могут достигать 10°C , а различия в солености в Печорском море доходят до 4.5 епс.

Атлантическая вода (АВ) – это теплая соленая водная масса, приходящая из Атлантического океана, которая преобладает в западной и юго-западной частях Баренцева моря (рис. 4.1.6). АВ всегда имеет положительную температуру. В западных областях моря АВ обычно выделяется по температуре более 3°C и солености свыше 35 епс. Между побережьем Норвегии и островом Медвежьим температура АВ лежит, в зависимости от сезона и от года к году, от 3.5 до 7.5°C , но, в целом, как температура, так и соленость АВ уменьшаются к северу и востоку. По этой причине вода с соленостью более 34.90 епс и температурой выше 1°C на юго-востоке Баренцева моря обычно классифицируется как вода атлантического происхождения. Сезонная изменчивость в АВ выражается, главным образом, в температуре, тогда как соленость меняется очень мало. АВ, входящая в Баренцево море на юго-западе, имеет сезонные колебания температуры приблизительно 1.2°C с максимумом в октябре и минимумом в марте.

Еще одни воды атлантического происхождения поступают в Баренцево море с севера из Арктического бассейна. Эти воды, называемые атлантическими модифицированными (АМВ) более холодные и менее соленые по сравнению с АВ. Это те самые воды, которые попадают в Арктический бассейн через пролив Фрама, затем распространяются на восток на горизонтах 100–700 м вдоль материкового склона, и в небольших количествах проникают на север и северо-восток Баренцева моря по подводным желобам между Шпицбергенем и Землей Франца-Иосифа (ЗФИ); Новой Землей и ЗФИ. Характеристики АМВ – $34.8 < S < 34.95$ епс и $0^\circ\text{C} < T < 1.5^\circ\text{C}$.

Арктическая вода (АрВ) характеризуется низкой соленостью и температурой ниже нуля (рис. 4.1.6). Эта водная масса легко выделяется по температуре ниже -1.5°C . По солености ее определить довольно трудно, поскольку она меняется в широком диа-

пазоне и, главным образом, в результате сезонных трансформаций, связанных с образованием и таянием морского льда. АрВ занимает северную часть моря, но наиболее широко по площади распространена на северо-западе, где она покрывает АМВ и течет на юг к о. Медвежьему. В северо-восточной части моря АрВ присутствует в довольно узкой зоне к югу от ЗФИ.

В течение зимы АрВ занимает большую часть верхних и промежуточных горизонтов водной толщи на севере Баренцева моря. На мелководных участках с глубиной около 100 м и менее АрВ часто занимает всю водную толщу от поверхности до дна. Летом ядро АрВ располагается на горизонтах 30–70 м, тогда как выше находится относительно прогретый и распресненный слой АрВ. Характеристики АрВ – $32 < S < 34.8$ епс и $T < 0^\circ\text{C}$.

Среди вод, образующихся в Баренцевом море локально, наиболее распространенной является Баренцевоморская вода (БВ). Эта водная масса, занимающая восточную и, в некоторой степени, северо-восточную части Баренцева моря, характеризуется высокой соленостью ($34.5 < S < 35$ епс) и низкими температурами ($-1.5^\circ\text{C} < T < 5^\circ\text{C}$) (рис. 4.1.6). БВ формируется в основном из АВ в результате значительной трансформации, вызванной потерей тепла АВ за счет зимнего вертикального перемешивания и процессами сползания, при определенных условиях, холодных, высокосоленых, плотных вод с относительных мелководий на горизонты АВ. Упомянутые плотные воды образуются при повторяющихся льдообразованиях над мелководьями, когда образованный лед уносится ветром, обеспечивая, тем самым, новое выделение соли из вновь образующегося льда. БВ распространяются на восток моря и выходят из него между ЗФИ и Новой Землей.

В зависимости от своей плотности воды с относительных мелководий могут заполнять самые глубокие участки Баренцева моря, образуя так называемые донные воды (ДБВ). ДБВ распространены к западу от Новой Земли. Здесь они имеют температуру -1.9°C и соленость 35.2 епс. ДБВ могут образовываться также над Центральным поднятием и в районе участка полярного фронта, расположенного над юго-восточной частью Шпицбергенского поднятия. Однако самые плотные ДБВ образуются в Стур-фьорде. Отсюда они стекают в Норвежское море.

Таяние льда на акватории Баренцева моря летом приводит к образованию слоя поверхностной талой воды (ТВ) мощностью 5–20 м над АрВ. ТВ имеют самую низкую в Баренцевом море соленость – 31.0–34.2 епс. Температура ТВ из-за солнечного нагрева может достигать 4 – 5°C .

Еще одна поверхностная водная масса Баренцева моря – это водная масса Шпицбергенского поднятия (ШПВ). ШПВ представляет собой смесь АрВ и ТВ, которая была нагрета в результате взаимодействия с атмосферой летом. У этой водной массы относительно низкая соленость и температура 1–3°C. ШВП находится в районе, который покрывает Шпицбергенское поднятие (рис. 4.1.6). Между ШПВ и АрВ к востоку, практически ежегодно, наблюдается сезонный фронт с многочисленными меандрами. С наступлением холодного сезона и фронт, и ШПВ исчезают.

ФРОНТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Фронтальная зона, по определению, – это переходная зона между различными водными массами (рис. 4.1.6). В Баренцевом море полярный фронт разделяет теплые и соленые АВ от холодных и более пресных АрВ. Существует также выраженная фронтальная зона между АВ и ПВ, а также между АВ и холодной, но более соленой БВ.

Наиболее изученным в Баренцевом море является полярный фронт. Еще в 1958 г. была опубликована первая карта, показывающая положение этого фронта на основе осредненных значений температуры и солености [Ижевский, 1958]. Далее было показано, что положение фронта не так уж изменчиво и определяется, судя по всему, в районах с крытыми подводными склонами, именно этими особенностями рельефа дна [Johannessen, Foster, 1978; Ожигин, 1989; Ожигин, Терещенко, 1989]. Исследования полярного фронта в западной части Баренцева моря между островами Медвежий и Надежда, показало, что положение полярного фронта приурочено примерно к изобате 250 м [Gawarkiewicz, Plueddemann, 1995; Harris et al., 1998].

Однако позже было обнаружено, что расположение фронта в этой области меняется в фазе с теплыми и холодными периодами для моря. При сильных ветрах, определяющих теплый период, фронт расположен выше по склону донного рельефа, в сравнении с холодными периодами [Ingvaldsen, 2005].

Считается, что все части температурных фронтальных зон с повышенными горизонтальными градиентами являются квазистационарными и, как правило, расположены на склонах крупных поднятий и котловин. К таким относятся западные и восточные склоны Шпицбергенского поднятия в западной части Баренцева моря, склоны Центрального поднятия и восточный бассейн в центральной части моря, а также склоны Гусиной банки (поднятия) в восточной части.

Горизонтальные температурные градиенты во фронтальных областях значительно сильнее на промежуточных горизонтах, в сравнении с поверхностью моря и дном. Самые высокие горизонтальные

градиенты температуры характерны для глубин 50 и 100 м. Средние расчетные значения горизонтальных градиентов на этих глубинах составляют 0.05–0.06°C/км в районе Шпицбергенского поднятия и до 0.03–0.04°C/км на склонах Центрального поднятия [Ожигин, 1989].

Горизонтальные градиенты солености на поверхности обнаруживают значительную сезонную изменчивость в структуре соленостных фронтальных зон [Ожигин, 1989]. В холодное время года горизонтальный градиент солености ослаблен, и фронтальная зона по солености проявляется только вокруг о. Медвежьего и мыса Канин Нос. В течение весны и лета горизонтальный градиент солености становится более резким из-за таяния льда и опреснения верхнего слоя в северной и восточной частях моря. Соленостные фронтальные зоны в течение этого периода проявляются вокруг Стур-фьорда, на склонах Шпицбергенского поднятия, вдоль восточного побережья Мурмана, у мыса Канин Нос и вдоль западного побережья Новой Земли. Кроме того, горизонтальные градиенты солености, в отличие от градиентов температуры, больше в восточной части моря, по сравнению с его западной частью.

В ноябре–январе горизонтальный градиент солености в Баренцевом море значительно снижается за счет увеличения солености в северной части моря в результате процессов льдообразования. В более глубоких слоях градиенты солености намного ниже, чем у поверхности. Горизонтальный градиент солености между ПВ и АВ обычно меньше, чем в северной и восточной частях Баренцева моря.

Фронтальные зоны в Баренцевом море имеют сложную пространственную структуру. Положения температурных и соленостных фронтов заметно различаются (рис. 4.1.6). В некоторых областях моря присутствует только температурный фронт, а в других может наблюдаться только соленостный. Положения обоих типов фронтальных зон примерно совпадают в северо-западной и восточной частях моря [Ожигин, 1989]. Эти части термохалинного фронта совпадают с участками, где теплые и соленые АВ находятся в наиболее тесном контакте с холодными и относительно распресненными АрВ. Возможно, только эту термохалинную фронтальную зону и следует рассматривать как настоящий полярный фронт.

Выраженная термическая фронтальная зона при одновременном отсутствии соленостного фронта в центральной части Баренцева моря объясняются особенностями общей циркуляции вокруг Восточной котловины. На севере и на северо-востоке моря, напротив, более выражена соленостная фронтальная зона.

СЕЗОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ И СТРАТИФИКАЦИЯ

На поверхности моря сезонные изменения характеристик водных масс следуют за изменениями параметров атмосферы. Сезонный температурный максимум в Баренцевом море достигается практически одновременно по всему морю в августе, а минимум – в марте–апреле. Срок наступления сезонного максимума для АВ и ПВ задерживается примерно на месяц на горизонте 50 м. Для горизонтов моря более 200 м задержка в наступлении сезонного максимума может достигать более 3–4 месяцев. Сезонный минимум наступает одновременно во всем верхнем конвективном слое 200–300 м, мощность которого зависит от интенсивности охлаждения водной толщи в конкретный зимний период.

Вертикальная стратификация в Баренцевом море зависит от интенсивности зимней конвекции, летнего нагревания и речного стока. Самая сильная стратификация во всем Баренцевом море наблюдается в августе–сентябре, причем наибольшие вертикальные градиенты отмечаются в юго-восточной и северной частях моря [Ившин, 2004]. Однако условия для перемешивания водных масс сильно различаются в этих районах.

Для незамерзающих АВ ветер, температура воздуха и нагревание от солнца, являются наиболее важными факторами, определяющими степень и продолжительность стратификации. Зимой сильные ветры и низкие температуры могут вызвать перемешивание до глубин 200–300 м. Летнее нагревание поверхностного слоя начинается в мае (иногда даже раньше) и длится примерно до конца августа или начала сентября. В этот период образуется верхний перемешанный слой мощностью около 20–30 м, который подстилается термоклином на горизонтах 30–50 м. В западной части моря вертикальные градиенты солености АВ довольно малы, но за счет длительного периода потепления верхний, относительно теплый, перемешанный слой достигает 50–60 м к концу лета. Этот верхний перемешанный слой начинает терять тепло в атмосферу в сентябре, а к ноябрю (в северной части моря к октябрю) термоклин, расположенный ниже перемешанного слоя, полностью исчезает. В южных частях Баренцева моря стратификация АВ может развиваться за счет распространения на север низкой солености ПВ.

В ПВ стратификацию определяют ветер, температура воздуха и запас пресной воды. ПВ слабо стратифицированы из-за более низкой солености в течение всей зимы, но расслоение становится более заметным весной и летом из-за повышения температуры и добавления существенных объемов пресной воды с речным стоком. Верхний однородный по солено-

сти (а также по температуре и плотности) слой начинает формироваться в июне и к августу достигает горизонтов 20–30 м. Галоклин, расположенный ниже, занимает горизонты 20–40 м. Наиболее заметные вертикальные градиенты солености встречаются в юго-восточной части моря [Ившин, 2004].

В АрВ ледяной покров эффективно препятствует ветровому перемешиванию зимой, хотя перемешивание за счет разницы в скорости при ветровом дрейфе льда и примыкающей снизу воды может достигать 50 м [Sundfjord et al., 2008]. Летние ТВ препятствуют глубокому перемешиванию. Стратификация и перемешивание с образованием верхнего квазиоднородного слоя, таким образом, критически зависят от процессов образования и таяния морского льда. Попадание в воду соли из вновь образующегося льда в начале осени разрушает галоклин между ТВ и АрВ и усиливает перемешивание. Напротив, при начале таяния в конце апреля – начале мая вновь образуется галоклин и возникает стратификация верхнего слоя моря в пределах распространения АрВ.

Сам слой ТВ никогда не стратифицирован и всегда отчетливо отделен от АрВ, а иногда и АВ, пикноклином толщиной не менее 5 м. Осенью пикноклин может достигать толщины 15 м. Наличие ТВ эффективно препятствует вертикальному перемешиванию и восходящему переносу воды с питательными веществами из глубоких слоев моря к поверхности.

ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ

Ледовая обстановка в Баренцевом море определяется атмосферными характеристиками и влиянием вод как Атлантического, так и Северного Ледовитого океанов. В относительно теплые годы, начавшиеся за период инструментальных наблюдений в Баренцевом море, с 2000-х годов, только северная часть моря покрывается льдом в зимний период. Летом, даже на севере моря, лед отсутствует. В холодные годы, Баренцево море покрывалось льдом зимой не только в своей северной части, но в восточной и юго-восточной. Причем в отдельные годы лед не исчезал с востока и юго-востока даже летом.

Высокая сезонная изменчивость площади, покрытой льдом, является одной из наиболее заметных особенностей Баренцева моря. Минимум площади моря, покрытой льдом, достигается в сентябре и составляет 5%. Межгодовая изменчивость этой площади велика и может изменяться от 0 до 30% в теплые и холодные годы соответственно.

Площадь ледового покрова достигает своего максимума в апреле. Эта величина, в зависимости от года, колеблется между 35 и 85%, а в среднем составляет 61%. [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990].

Первое появление льда в Северном Баренцевом море обычно происходит в сентябре, однако его сроки значительно варьируют из года в год в зависимости от погоды, температуры моря и других факторов. Морская вода начинает замерзать сначала в проливах ЗФИ и Шпицбергена, а потом между ЗФИ и Новой Землей.

Зимой покрытая льдом акватория расширяется с севера на юг и с востока на запад. Процесс длится до апреля, после чего кромка льда отступает на север и на восток вплоть до сентября. Наиболее быстро лед отступает в июне–июле.

Лед в открытом море, исключая ледовую кромку и прибрежные районы, имеет высокую концентрацию в течение зимы. Однако обширные полыньи часто образуются к югу и юго-западу от ЗФИ, вдоль побережья Новой Земли, вокруг островов Колгуев и Вайгач, в Стур-фьорде. В перечисленных районах полыньи образуются каждый год [Winsor, Bjork, 2000]. Расположение и продолжительность существования полыней зависят от ветра и особенностей рельефа дна.

Морской лед достигает своей максимальной толщины 130–150 см в северной части Баренцева моря к концу зимы. У ледовой кромки толщина льда редко превышает 30 см, в то время как дрейфующий лед в юго-восточной части Баренцева моря может достигать 70–80 см. Размеры ледяных полей в Баренцевом

море невелики, а торосистость высокая. Это происходит из-за активных движений льда в результате действия ветров, течений и приливов.

На севере Баренцева моря встречаются айсберги, которые откалываются от ледников ЗФИ, Новой Земли и Шпицбергена.

Большая часть льда в Баренцевом море образуется в пределах этого района. Впрочем, часть льда приносится из Арктического бассейна через северную границу моря. В среднем в Баренцево море импортируется 40 км³ арктического морского льда каждый год. Однако при определенных условиях объемы вносимого льда могут достигать 340 км³, а выносимого – 280 км³ [Kwok et al., 2005]. Морской лед также довольно часто распространяется на северо-восток Баренцева моря из северо-западной части Карского моря. Меньшее количество льда поступает зимой из Белого моря и из юго-западной части Карского моря через южные проливы Новой Земли.

Изменчивость площади и объема зимнего ледяного покрова Баренцева моря тесно связаны с объемами и температурой поступающих АВ и характеристиками северных ветров. Оба фактора связаны с количеством и интенсивностью циклонов [Sorreberg, Kvingedal, 2006].

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0004).

4.2. О климатических изменениях температуры Баренцева моря и их возможных причинах

И.В. Серых, А.Г. Костяной

Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Москва

Анализ среднемесячных данных температуры Баренцева моря на различных глубинах показал её существенный рост за последние десятилетия. На фоне этого роста обнаружены колебания температуры с периодами, близкими к периодам Эль-Ниньо – Глобальной атмосферной осцилляции, Северо-Атлантического колебания и изменениям Северо-Атлантического течения. Анализ среднесуточных данных температуры поверхности Баренцева моря показал рост амплитуды, количества и продолжительности экстремальных температурных явлений с положительным знаком и сокращение экстремальных температурных явлений с отрицательным знаком за период спутниковых наблюдений.

Ключевые слова: изменения климата, температура, Баренцево море, Эль-Ниньо, Глобальная атмосферная осцилляция, Северо-Атлантическое колебание, Северо-Атлантическое течение, экстремальные явления.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(14)

ВВЕДЕНИЕ

Для современного климата Земли характерен положительный тренд изменений глобальной приповерхностной температуры, связанный, как сейчас принято

считать, с антропогенным фактором увеличения содержания парниковых газов в атмосфере [IPCC, 2013]. Наряду с этим, после удаления линейного тренда наблюдаются кажущиеся хаотичными изменения темпе-

ратуры, вызванные, по всей видимости, следующими естественными причинами. Во-первых, воздействием на климатическую систему таких внешних квазипериодических сил как: 11-летнее изменение солнечной активности, 14-месячное чандлеровское колебание полюсов Земли, и 18.6-летняя лунно-солнечная нутация оси вращения Земли [Sidorenkov, 2009; Serykh, Sonechkin, 2019]. Во-вторых, глобальными и региональными модами климатической изменчивости: Эль-Ниньо – Глобальной атмосферной осцилляцией [Serykh et al., 2019], Северо-Атлантическим колебанием [Hurrell, Deser, 2009], Тихоокеанским мультideкадным колебанием [Dong, Dai, 2015], Арктическим колебанием и др. В-третьих, перераспределением тепла между верхним деятельным слоем океанов и атмосферой [Byshch et al., 2017]. Все эти факторы могут оказывать влияние на региональные климатические изменения температуры Баренцева моря, исследованию которой и посвящена данная работа.

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Для исследования температурного режима Баренцева моря анализировались среднемесячные данные температуры воды на 22 различных глубинах от 5 до 446 м океанического ре-анализа ECMWF Ocean Reanalysis System 4 (ORAS4) на сетке $1 \times 1^\circ$ за период 1958–2017 гг. [Balmaseda et al., 2013]. Для анализа экстремальных явлений исследовались среднесуточные данные аномалий температуры поверхности океана (ТПО) NOAAOISST v. 2 High Resolution Dataset на сетке $0.25 \times 0.25^\circ$ за период 1982–2017 гг. [Reynolds et al., 2007]. Среднемесячные данные атмосферного давления на уровне моря (ДУМ) были взяты из ре-анализа NCEP/NCAR на сетке $2.5 \times 2.5^\circ$ за период 1948–2018 гг. [Kalnay et al., 1996].

Производилось усреднение данных для региона Баренцева моря (68° – 80° с. ш.; 20° – 55° в. д.). В каждом узле сетки рассчитывался средний сезонный ход за рассматриваемый период, который затем вычитался из исходных данных для получения аномалий относительно сезонного хода.

Индекс Глобальной атмосферной осцилляции (ГАО) рассчитывался как алгебраическая сумма нормированных значений аномалий ДУМ в десяти географических районах, совпадающих с экстремумами (максимумами и минимумами) в поле ГАО: (5° ю. ш.– 5° с. ш., 35° – 25° з. д.) + (5° ю. ш.– 5° с. ш., 55° – 65° в. д.) + (55° – 65° с. ш., 95° – 85° з. д.) + (65° – 55° ю. ш., 95° – 85° з. д.) + (5° ю. ш.– 5° с. ш., 145° – 155° в. д.) – (45° – 55° с. ш., 175° – 165° з. д.) – (45° – 55° с. ш., 15° – 5° з. д.) – (55° – 45° ю. ш., 15° – 5° з. д.) – (55° – 45° ю. ш., 175° – 165° з. д.) – (5° ю. ш.– 5° с. ш., 95° – 85° з. д.). При Эль-Ниньо этот индекс является положительным, а при Ла-Нинья – отрицательным.

Индекс Северо-Атлантического колебания, рассчитанный по методу главных компонент для аномалий атмосферного давления на уровне моря Северной Атлантики, был взят из NCAR Hurrell North Atlantic Oscillation Index (PC-based) [Hurrell et al., 2003]. Индекс Северо-Атлантического течения рассчитывался как разность между нормированными аномалиями ТПО между регионами (34° – 39° с. ш.; 58° – 48° з. д.) и (48° – 53° с. ш.; 35° – 25° з. д.).

Линейные тренды рассчитывались методом наименьших квадратов. Для сглаживания и полосовой фильтрации применялся фильтр Баттерворта. Спектры строились методом быстрого преобразования Фурье. Вейвлетное преобразование производилось с применением вейвлетной функции Морле [Torrence, Compo, 1998]. Для вейвлетных кросс-корреляций двух рядов вычислялись произведения их вейвлетных вещественных компонент [Torrence, Webster, 1999].

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ изменений аномалий температуры воды Баренцева моря на различных глубинах показал различия между горизонтами 5 и 55 м (рис. 4.2.1). Горизонты от 55 до 207 м отличаются незначительно. С глубиной более 207 м происходит сильное сокращение площади горизонтов, поэтому их сравнение с поверхностью становится затруднительным. Исходя из этого, дальнейшие результаты приводятся для горизонтов 5 и 55 м.

На средних полях температуры воды Баренцева моря для глубин 5 и 55 м хорошо виден заток и распространение на восток теплых вод из Северной Атлантики вдоль Скандинавского побережья и Кольского полуострова [Родионов, Костяной, 1998; Kostianoy et al., 2004] (рис. 4.2.2). Разница температур между западом и востоком Баренцева моря на широтах 70° – 75° с. ш. составляет 5°C . В то время как на широтах 75° – 80° с. ш. разница практически отсутствует.

На глубине 55 м температура меньше, чем у поверхности, также с глубиной сильнее сказывается влияние рельефа дна.

Анализ данных показал существенный рост средней температуры Баренцева моря за последние 60 лет (рис. 4.2.3, 4.2.4), вызванный, по всей видимости, глобальным потеплением климата на планете. Причем у поверхности температура росла быстрее, чем на глубине. Температура Баренцева моря увеличивалась в среднем на 0.2°C за 10 лет, и таким образом за последние 60 лет выросла более чем на 1°C . Наибольший рост температуры имел место в двух регионах Баренцева моря: (75° – 77° с. ш.; 28° – 35° в. д.) и (73° – 76° с. ш.; 45° – 55° в. д.) – вплоть до 0.4°C за 10 лет у поверхно-

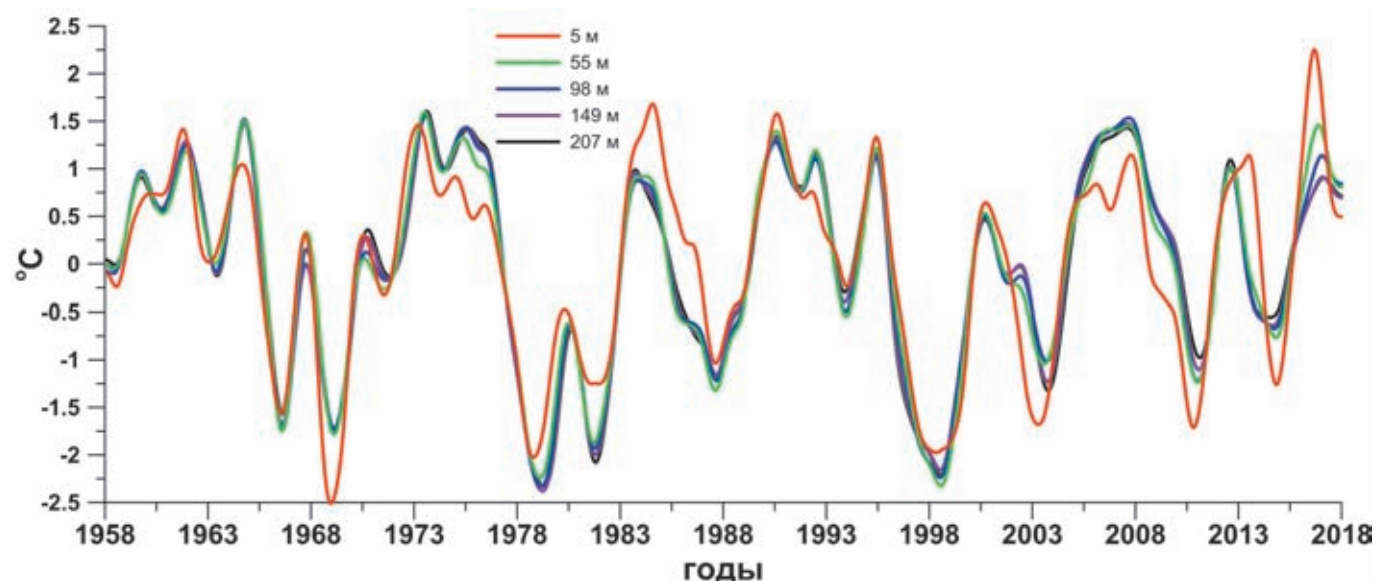


Рис. 4.2.1. Ряды среднемесячных аномалий температуры Баренцева моря на глубинах 5, 55, 98, 149 и 207 м после применения двухлетнего фильтра Баттерворта нижних частот и удаления линейного тренда

сти. По всей видимости, это связано с сокращением в них площади морского льда [Lind et al., 2018].

Сезонный ход у поверхности составляет 6–7°C, а на глубине 55 м 2–3°C (рис. 4.2.4). Интересным представляется тот факт, что в XXI веке средняя температура Баренцева моря не опускалась ниже 0°C как у поверхности, так и на глубине 55 м. Причем летняя температура у поверхности в 2013 и 2016 годах поднималась выше рекордных 8°C. Для анализа межгодовых изменений сезонный ход был исключен из дальнейшего рассмотрения.

На фоне общего роста температуры наблюдается сильная межгодовая изменчивость её аномалий относительно сезонного хода (рис. 4.2.5). Причем изменчивость температуры в теплое время года больше, чем в холодное. Так помимо уже упомянутых летних полугодий 2013 и 2016 гг., аномально теплыми были 1984, 1990 и 1995 гг. Аномально же холодными были летние полугодия 1966, 1968 и 1969 гг. Также наблюдаются сильные аномалии одного знака продолжительностью более одного года. К холодным периодам относятся 1978–1982 и 1997–1999 гг., к теплым периодам – 1973–1976, 1983–1985, 1990–1992 и 2005–2007 гг. Интересным представляется тот факт, что переходы между периодами аномалий противоположных знаков приходится на глобальные климатические сдвиги середины 1970-х и конца 1990-х гг. [Byshev et al., 2017]. Также периоды отрицательных аномалий приурочены к сильнейшим событиям Эль-Ниньо 1982 и 1997 гг. [Бышев, Нейман, 2000].

На энергетических спектрах рядов среднемесячных аномалий температуры Баренцева моря при-

сутствуют формально статистически значимые пики (превосходящие 95% доверительный интервал) на периодах 2,4, 4, 10 и 14 лет (рис. 4.2.6). Поскольку рассматриваемые ряды являются нестационарными, к ним уместно применить вейвлетный анализ.

Расчет вейвлетных преобразований показал, что в межгодовой изменчивости аномалий температуры Баренцева моря выделяются периоды от 2 до 6 лет, от 8 до 10 лет и около 14 лет (рис. 4.2.7). Их можно связать с Эль-Ниньо – Южным колебанием [Вакуленко и др., 2018; Серых, Сонечкин, 2017а, 2017б], Северо-Атлантическим колебанием [Moron et al., 1998] и изменениями Северо-Атлантического течения [Arthun et al., 2017] соответственно. В работе [Serykh et al., 2019] показано, что Эль-Ниньо – Южное колебание является элементом Глобальной атмосферной осцилляции (ГАО), что объясняет связь столь отдаленных регионов, как тропики Тихого океана и Баренцево море, а также возникновение отрицательных аномалий температуры в Баренцевом море до начала событий Эль-Ниньо. Во время же событий Ла-Нинья (отрицательная фаза ГАО) в Баренцевом море наблюдаются положительные аномалии температуры. Рассмотрим отдельно каждое из отмеченных колебаний.

Взаимосвязь аномалий температуры Баренцева моря с ГАО отображена на рисунке 4.2.8. Наблюдаются периоды рассинхронизации двух рассматриваемых рядов в начале 1950-х гг. и середине 1970-х гг. Период слабых связей начала 1950-х гг. может быть вызван недостаточно подробными и качественными данными наблюдений в это время. Период слабых связей середины 1970-х гг. можно связать с перехо-

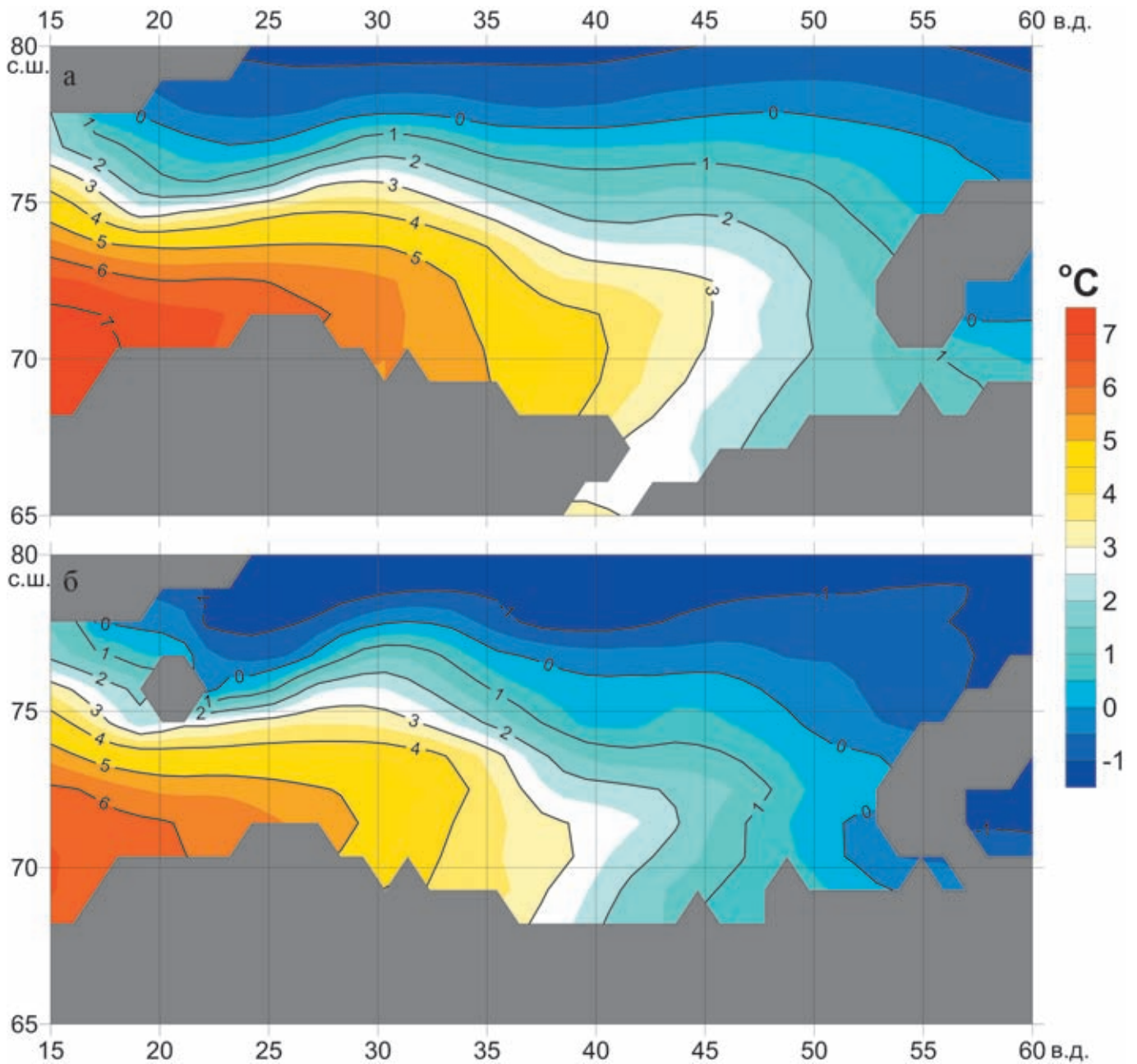


Рис. 4.2.2. Поля средней температуры Баренцева моря на глубинах 5 м (а) и 55 м (б) за 1958–2017 гг.

дом между фазами Тихоокеанской десятилетней осцилляции [Hare, Mantua, 2000]. В остальные периоды наблюдается синхронизация между колебанием температуры Баренцева моря и ГАО. На периодах колебаний то 2 до 4 лет до климатического сдвига середины 1970-х гг. изменения происходили в противофазе, а после середины 1970-х гг. – в фазе. Отметим, что это квазидвухлетнее колебание также является субгармоникой чандлеровского колебания полюсов Земли [Serykh, Sonechkin, 2019]. На периодах колебаний от 4 до 7 лет, до климатического сдвига середины 1970-х гг. изменения были слабо коррели-

рованы, а после сдвига наблюдается сильная противофазная корреляция. Также связь температуры Баренцева моря с ГАО подтверждается присутствием наибольших энергий колебаний около 1998 г., когда произошло сильнейшее событие Эль-Ниньо. В конце 1990-х – начале 2000-х гг. произошел обратный переход между фазами Тихоокеанской десятилетней осцилляции [Bond et al., 2003], что привело к ослаблению отрицательных связей между ГАО и температурой Баренцева моря на периодах колебаний от 4 до 7 лет, зато усилились положительные связи на периодах от 2 до 4 лет.

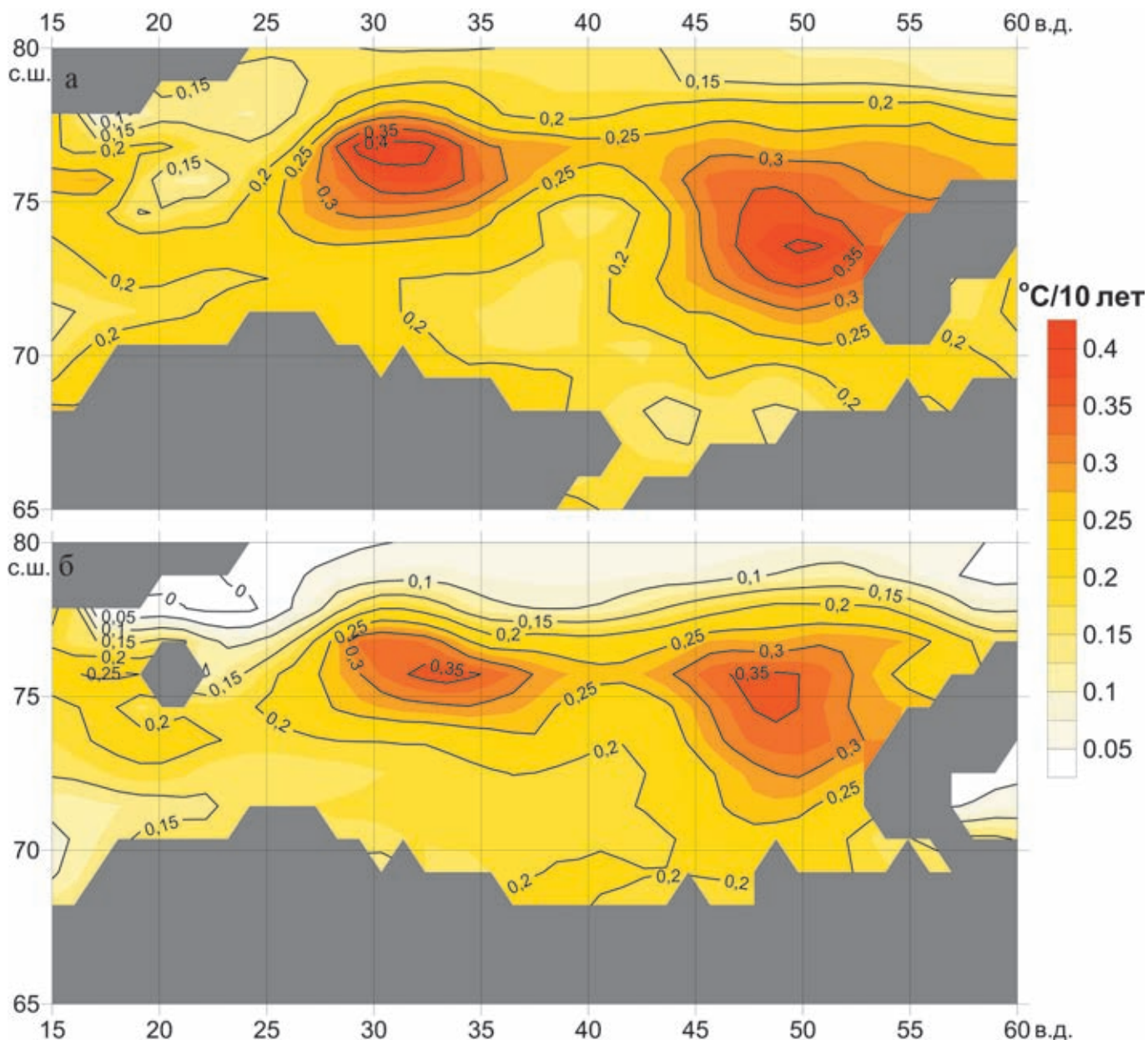


Рис. 4.2.3. Поля изменений среднемесячной температуры Баренцева моря ($^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) на глубинах 5 м (а) и 55 м (б), рассчитанные по линейным трендам среднемесячных аномалий за 1958–2017 гг.

Связи аномалий температуры Баренцева моря с Северо-Атлантическим колебанием (САК) показаны на рисунке 4.2.9. Эти связи более стационарны, чем предыдущие, но и для них имеются периоды усиления и ослабления. Вследствие глобального климатического сдвига середины 1970-х гг. произошла смена фаз САК, что привело к изменениям количества циклонов и приповерхностной температуры в Северной Атлантике, а также выноса тепла из этого региона на Евро-азиатский континент [Jung et al., 2003]. Это хорошо прослеживается и на кросс-вейвлетной диаграмме (рис. 4.2.9), где наиболее сильные кросс-корреляции на квази-восьмилетнем периоде просле-

живаются с середины 1970-х по конец 1990-х гг. Отличительной особенностью этого периода является опережение изменений САК изменениям температуры Баренцева моря.

Связи аномалий температуры Баренцева моря с изменениями Северо-Атлантического течения показаны на рис. 4.2.10. Для них характерен квази-четырнадцатилетний период колебаний [Arthun et al., 2017], который прослеживается на кросс-вейвлетной диаграмме (рис. 4.2.10). К сожалению, длины рассматриваемых рядов явно недостаточно для достоверных оценок этих междекадных колебаний.

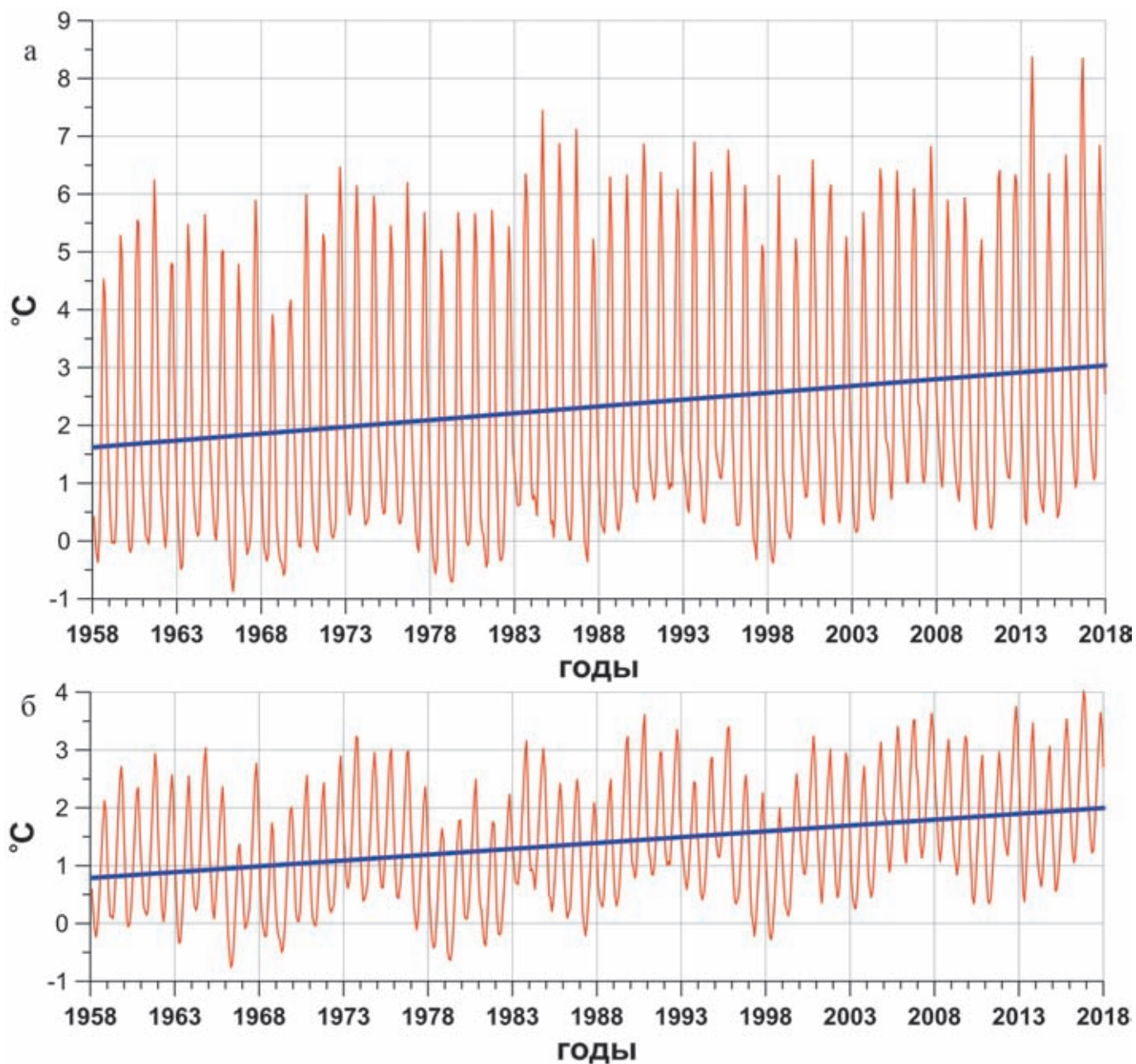


Рис. 4.2.4. Изменения среднемесячных значений температуры Баренцева моря (красный) и их линейный тренд (синий) на глубинах 5 м (а) и 55 м (б)

Полученные результаты свидетельствуют о влиянии планетарных и региональных мод климатической изменчивости на межгодовые и междекадные изменения аномалий температуры Баренцева моря.

По среднесуточным аномалиям температуры поверхности (ТПО) Баренцева моря для каждого года было рассчитано количество экстремальных температурных событий, превосходящих по модулю своими аномалиями одно среднеквадратическое отклонение исследуемого ряда за период спутниковых

наблюдений (1982–2017 гг.), а также изменения средней амплитуды и продолжительности этих экстремальных событий. Методом наименьших квадратов для положительных и отрицательных экстремальных событий рассчитаны линейные тренды, аппроксимирующие изменения их количества, средней амплитуды и продолжительности. Анализ результатов показал рост экстремальных температурных явлений с положительным знаком и сокращение явлений с отрицательным знаком за период спутниковых наблюдений (рис. 4.2.11).

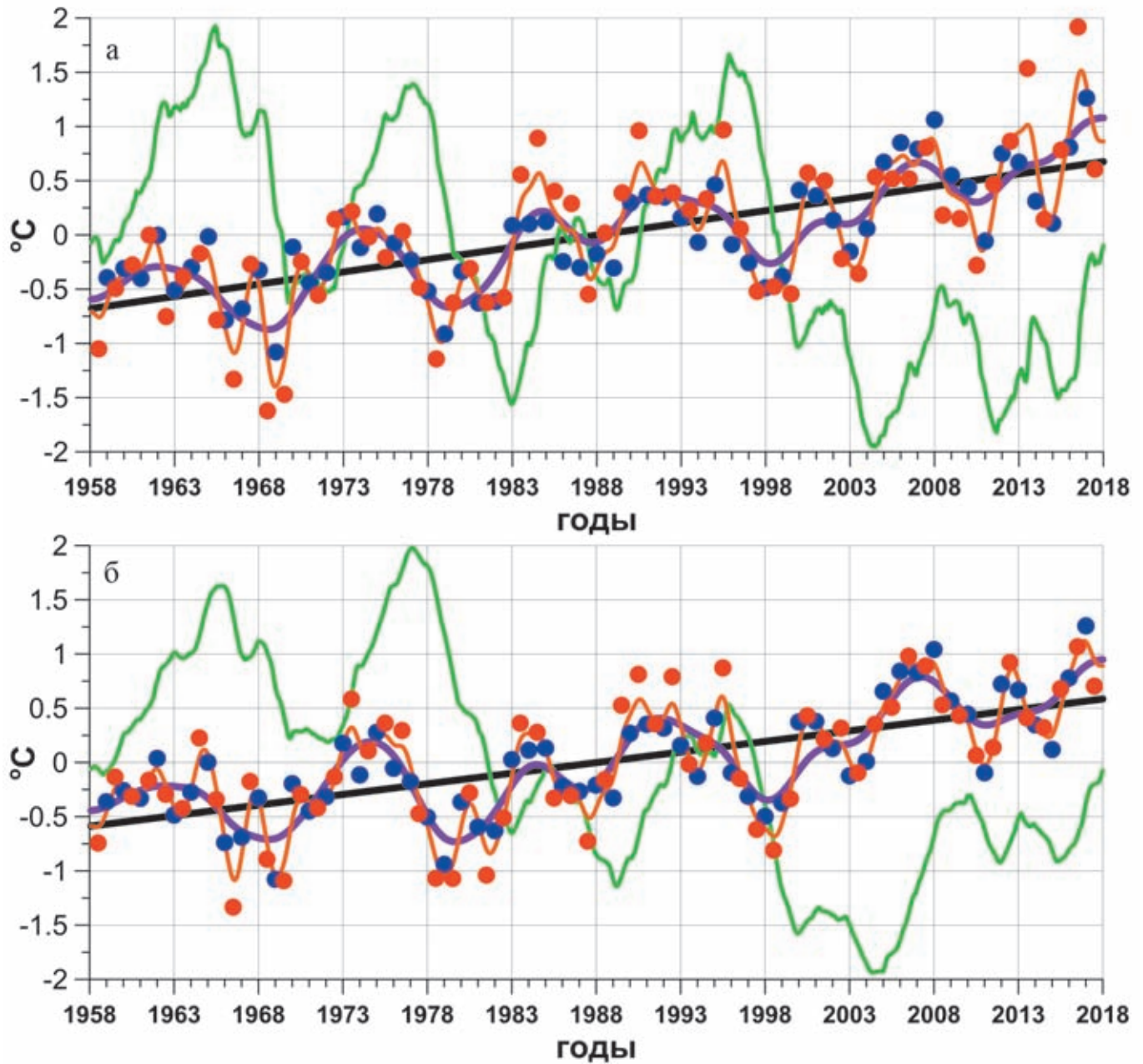


Рис. 4.2.5. Изменения среднемесячных аномалий температуры Баренцева моря на глубинах 5 м (а) и 55 м (б), сглаженных двухлетним (оранжевый) и семилетним (фиолетовый) фильтрами Баттерворта нижних частот.

Их линейный тренд (черный) и накопленная сумма аномалий после удаления линейного тренда (зеленый). Кругами отмечены средние значения аномалий для теплого (май–октябрь) (красный) и холодного (ноябрь–апрель) (синий) полугодий

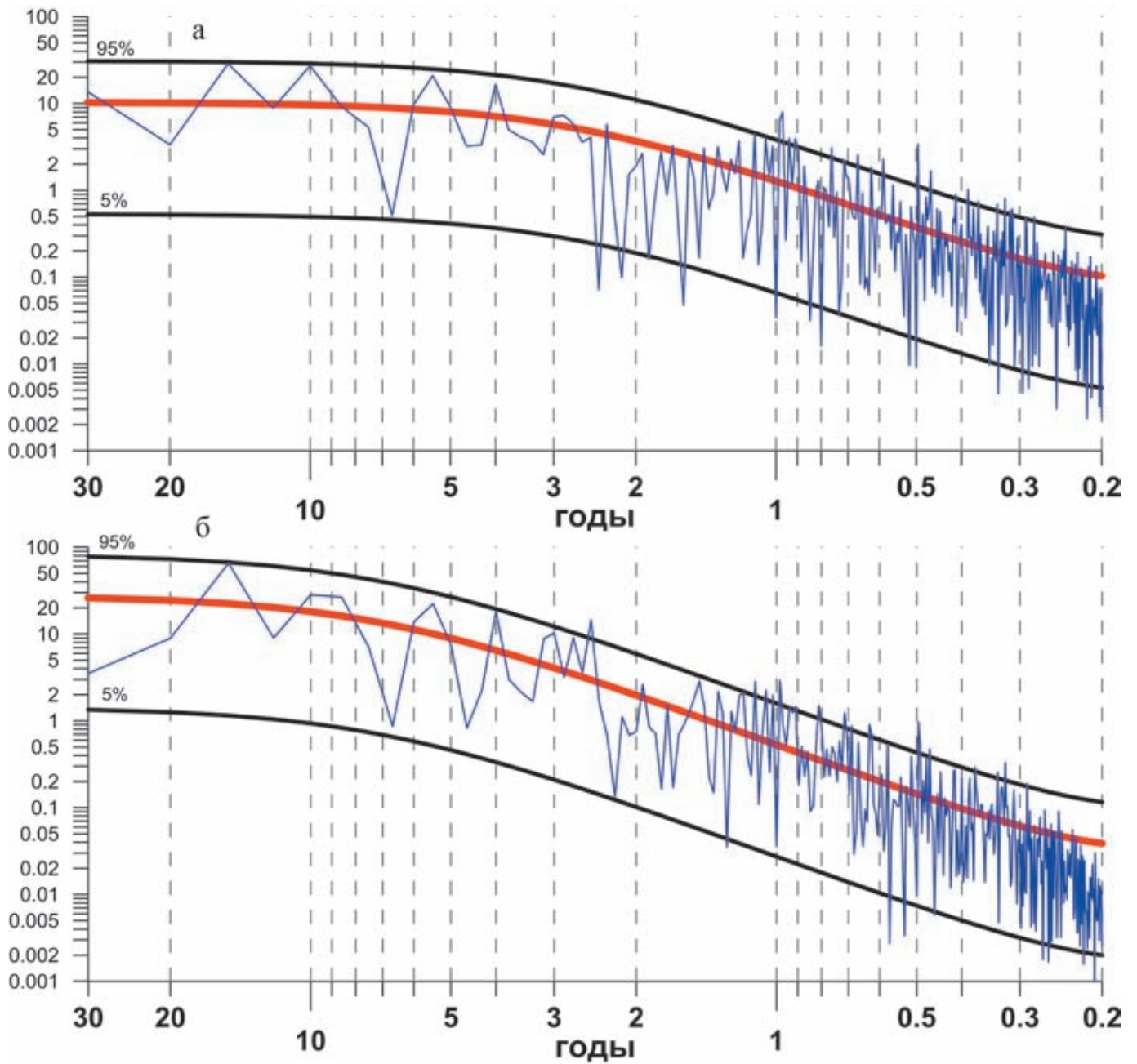


Рис. 4.2.6. Энергетические спектры рядов среднемесячных аномалий температуры Баренцева моря (синий) на глубинах 5 м (а) и 55 м (б) за 1958–2017 гг.

Отмечен доверительный интервал 5–95% (черные линии) и спектр красного шума (красная линия). Произведено предварительное нормирование рядов на их среднеквадратические отклонения

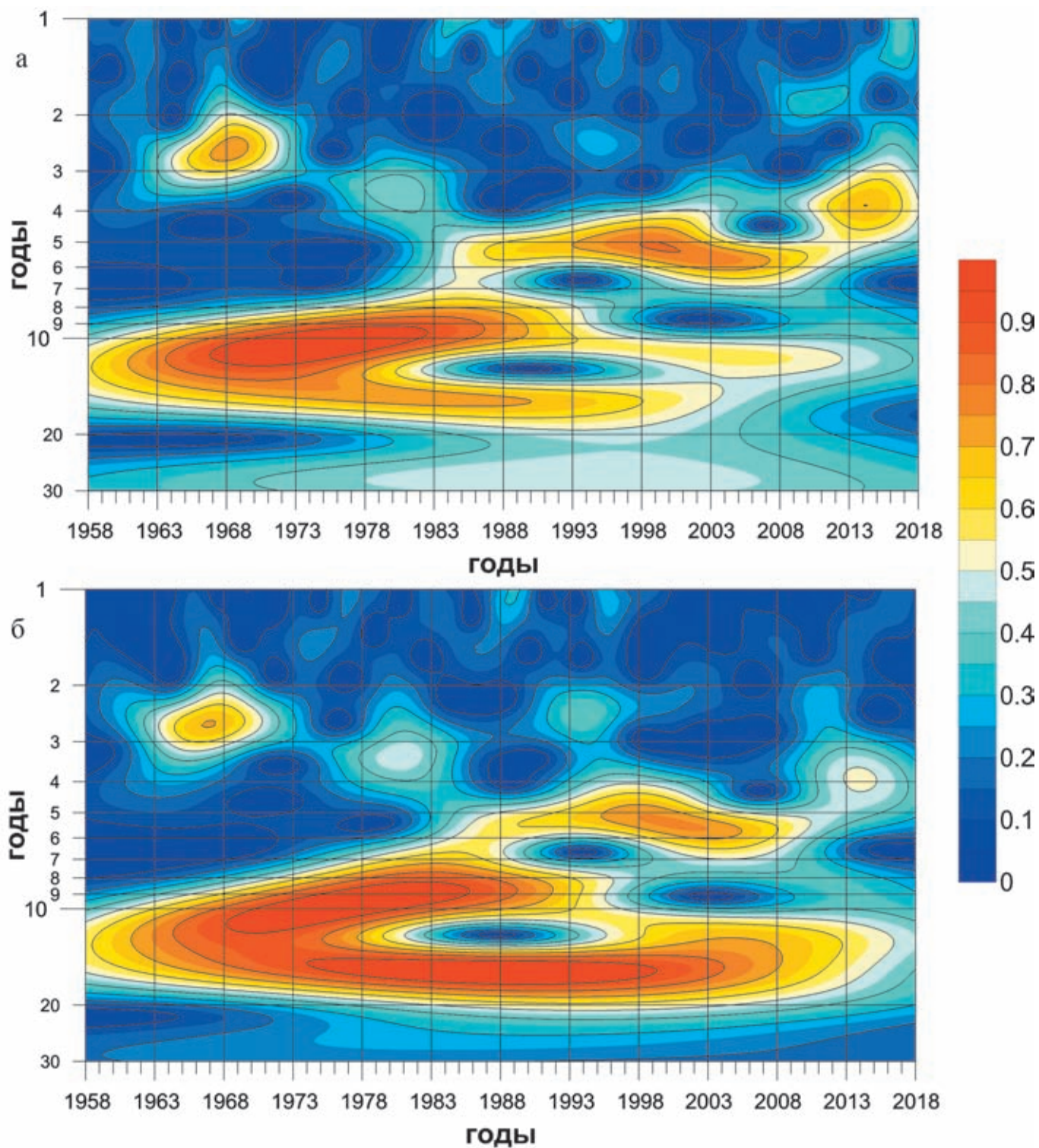


Рис. 4.2.7. Картины вейвлетного преобразования рядов среднемесячных аномалий температуры Баренцева моря на глубинах 5 м (а) и 55 м (б).
Произведено предварительное нормирование рядов на их среднеквадратические отклонения

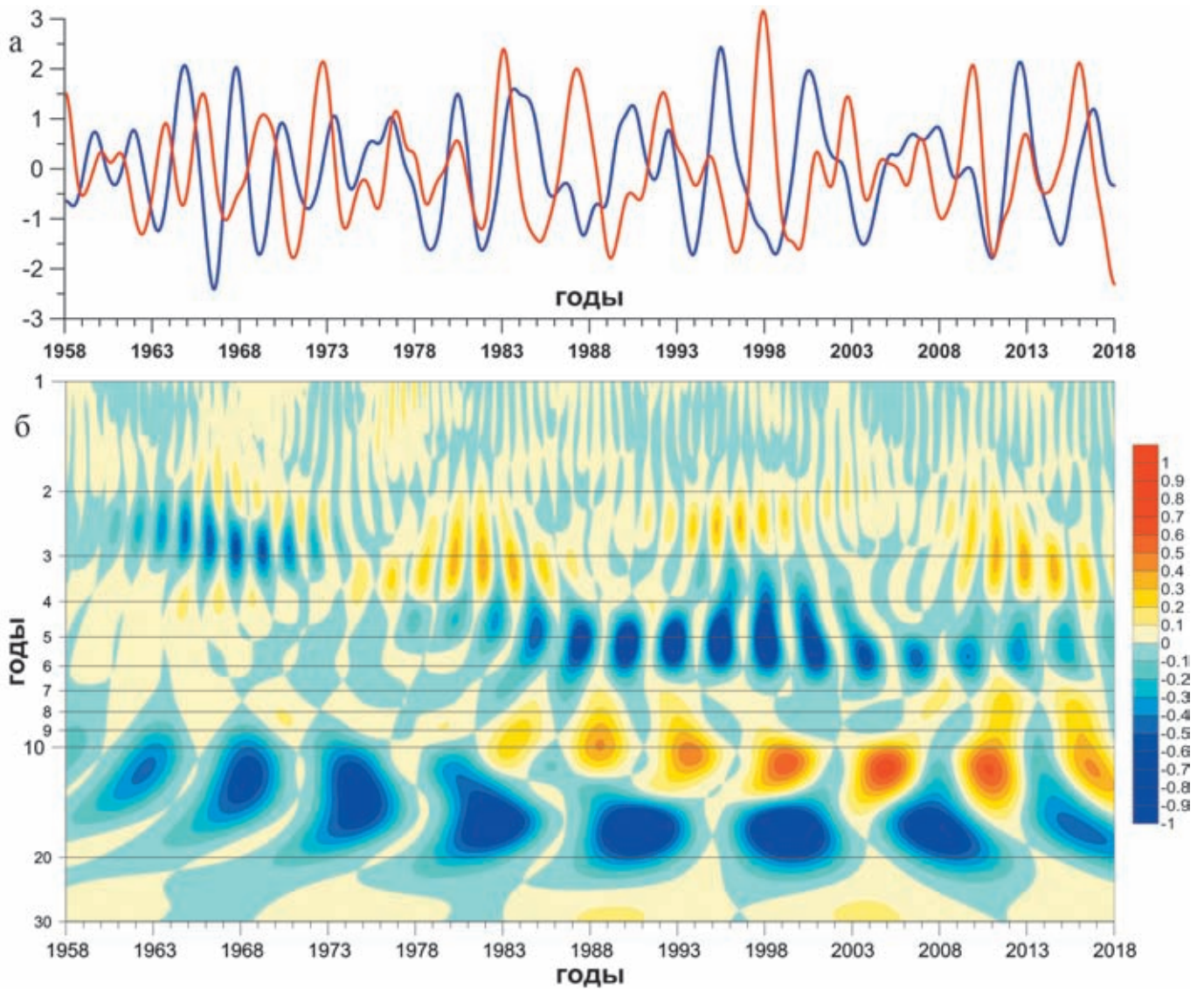


Рис. 4.2.8. Ряды индекса Глобальной атмосферной осцилляции (красный) и среднемесячных аномалий температуры Баренцева моря (синий) на глубине 55 м после применения полосового фильтра Баттерворта от 2 до 7 лет (а), и картины кросс-корреляций их вещественных преобразований без фильтрации (б).

Произведено предварительное удаление линейных трендов, центрирование и нормирование рядов на их среднеквадратические отклонения

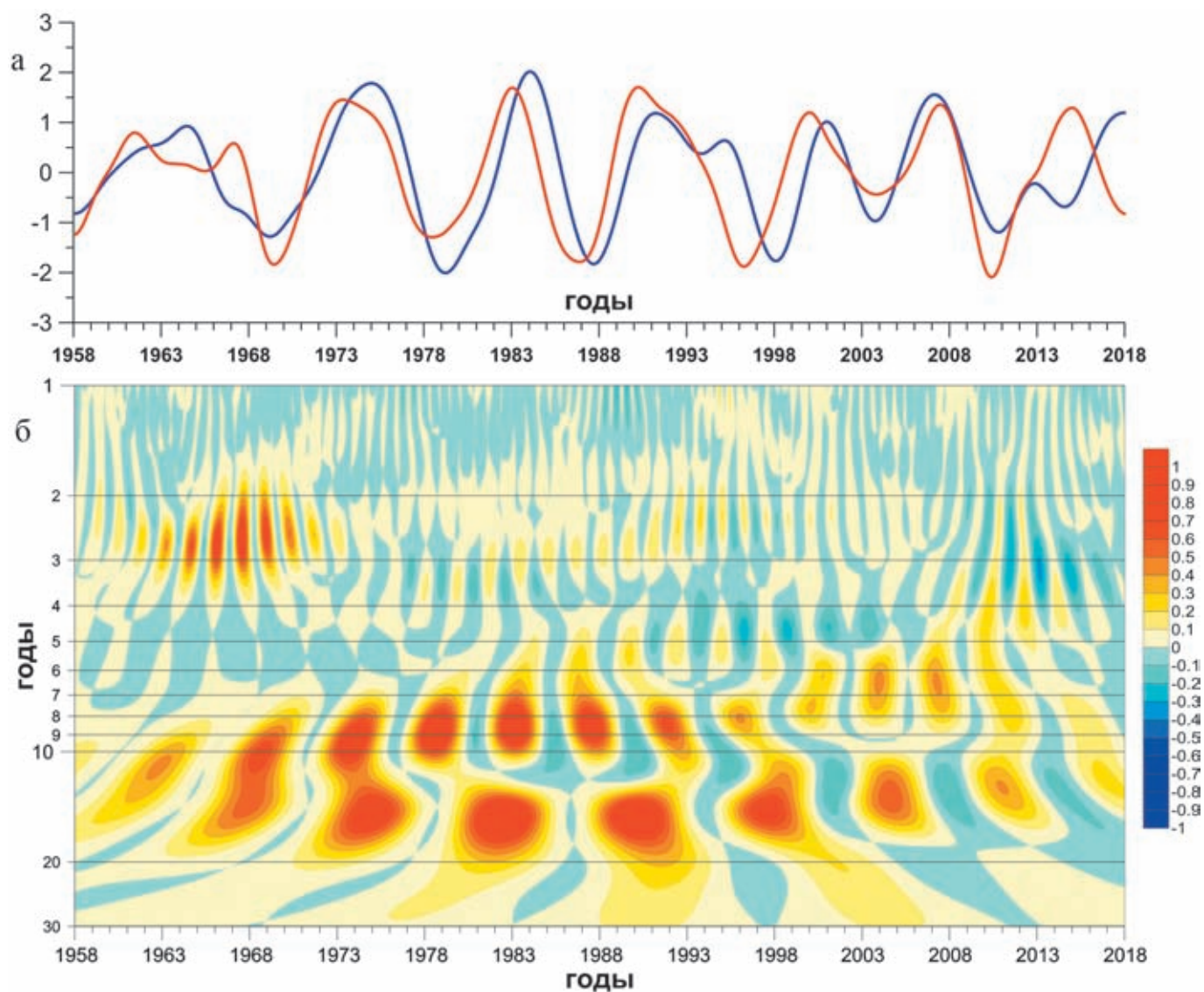


Рис. 4.2.9. Ряды индекса Северо-Атлантического колебания (красный) и среднемесячных аномалий температуры Баренцева моря (синий) на глубине 55 м после применения полосового фильтра Баттерворта от 7 до 10 лет (а), и картины кросс-корреляций их вещественных преобразований без фильтрации (б).

Произведено предварительное удаление линейных трендов, центрирование и нормирование рядов на их среднеквадратические отклонения

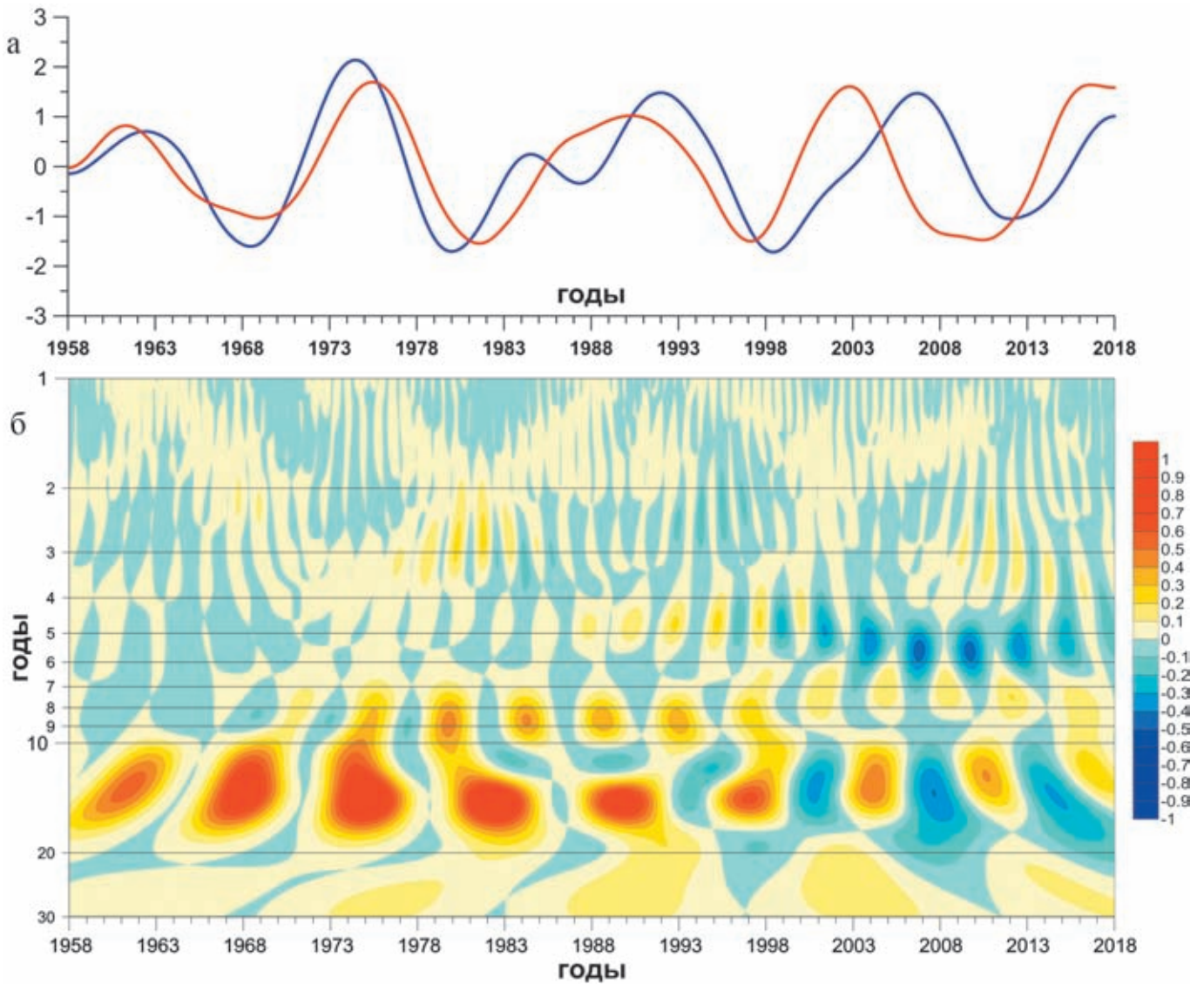


Рис. 4.2.10. Ряды индекса Северо-Атлантического течения (красный) и среднемесячных аномалий температуры Баренцева моря (синий) на глубине 55 м после применения полосового фильтра Баттерворта от 12 до 16 лет (а), и карты кросс-корреляций их вещественных преобразований без фильтрации (б).

Произведено предварительное удаление линейных трендов, центрирование и нормирование рядов на их среднеквадратические отклонения

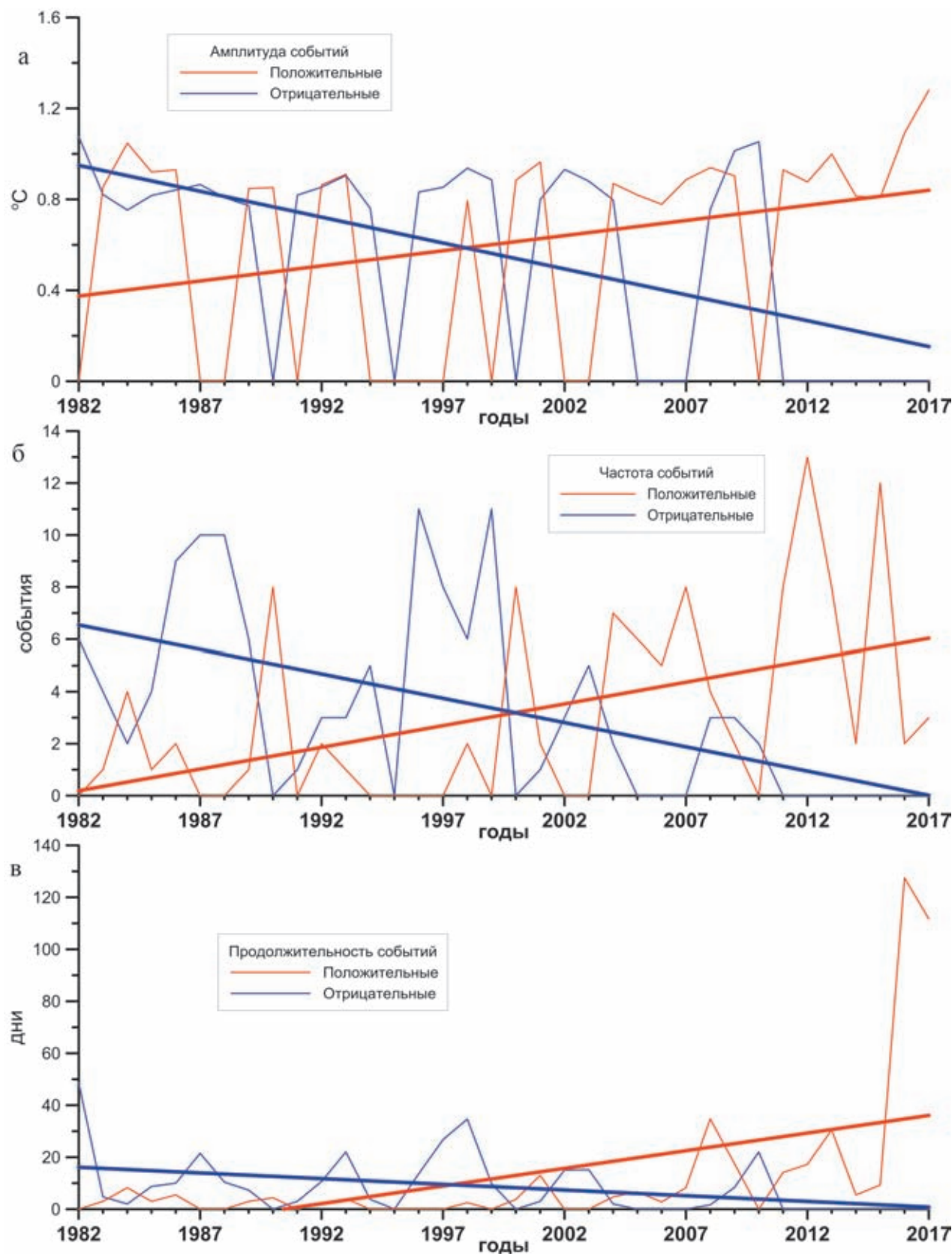


Рис. 4.2.11. Ежегодные изменения средней амплитуды (а), количества (б) и средней продолжительности (в) экстремальных явлений с положительными (красный) и отрицательными (синий) среднесуточными аномалиями температуры поверхности Баренцева моря, превосходящими одно стандартное отклонение, и их линейные тренды

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ среднемесячных данных температуры Баренцева моря на поверхности и различных глубинах показал её существенный рост (в среднем на 0.2°C за 10 лет) за последние десятилетия.

На фоне этого роста обнаружены колебания температуры на периодах, близких к 3, 8 и 14 годам. Выдвинуто предположение о связи этих изменений с Эль-Ниньо – Глобальной атмосферной осцилляцией, Северо-Атлантическим колебанием и изменениями Северо-Атлантического течения соответственно.

Показано, что аномалии температуры затрагивают верхний 55-метровый слой Баренцева моря.

Анализ среднесуточных данных температуры поверхности Баренцева моря показал рост амплитуды, количества и продолжительности экстремальных температурных явлений с положительным знаком и их сокращение с отрицательным знаком за период спутниковых наблюдений.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-80065).

4.3. Закономерности и особенности ледовых условий Баренцева моря во второй половине XX – начале XXI века

И.О. Думанская

ФГБУ «Гидрометцентр России», Москва

Потепление Арктики, особо активизировавшееся в начале XXI века, сопровождается значительным уменьшением площади ледяного покрова в арктических морях. В разделе показаны количественные изменения ледовых параметров Баренцева моря, а также факторов, влияющих на формирование ледяного покрова в последние годы. В XXI веке повторяемость мягких зим увеличилась на 17%, а суровых уменьшилась на 19%. Существенно увеличилась температура воздуха на ГМС Малые Кармакулы, температура воды на разрезе «Кольский меридиан», атмосферный и океанский потоки тепла, а также скорость течений на западной границе Баренцева моря. Продолжительность ледового периода сократилась в среднем на 2–3 недели, а скорость уменьшения ледовитости составляла 7.2% за 10 лет. Это наибольшая скорость по сравнению с другими арктическими морями. Показано, что изменчивость ледовитости Баренцева моря и других параметров природной среды региона носит циклический характер. Период цикла предположительно близок к 84 годам, что соответствует орбитальному периоду Урана. Минимум ледовитости после 1935–1945 гг. ожидается в период 2019–2029 гг.

Ключевые слова: ледовый покров, ледообразование, ледовитость, температурный режим.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(15)

ВВЕДЕНИЕ

Основными факторами, влияющими на ледовый покров в Баренцевом море, являются:

1. Воздействие теплых атлантических вод (АВ), приносимых ответвлениями течения Гольфстрим (в виде северной, центральной и южной ветвей Нордкапского течения), которое определяет тот факт, что Баренцево море, в отличие от всех других арктических морей, даже в суровые зимы полностью не покрывается льдом.

2. Изменчивость температурного режима региона.

3. Ветер, активность которого влияет на перемешивание воды и, следовательно, на скорость выхолаживания поверхностного слоя, в зависимости от которой находятся сроки начала ледообразования. Преобладающая повторяемость в холодный период юго-западных и западных ветров в южной и западной частях моря способствует восточному по-

ложению кромки льда, кроме того, с этими ветрами связано появление заприпайных полыней (средней шириной 15–30 км) вдоль материкового побережья юго-восточной части Баренцева моря. С преобладающей повторяемостью в холодный период ветров восточной четверти в северных районах моря связано появление заприпайных полыней вдоль западного и юго-западного побережья архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ). Кроме того, под действием восточных ветров из центральной Арктики в районы, прилегающие к ЗФИ и Шпицбергену, могут поступать довольно мощные арктические льды и сохраняться в отдельные годы в виде остаточных в течение всего летнего периода [Гидрометеорология, 1990; Карелин, Карклин, 2015; Наблюдения..., 2009; Думанская, 2014].

Эти факторы в течение многих веков оказывают влияние на эволюцию ледяного покрова Баренцева

морья, определяя ее общие закономерности. Количественно изменения ледовых условий характеризуют такие параметры, как даты наступления ледовых фаз (появления морского льда, очищения моря ото льда); продолжительность ледового периода (в сутках); толщина льда (в см); ледовитость моря (отношение площади, занятой льдом любой сплоченности, к общей площади моря в процентах); сплоченность льда (отношение площади льда к площади морской поверхности в некоторой зоне в баллах – от 1 до 10, что соответствует изменчивости от 10 до 100%).

Ледовый режим Баренцева моря, как показывают исследования, претерпевал в течение последнего столетия существенные изменения. Потепление Арктики, особо активизировавшееся в начале XXI века, сопровождается значительным уменьшением площади ледяного покрова в арктических морях [Гудкович и др., 2008; Фролов и др., 2007, 2009]. Понижающиеся тренды площади, толщины, сплоченности льда наиболее велики в морях атлантического сектора Ар-

ктики. В качестве наиболее вероятного механизма потепления климата Арктики и связанного с ним сокращения арктических льдов, в частности, на акватории Баренцева моря, предполагается изменение атмосферной циркуляции с сильной адвекцией тепла в высокие широты и поступлением сюда атлантического тепла [Бузин, Гудкович, 2011; Семенов и др., 2015; Semenov, Latif, 2012].

В настоящем разделе выполнен анализ количественных изменений ледовых параметров Баренцева моря в XXI в., а также факторов, влияющих на формирование ледяного покрова.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ О ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЯХ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

В таблице 4.3.1 приведены ряды наблюдений за гидрометеорологическими и ледовыми характеристиками, использованными для исследования изменчивости ледовых условий Баренцева моря.

Таблица 4.3.1. Ряды данных о гидрометеорологических и ледовых условиях Баренцева моря

Пункт или район наблюдений	Характеристика	Период наблюдений	Число лет наблюдений
Баренцбург	Та	1913–2018	106
	Р	1962–2017	56
Белый Нос	ЛФ	1950–2015	66
	ТЛ	1941–2015	75
Бутрино	ЛФ	1924–2015	92
	ТЛ	1924–2015	92
Варандей (Шар)	ЛФ	1941–2015	75
	ТЛ	1965–2015	51
Индига	ЛФ	1924–2015	92
	ТЛ	1965–2015	51
Константиновский	ЛФ	1960–2015	56
	ТЛ	1965–2015	51
Малые Кармакулы	Та	1922–2018	97
	ЛФ	1950–2015	66
	ТЛ	1940–2015	76
Нарьян-Мар	Та	1928–2018	91
	Р	1962–2017	56
о. Хейса	ЛФ	1960–2015	56
	ТЛ	1958–2015	58
Северный Колгуев	ЛФ	1942–2015	74
Кольский меридиан	Тw	1951–2017	67
Юго-восточная часть	Л	1928–2018	91
Все море	Л	1928–2018	91

Примечание. Та – температура воздуха, Тw – температура воды, Р – давление, ЛФ – ледовые фазы, ТЛ – толщина припайного льда, Л – ледовитость.

Для характеристики изменчивости параметров поступающих в Баренцево море АВ использованы данные о температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» за 65-летний период. «Кольский меридиан» является стандартным океанографическим разрезом, расположенным вдоль меридиана 33°30' в. д. от побережья Кольского залива до 77° с. ш. Он состоит из 19 станций. Наиболее регулярные наблюдения производятся на южных 10 станциях (т. е. до 74° с. ш.), показанных на рисунке 4.3.1. Они располагаются в области распространения теплых вод системы Нордкапского течения (его южной и центральной ветвей) и опресненных вод Мурманского прибрежного течения.

Глубина на станциях изменяется от 150 м до 310 м, средняя глубина – 245 м. Обычно наиболее исследованный участок в пределах расположения 1–10 станций делит на три отрезка: с 1 по 3 станцию – пересекает прибрежную ветвь Мурманского течения, с 3 по 7 станцию – южную ветвь Нордкапского течения и с 8 по 10 станцию – центральную ветвь Нордкапского течения. Характерное распределение температуры и солености на этих станциях (по данным за 2008 г.) представлено на рисунке 4.3.2. Из него видно, что наибольшая часть АВ (с высокой температурой и соленостью) поступает через отрезок разреза, соответствующий положению 8–10 станций.

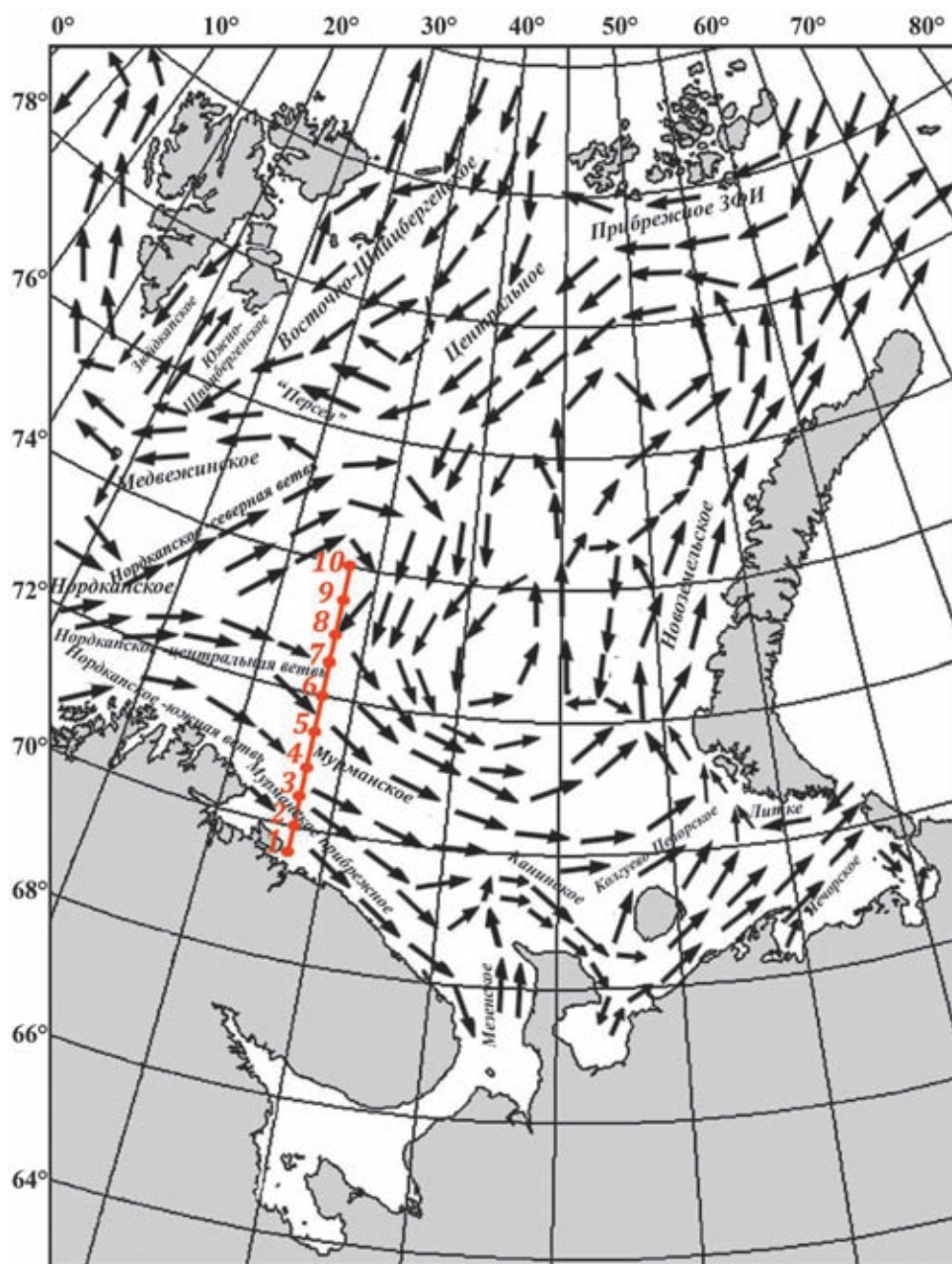


Рис. 4.3.1. Разрез «Кольский меридиан» и поверхностные течения в Баренцевом море

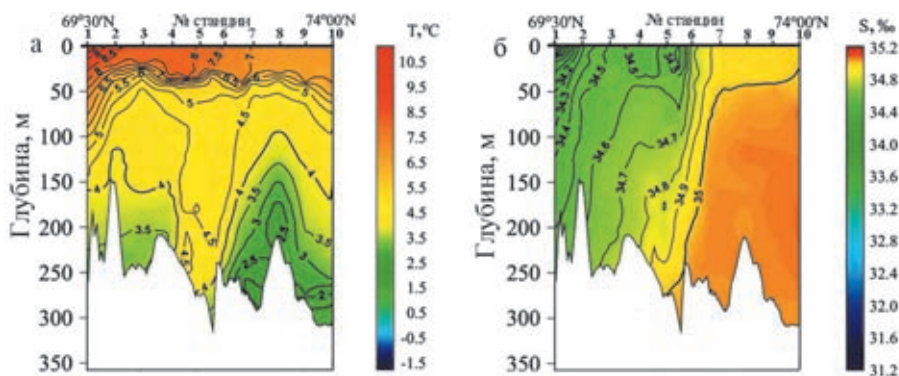


Рис. 4.3.2. Распределение температуры (а) и солёности (б) на участке с 1 по 10 станцию разреза «Кольский меридиан» [Matishov и др., 2009]

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Ледообразование по данным наблюдений на морских гидрометеорологических станциях (ГМС) в соответствии с табл. 4.3.1 на акватории моря начинается обычно в конце сентября – начале октября с северных районов моря. В районе о. Хейса (ЗФИ) первое ледообразование происходит в среднем 27 сентября, а устойчивое – 4 октября. В других районах моря, отличающихся более высоким прогревом воды в поверхностном слое и активным влиянием АВ, молодой лед образуется позже.

Во второй половине октября ледообразование в северной и юго-восточной частях моря активизируется. Первое появление льда вдоль материкового побережья юго-восточной части моря наблюдается в среднем 20–25 октября, а устойчивое – 1–5 ноября. В ноябре кромка льдов продвигается на юг и на запад. Юго-западная часть Баренцева моря остается практически свободной ото льда. Здесь льды образуются

только в вершинах заливов, в устьях рек в виде берегового припая, который часто взламывается и выносится в море.

Устойчивый припай ежегодно устанавливается в вершинах бухт и фьордов на Шпицбергене, в проливах Земли Франца-Иосифа, в бухтах на Новой Земле, у побережья островов Белый, Виктория, Колгуев, а также в заливах южного побережья (Чешская, Печорская, Хайпудырская губы и др.). Вдоль открытого побережья Новой Земли и материка от пролива Югорский Шар до м. Канин Нос ширина припая, как правило, не превышает нескольких сотен метров.

Своего максимального развития по площади и по толщине ледовый покров Баренцева моря достигает в марте–апреле, затем вплоть до сентября кромка льда отступает на север и на восток [Гидрометеорология..., 1990; Думанская, 2014].

Ледовитость моря имеет большую межгодовую изменчивость. На рис. 4.3.3 и 4.3.4 видно, что площадь, занятая льдом, в момент максимального разви-

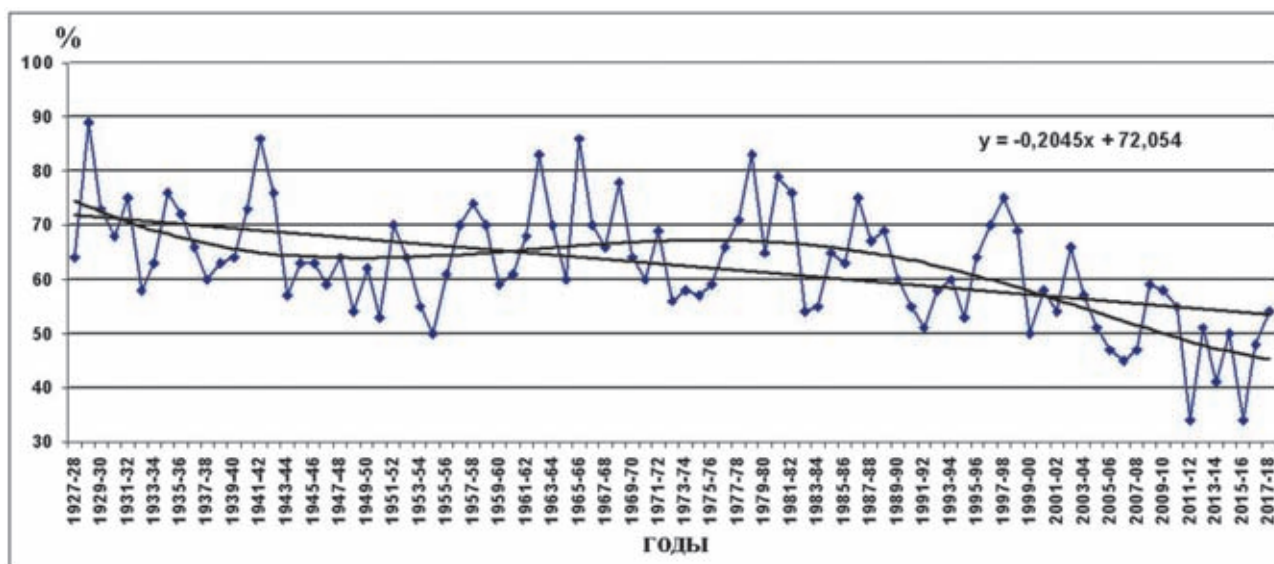


Рис. 4.3.3. Ледовитость Баренцева моря в момент максимального развития ледяного покрова (февраль–апрель).

Прямая линия – линейный тренд уменьшения ледовитости за весь период наблюдений. Плавная сглаживающая – полиномиальная аппроксимация ледовитости

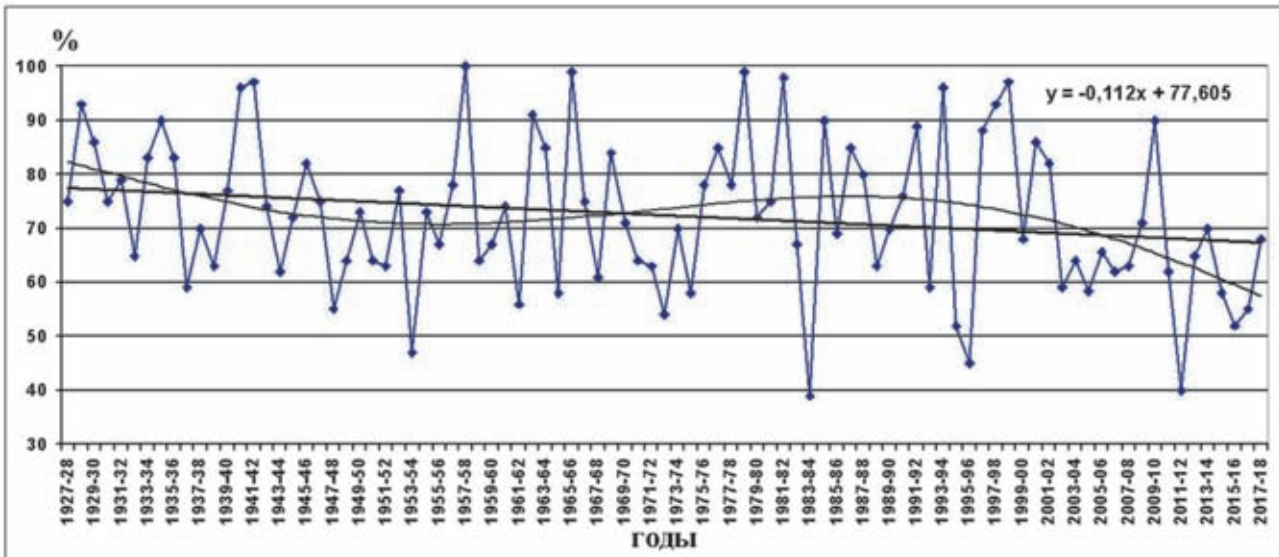


Рис. 4.3.4. Ледовитость юго-восточной части Баренцева моря в момент максимального развития ледяного покрова (февраль–апрель).

Прямая линия – линейный тренд уменьшения ледовитости за весь период наблюдений. Плавная сглаживающая – полиномиальная аппроксимация ледовитости

тия ледяного покрова в Баренцевом море (за период наблюдений 1928–2018 гг.) изменялась от 34 до 89% в море в целом и от 39 до 100% в его юго-восточной части. Средняя ледовитость всего моря на момент максимального развития ледяного покрова составляет 65%, а его юго-восточной части – 72%.

Для всего моря наибольшая ледовитость наблюдалась в 1929 г. (89%), наименьшая – в 2016 г. (34%). Для юго-восточной части моря наибольшая ледовитость наблюдалась в 1958 и 1979 гг. (100 %), наименьшая – в 1984 и 2012 гг. (39 и 40% соответственно). В суровые зимы 1929, 1942 и 1966 гг. ледовитость Баренцева моря в марте–апреле была близка к 90%. В особенно теплые зимы наибольшая ледовитость даже не превышала 35–40%.

Ледовые условия в середине марта мягкой зимы 2008 г. и суровой зимы 1979 г. изображены на рис. 4.3.5. В умеренные зимы в апреле (в момент максимального развития) кромка льда в Баренцевом море проходит вдоль западных берегов Шпицбергена на расстоянии 20–50 км. Далее она спускается и, постепенно отклоняясь к юго-востоку, достигает 75° с. ш., затем круто поворачивает на юго-запад и подходит к берегу Кольского полуострова в районе м. Святой Нос. Положение кромки льда в аномально суровые зимы можно видеть на рис. 4.3.5, б.

Сплоченность льда у кромки уменьшается главным образом за счет таяния более тонких льдов под действием теплых вод атлантического происхождения. Ледяной покров в открытом море, за исключением прикромочных и прибрежных областей, имеет большую сплоченность (8–10 баллов) в течение всей

зимы, однако у южного и западного побережий архипелага Земля Франца-Иосифа, вдоль берегов архипелага Новая Земля, у островов Колгуев и Вайгач, а также вдоль материкового побережья юго-восточной части моря часто образуются полыньи, положение которых тесно связано с режимом преобладающих ветров.

Толщина припайного льда на момент максимального развития ледяного покрова в апреле в районе Земли Франца-Иосифа составляет в среднем 95–105 см (максимальная – 150–160 см), у побережья Новой Земли – 105–115 см (максимальная – 160–170 см), в проливе Югорский Шар – 115–125 см (максимальная – 185–195 см), в районе Варандея – 105–115 см (максимальная – 145–155 см), у побережья о. Колгуева – 70–80 см (максимальная – 105–110 см), в устье Индиги – 80–90 см (максимальная – 105–115 см) [Думанская, 2014].

Толщина дрейфующих льдов в конце зимы в прикромочной зоне обычно не превышает 30 см. Здесь преобладает битый лед. В юго-восточной части Баренцева моря в зимний период дрейфующий лед достигает толщины 70–80 см. Наибольших толщин (120–140 см) к концу зимы дрейфующий лед достигает в северной части Баренцева моря. Здесь преобладают обширные поля и их обломки.

Дрейфующий лед в течение зимы подвергается сжатиям и торошению. Зоны льда повышенной торосистости представляют большую опасность, как для судов, так и для гидротехнических сооружений. Льды со значительной торосистостью, выносимые из Белого и Карского морей, с наибольшей повторя-

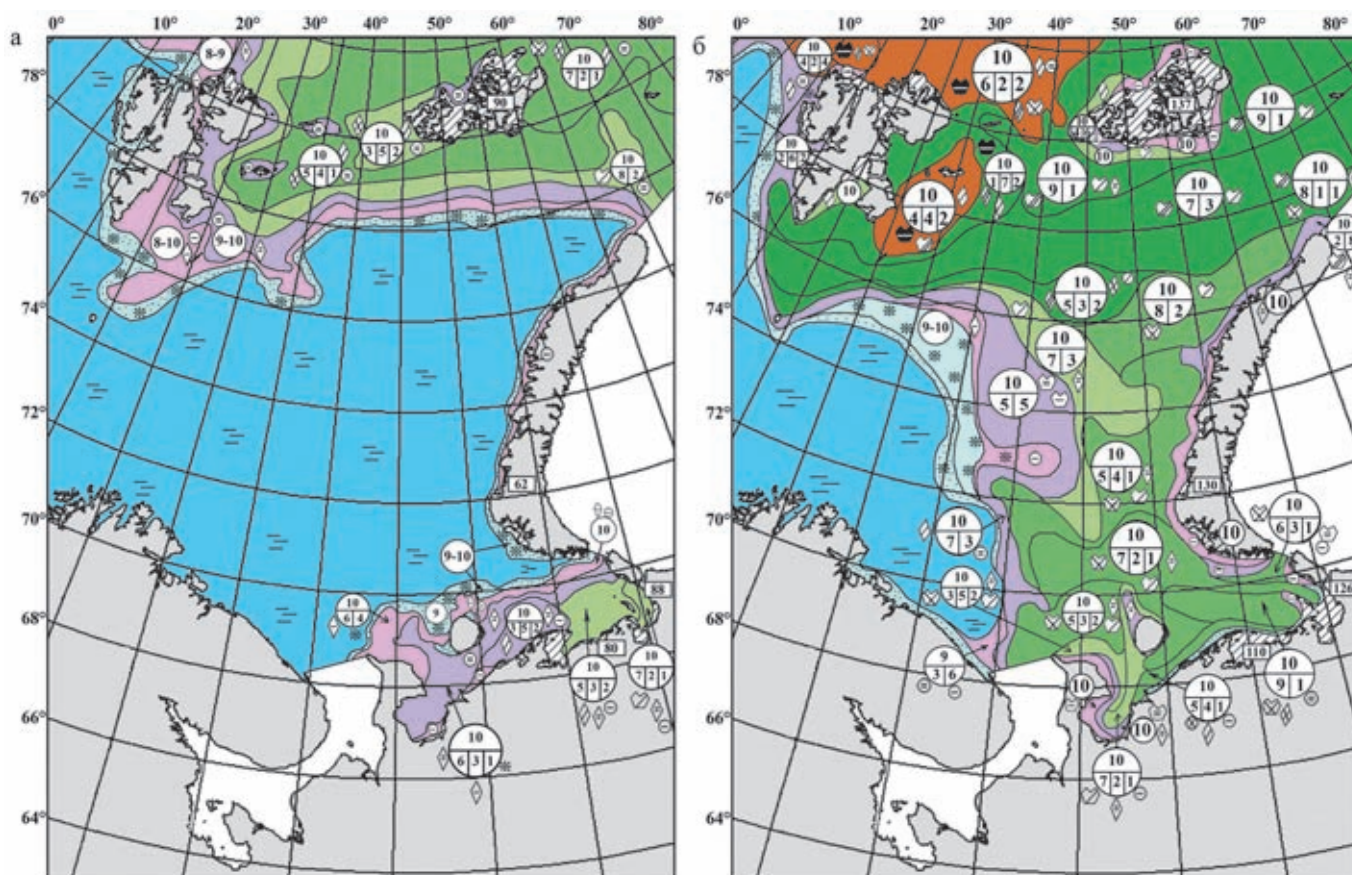


Рис. 4.3.5. Ледовые условия в середине марта мягкой зимы 2008 года (а) и суровой зимы 1979 года (б) [Думанская, 2014].
Условные обозначения ледовых характеристик на картах соответствуют «Номенклатуре морских льдов» [Номенклатура..., 1974]

емостью могут встречаться на восточных подходах к п-ову Канин (к западу от о. Колгуева в локальном районе языка беломорского льда) и на западных подходах к проливу Карские Ворота, а также в самом проливе [Ледяные образования..., 2006].

Очищение моря ото льда начинается в мае, а в середине июня средняя кромка льда располагается севернее 76° с. ш. в центральном районе и вплотную подходит к берегам Новой Земли на востоке моря.

Освобождение моря ото льда вдоль побережья юго-восточной части моря происходит в среднем 10–30 июня. К середине июля западные берега архипелага Новая Земля обычно полностью освобождаются ото льдов (рис. 4.3.6, а). Для июля–августа характерно интенсивное смещение кромки льда к северу. На северо-западе моря наиболее быстрое отступление кромки на север наблюдается в районе северной ветви Нордкапского течения.

В августе–сентябре anomalно теплых лет море полностью очищается ото льда, а в anomalно холодные годы лед в эти месяцы сохраняется на 30–35% его площади, располагаясь преимущественно в северных районах. В отдельные годы море может полностью очищаться ото льда.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОСНОВНЫХ ФАКТОРОВ, ВЛИЯЮЩИХ НА ЛЕДОВЫЙ ПОКРОВ В НАЧАЛЕ ХХІ ВЕКА

Воздействие теплых атлантических вод (АВ) наиболее активно проявляется в зоне влияния Нордкапского течения, средняя скорость воды в котором достигает 10–25 см/с. На разрезе «Кольский меридиан» область распространения основной массы АВ располагается в районе параллели 74° с. ш. [Калавиччи, Башмачников, 2018; Matishov et al., 2009], где глубины достигают 300 м. Теплые атлантические воды наблюдаются во всей водной толще. Это хорошо видно на рис. 4.3.2.

Летом на температуру и соленость верхнего 50-метрового слоя оказывают влияние сезонный прогрев воды и таяние льда. В связи с этим верхний распресненный слой по своим характеристикам значительно отличается от слоя 50–200 м, характеристики которого наиболее верно отражают состояние потока АВ.

В таблице 4.3.2 приведены средние ежемесячные значения температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» за 1951–2015 гг. Средняя продолжительность ледового периода в судоходной юго-восточной части моря составляет по данным различных ГМС 225–245 дней.

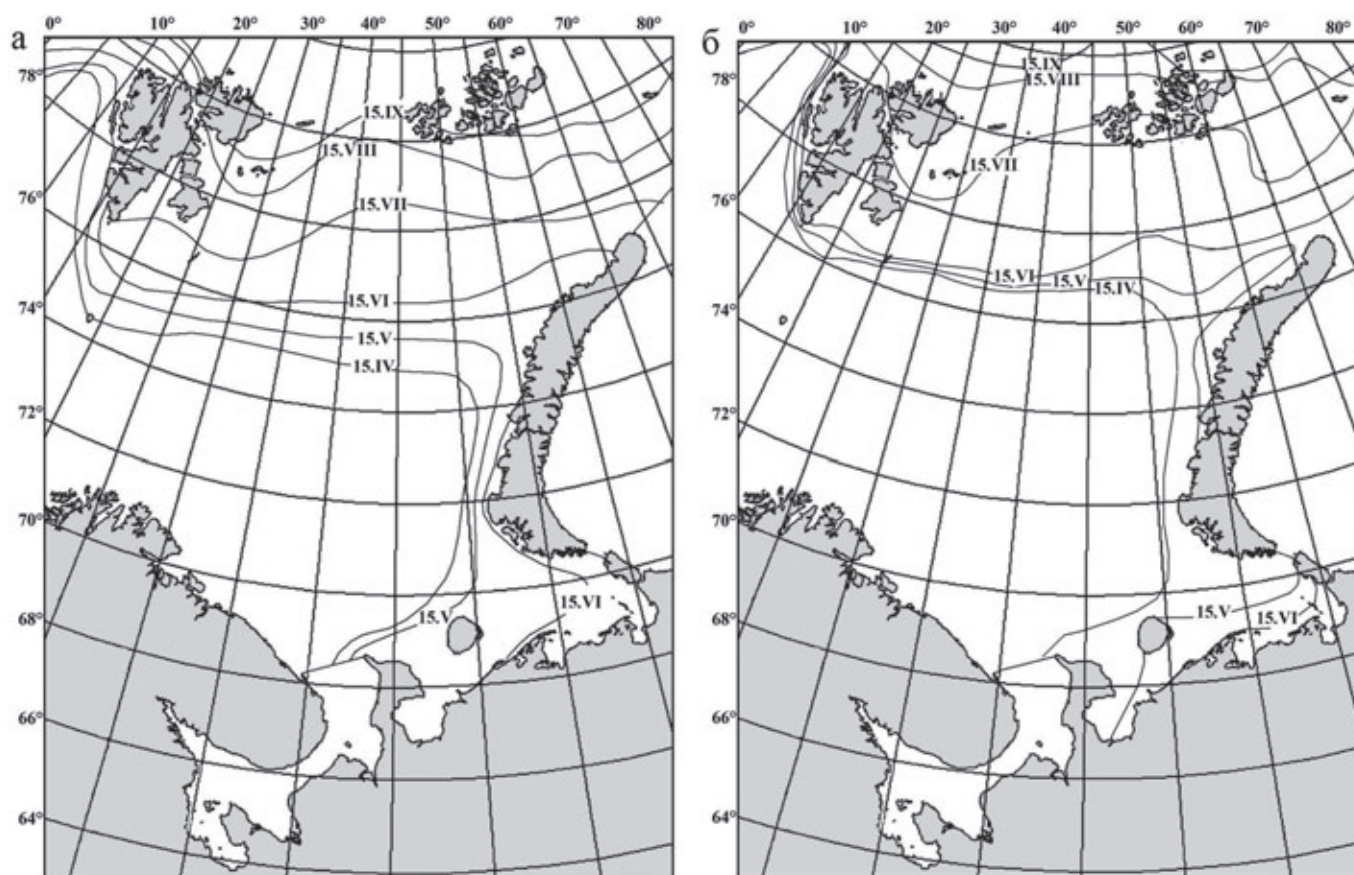


Рис. 4.3.6. Изохронны среднего многолетнего очищения моря ото льда в XX в. (а) и в XXI в. (б)

Таблица 4.3.2. Средние ежемесячные значения температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» за 1951–2015 гг.

№ станции	Слой	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1–3	0–50	3.87	3.09	2.58	2.46	3.13	4.56	6.52	8.01	8.07	7.00	5.78	4.75	4.98
	50–200	3.94	3.16	2.66	2.46	2.69	3.06	3.58	4.34	5.27	5.84	5.54	4.75	3.93
	0–200	3.91	3.14	2.64	2.46	2.81	3.50	4.43	5.41	6.08	6.18	5.59	4.75	4.24
3–7	0–50	3.98	3.50	3.21	3.09	3.49	4.55	6.29	7.47	7.36	6.24	5.23	4.52	4.90
	50–200	4.01	3.59	3.28	3.11	3.22	3.45	3.67	3.93	4.30	4.64	4.71	4.41	4.01
	150–200	3.95	3.60	3.31	3.09	3.06	3.19	3.33	3.44	3.61	3.87	4.14	4.18	3.56
	0–200	4.01	3.57	3.27	3.11	3.28	3.72	4.32	4.81	5.06	5.04	4.84	4.44	4.01
8–10	0–50	3.19	2.89	2.62	2.51	2.92	3.86	5.35	6.39	6.23	5.17	4.26	3.69	4.08
	50–200	3.10	2.72	2.48	2.30	2.50	2.86	3.16	3.46	3.88	4.07	3.89	3.50	3.13
	150–200	2.93	2.57	2.33	2.13	2.19	2.43	2.67	2.88	3.20	3.41	3.49	3.28	2.78
	0–200	3.12	2.75	2.52	2.35	2.60	3.11	3.71	4.19	4.47	4.34	3.98	3.55	3.36

Анализ таблицы 4.3.2 показывает, что за последние 65 лет в период с января по май наиболее теплые воды поступали в Баренцево море на участке 3–7 станции, а с июня по декабрь – на участке 1–3 станции. На

рис. 4.3.7 отражена межгодовая изменчивость средних годовых значений температуры воды в центральной ветви Нордкапского течения на станциях 8–10 разреза «Кольский меридиан» в слое 50–200 м.

За 65-летний период температура выросла в среднем (по тренду) от 3.5 до 4.4°C (на 0.9°C). Скорость роста составила 0.14°C за 10 лет. В XXI веке температура выросла в среднем (по тренду) от 4.2°C до 4.8°C. Скорость роста увеличилась почти в 4 раза, составив 0.4°C за 10 лет.

В работе [Калавиччи, Башмачников, 2018] на основе использования массивов натуральных и спутниковых данных за 25-летний период (1993–2014 гг.) и модельных расчетов выявлены тенденции в изменчивости годовых атмосферных и океанических потоков, приходящих на западную границу Баренцева моря. Оказалось, что средние значения океанического потока тепла выше, чем атмосферного (в среднем

в 5 раз). Максимальные значения наблюдаются в холодный период года (январь–апрель), минимальные – в теплый период (июнь–август). Изменчивость величин потоков океанического и атмосферного тепла имеет устойчивый повышающийся тренд в течение всего рассматриваемого периода наблюдений. Это определяется ростом величин элементов, участвующих в формировании потоков: температуры воздуха и интенсивности западно-восточного переноса, температуры воды и скорости течений в соответствии с рисунком 4.3.8.

Изменчивость температурного режима региона. Повторяемость мягких, умеренных и суровых зим, выявленных на основе анализа температуры воздуха,

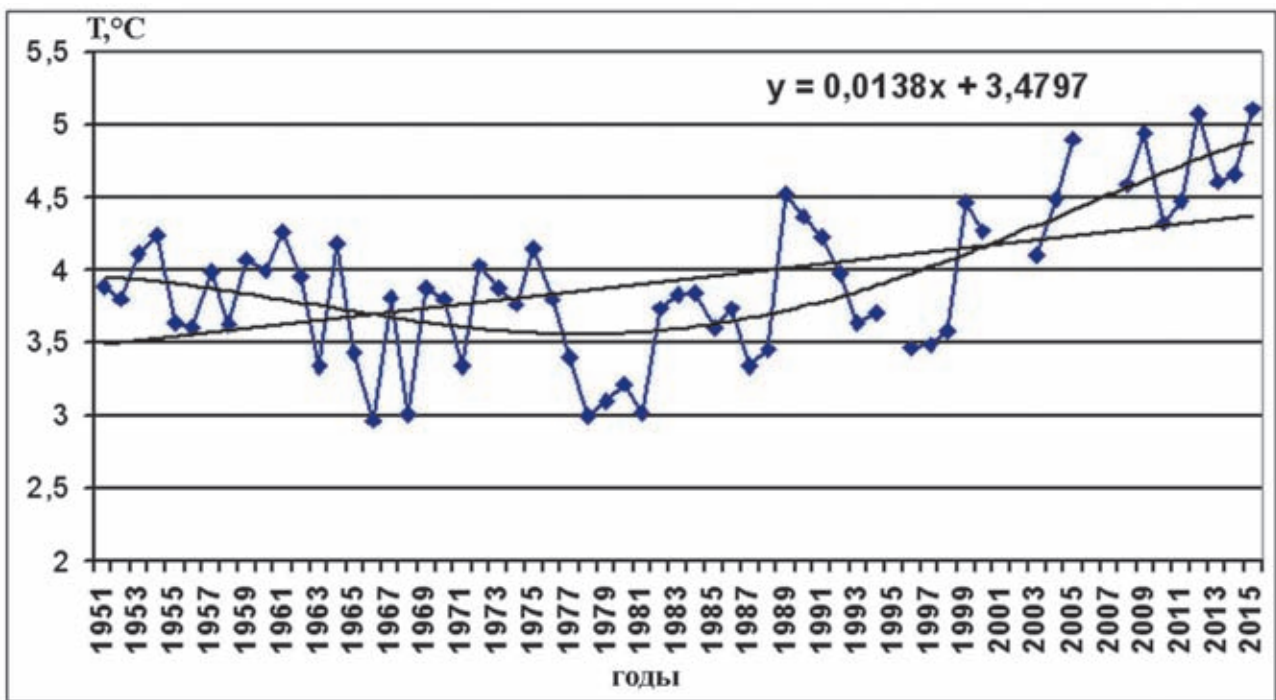


Рис. 4.3.7. Средняя годовая температура воды в центральной ветви Нордкапского течения на станциях 8–10 разреза «Кольский меридиан» в слое 50–200 м.

Прямая линия – линейный тренд уменьшения ледовитости за весь период наблюдений. Плавная сглаживающая – полиномиальная аппроксимация температуры



Рис. 4.3.8. Потоки тепла и скорость течения на западной границе Баренцева моря [Калавиччи, Башмачников, 2018]

как показывают исследования [Думанская, 2014], в целом соответствует повторяемости легких, средних и тяжелых условий в Баренцевом море. Для юго-восточной части Баренцева моря по 73-летнему ряду наблюдений на ГМС Нарьян-Мар в XX в. (с сезона 1927–1928 гг. по сезон 1999–2000 гг.) рассчитаны интервалы критериев суровости зим по суммам градусной мороза (в °C):

мягкая зима	<2030;
умеренная зима	2030–2790;
суровая зима	>2790.

За 73-летний период наблюдений за температурой воздуха в XX в. на юго-востоке моря было выявлено 16% мягких, 65% умеренных и 19% суровых зим.

Их повторяемость для первых 18 лет XXI в. составляет 33% мягких, 67% умеренных и 0% суровых зим. По сравнению с XX в. повторяемость мягких зим увеличилась на 17%, умеренных зим увеличилась на 2%, суровых зим уменьшилась на 19 %.

Анализ изменчивости температурного режима в Баренцевом море, выполненный в работе [Думанская, 2017], показал, что по данным наблюдений на ГМС Баренцева моря в течение 70 лет (с 1945 по 2015 г.) происходило постоянное уменьшение сезонных накопленных за холодный период сумм градусной мороза (СГДМ). Средняя скорость этого уменьшения на севере моря по данным ГМС Баренцбург составила 9.3°C в год, а на юге моря по данным ГМС Нарьян-Мар – 4.5°C в год. Причем в последний 30-летний период эта скорость была значительно (примерно в 4 раза) выше: 38.7°C в год в Баренцбурге и 15.0°C в год в Нарьян-Маре. Этот факт демонстрирует нелинейность изменчивости температуры воздуха в Баренцевом море и продолжение роста интенсивности потепления в этом районе Земли в настоящее время.

В работах [Гудкович, Карклин и др., 2008; Гудкович, Карклин и др., 2009] предложена гипотеза, объясняющая наблюдаемые климатические изменения эволюцией циркумполярного вихря (который существенно расширился к концу XX в.), вызванной колебаниями солнечной активности, выраженной количеством солнечных пятен. Связь данных актинометрических наблюдений с пятнообразовательной активностью Солнца установлена в работах [Абдусаматов, 2009; Hoyt, Schatten, 1993; Soon, 2005]. К концу XX в. северный циркумполярный вихрь, расширившись, распространил влияние на умеренные широты, через которые пролегли преобладающие траектории циклонов. Это, по мнению авторов работы [Бузин, Гудкович, 2011], создало условия для интенсивной адвекции тепла, влаги и ослабления господствующих здесь сезонных антициклонов. В результате зимой

значительно возросла температура воздуха над континентами и несколько понизилась – над северными областями Атлантического океана и над Баренцевым морем.

Однако исследования, проведенные после написания упомянутых статей, не подтвердили предположение о надвигающемся похолодании климата в баренцевоморском регионе.

Рост температуры тропосферы над Баренцевым морем в течение осенне-зимнего периода может быть связан не только с изменением глобальной атмосферной циркуляции, но и со значительным сокращением площади морских льдов.

Ветер северных направлений способствует повышению сплоченности морского льда вследствие его экспорта из внутренних районов Арктики и усиленному притоку холодных арктических вод из района между Шпицбергом и арх. Земля Франца-Иосифа. При восточных ветрах усиливается вынос холодных вод из Карского моря, с которыми севернее Новой Земли и через новоземельские проливы может поступать лед. Поэтому количество льда в Баренцевом море возрастает. Однако если в начале периода (1978–2016 гг.), анализируемого в работе [Михайлова, Юровский, 2017], ветры северных и южных направлений чередовались друг с другом в северном и восточном районах Баренцева моря, то, начиная с 2005 г., в этих районах устойчиво преобладают ветры южных и западных направлений.

Корреляционный анализ показал, что приземная температура воздуха и зональная составляющая скорости ветра являются основными факторами, регулирующими сплоченность морского льда на юго-востоке и северо-западе Баренцева моря. Коэффициент корреляции между сплоченностью морского льда и зональной составляющей скорости ветра (направленной с запада на восток) равен $R = -0.61$. При западном ветре возрастает скорость теплых течений и увеличиваются потоки тепла в юго-западную часть Баренцева моря, что способствует формированию отрицательных аномалий сплоченности, увеличению температур воздуха и поверхностного слоя моря, замедлению процессов льдообразования.

На ветровой режим влияет и миграция арктического фронта (АФ), пересекающего Баренцево море с запада на восток-юго-восток. Даже небольшое смещение арктического атмосферного фронта способно влиять на изменение площади и границы ледяного покрова Баренцева моря [Золотокрылин и др., 2014; Михайлов и др., 2015]. Положение АФ характеризуется минимумом поля приземного давления, максимальной повторяемостью центров циклонов и максимальными величинами горизонтальных гради-

ентов приземной температуры. По этим признакам авторы работы [Титкова и др., 2014] устанавливали положение АФ в промежутки времени 1981–2010 гг. и связывали изменчивость положения АФ со сплоченностью морского льда.

Период с 1981 по 2010 гг. был разбит на два интервала по 15 лет: 1981–1995 гг. (I период) и 1996–2010 гг. (II период). Во II периоде произошло углубление барической ложбины на 3 гПа в западной и центральной областях, что сопровождало усиление интенсивности циклонической деятельности в этом районе. При этом с 1981 по 2010 гг. прослеживались разнонаправленные тенденции изменения циклонической активности в западном (20–40° в. д.) и восточном (40–60° в. д.) секторах Баренцева моря. Наблюдался рост количества циклонов (на 25% за 30 лет по линейному тренду) над свободной ото льда поверхностью в западной части Баренцева моря и уменьшение количества циклонов на 10% в восточной части. Усиление интенсивности циркуляции над свободной ото льда поверхностью Баренцева моря при увеличе-

нии повторяемости западных составляющих ветра влечет за собой усиление Нордкапского течения, что приводит к притоку тёплых АВ и понижению ледовитости в западной части Баренцева моря.

На рис. 4.3.9 показано положение арктического фронта за два анализируемых отрезка времени и положение линии максимального градиента температуры на АТ 1000 гПа в период 1981–2010 гг. на фоне изменения сплоченности льда Баренцева моря во II периоде относительно I периода. В период II по сравнению с периодом I наблюдалась тенденция смещения зоны наиболее частой повторяемости циклонов на арктическом фронте к северу на 2° широты (около 200 км). При этом в южной части Баренцева моря вместе с потеплением произошло изменение ветрового режима, что выразилось в увеличении повторяемости ветров западной четверти относительно повторяемости ветров восточной четверти.

Смещение к северу наиболее часто повторяющихся траекторий центров циклонов сопровождалось уменьшением ледовитости Баренцева моря в

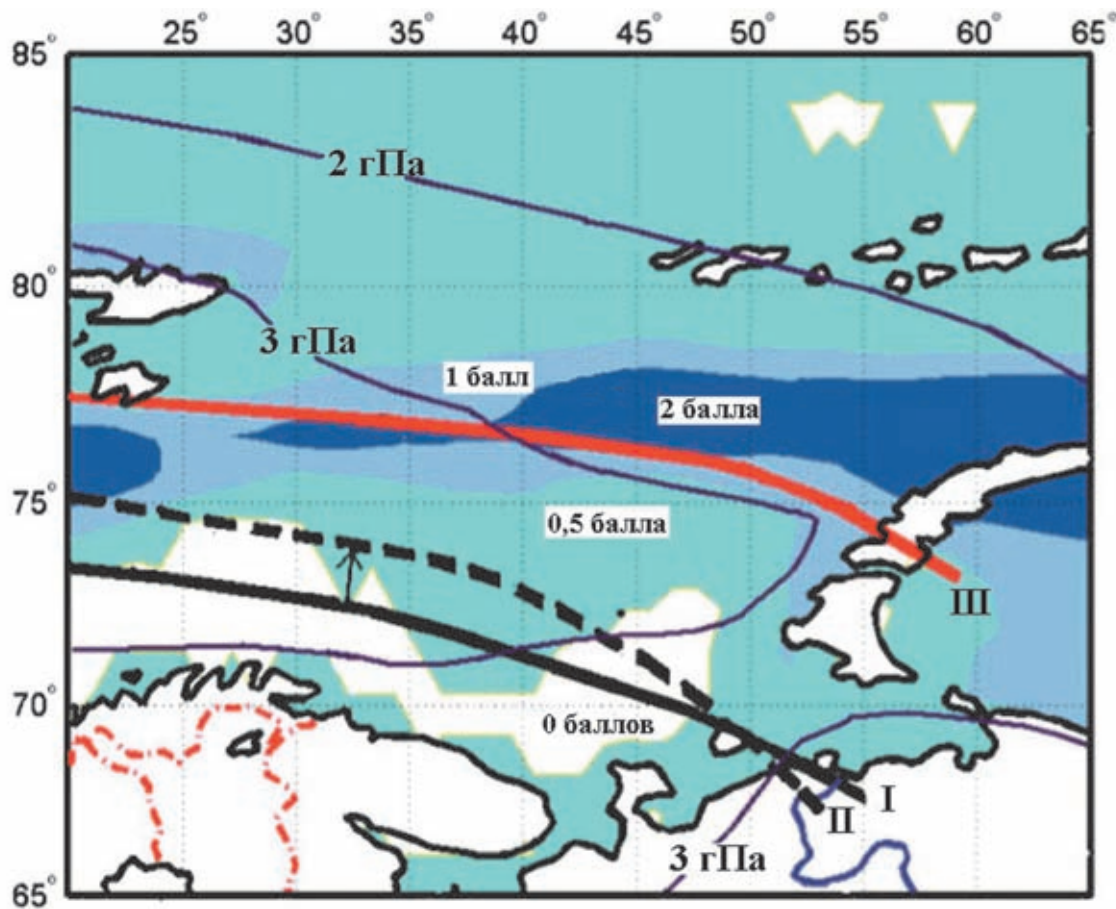


Рис. 4.3.9. Уменьшение сплоченности льда в Баренцевом море в зимние сезоны II периода относительно I периода (цвет, баллы); уменьшение поля приземного давления для тех же периодов (изолинии, гПа); линии максимального числа центров циклонов для I периода (I) и для II периода (II); линия максимального градиента температуры на АТ 1000 гПа в период 1981–2010 гг. (III) [Титкова и др., 2014]

западных и центральных районах на 1 балл за те же периоды (рис. 4.3.9). Зона максимального уменьшения сплоченности льда (на 2 балла) прослеживается в районе 77° с. ш.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

Даты ледовых фаз и продолжительность ледового периода в XXI веке существенно изменились: даты ледообразования, по сравнению с многолетними средними значениями, сдвинулись в сторону более поздних сроков на 4–11 дней, а даты очищения моря ото льда – в сторону более ранних сроков в среднем на 5–13 дней.

Полное очищение моря в летний период в XX в. на несколько декад наблюдалось в 7% случаев, а в XXI в. – в 39% случаев (увеличение – 32%). Наибольший сдвиг к северу кромки льда в XXI в. (рис. 4.1.6, б) наблюдается в апреле и сентябре (почти на 2° широты, т. е. около 200 км). Продолжительность ледового периода сократилась в среднем на 2–3 недели и составила для судоходной юго-восточной части моря 205–230 дней [Думанская, 2014].

Ледовитость Баренцева моря в момент максимального развития льда за 91-летний период наблюдений уменьшилась в среднем в соответствии с линейным трендом (рис. 4.3.3) с 72 до 54%. Скорость уменьшения ледовитости составила 2.0% за 10 лет. В XXI в. (в соответствии с более крутым 18-летним линейным трендом) скорость уменьшения ледовитости составляла 7.2% за 10 лет (средняя ледовитость уменьшилась с 58 до 45%). И это наибольшая скорость по сравнению с другими арктическими морями [Screen, Simmonds, 2010; Kern et al., 2010; Cavalieri, Parkinson, 2015].

Ледовитость юго-восточной части Баренцева моря в момент максимального развития льда за 91-летний период наблюдений уменьшилась в среднем в соответствии с линейным трендом (рис. 4.3.4) с 78 до 68%. Скорость уменьшения ледовитости составила 1.1% за 10 лет. В XXI в. скорость уменьшения ледовитости юго-восточной части моря составляла 8.3% за 10 лет (средняя ледовитость уменьшилась с 73 до 58%).

Средняя ледовитость Баренцева моря в месяц наибольшего развития ледяного покрова в начале XXI в. составила 50% (т. е. на 15% меньше, чем для полного ряда наблюдений), а юго-восточной части – 66% (т. е. на 6% меньше, чем для полного ряда наблюдения).

Сплоченность льда в Баренцевом море, как показано в работах [Бузин, Гудкович, 2011; Фролов и др., 2007], наиболее интенсивно уменьшается вдоль 77° с. ш. на востоке Баренцева моря. Коэффициент корреляции между сплоченностью льда и *температу-*

рой воздуха в северо-восточном районе моря составил $R = -0.94$, между сплоченностью льда и *температурой воздуха на юго-востоке моря* – $R = -0.92$.

Средняя толщина припайного льда (наибольшая за ледовый сезон) в Баренцевом море за первые годы XXI в. уменьшилась по данным разных ГМС на 1–11 см [Думанская, 2014].

О ЦИКЛИЧНОСТИ В ИЗМЕНЧИВОСТИ ЛЕДОВИТОСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

В статье [Бузин, Гудкович, 2011], довольно часто цитируемой при описании ледового режима Баренцева моря на рубеже XX и XXI вв., рассмотрена изменчивость среднегодовых значений ледовитости моря за период 1928–2007 гг., выявлен цикл, близкий к 60 годам, который представлен одним из основных ярко выраженных циклов, наблюдающихся в изменчивости ледовитостей всех арктических морей [Фролов и др., 2007; Фролов и др., 2009]. Авторы статьи придерживаются концепции, согласно которой климат Земли в масштабе десятков и сотен лет циклически изменяется в основном под воздействием естественных причин. Сравнительный анализ двух эпох потепления в Арктике (с кульминациями в периоды 1930–1950 гг. и 1987–2007 гг.), по мнению авторов, показал, что:

- в первую и во вторую эпохи потепления имело место уменьшение ледовитости в кульминационные 20-летия по сравнению с предшествующими им 20 годами;

- во вторую эпоху потепления, относящуюся к 1987–2007 гг., температура воздуха по сравнению с первой эпохой понизилась на большей части Северного Ледовитого океана (СЛО), в том числе в Баренцевом море, о чем свидетельствовал отрицательный линейный тренд температуры воздуха в районе ГМС Малые Кармакулы (рис. 4.3.10, а);

- градиент давления на створе Нарьян-Мар – Баренцбург, который проходит перпендикулярно преимущественному направлению перемещения циклонов из района Исландского минимума, имел понижающийся тренд; а поскольку уменьшение градиента давления на этом створе служит показателем уменьшения повторяемости западных (зональных) воздушных переносов (рост повторяемости юго-западных ветров в 1920-х гг. послужил В.Ю. Визе признаком начала эпохи потепления Арктики [Визе, 1923]), понижающийся тренд разности давления указывает на происходящее похолодание климата в регионе Баренцева моря;

- предвестником похолодания климата в Баренцевом море является и понижение температуры воздуха на разрезе «Кольский меридиан» (рис. 4.3.10, в);

– увеличение повторяемости восточных ветров привело к увеличению площади заприпайных полыней в районах ЗФИ и Новой Земли и сказалось на повышении температуры воздуха весной, что вместе с сокращением количества твердых осадков и толщины снега в восточных и северных районах моря [Александров и др., 2010; Брызгин и др., 2010], тем не менее, привело к смещению начала таяния в сторону более ранних сроков, уменьшению альбедо и понижению ледовитости моря в летний период.

Предположение о наступающем похолодании после 2007 г., также как и представления о 60-летнем цикле, изложенные в статье [Бузин, Гудкович, 2011], весьма уязвимы. Ошибочные выводы порождает использование коротких рядов наблюдений за параметрами арктической природной среды. К сожалению, длинные ряды для Арктики пока не накоплены. Кроме того, как показывают исследования, наступление времени максимальной интенсивности западно-восточного переноса не

совпадает со временем минимальной ледовитости Баренцева моря.

В работах [Думанская, 2014; 2015] было сделано предположение о том, что в пределах обширных территорий изменчивость природных явлений подвержена влиянию единых циклов (являющихся, вероятно, результатом внешнего гравитационного воздействия). Периоды циклов были определены по ряду приземной температуры воздуха в Санкт-Петербурге, для которого имелось наибольшее в России число наблюдений. Разложению на гармоники (синусоиды) подвергался 200-летний ряд отклонений СГДМ от генерального тренда. При этом генеральный тренд также описывался синусоидой, наиболее соответствующей полиномиальному тренду второго порядка. Всего была выделена 31 синусоида. Было обращено внимание на близость периодов отдельных найденных гармоник с периодами колебания гравитационных воздействий (орбитальных периодов) Юпитера, Сатурна, Урана, Нептуна, а также

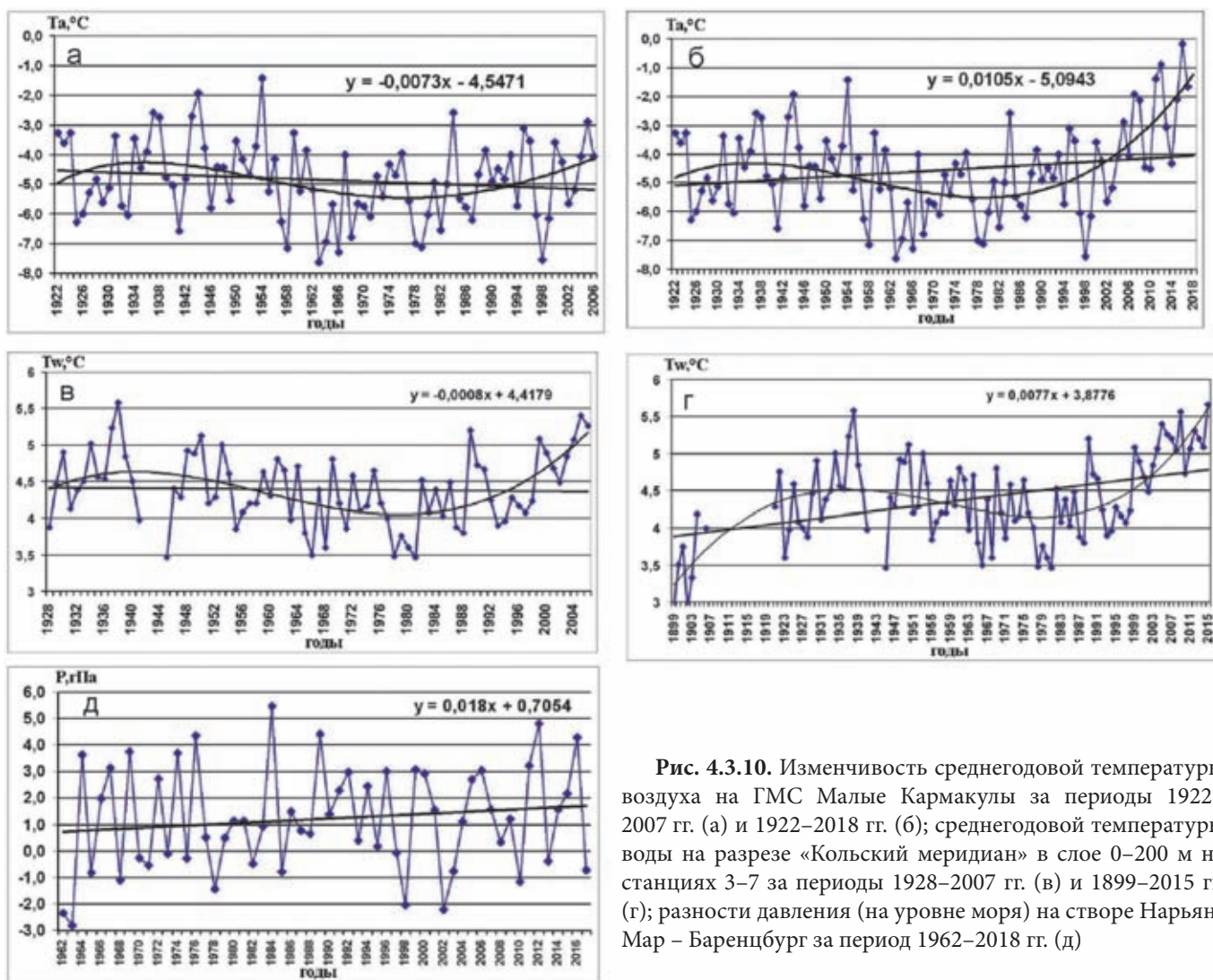


Рис. 4.3.10. Изменчивость среднегодовой температуры воздуха на ГМС Малые Кармакулы за периоды 1922–2007 г. (а) и 1922–2018 г. (б); среднегодовой температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» в слое 0–200 м на станциях 3–7 за периоды 1928–2007 г. (в) и 1899–2015 г. (г); разности давления (на уровне моря) на створе Нарьян-Мар – Баренцбург за период 1962–2018 г. (д)

с циклами солнечной активности. Кроме того, была доказана согласованность изменчивости сумм градусной мороза в Санкт-Петербурге аппроксимированной генеральной гармоникой с периодом 1008.80 года с палеоклиматическими представлениями.

Одной из наиболее сильных гармоник, коэффициенты корреляции между значениями которой и параметрами различных природных процессов значимы, является синусоида с периодом 84.07 года (который оказался близким к орбитальному периоду Урана, равному 84.02 года). По всей вероятности именно эта гармоника (а не 60-летняя), накладывающаяся на длиннопериодную тысячелетнюю гармонику, описывает основные изменения ледовитости Баренцева моря. На рис. 4.3.3 видно, что ледовитость после 2007 г. продолжала уверенно уменьшаться, и, если наши предположения правильны, то кульминацию потепления после 1930–1940 гг. следует ожидать в 2019–2029 гг. (а не в 1987–2007 гг.), после чего может начаться 40-летнее относительное похолодание, тем не менее, наложенное на продолжающийся длиннопериодный тренд потепления климата, следовательно, мало вероятно, что будут наблюдаться столь же суровые зимы, как в 1960–1980-е годы. Увеличение ряда наблюдений (после 2007 года) не подтвердило также факты уменьшения температуры воздуха на

ГМЦ Малые Кармакулы (рис. 4.3.10, б), уменьшения температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» (рис. 4.3.10, г) и уменьшения разности давления на створе Нарьян-Мар – Баренцбург (рис. 4.3.10, д).

В целом для евро-атлантического сектора, включающего акваторию Баренцева моря, наиболее объективно можно проследить изменчивость западно-восточного переноса, используя данные о повторяемости формы W-циркуляции (по классификации Г.Я. Вангенгейма и А.А. Гирса [Вангенгейм, 1952; Гирс, 1974]), для которой характерно частое прохождение атлантических циклонов, большая разность давлений между Азорским максимумом и Исландским минимумом, преобладание западно-восточного переноса. Последние годы над европейской частью России преобладает форма циркуляции W. На рисунке 4.3.11 показана многолетняя изменчивость повторяемости этой формы циркуляции (в днях) для холодного периода года (ноябрь–апрель). Полиномиальный тренд этой характеристики демонстрирует близость периода цикла к 84 годам.

Процессы в Баренцевом море, располагающемся на северо-восточной периферии евро-атлантического сектора, отстают по степени роста (или падения) интенсивности от глобального роста интенсивности западно-восточного переноса в этом секторе

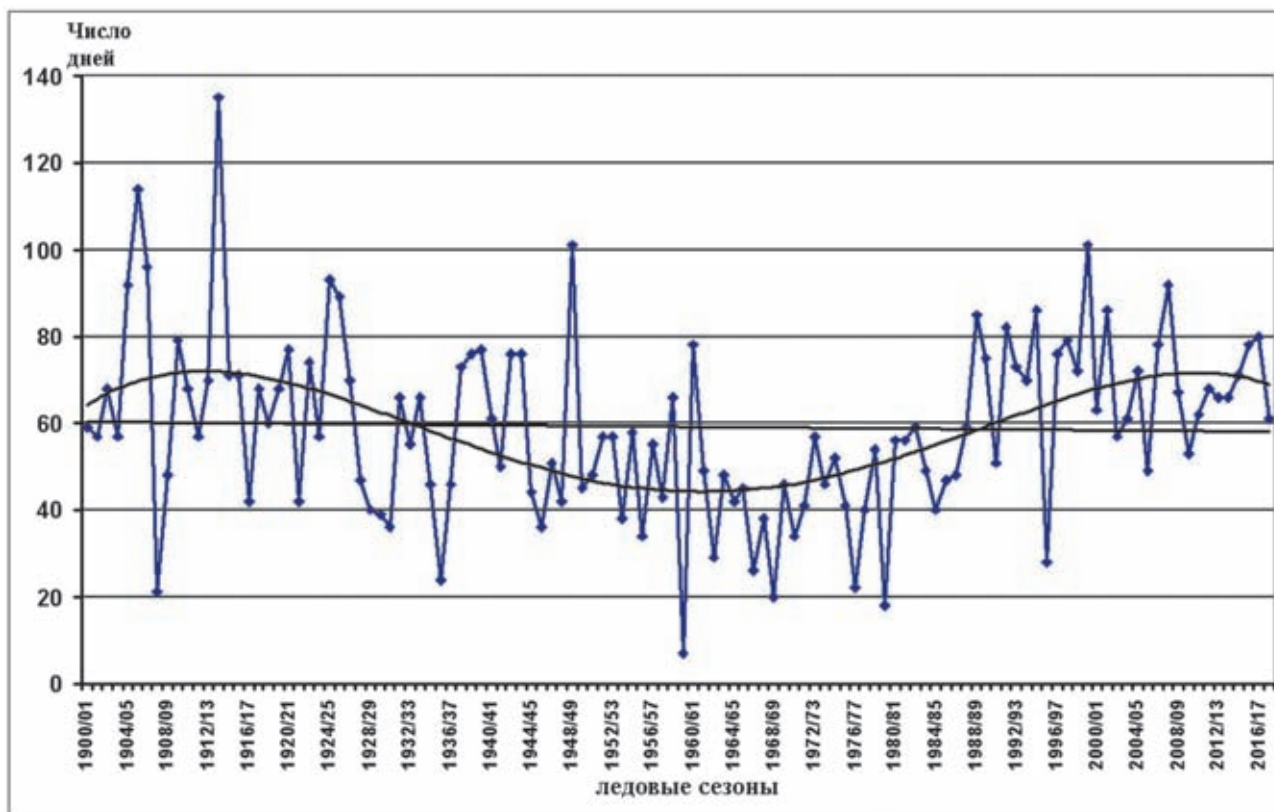


Рис. 4.3.11. Многолетняя изменчивость повторяемости формы атмосферной циркуляции W (в днях) для холодного периода года (ноябрь–апрель)

(табл. 4.3.3). Так, минимальная разность давления между Нарьян-Маром и Баренцбурггом наблюдается через 9 лет после достижения максимума повторяемости атмосферной циркуляции формы W в евро-атлантическом секторе, максимум температуры воздуха в районе Малых Кармакул запаздывает на 17 лет, а максимум температуры воды на разрезе «Кольский меридиан», так же как и минимум ледовитости Баренцева моря, наблюдаются лишь через

20–22 года, т. е. в то время, когда повторяемость атмосферной циркуляции формы W в евро-атлантическом секторе, а также разница давлений между Нарьян-Маром и Баренцбурггом уже находятся в стадии падения. Таким образом, проходит немало лет, прежде чем температура атлантической водной массы и ледовитость Баренцева моря максимально откликаются на смену атмосферных макроциркуляционных процессов.

Таблица 4.3.3. Кульминационные десятилетия для изменчивости различных параметров природной среды в баренцевоморском регионе и их запаздывание относительно максимума интенсивности западно-восточного переноса ($\max_{3-В}$)

Параметр	Аномалия	Период (годы)	Аномалия	Период (годы)	Аномалия	Период (годы)	Запаздывание относительно $\max_{3-В}$ (годы)
Повторяемость формы атмосферной циркуляции W	max	1913–1923	min	1955–1965	max	1997–2007	0
Разница давлений между Нарьян-Маром и Баренцбурггом	max	н.д.	min	1964–1974	max	2006–2016	9
Средняя годовая температура воздуха в Малых Кармакулах	max	1930–1940	min	1972–1982	max	2014–2024	17
Средняя годовая температура воды на разрезе «Кольский меридиан»	max	1933–1943	min	1975–1985	max (ождается)	2017–2027	20
Ледовитость Баренцева моря	min	1935–1945	max	1977–1987	min (ождается)	2019–2029	22

ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ В ЗИМНИЙ СЕЗОН 2018–2019 гг.

В ледовый сезон 2018–2019 гг. в Баренцевом море наблюдалась типичная для начала XXI века мягкая зима. Сумма градусодней мороза в Нарьян-Маре составила всего лишь 1755°C. Осенью 2018 г. ледообразование, как в районе ЗФИ, так и у материкового побережья юго-восточной части моря началось в первой декаде ноября, что для ЗФИ – более чем на месяц позже нормы, а для материкового побережья – на 10–15 дней позже нормы.

В момент максимального развития ледяного покрова ледовитость всего моря составляла 56%, что на 9% меньше нормы, а ледовитость его юго-восточной части – 57%, что на 15% меньше нормы. При этом толщина припайного льда по данным станций была на 5–15 см меньше нормы.

На рисунке 4.3.12 отображена ледовая обстановка в Баренцевом море в середине марта 2019 г. Освобождение юго-восточной части моря ото льда в

2019 г. произошло в ранние сроки – на 10–15 дней раньше нормы. Таким образом, продолжительность ледового периода на трассе Белое море – Карские Ворота была примерно на месяц меньше нормы, соответствующей умеренной зиме.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ количественных изменений ледовых параметров Баренцева моря, а также факторов, влияющих на формирование ледяного покрова, показал, что в XXI веке:

1. Повторяемость мягких зим увеличилась на 17%, повторяемость суровых зим уменьшилась на 19%.

2. Продолжалось постоянное уменьшение сезонных (накопленных за холодный период) сумм градусодней мороза (СГДМ), причем скорость этого уменьшения существенно возросла.

3. Над всей акваторией моря преобладали ветры западных и южных направлений.

4. Над западной частью моря наблюдался рост ко-

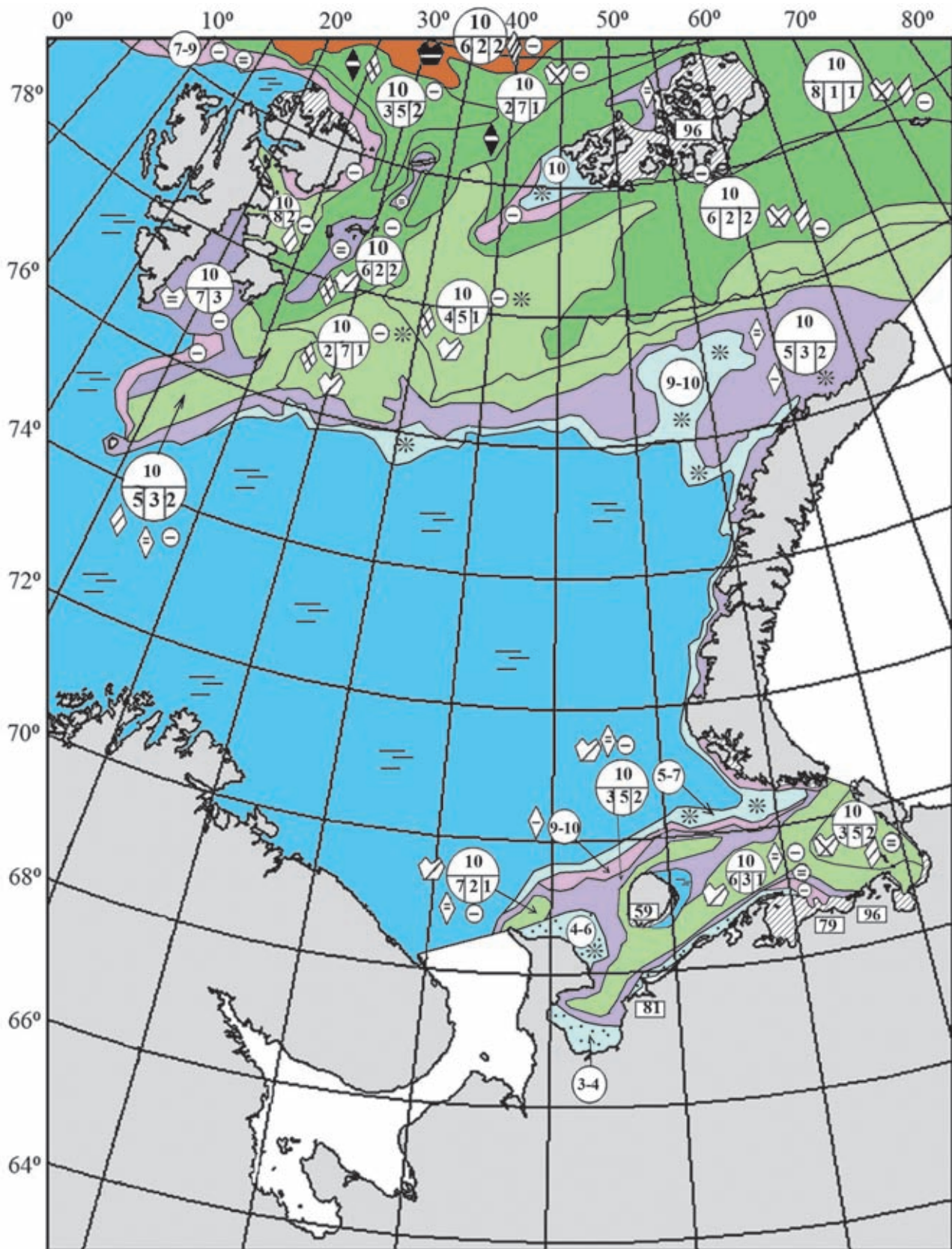


Рис. 4.3.12. Ледовая обстановка в Баренцевом море в середине марта 2019 г.

личества циклонов (на 25%), при этом арктический фронт, а также траектории большей части циклонов, сместились к северу на 2° широты (около 200 км).

5. Существенно увеличилась температура воздуха на ГМС Малые Кармакулы, температура воды на разрезе «Кольский меридиан», атмосферный и океанский потоки тепла, а также скорость течений на западной границе Баренцева моря.

6. На всей акватории произошло уменьшение средней сплоченности льда на 0.5–2.0 балла, причем наибольшее изменение зафиксировано в районе параллели 77° с. ш. (на 2 балла).

7. Даты ледообразования сдвинулись в сторону более поздних сроков на 4–11 дней, а даты очище-

ния моря ото льда – в сторону более ранних сроков в среднем на 5–13 дней. Продолжительность ледового периода сократилась в среднем на 2–3 недели.

8. Скорость уменьшения ледовитости составляла 7.2% за 10 лет (средняя ледовитость уменьшилась с 58 до 45%); это наибольшая скорость по сравнению с другими арктическими морями.

9. Толщина припайного льда по данным ГМС юго-восточной части моря уменьшилась на 1–11 см.

10. Изменчивость ледовитости носит циклический характер, предположительно, период цикла близок к 84 годам, что соответствует орбитальному периоду Урана, минимум ледовитости после 1935–1945 гг. следует ожидать в период 2019–2029 гг.

4.4. Спутниковая альтиметрия Баренцева моря

С.А. Лебедев^{1,2}, А.Г. Костяной³, С.К. Попов⁴

¹ Геофизический центр РАН, Москва

² Майкопский государственный технологический университет, Майкоп

³ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

⁴ Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва

Данные спутниковой альтиметрии используются для исследования изменчивости уровня моря и отступления кромки льда в Баренцевом море в 1992–2018 гг. В этом исследовании использовались данные со спутников ERS-1/2, ENVISAT, SARAL/AltiKa и Sentinel-3A/3B. В этот период наблюдалась тенденция к повышению уровня моря со скоростью около 2.31 мм/год, что привело к общему повышению уровня в Баренцевом море примерно на 6 см. Линейные тренды изменения уровня моря колебались от 1.84 мм/год в июле до 4.29 мм/год в сентябре. Средняя скорость отступления кромки льда вдоль треков в северо-восточном направлении составляет 10.9 км/год за тот же период. Было обнаружено, что скорость смещения кромки льда имеет тенденцию к увеличению на 0.30 км/год на градус по долготе в восточном направлении. Таким образом, отступление кромки льда вдоль «восточных» треков происходит быстрее, чем вдоль «западных», что, вероятно, объясняется изменением динамики вод в Баренцевом море.

Ключевые слова: Баренцево море, спутниковая альтиметрия, положение кромки льда, уровень моря.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(16)

ВВЕДЕНИЕ

Около 90% всей площади арктического шельфа России, составляющего 5.2–6.2 млн км², приходится на перспективные нефтегазоносные области. В том числе 2 млн км² – в Западной Арктике на шельфе Баренцева и Карского морей (включая Обскую и Тазовскую губы), где потенциальные ресурсы углеводородного сырья составляют 50–60 млрд м³ [Zonn et al., 2017]. Даже при низкой геологической и геофизической изученности на шельфе Баренцева моря открыто 11 месторождений, в том числе 4 нефтяных (Приразломное, Долгинское, Варандейское, Медыньское), 3 газовых (Мурманское, Лудловское, Северо-Кильдинское), 3 газоконденсатных (Штокмановское,

Поморское, Ледовое) и одно нефтегазоконденсатное (Северо-Гуляевское). Одно только Штокмановское месторождение – крупнейшее в мире, содержит около 4000 млрд м³ газа [Чупров, 2008].

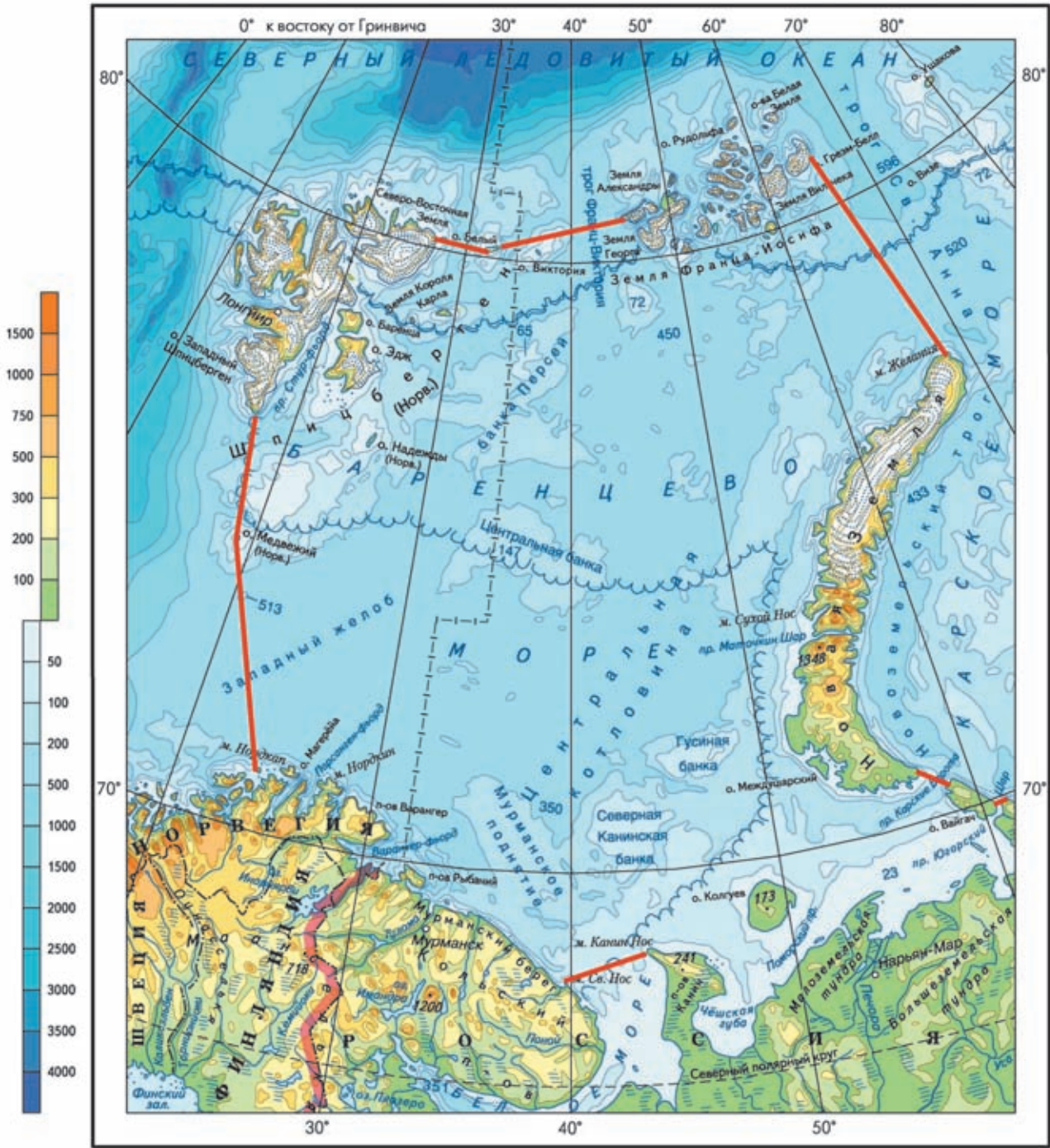
Сегодня освоение Арктики требует новых подходов, обеспечивающих рациональное недропользование и охрану природы на основе современной науки и технологий [Мастепанов, 2014], и, прежде всего, использования данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ).

Спутниковая альтиметрия в настоящее время является единственным методом ДЗЗ, который позволяет исследовать уровень режим как Мирового океана и внутренних морей, так и морей арктического шельфа Российской Федерации (в первую

очередь Белого и Баренцева морей). Эти моря характеризуются сложными гидродинамическими, приливными, ледовыми и метеорологическими режимами [Родионов, Костяной, 1998; Kostianoy et al., 2004], что обуславливает особенности обработки данных спутниковой альтиметрии для этого региона [Lebedev et al., 2011].

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Особенности гидрологического режима Баренцева моря (рис. 4.4.1) обусловлены физико-географическими характеристиками (табл. 4.4.1), особенностями водного (табл. 4.4.2) и ледового баланса (табл. 4.4.3) этого моря, которые в первую очередь влияют на их уровенный режим.



Масштаб 1:12 500 000

Рис. 4.4.1. Физическая карта Баренцева моря. Красная линия показывает его границы

Таблица 4.4.1. Физико-географические характеристики Баренцева моря [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990; Jakobsson et al., 2004; Marchenko, 2012]

Характеристика	Баренцево море
Площадь, тыс. км ²	1405–1512
Объем, тыс. км ³	282–316
Средняя глубина, м	186–222
Максимальная глубина, м	513
Площадь водосбора, тыс. км ²	668

Таблица 4.4.2. Составляющие водного баланса морей Западной Арктики, км³/год [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990; Михайлов, 1997; Вода России, 2000; Rachold et al., 2004]

Приходная часть	Речной сток	233–263
	в том числе	
	р. Печора	131–139
	р. Печенга	22.5
	реки о. Шпицберген ¹	35.5
	реки о. Новая Земля ¹	32.5
	реки о. Земля Франца-Иосифа ¹	3.65
	Водообмен	2700–2731
	из Белого моря	2200–2231
	из Норвежского моря	72.6–146.6
	в том числе	
м. Нордкап – о. Медвежий	49–74	
о. Медвежий – о. Шпицберген	23.2–72.6	
из Карского моря (м. Желания – о. Сальм)	500	
Осадки	796	
Расходная часть	Водообмен	2390
	в Белое море	2000
	в Карское море	390
	в том числе	
	пр. Карские ворота	350
	пр. Югорский шар	40
Испарение	411	

Колебания уровня Баренцева моря связаны в основном с приливо-отливными и сгонно-нагонными явлениями, а в устьевых участках рек также с весенними половодьями.

Речной сток в Баренцево море (табл. 4.4.2) невелик по отношению к его объему (табл. 4.4.1). На 90% он сосредоточен в юго-восточной части, которая часто называется Печорским морем [Родионов, Костяной, 1998]. Сток реки Печора составляет 70% суммарного притока в море за год. На северное побережье Норвегии и берег Кольского полуострова при-

Таблица 4.4.3. Составляющие ледового баланса морей Западной Арктики, км³ [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990]

Приходная часть	Всего	201.7–291.91
	из Белого моря	13.6–31.31
	из Карского моря	144.6–202.6
	в том числе	
	о. Земля Франца-Иосифа – о. Новая Земля	140–198
	пр. Карские ворота	4.6
Расходная часть	о. Шпицберген – о. Земля Франца-Иосифа	43.5–58
	Всего	53.4–84
	в Карское море	53.4–84
	в том числе	
	о. Шпицберген – о. Земля Франца-Иосифа	32–33
	пр. Карские ворота	21.4–51

ходит всего около 10% речного стока. Здесь в море стекают небольшие реки горного типа, например, Тулома, Печенга, Западная Лица, Кола, Териберка, Воронья, Рында, Иоканга и т. д. [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990; Михайлов, 1997; Вода России, 2000].

Приливы. Приливы в Баренцевом море вызываются главным образом атлантической приливной волной, которая вступает в море с запада между м. Нордкап и Шпицбергенем и движется к Новой Земле. В северные окраины моря поступает приливная волна из Арктического бассейна.

Приливы, как правило, правильные полусуточные. В юго-восточной части моря на отдельных участках наблюдаются неправильные полусуточные и неправильные суточные приливы. Высота прилива в юго-западной части моря увеличивается с запада на восток от 2.4 до 3.8 м. В юго-восточной части Баренцева моря (от м. Канин Нос к проливам Карские

ворота и Югорский шар) высота прилива убывает от 4 до 0.5 м. К северу высота приливов уменьшается (у Шпицбергена она равна 1–2 м, у Земли Франца-Иосифа – 20–30 см). Это объясняется рельефом дна, конфигурацией берегов и интерференцией приливных волн, приходящих из Атлантического и Северного Ледовитого океанов [Добровольский, Залогин, 1982].

Остаточные приливные явления. В результате нелинейного взаимодействия основных волн прилива в Баренцевом море появляются обертоны остаточных эффектов долгопериодных и короткопериодных приливных гармоник. Механизмы возникновения нелинейных остаточных приливных явлений связаны с тремя типами нелинейных эффектов: конвективной нелинейностью, фрикционной нелинейностью, обусловленной квадратичным законом донного трения, и мелководной нелинейностью [Сгибнева, 1981].

В результате нелинейных приливных явлений и нелинейного взаимодействия основных приливных волн (M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , P_1 , Q_1) возникает множество дополнительных приливных гармоник [Каган, Романенков, 2007]

По результатам численного моделирования (май 2008) суммарная амплитуда нелинейных гармоник (рис. 4.4.2) в Баренцевом море в среднем составляет около 10% от общей высоты прилива. Максимальное значение (более 25%) наблюдается над Центральной банкой и вдоль юго-восточного и южного побережий

Новой Земли. Большое влияние нелинейных волн приурочено к амфидромическим и узловым точкам полусуточных волн [Lebedev et al., 2011].

Сгонно-нагонные колебания. На большей части побережья Северного Ледовитого океана сгонно-нагонные колебания уровня воды значительно больше, чем приливы и отливы. Сильные и продолжительные ветры вызывают наиболее значительные (до 3 м) сгонно-нагонные колебания уровня Баренцева моря у Кольского побережья и у Шпицбергена (порядка 1 м), меньшие величины (до 0.5 м) наблюдаются у берегов Новой Земли и в юго-восточной части моря [Гидрометеорология..., 1990].

Волнение. Волнение в арктических морях зависит от ветрового режима и ледовых условий. В целом ледовый режим в Северном Ледовитом океане неблагоприятен для развития волновых процессов. На распространение ветровых волн и зыби значительное влияние оказывают изрезанность береговой линии, наличие многочисленных островов, а также сильные приливные течения. Последние, в случае распространения волн навстречу потоку, могут увеличивать высоту волны более чем в два раза. Попутное течение, наоборот, уменьшает высоту до полутора раз.

Баренцево море – одно из самых штормовых в Мировом океане. Зимой здесь развиваются штормовые явления, при которых в открытом море высота волн доходит до 10–11 м. Наиболее высокие волны на юго-востоке образуются при северных и северо-восточных ветрах, их высота может превышать 10 м [Гидрометеорология..., 1990].

Ледовитость. В отличие от западной и центральной частей, юго-восточная часть Баренцева моря покрывается льдом. Обычно льдообразование начинается во второй половине октября, но в зависимости от текущих погодных условий и теплозапаса моря сроки образования ледяного покрова сильно колеблются. Процесс замерзания направлен с востока на запад; таяние льдов происходит главным образом в обратном направлении. Обычно очищение ото льда начинается в апреле и за-

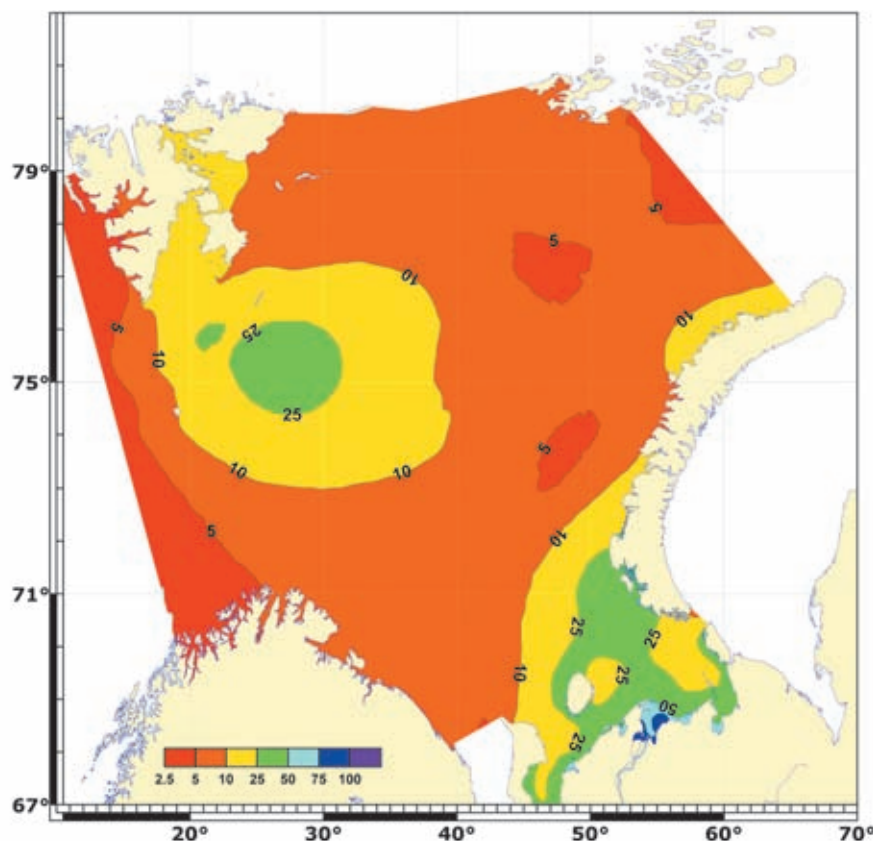


Рис. 4.4.2. Отношение в % суммы амплитуд нелинейных гармоник к сумме амплитуд основных волн прилива в Баренцевом море [Lebedev et al., 2011]

канчивается в июле, хотя в отдельные годы этот процесс может смещаться на 2–3 месяца. В зависимости от гидрометеорологических условий длительность ледового периода составляет от 6 до 10 месяцев. Под воздействием течений и циркуляции атмосферы ледяные поля находятся в постоянном движении. Скорость дрейфа льда зависит от сочетания направлений течений и ветра и может достигать 0.8–1 м/с [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990].

ДАННЫЕ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Для анализа гидрологического режима Баренцева моря наиболее оптимальными являются данные спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa с периодом повторения изомаршрутного цикла 35 дней и данные спутников Sentinel-3A/3B с периодом повторения изомаршрутного цикла 27 дней (рис. 4.4.3).

Массив данных спутника ERS-1 [Gilbert et al., 2014] представляет собой прерывный, но длинный по времени ряд измерений Фазы C (апрель 1992 г. – декабрь 1993 г.) и Фазы G (апрель 1995 г. – июнь 1996 г.) с возможностью его продления данными спутника ERS-2 [Gilbert et al., 2014] (апрель 1995 г. – июнь 2002 г.), спутника Envisat [ENVISAT..., 2007] (март 2002 г. – апрель 2012 г.) и спутника SARAL/AltiKa [Bronner et al., 2016] (февраль 2013 г. – настоящее время). Так как параметры орбиты спутников Sentinel-3A (февраль 2016 г. – настоящее время) и Sentinel-3B (апрель 2018 г. – настоящее время) [Along-track..., 2019] отличаются от параметров орбиты предыдущих спутников, то объединить с данными спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa в единый временной

ряд не получается. Объединение возможно только в точках пересечения треков первой и второй группы спутников.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Обработка данных спутниковой альтиметрии проводилась с применением программного обеспечения Интегрированной базы данных спутниковой альтиметрии (ИБДСА) – с учетом всех необходимых поправок [Лебедев, Костяной, 2005; Лебедев, 2016].

При обработке данных альтиметрических измерений выше перечисленных спутников использовались следующие поправки:

– поправка на «сухую» атмосферу dh_{dry} , рассчитанная по модели Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) [Uppala et al., 2005],

$$dh_{dry} = 2,277 \cdot P_{surf} (1 + 0.0026 \cos(2\varphi)),$$

где P_{surf} – атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности, φ – широта точки надира;

– поправка на влажность dh_{wet} также рассчитывалась по модели ECMWF

$$dh_{wet} = - \left(a_1 \int_{P_{sat}}^{P_{surf}} q dP + a_2 \int_{P_{sat}}^{P_{surf}} \frac{q}{T} dP \right) (1 + 0.0026 \cos(2\varphi)),$$

где q – удельная влажность воздуха, T – температура воздуха, P_{sat} – атмосферное давление на высоте спутника, a_1 и a_2 – коэффициенты, определяемые при

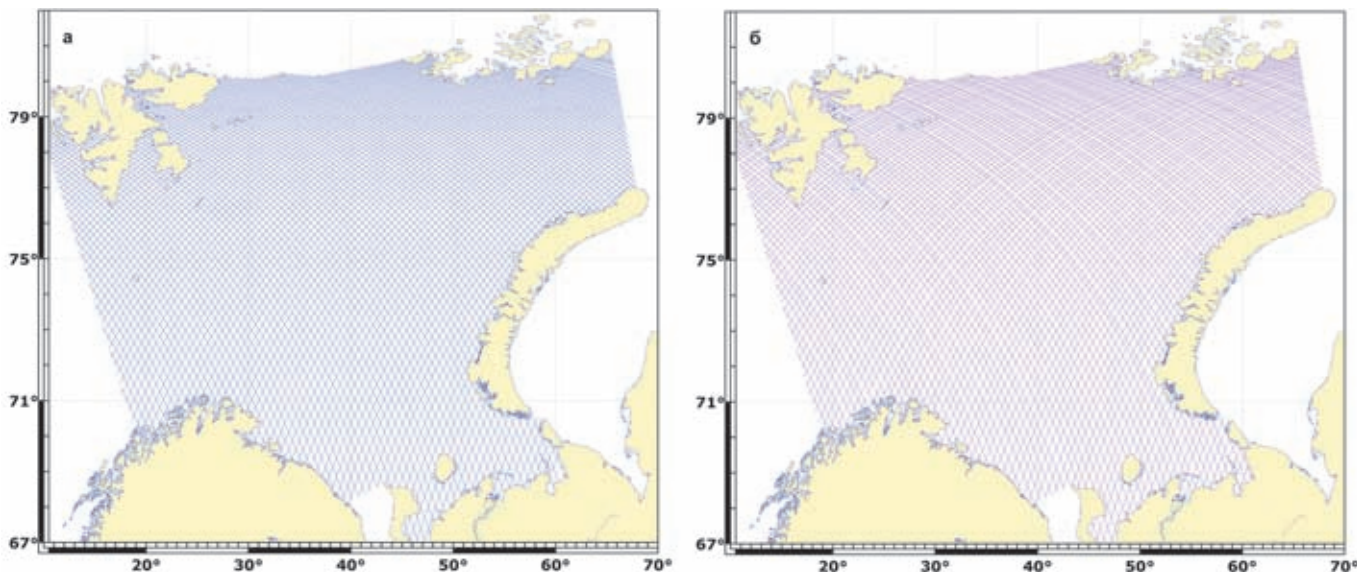


Рис. 4.4.3. Положение треков спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa (а) с периодом повторения 35 дней и спутников Sentinel-3A/3B (б) с периодом повторения 27 дней на акватории Баренцева моря

калибровке бортового микроволнового радиометра, измеряющего в надир [Stum, 1994];

– ионосферная поправка рассчитывалась по модели NOAA Ionosphere Climatology 2009 (NIC09) [Scharroo, Smith, 2010]. Эта поправка доступна для всех альтиметров как одночастотных, так и двухчастотных;

– поправка на состояние подстилающей поверхности или электромагнитное смещение (electromagnetic bias – EMB) рассчитывалась по модели [Tran et al., 2010];

– поправка обратного барометра

$$dh_{inv} = -9.948(P_{surf} - P_0),$$

где $P_0=1013.3$ мбар – нормальное атмосферное давление, соответствующее невозмущенной поверхности океана;

– на первом этапе поправка на морские приливы и нагрузка на дно для расчёта систематической ошибки рассчитывалась по глобальной модели приливов Global Ocean Tide 4.10 (GOT4.10) [Stammer et al., 2014];

– поправка на приливы в земной коре, рассчитанные по модели [McCarthy, Petit, 2004];

– поправка на полюсный прилив [Petit, Luzum, 2010].

Аномалии высот морской поверхности рассчитывались относительно модели средних высот морской поверхности DTU13 MSS [Andersen et al., 2015].

СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ОШИБКА

Объединение данных спутников ERS-2 и Envisat в единый ряд альтиметрических измерений требует проведения анализа данных за временной интервал работы спутников в режиме тандема. Такой режим работы предполагал, что спутники имеют одинаковые параметры орбиты, треки спутников совпадают, а разница по времени в пролете одного спутника за другим минимальна. Для спутников ERS-1 и ERS-2

эта разница составляет 35 мин, а для спутников ERS-2 и Envisat – 30 мин.

Поскольку Баренцево море характеризуется приливным гидрологическим режимом, то учет приливной поправки, рассчитанной по одной приливной модели для спутников, работающих в режиме тандема, является обязательным. Расчёт систематической ошибки проводился по сравнению временных рядов в точках, расположенных вдоль трека (рис. 4.4.4), когда спутники работали в режиме тандема.

Для акватории Баренцева моря анализ показал, что измерения высот морской поверхности, проводимые альтиметром спутника ERS-2 с учетом приливной поправки (по модели GOT4.10) и поправки обратного барометра, превышают измерения спутника ERS-1 в среднем на 1.37 ± 0.4 см (рис. 4.4.5, а). Коэффициент корреляции между данными составил 0.743. Систематическая ошибка между измерениями Envisat и ERS-2 с учетом приливной поправки (по модели GOT4.10) и поправки обратного барометра составляет -1.78 ± 0.65 см, а коэффициент корреляции – 0.861 (рис. 4.4.5, б). В Печорском море в районе пролива Югорский шар она составляет -5.43 ± 1.38 см.

Учет систематической ошибки при обработке данных спутниковой альтиметрии позволит повысить точность этих данных при их объединении в единый временной ряд для анализа гидрологического режима Баренцева моря.

РЕГИОНАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ПРИЛИВОВ И ЕЕ ВЕРИФИКАЦИЯ

Гидродинамическое моделирование широко применяется как для исследования глобальных приливных движений в Мировом океане в целом, так и в отдельных его районах, на континентальном шельфе, в эстуариях и устьях рек. Моделированию приливов именно в Баренцевом море посвящены, например, работы [Gjevik, Straume, 1989; Kowalik, Proshutinsky,

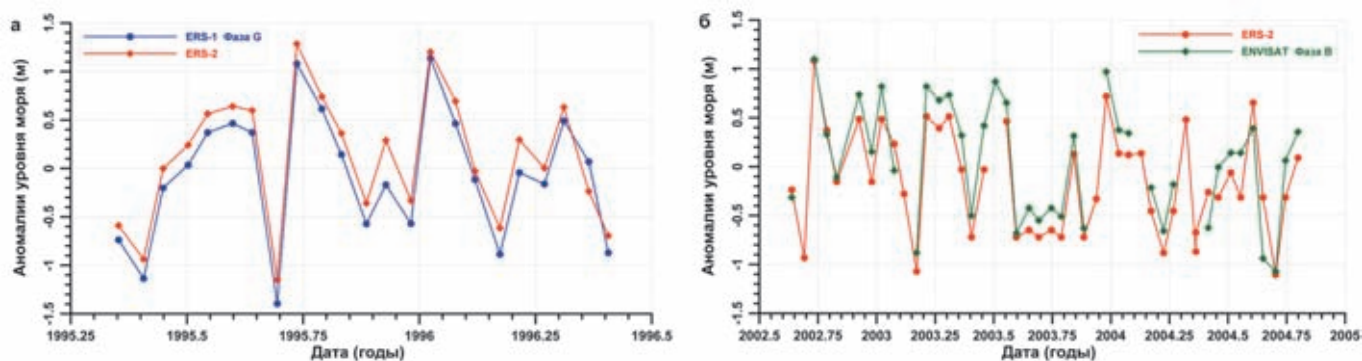


Рис. 4.4.4. Временная изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1 и ERS-2 (а) и ERS-2 и Envisat (б) в точке пересечения 180 и 461 треков, расположенной вблизи уровня поста Вардё (Норвегия)

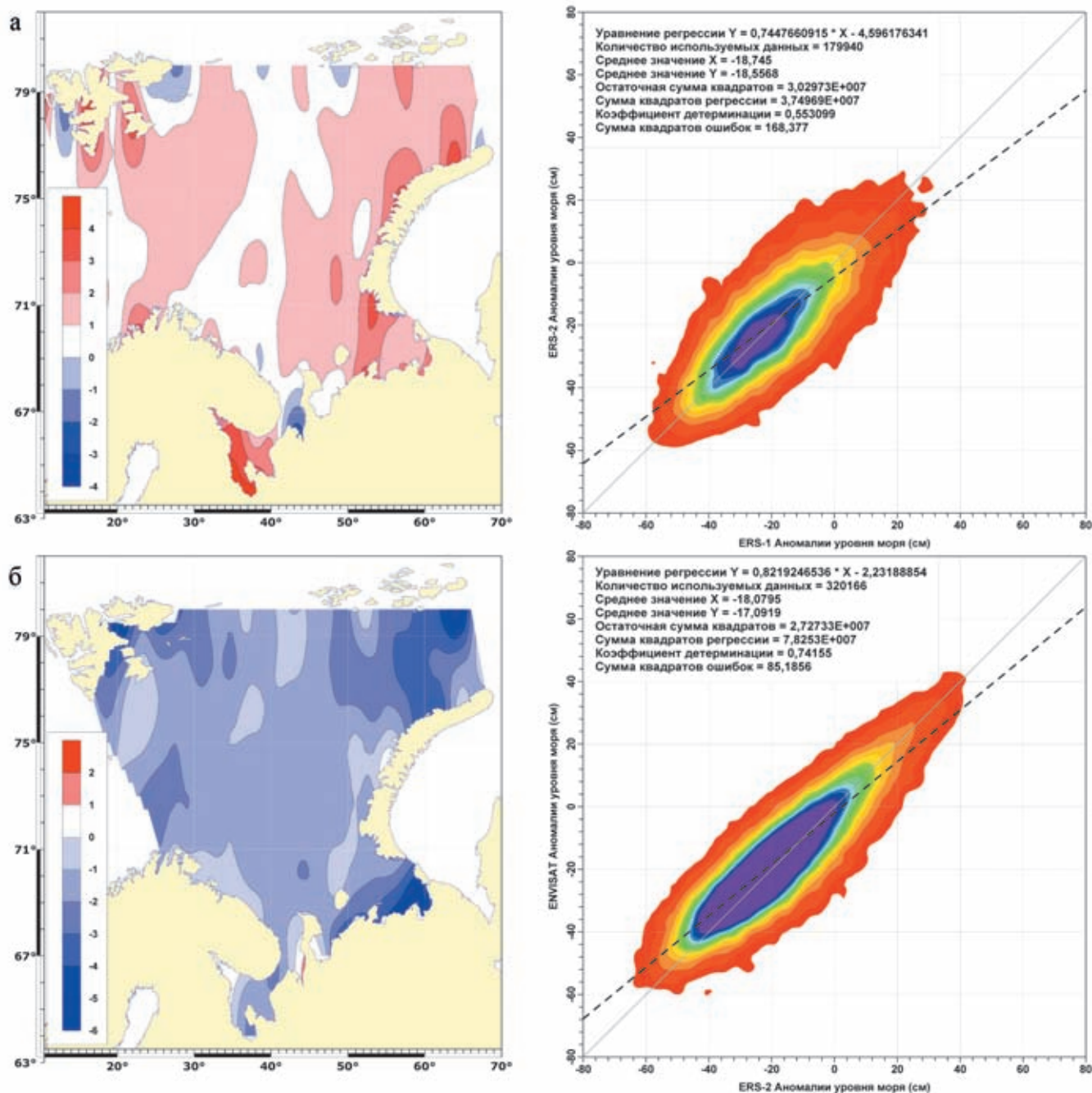


Рис. 4.4.5. Величина систематической ошибки между измерениями высот морской поверхности альтиметрами спутников ERS-1 и ERS-2 (а) и ERS-2 и Envisat (б)

1993, 1995; Gjevik et al., 1994], в которых используются двумерные уравнения мелкой воды, а в работах [Каган, Тимофеев, 2005, 2006; Каган, Романенков, 2007] используется трехмерная модель.

Двухмерные модели были разработаны в середине прошлого века как компромисс между желанием воспроизвести приливные движения и штормовые нагоны, с одной стороны, и возможностями вычислительной техники того времени, с другой. Однако они, несмотря на явное преимущество в экономич-

ности и быстродействию расчетов, не могли воспроизвести распределение скоростей приливных течений по горизонтам и в придонном слое, затухающее с глубиной воздействие ветра на поверхность моря, а также учесть эффекты бароклинности.

Для расчета уровня моря и скорости течений использована трехмерная бароклиническая гидродинамическая модель со свободной поверхностью [Архипов, Попов, 1996; Зильберштейн и др., 2000, 2001; Попов и др., 2013, 2014]. Система уравнений модели выписана

в приближении гидростатики в декартовой системе координат, которую можно применять только для ограниченных акваторий. Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости принят переменным по глубине [Попов и др., 2009]. На твердых боковых границах задается условие прилипания, т. е. равенства нулю нормального и тангенциального компонентов скорости течения. На поверхности моря задаются касательные напряжения ветра, кинематическое условие, температура и соленость по климатическим данным. На дне принимается квадратичный закон трения, задаются кинематическое условие обтекания течением неровностей рельефа дна и отсутствие потоков тепла и солей. Влияние льда учитывается через касательное напряжение ветра, уменьшающееся пропорционально сплоченности льда так, что при сплоченности льда 100% напряжение трения ветра равно нулю; путем задания трения воды о лед по квадратичному закону (аналогично придонному трению). На жидких границах задаются колебания уровня моря в виде суммы приливной и непериодической составляющих уровня моря. Приливная составляющая представляет собой предвычисленный по гармоническим постоянным временной ход приливного уровня в виде суммы определенного числа составляющих. Непериодическая составляющая уровня моря задается в виде суммы двух компонентов – нестационарного (синоптического), рассчитываемого по закону обратного барометра, и квазистационарного (долгопериодного), формируемого системой плотностных течений. Аппроксимация по пространству выполнена на сетке Аракавы “С”, оптимальной для инерционно-гравитационных волн.

Чтобы убедиться в правильном воспроизведении прилива моделью, были сделаны предварительные расчеты, в которых восемь приливных волн рассчитывались по модели отдельно друг от друга, при этом для каждой волны на жидкой границе задавался уровень моря [Porov et al., 1999]. Уровень моря в точках жидкой границы представленной модели рассчитывался по гармоническим постоянным, полученным в модели Арктического бассейна на сферической сетке с разрешением 10×10 мин ($1/6^\circ$) [Kowalik, Proshutinsky, 1993]. По результатам расчетов построены котидальные карты для каждой из восьми главных волн прилива M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , Q_1 , P_1 . Результаты подтверждают правильный полусуточный характер приливов в Баренцевом море: амплитуды волн K_1 и O_1 малы по сравнению с амплитудами волн M_2 и S_2 .

Расчеты восьми приливных гармоник для апреля (наибольшее количество льда) сравнивали с расчетами для сентября (наименьшее количество льда). Расчеты для апреля и сентября с учетом климатических

полей льда не противоречат результатам [Каган, Романенков, 2007], полученным в свободном ото льда Баренцевом море и в покрытом льдом Белом море. В Белом море, как и ожидалось, в апреле амплитуда колебаний уровня волны M_2 меньше, чем в сентябре. Удивительно то, что в апреле подо льдом появляются области, где амплитуда волны M_2 больше, чем в сентябре (районы п-ова Канин и п. Индига).

На рис. 4.4.6, а приведена котидальная карта доминирующей гармонике – волны M_2 для сентября. Амплитуда волны M_2 увеличивается от архипелага Земля Франца-Иосифа до границы Белого и Баренцева морей. Максимальные ее значения отмечаются вдоль Кольского берега и на входе в Белое море. Центр вырожденной амфидромии M_2 в сентябре расположен в юго-западной части архипелага Новая Земля, в апреле центр амфидромии смещается на юго-запад, вырожденная амфидромия сменяется на истинную.

На котидальной карте суточной гармонике K_1 (рис. 4.4.6, б) вырожденная амфидромия расположена на южном побережье архипелага Шпицберген. Рядом с ней находится область с максимальными значениями амплитуды уровня. В работе [Kowalik, Proshutinsky, 1995] отмечается, что для аккуратного описания суточных волн необходимо увеличивать разрешение сетки модели, чтобы правильно описывать шельфовые волны, которые возникают при резонансном взаимодействии волны K_1 с локальной топографией дна. Последовательность максимумов и минимумов амплитуды колебаний уровня моря является признаком наличия шельфовых волн, которые генерируются приливом на шельфовых склонах.

Верификация модели производилась путем сравнения результатов расчетов с данными гармонического анализа наблюдений на 60 прибрежных уровнях постах Баренцева и Белого морей [Таблицы приливов, 1958]. Результаты сравнения данных наблюдений и моделирования для характерных районов Баренцева и Белого моря приведены в табл. 4.4.4. Наибольшее совпадение данных наблюдений и модельных расчетов получено для волны M_2 – доминирующей приливной волны в данном регионе. Для Кольского побережья Баренцева моря и Терского берега Белого моря, а также для восточной части Баренцева моря результаты моделирования удовлетворительны. В Белом море в среднем высота волны M_2 на 13 см ниже, чем по данным гармонического анализа, а для Мезенского залива модельные результаты в среднем на 30 см ниже. Высота волны S_2 в целом по расчетной области на 4 см выше, чем по данным наблюдений. Особенно это проявляется в Мезенском заливе, где в отличие от волны M_2 , высота волны S_2 больше данных наблюдений примерно на 20 см.

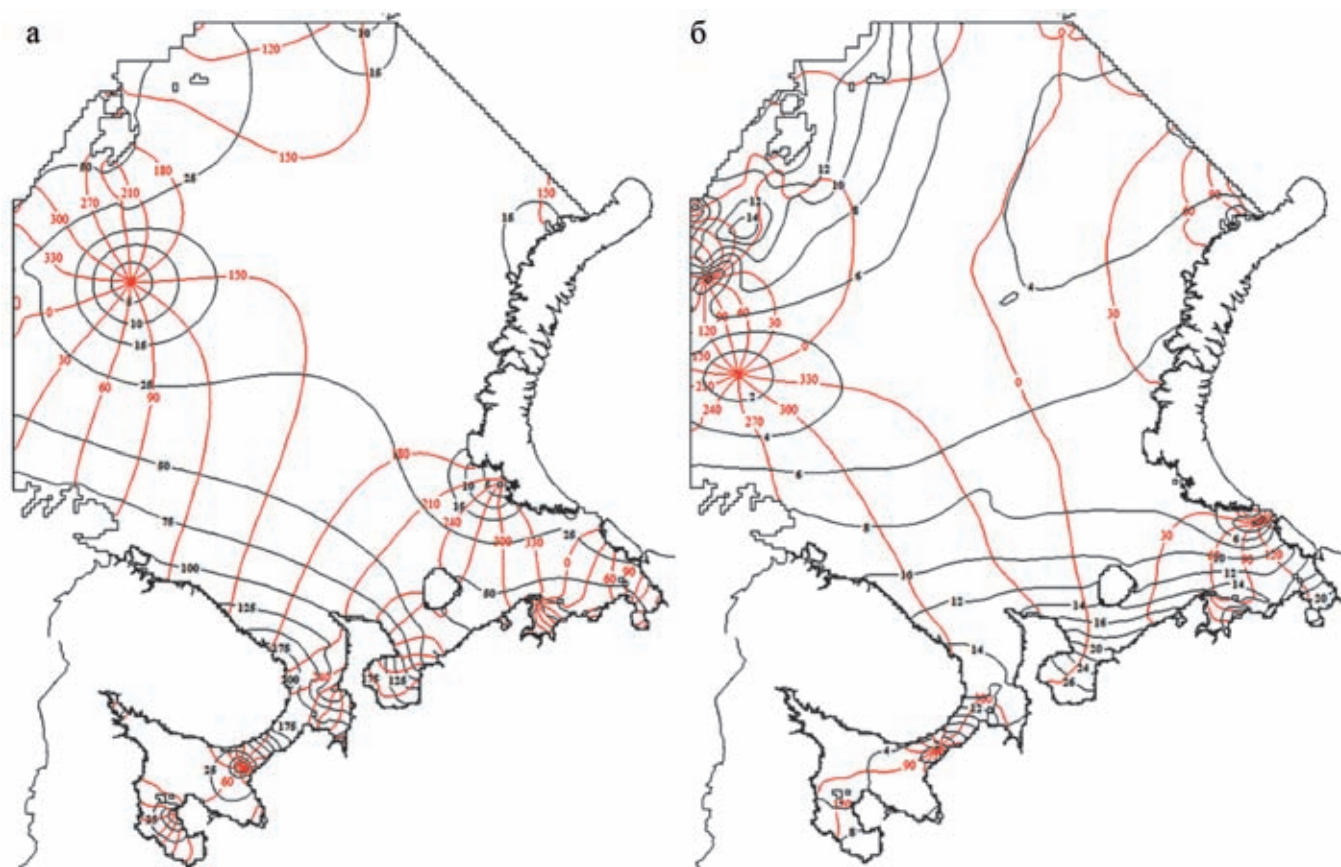


Рис. 4.4.6. Котидальная карта волны: а) M_2 в сентябре; б) K_1 в сентябре

Таблица 4.4.4. Сравнение высот и фаз основных волн прилива, полученных по гармоническому анализу данных наблюдений за уровнем моря и по модельным данным [Попов и др., 2013]

Волна	Район	Средняя амплитуда, см		Средняя абсолютная ошибка расчета амплитуды, см	Средняя фаза, град		Средняя абсолютная ошибка расчета фазы, град.
		[Таблицы приливов, 1958]	Модель [Попов и др., 2013]		[Таблицы приливов, 1958]	Модель [Попов и др., 2013]	
M_2	1	137.5	133.9	6.0	190.3	158.2	11.2
	2	52.1	52.0	10.3	140.5	180.8	25.2
	3	85.6	79.4	14.5	142.9	158.2	23.1
S_2	1	39.9	41.0	2.4	239.3	203.4	13.3
	2	15.2	19.0	7.8	183.4	188.7	25.8
	3	23.1	27.2	6.4	176.8	170.8	21.4
K_1	1	15.2	11.5	3.7	265.2	268.0	32.9
	2	14.4	13.5	2.6	187.3	103.9	53.5
	3	10.9	9.7	2.2	175.3	167.1	39.2
O_1	1	3.6	4.8	2.5	80.3	64.2	21.6
	2	2.8	5.6	2.8	247.8	172.5	82.2
	3	2.3	4.0	2.0	184.6	160.0	62.2

Примечание. 1 – Кольский берег Баренцева и Терский берег Белого морей (до м. Никодимский); 2 – Восточная часть Баренцева моря; 3 – Баренцево море в целом.

ВЕРИФИКАЦИЯ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Первые эксперименты по исследованию возможности использования данных спутниковой альтиметрии для анализа гидрологического режима Баренцева моря [Andersen, 1994; Lebedev et al., 2003] показали репрезентативность использования данных дистанционного зондирования. Верификации данных спутниковой альтиметрии проводилась путем сравнения данных измерений уровня на уровне поста с данными альтиметрических измерений в точках, расположенных на ближайших треках, или в точках пересечения восходящих и нисходящих треков (рис. 4.4.7–4.4.8).

Для Баренцева моря корреляция между альтиметрическими измерениями спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa и данными на уровне поста достаточно высока (более 0.86) (табл. 4.4.5). Так, для постов Вардэ и Хоннингсвог коэффициент корреляции составляет 0.992 и 0.991 соответственно. Эти высокие корреляции объясняются влиянием приливов, которые играют большую роль в уровне Баренцева моря. Кроме того, эти посты расположены в области, где нелинейные и остаточные приливные явления не столь велики (рис. 4.4.2). Высокие коэффициенты корреляции наблюдаются и на постах Те-

риберка и Печенга (более 0.9). Для уровненых постов Иоканьга, Бугрино, Топседа, Варандей, расположенных на юго-восточном побережье Баренцева моря, коэффициенты корреляции ниже (менее 0.881).

Анализ спектральной плотности вблизи уровненого поста Бугрино показывает, что сезонный цикл, наблюдаемый по данным спутниковой альтиметрии, имеет большую мощность, чем тот, который наблюдается по данным уровненого поста (рис. 4.4.9) [Volkov, Pujol, 2012]. Предполагая, что сезонный цикл был постоянным в течение периода наблюдений, смещение на годовой частоте, вероятно, связано с качеством альтиметрических измерений в этом месте. Уровенный пост Бугрино расположен в южной части острова Колгуева на шельфе Баренцева моря (рис. 4.4.1). Это мелководный регион, подверженный приливам и штормовым нагонам. Амплитуда самой энергичной суточной составляющей K_1 здесь превышает 10 см [Kowalik, Proshutinsky, 1993; Killett et al., 2011]. Отношение суммы амплитуд нелинейных гармоник к сумме амплитуд основных волн прилива в данном районе, как и на всем юго-восточном побережье Баренцева моря, превышает 25% (рис. 4.4.2), что говорит о больших амплитудах остаточных приливов (май, 2008 г.).

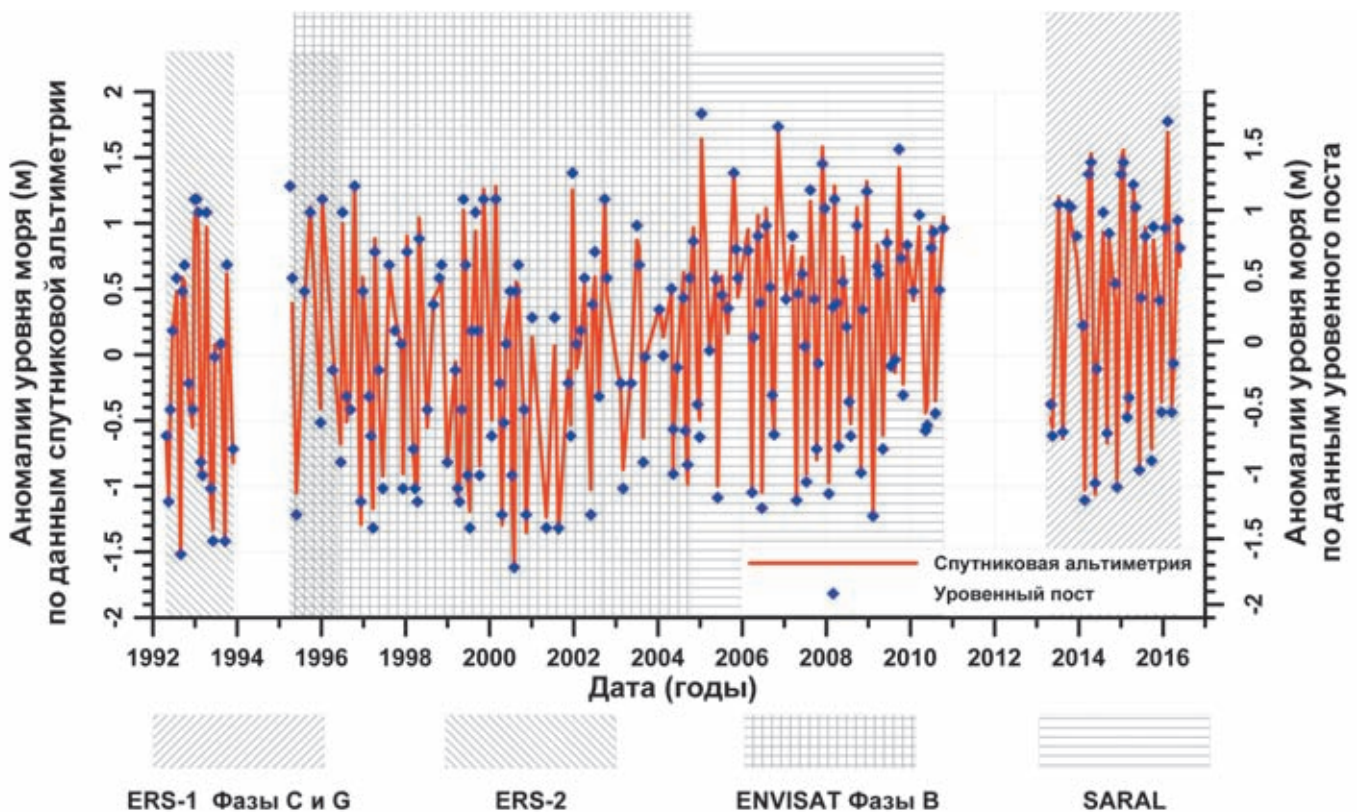


Рис. 4.4.7. Временная изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa в точке пересечения 180 и 461 треков и данным поста Вардэ (Норвегия)

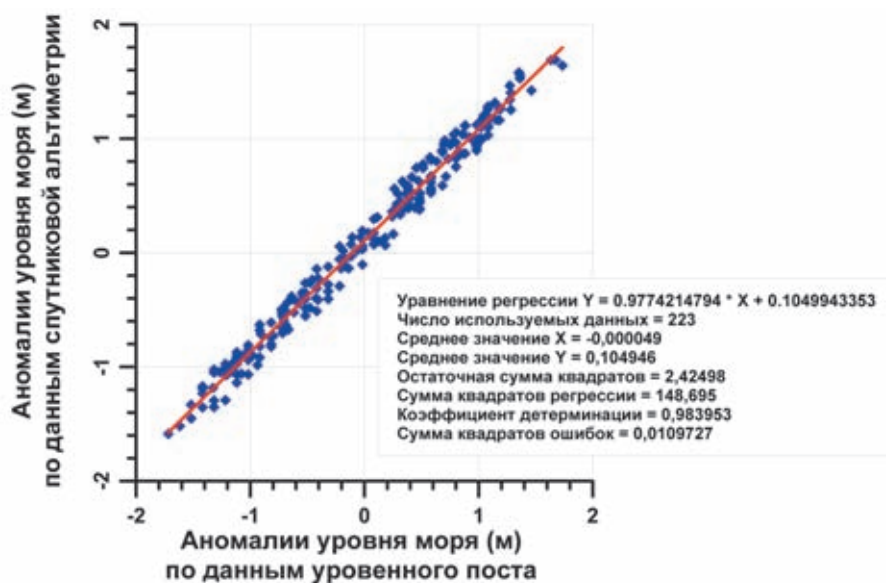


Рис. 4.4.8. Диаграмма рассеяния аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa в точке пересечения 180 и 461 треков и данным поста Вардё (Норвегия)

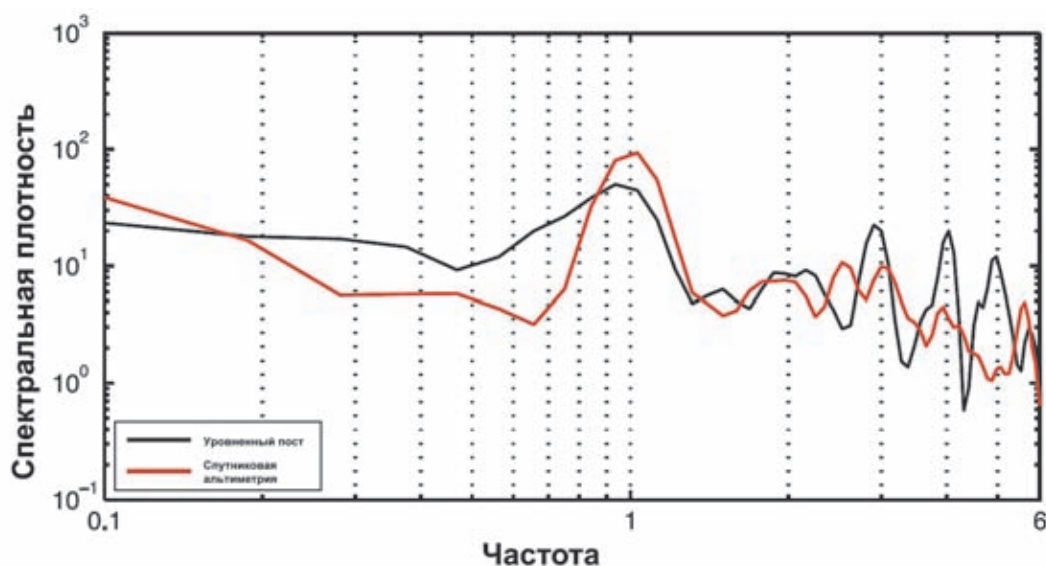


Рис. 4.4.9. Спектральная плотность изменчивости уровня Баренцева моря ($\text{см}^2/\text{год}$) по данным уровневого поста Бугрино (с июня 1977 г. по май 1986 г.) и данных альтиметрических измерений спутников ERS-1/2 и Envisat (с апреля 2001 г. по февраль 2010 г.)

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ МОРЯ

Межгодовая изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным спутниковых альтиметрических измерений ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa за период 1992–2018 гг. показана на рис. 4.4.10. В целом мы наблюдаем тенденцию к повышению уровня моря около 2.1 мм/год, что привело к общему повышению уровня Баренцева моря с 1992 по 2018 гг. примерно на 6 см. Эта тенденция не является однородной, поскольку она модулируется сезонной изменчивостью уровня моря с амплитудой 20–30 см и максимальным уровнем моря в зимний период. Мы рассчитали изменчивость уровня моря для июня, июля, августа и сентября и отдельно ли-

нейные тренды для этих месяцев (рис. 4.4.11). Межгодовая изменчивость показала различное поведение уровня моря в эти месяцы, когда некоторые из них демонстрировали изменения в фазе в течение нескольких лет и изменения в противофазе в течение других периодов времени. Линейные тренды были положительными, но также показали совершенно разные значения: для июня – 3.68 мм/год, для июля – 1.84 мм/год, для августа – 3.46 мм/год, а для сентября – 4.29 мм/год (рис. 4.4.11). Эти различия в тенденциях могут быть объяснены значительными изменениями в гидрологическом режиме Баренцева моря, а также в атмосферном воздействии из-за региональных изменений климата в эти годы.

Таблица 4.4.5. Сравнение высот морской поверхности, измеренной на уровневых постах, с данными альтиметрических измерений (уточненные данные работы [Lebedev et al., 2011])

Уровеньный пост	Координаты	Треки спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa	Величина коэффициента корреляции
Хоннингсвог	25.98 в. д., 70.98 с. ш.	025, 111, 302, 388, 569, 655, 760, 846	0.991
Вардё	31.10 в. д., 70.33 с. ш.	311, 416, 502, 855, 874, 960	0.992
Печенга (Лиинахамари)	31.35 в. д., 69.65 с. ш.	330, 874	0.932
Териберка	35.10 в. д., 69.20 с. ш.	072, 158, 225, 530, 616, 683	0.969
Иоканьга	39.50 в. д., 68.10 с. ш.	053, 186, 272, 511, 730, 816	0.881
Бугрино	49.33 в. д., 68.80 с. ш.	208, 360	0.863
Топседа	52.31 в. д., 68.63 с. ш.	042, 195, 281, 500, 586, 739, 825	0.868
Варандей	57.98 в. д., 68.80 с. ш.	242, 395, 853, 939	0.886

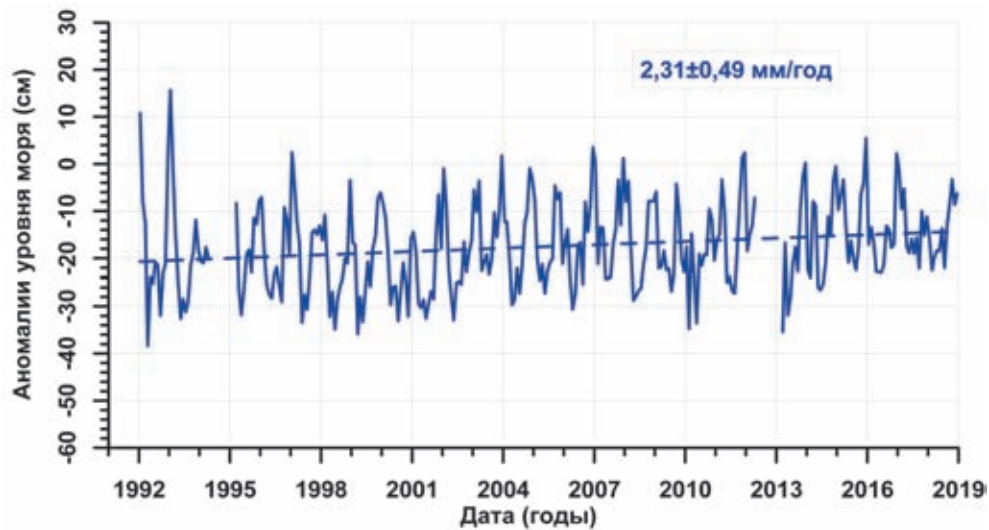


Рис. 4.4.10. Климатическая изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa за период 1992–2018 гг.

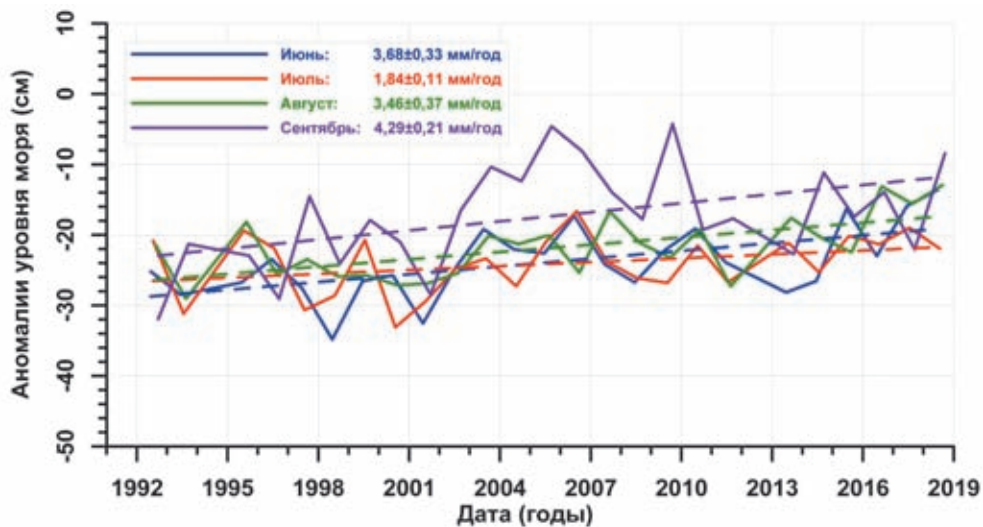


Рис. 4.4.11. Климатическая изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa за период 1992–2018 гг. для июня, июля, августа и сентября

ПОЛОЖЕНИЕ КРОМКИ ЛЬДА

Перспективным подходом к получению информации о реальности изменения климата является разработка индикаторов в виде количественных показателей и параметров масштаба, позволяющих следить за состоянием или уровнем какого-либо аспекта климата. Одними из широко используемых в науке о климате индикаторов является изменение глобальной средней температуры нижней атмосферы и изменение протяженности или массы криосферы.

К криосфере Земли относятся твердые осадки, снежный покров, морской лед, лед озер и рек, ледники, ледяные шапки, ледяные щиты, вечная мерзлота и сезонномерзлый грунт. Криосфера обеспечивает некоторые из наиболее полезных индикаторов изменения климата, оставаясь одной из самых неизученных областей системы Земля. На данный момент наиболее оптимальным подходом может служить принятие трехкомпонентного индикатора криосферы, отражающего состояние морского льда в Арктике, в Антарктике и снежного покрова Северного полушария [Williams, Eggleston, 2017]. Анализы этих разнообразных аспектов криосферы помогут обратить внимание на наиболее чувствительные части криосферы.

Среди арктических морей наиболее динамично под действием климатических изменений меняется ледовый режим Баренцева моря. Традиционный мониторинг морского ледяного покрова и определения местоположения кромки льда основан на радиолокационных (SAR), оптических, инфракрасных и микро-

волновых радиометрических данных [Carsey, 1992; Rees, 2005; Спутниковые методы..., 2011; Shokr, Sinha, 2015]. Оптические и инфракрасные методы требуют безоблачных условий, которые редки в Арктике. Во время полярной ночи оптический метод также не работает. Микроволновые радиометрические данные имеют пространственное разрешение около 25 км. Данные спутниковой альтиметрии как сами по себе, так и совместно с данными микроволнового радиометра, расположенного на борту спутника вместе с альтиметром, также можно использовать для идентификации ледяного покрова [Лебедев, 2013; Duguay et al., 2015; Лебедев, Клюев, 2018; Lebedev et al., 2018], его климатической изменчивости [Kougraev et al., 2003, 2009; Duguay et al., 2015; Каретников и др., 2016; Лебедев, Клюев, 2018] или положения кромки льда [Lebedev et al., 2011].

Для исследования положения кромки льда в Баренцевом море было выбрано 34 нисходящих трека спутников ERS-1 (фазы С и G), ERS-2, Envisat и SARAL, которые расположены под оптимальным углом к среднему климатическому положению кромки льда (рис. 4.4.12). Точки пересечения треков с пунктирной линией являются точками отсчета, относительно которых рассчитывалось расстояние вдоль трека до кромки льда. Для спутника Sentinel-3 выбирались треки максимально приближенные к трекам других спутников по расстоянию вдоль линии отсчета.

Для идентификации кромки льда на линии трека использовались два подхода. Первый базировался на

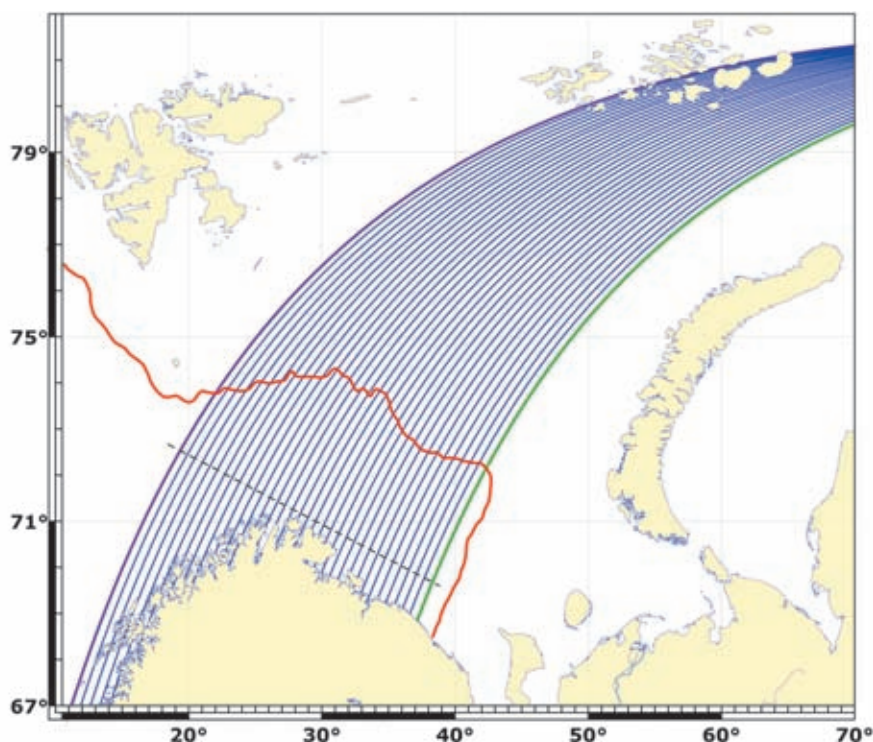


Рис. 4.4.12. Расположение 34 нисходящих треков спутников ERS1 (фазы С и G), ERS-2 и Envisat, которые использовались для анализа положения кромки морского льда вдоль пути.

Красная линия – среднее климатическое положение кромки морского льда. Зеленой линией показано положение 444 трека, фиолетовой линией – 360 трека. Пунктирная линия – линия отсчета расстояния вдоль треков до кромки льда

разнице в форме отраженного импульса от водной и ледовой поверхности. Формы отраженных импульсов альтиметров ER-S1/2, Envisat и SARAL/AltiKa обрабатываются по аналитическому алгоритму ретрекинга Ice-2 [Gommenginger et al., 2011]:

$$P(t) = \frac{P_u}{2} \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{t - \tau_0}{\sigma_L} \right) \right) \exp(S_T(t - \tau_0)) + P_n,$$

где P_u – амплитуда отражённого импульса, t – время; τ_0 – время, соответствующее середине переднего фронта или «эпоха»; σ_L – ширина переднего фронта, S_T – коэффициент экспоненциального наклон заднего фронта, P_n – уровень теплового шума (рис. 4.4.13).

На рисунке 4.4.14 приведены типичные формы отражённого импульса от водной и смешанной поверхности (вода, лед, снег) (рис. 4.4.14, а, б) и от поверхности чистого льда (рис. 4.4.14, в, г). Хорошо видно, что для акватории Баренцева моря амплитуда отраженного сигнала от водной и смешанной поверхности альтиметра RA спутников ER-S1/2 более чем в 7.5 раз выше по сравнению с амплитудой отраженного сигнала альтиметра AltiKa спутника SARAL (рис. 4.4.14, а, б). Для поверхности чистого льда это соотношение может превышать 25 раз (рис. 4.4.14, в, г). Отличается амплитуда отраженного сигнала от типа отражающей поверхности для каж-

дого альтиметра. Так, для альтиметра RA это соотношение составляет около 10 раз (рис. 4.4.14, а, в), а для альтиметра AltiKa – около 5 раз. Это обусловлено конструктивно-техническими особенностями этих приборов. Такая разница в соотношении амплитуд отраженного сигнала от разного типа поверхностей не позволяет идентифицировать лед по этой величине.

Форма отражённого импульса зависит от свойств подстилающей поверхности и в первую очередь это относится к наклону заднего фронта независимо от рабочей частоты альтиметра (рис. 4.4.14). Согласно теории, для водной поверхности наклон заднего фронта ниже, чем для смешанной поверхности, и максимален для формы отраженного импульса от поверхности чистого льда. Это особенно справедливо для коэффициента экспоненциального наклона заднего фронта алгоритма ретрекинга Ice-2 [Gommenginger et al., 2011].

Сравнение изменчивости мощности отраженного импульса альтиметрических измерений (рис. 4.4.15, а; 4.4.16, а) и коэффициента экспоненциального наклона заднего фронта, рассчитанного по алгоритму ретрекинга Ice-2 (рис. 4.4.15, б; 4.4.16, б), вдоль 118 трека показывает, что при резком изменении сглаженного S_T более чем в два раза начинается область сплоченности льда более 0%.

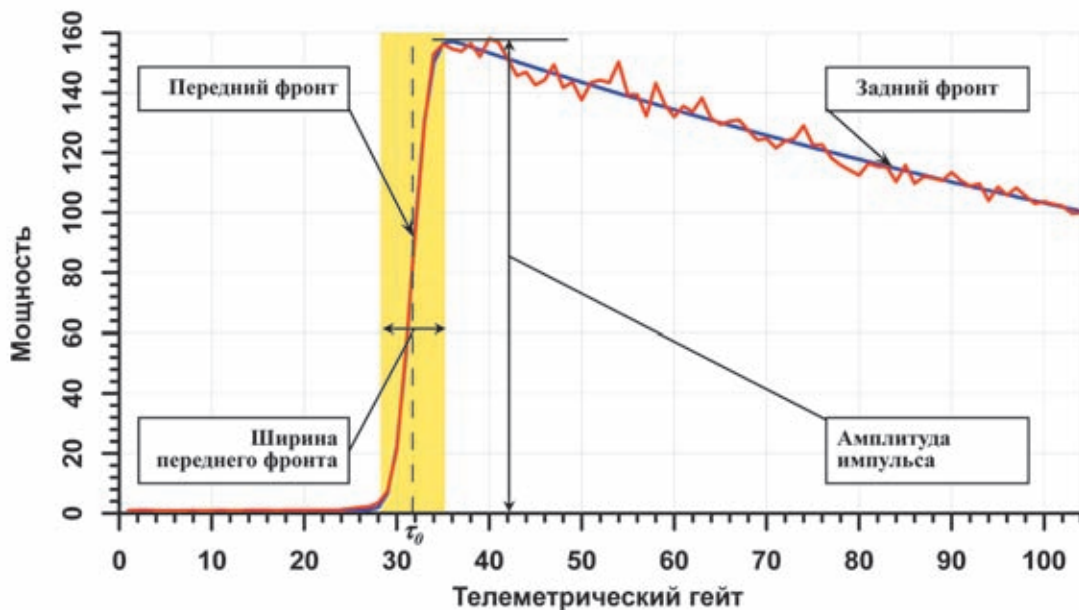


Рис. 4.4.13. Форма реального отраженного импульса, осредненная за 1 с радиовысотомера спутников ERS-1/2 и Envisat для условий открытого океана (красная линия), и теоретическая форма импульса, отраженного от безграничной подстилающей поверхности (синяя линия).

Желтым цветом выделена область переднего фронта, половина ширины которого τ_0 («эпоха») принимается за время отражения зондирующего сигнала, а ширина его зависит от шероховатости подстилающей поверхности

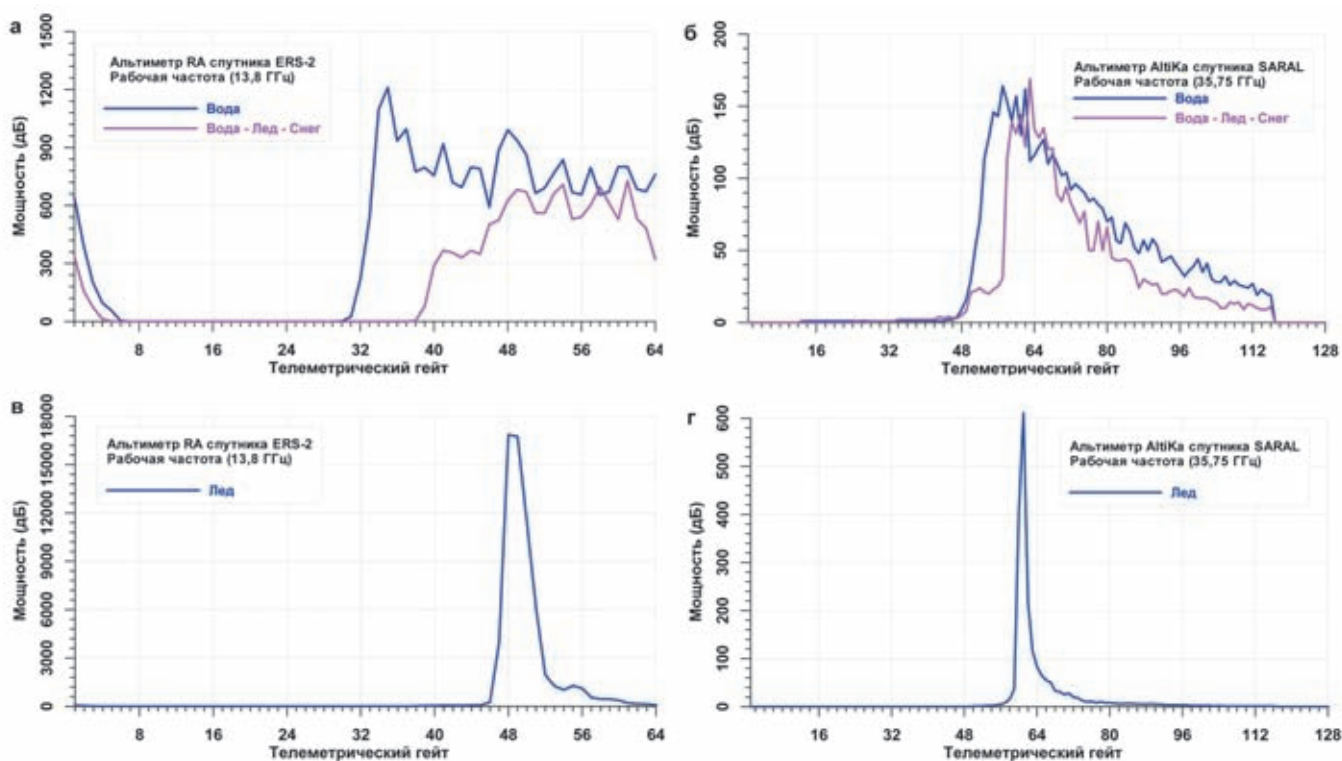


Рис. 4.4.14. Формы отраженного импульса от водной и смешанной поверхности (вода, лед, снег) (а, б) и от поверхности чистого льда (в, г) на акватории Баренцева моря альтиметра RA спутников ERS-1/2 (а, в) и альтиметра AltiKa спутника SARAL (б, г)

Так, для альтиметрических измерений спутника ERS-2 11 цикла (6 мая 1996 г.) вдоль 118 трека эта граница соответствует широте 74.02° с. ш. (рис. 4.4.15, б), а для альтиметрических измерений спутника SARAL 20 цикл (14 января 2015 г.) – 76.84° с. ш. (рис. 4.4.16, б). Это хорошо соответствует общей картине изменчивости мощности форм отраженных импульсов (рис. 4.4.15, а; 4.4.16, а).

Таким образом, определение отличной от 0% области начала сплоченности морского льда можно сделать по анализу коэффициента экспоненциального наклона заднего фронта, рассчитанного по алгоритму ретрекинга Ice-2. Это является сутью первого критерия идентификации границы льда по данным альтиметрических измерений вдоль трека.

Однако в разные времена года и при различных погодных условиях ширина области сплоченности морского льда от 0 до 100% или область между чистой водой и сплошным льдом могут существенно отличаться. Поэтому второй алгоритм идентификации положения ее середины основан на измерениях микроволновых радиометров, которыми оборудованы все спутники, проводящие альтиметрические измерения, так как их данные используются при расчете поправки на влажность. На борту спутников ERS-1/2, Envisat и Sentinel-3A/3B микроволновый

радиометр имеет рабочие частоты 23.8 и 36.5 ГГц, а спутника SARAL – 23.8 и 37 ГГц. Середина области, расположенной между чистой водой и сплошным льдом, соответствует середине области резкого изменения радиоярких температур (рис. 4.4.15, б; 4.4.16, б). Радиояркие температуры более 230°K соответствуют ледовому покрову, а менее 170°K – чистой воде. В силу поставленной задачи – изменчивости положения кромки льда – разница между идентификацией начала и середины области между чистой водой и сплошным льдом является несущественной.

Результаты изменчивости положения кромки льда вдоль 118 трека по данным альтиметрических измерений за 1992–2018 гг. представлены на рисунке 4.4.17. Среднее отступление морского льда вдоль этого трека составляет 9.94 км/год, таким образом, в течение этих 27 лет среднее положение кромки льда сдвинулось на северо-восток более чем на 200 км. Например, зимой 1996, 2003 и 2004 гг. кромка льда была расположена примерно в 500 км от базовой линии, в то время как зимой 2018 г. она была уже в 1000 км от нее (рис. 4.4.17).

На рис. 4.4.12 показано, что средняя климатическая кромка морского льда в Баренцевом море имеет сложную форму, вызванную системой теплых течений, поступающих в море с запада [Родионов, Костяной, 1998; Kostianoy et al., 2004]. Понятно, что отступление кром-

ки льда не будет равномерным на акватории моря, так как спутниковые треки пересекают кромку льда под разными углами в разных частях моря. Таким образом, можно ожидать различных средних скоростей отступления морского льда по разным спутниковым трассам. Этот тип анализа был выполнен для серии спутниковых треков ERS-1/2, Envisat, SARAL/AltiKa и Sentinel-3, расположенных на контрольной линии между 31° и 45° в. д. (рис. 4.4.18).

Согласно полученным результатам, минимальное смещение кромки льда около 7 км/год наблюдается вдоль 102 трека, затем скорость отступления кромки льда возрастает до 13.8 км/год вдоль 416 трека, падает до 10 км/год вдоль трека 788 и снова увеличивается до 13.7 км/год вдоль трека 158, и, наконец, снова

падает до 10.7 км/год вдоль трека 444 (рис. 4.4.18). Средняя скорость смещения кромки льда вдоль треков в северо-восточном направлении составляет 10.9 ± 2.3 км/год за период 1992–2018 гг. В целом, скорость смещения кромки льда имеет тенденцию к увеличению на 0.30 ± 0.05 км/год на градус по долготе. Таким образом, отступление кромки льда вдоль «восточных» треков идет быстрее, чем вдоль «западных». Вероятно, это вызвано изменением циркуляции воды в Баренцевом море, когда теплые воды ветвей Норвежского течения распространяются ближе к Новой Земле и дальше на север. Диаграмма сезонной изменчивости скорости смещения кромки льда вдоль треков в зависимости от долготы вдоль линии отсчета для разных месяцев года представлена на рис. 4.4.19.

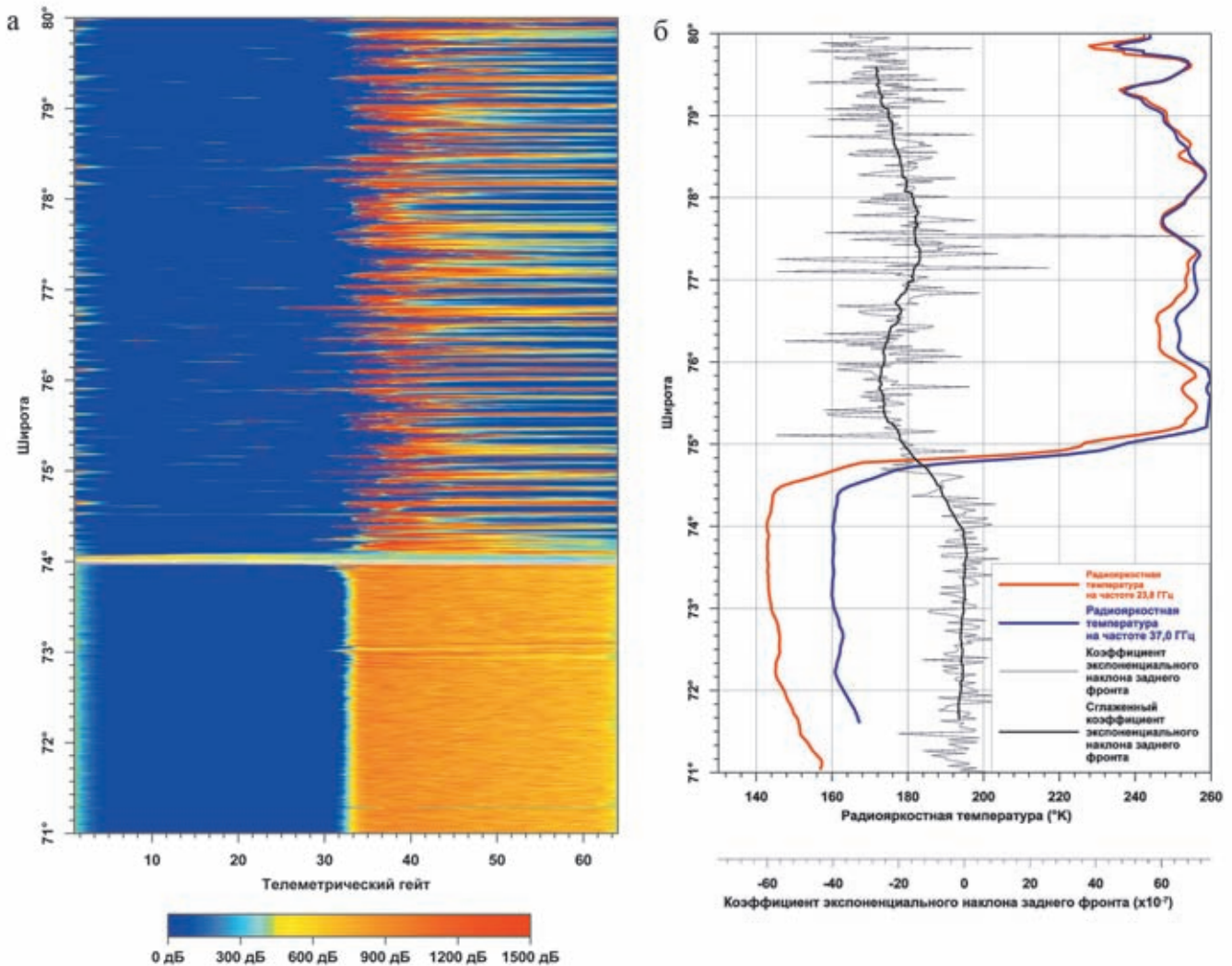


Рис. 4.4.15. Изменчивость мощности отраженного импульса (а), радиояркостных температур на частотах 23.8 и 37 ГГц и коэффициента экспоненциального наклона заднего фронта алгоритма ретрекинга Ice-2 (б) вдоль 118 трека на основании альтиметрических измерений альтиметра RA спутника ERS-2 (11 цикл, 6 мая 1996 г.)

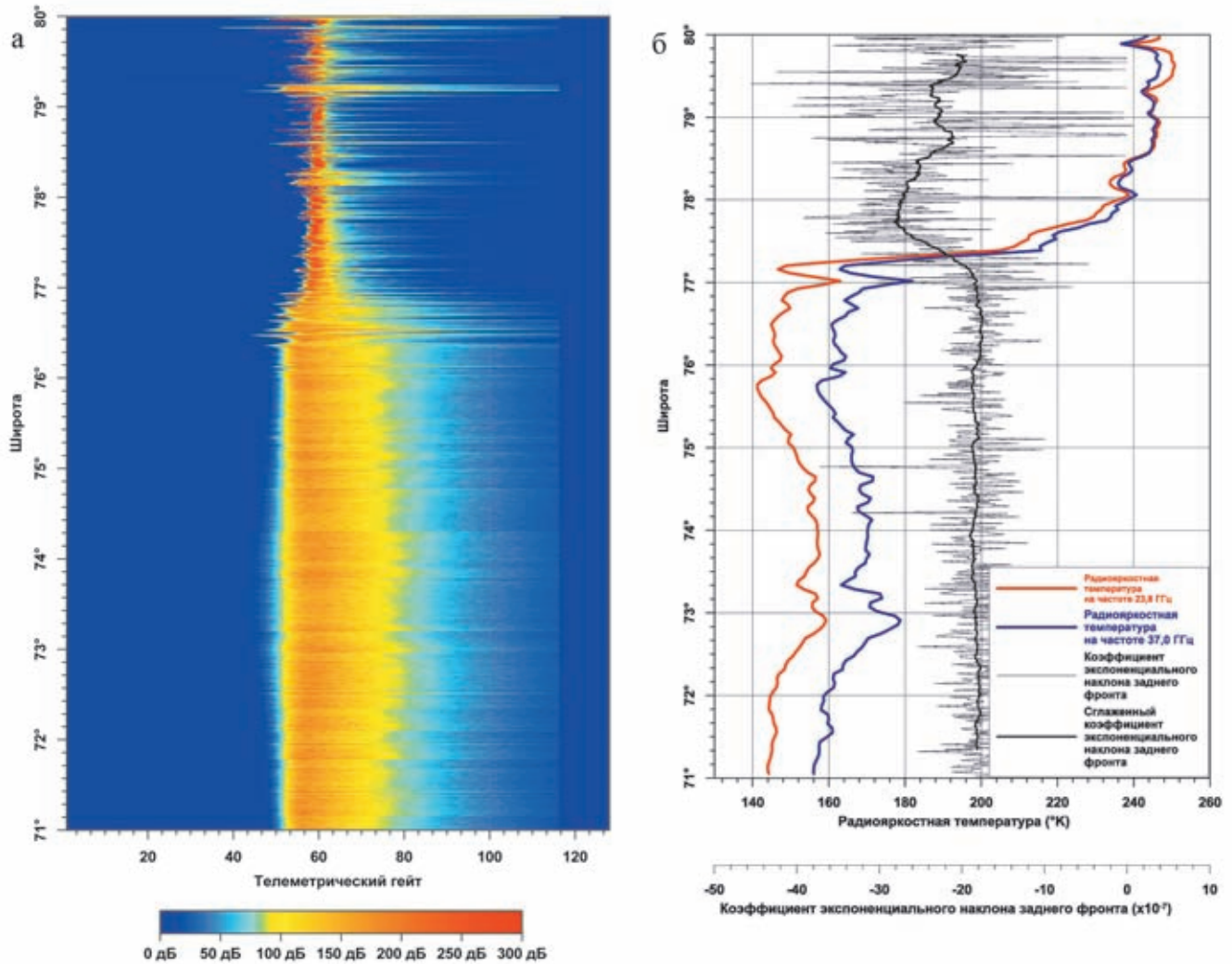


Рис. 4.4.16. Изменчивость мощности отраженного импульса (а), радиояркостных температур на частотах 23.8 и 37 ГГц и коэффициента экспоненциального наклона заднего фронта алгоритма ретрекинга Ice-2 (б) вдоль 118 трека на основании альтиметрических измерений альтиметра AltiKa спутника SARAL (20 цикл, 14 января 2015 г.)

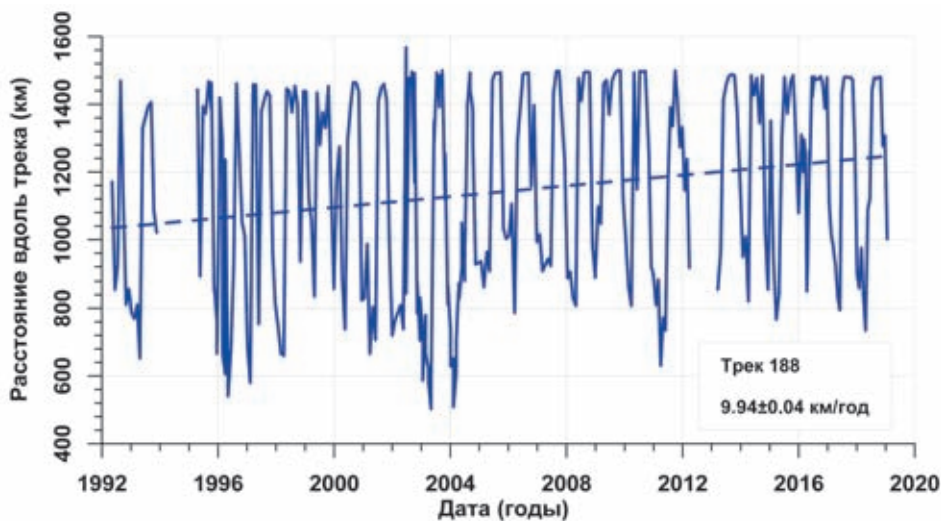


Рис. 4.4.17. Климатическая изменчивость положения кромки льда вдоль 118 трека по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa

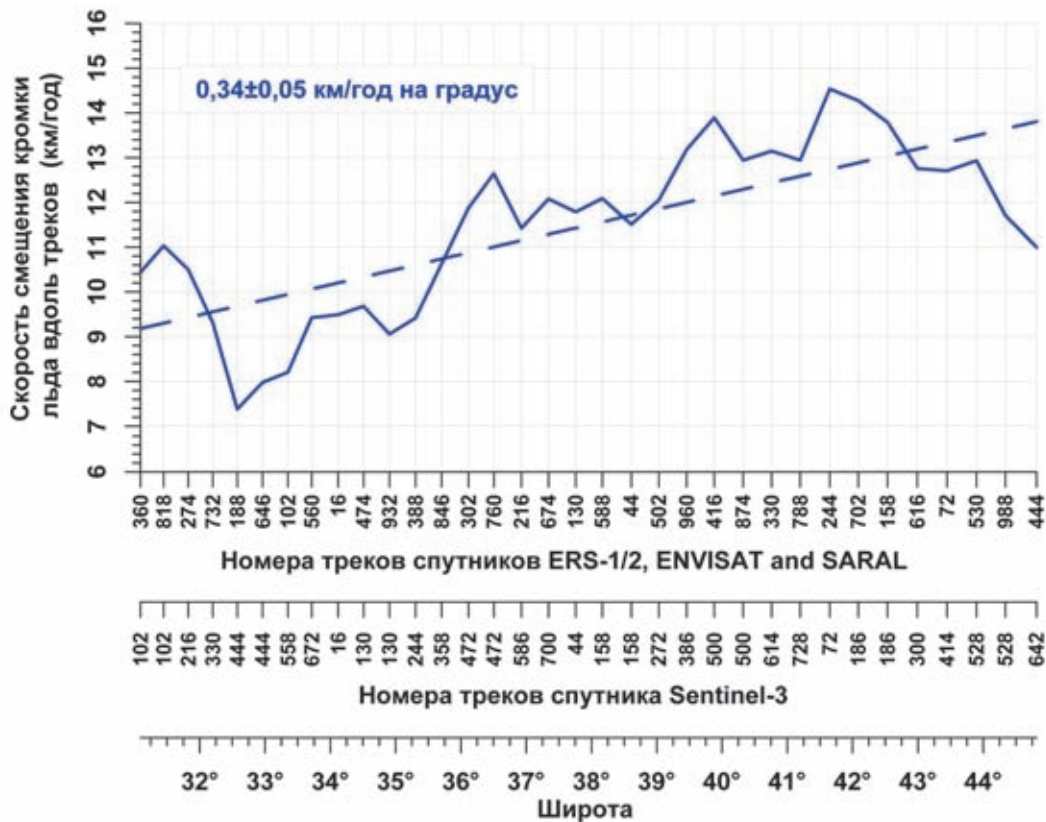


Рис. 4.4.18. Изменчивость скорости смещения кромки льда вдоль треков в зависимости от долготы вдоль линии отсчета (см. рис. 4.4.12)

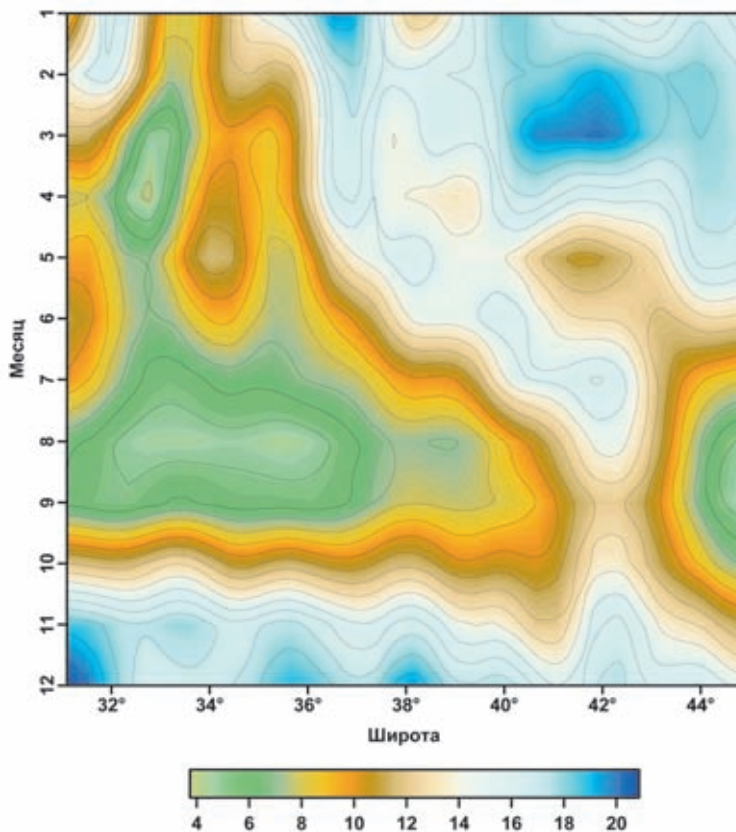


Рис. 4.4.19. Сезонная изменчивость скорости (км/год) смещения кромки льда вдоль треков в зависимости от долготы вдоль линии отсчета (см. рис. 4.4.18)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее исследование показало, что спутниковая альтиметрия является очень полезным инструментом для мониторинга как уровня моря, так и ледяного покрова в арктических морях благодаря своей способности получать данные в облачных условиях и в отсутствие света (полярная ночь). На основе данных, полученных со спутников ERS-1/2, Envisat, SARAL/AltiKa и Sentinel-3A/3B, мы исследовали изменчивость уровня моря и отступление ледяного покрова в Баренцевом море в 1992–2018 гг. За этот период времени мы обнаружили повышение уровня моря со средней скоростью около 2.31 мм/год, что вызвало общее повышение уровня в Баренцевом море примерно на 6 см. Существует значительная сезонная изменчивость этой скорости изменения, например, она варьировала от 1.84 мм/год в июле до 4.29 мм/год в сентябре.

В Баренцевом море происходит серьезная потеря ледяного покрова, вызванная региональным изменением климата. Мы обнаружили, что средняя скорость отступления кромки льда вдоль треков в северо-восточном направлении составляет 10.9 км/год за тот же период времени. Также было отмечено, что скорость смещения кромки льда имеет тенденцию к увеличению на 0.30 км/год на градус по долготе в восточном направлении. Таким образом, отступление кромки льда вдоль «восточных» треков происходит быстрее (до 14 км/год), чем вдоль «западных» (минимум 7 км/год), что, вероятно, объясняется изменением динамики вод в Баренцевом море. Этот тип

анализа может быть выполнен для всей акватории Баренцева моря, а также для других арктических и субарктических морей.

Источники финансирования. С.А. Лебедев (обработка и анализ данных спутниковой альтиметрии) был поддержан в рамках бюджетного финансирования Геофизического центра РАН. А.Г. Костяной выполнил анализ изменчивости кромки льда при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, проект № 18-05-80065 «Анализ и прогнозирование опасных гидрометеорологических явлений в прибрежных районах Арктической зоны Российской Федерации».

4.5. Органическое вещество и скорости его трансформации в различных экосистемах Баренцева моря

А.И. Агатова, Н.М. Лапина, Н.И. Торгунова, К.В. Кодрян

Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, г. Москва

В статье обобщены собственные и литературные данные за последние 30 лет по изменчивости концентраций, элементного и биохимического состава растворенного и взвешенного органического вещества (РОВ и ВОВ соответственно) и скоростей его трансформации в различных экосистемах Баренцева моря. Показана большая вариабельность этих величин как в поверхностных, так и в глубинных водах в зависимости от интенсивности гидрологических и биологических процессов. Концентрации РОВ изменялись от 59 до 664 мкМ $C_{орг}$, а ВОВ от 0.25 до 38.08 мкМ $C_{орг}$. Сокращение ледового покрова отразилось как на распределении, так и на качественном составе и РОВ, и ВОВ. Это сокращение, а также усиление притока атлантических вод способствовали не только увеличению первичного продуцирования органического вещества, но и значительной интенсификации окислительно-восстановительных и гидролитических процессов его преобразования особенно в высокоширотной части Баренцева моря. Для РОВ моря характерны высокие значения отношений C/P, намного превышающие отношения этих элементов по Редфелду. Отношения же C/N в наиболее продуктивных водах близки к отношениям по Редфелду. В море выделено 4 района, где концентрации растворенных углеводов увеличиваются ко дну, что указывает на поступление сюда углеводов метанового ряда.

Ключевые слова: растворенное и взвешенное органическое вещество; элементный и биохимический состав; активность окислительно-восстановительных ферментов и щелочных фосфатаз.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(17)

ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море является самым высокопродуктивным арктическим морем, первичная продукция (ПП) в нем составляет около 40% от первичной продукции всех арктических морей [Sakshaug, 2004]. Большая шельфовая зона, занимающая практически 90% от всей площади моря, отсутствие ледового покрова на половине площади круглый год, смешение теплых атлантических и холодных арктических водных масс, приведшее к формированию устойчивого Полярного фронта и подъему богатых биогенными элементами глубинных вод, таяние льдов – все это обуславливает высокую ПП [Anisimova et al., 2011].

Это море характеризуется не только высокой биологической продукцией на разных трофических уровнях, но и большим видовым разнообразием его обитателей.

Несмотря на то, что даже в самые суровые зимы ледовое покрытие Баренцева моря не превышает 0.9 млн км² от общей его площади (1.512 млн км²), достигая максимальных значений в феврале и марте, лед играет большую роль в обеспечении высокой продуктивности этого моря.

За последние 30 лет в условиях меняющегося климата в Баренцевом море произошло резкое сокращение ледового покрова и более раннее осво-

бождение его поверхности от зимнего льда, удвоение объема поступающих относительно теплых атлантических вод, смещение фронтов на северо-восток [Oziel et al., 2016]. Это привело к увеличению чистой первичной продукции (ПП) фитопланктона во всем арктическом регионе, и, в частности, на 28% в Баренцевом море [Dalpadado et al., 2014; Arrigo, Dijkjen, 2015].

Для понимания процессов, формирующих и поддерживающих функционирование морской экосистемы Баренцева моря, необходимо количественное и качественное изучение растворенного и взвешенного органического вещества (РОВ и ВОВ соответственно), а также скоростей его преобразования как в водной толще, так и во льдах.

Репрезентативными показателями содержания РОВ и ВОВ являются концентрации растворенного и взвешенного органического углерода ($C_{\text{орг}}$), по их величинам можно оценить запасы ОВ и потенциальную величину биологической продуктивности морской экосистемы. Измерения концентраций основных биохимических компонентов ОВ (белков, углеводов и липидов) и их соотношений позволяют судить о происхождении, путях трансформации и пищевой ценности ОВ для высших трофических уровней данной экосистемы.

Пространственно-временные изменения концентраций основных биохимических компонентов РОВ и ВОВ, а также их соотношений в большой степени зависят от биологической активности автотрофных и гетеротрофных организмов морской экосистемы. Преобразование РОВ и ВОВ осуществляется с помощью ферментов, катализирующих специфические реакции, идущие в популяциях планктона и во фракции взвеси (микропланктон и ферменты, сорбированные на детрите).

На основе измерения ферментативной активности различных гидролитических и окислительно-восстановительных ферментов во взвеси можно оценить скорости и пути преобразования ОВ, скорости регенерации биогенных элементов и их оборачиваемость в продукционно-деструкционном цикле данной экосистемы [Агатова, Торгунова, 1984; Хайлов, 1982; Seki, 1982].

Для оценки скоростей трансформации ОВ в морских и ледовых экосистемах Баренцева моря измеряли активности: окислительно-восстановительных ферментов электрон-транспортной системы (ЭТС), катализирующих окисление ОВ кислородом до простых окислов и гидролитических ферментов – щелочной фосфатазы, катализирующей реакцию отщепления минерального фосфата от фосфорорганических соединений.

Измеренные активности ферментов ЭТС позволяют судить о скоростях потребления кислорода, т. е. о гетеротрофной активности микропланктона [Packard, Williams, 1981], измеренные активности щелочной фосфатазы – о скоростях регенерации фосфатов и степени лимитирования ими продукционных процессов [Агатова и др., 1985; Ильин, 1993; Paasche, Erga, 1988].

В работе использованы материалы из литературных источников, а также данные, полученные в процессе экспедиционных исследований сотрудниками ВНИРО в Баренцевом море в период 1998–2017 гг.: на НЭС «Академик Федоров» (сентябрь–октябрь 1998 г.), на НИС «Фричьоф Нансен» (август–октябрь 2004 г.), на НИС «Профессор Молчанов» (июнь–июль 2013 г.), на НИС «Академик Мстислав Келдыш» (август–сентябрь 2016 г.; июль–август 2017 г.) (рис. 4.5.1). Методы отбора проб, подготовки и проведения соответствующих анализов подробно описаны в Руководствах [Руководство..., 2003, 2004].

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Растворенный и взвешенный $C_{\text{орг}}$. Сравнительный анализ данных по растворенному и взвешенному $C_{\text{орг}}$ (РОУ и ВОУ соответственно), полученных в разные сезоны и разные годы для Баренцева моря, выявил большую их пространственно-временную изменчивость и неоднородность. Концентрации этих показателей колеблются в очень широких пределах: от 59 до 664 мкМ для РОУ и от 0.25 до 38.08 мкМ для ВОУ [Романкевич, Ветров 2001; Агатова и др., 2007; Shevchenko et al., 1999; Gasparovic et al., 2007; Ingvaldsen, Loeng, 2009; Кодрян и др., 2017; Kodryan, 2019] (табл. 4.5.1).

Причем, если максимальные концентрации ВОУ в основном приурочены к фотическому слою и к районам максимальной ПП, то максимальные концентрации РОУ были отмечены на разных глубинах, в зависимости от интенсивности гидрологических, физико-химических и биологических процессов.

Наибольшие концентрации РОУ в фотическом слое (220–300 мкМ) были характерны для зон интенсивного первичного продуцирования (ПП) и для подледной воды. Исследования, проведенные в августе–сентябре 1976 г. на разрезе Мурманск – Земля Франца-Иосифа [Романкевич, Ветров, 2001] показали увеличение концентраций РОУ не только в водах, подверженных влиянию теплого северо-атлантического течения, где высокая ПП, но и в районе 76° с. ш. и 45° в. д., в который могут поступать арктические воды, обогащенные ОВ. Эта зона повышенных концентраций ОВ хорошо проявляется не только в поверхностных, но и в придонных водах, причем кон-

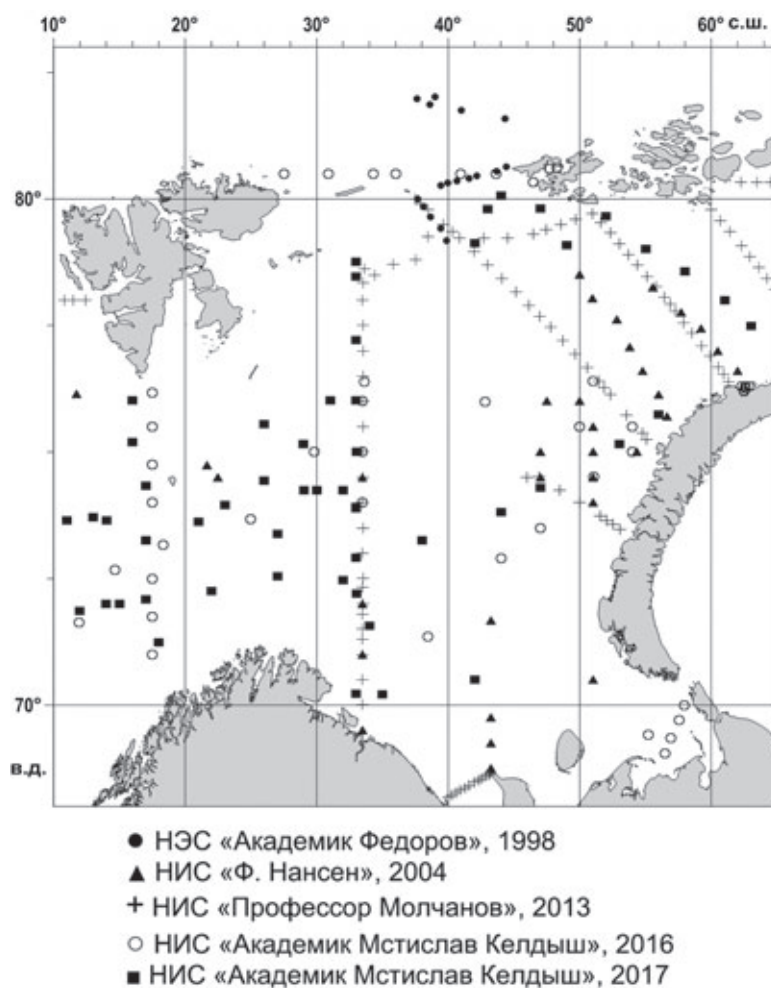


Рис. 4.5.1. Карта-схема расположения биогидрохимических станций в Баренцевом море

центрации РОУ здесь на 19–39 мкМ выше, чем в поверхностном слое, т. е. более холодные и плотные арктические воды опускаются на дно. На шельфе у Кольского п-ова, где и осенью интенсивны процессы ПП, концентрации РОУ в фотическом слое были выше, чем в придонных слоях. В центре же желоба Франца-Виктории увеличение концентраций РОУ ко дну в 1.5–2 раза [Агатова и др., 2001], по-видимому, обусловлено наличием здесь нефтеносных слоев, из которых при интенсивном обмене вода–дно в раствор поступают углеводороды метанового ряда.

В северной части моря (от 79°23' до 82°25' с. ш. и от 28°42' в. д. до 30°57' в. д.) в июле 2004 г. группой хорватских и норвежских ученых [Gasparovic et al., 2007] были получены данные, по которым летние концентрации РОУ и в фотическом слое, и в более глубоких слоях были в 2–5 раз ниже зафиксированных в вышеназванных работах осенью. Удивительно, что летом уменьшение концентраций от фотического слоя ко дну не превышало 8.3 мкМ, тогда как осенью по данным, полученным сотрудниками

ВНИРО, разница концентраций РОУ по вертикали могла достигать более 80 мкМ (рис. 4.5.2) при большой неоднородности его вертикального распределения [Агатова и др., 2001a].

В местах распространения трансформированных атлантических вод на глубинах 100–280 м происходит увеличение концентраций РОУ, что обуславливает неравномерное вертикальное распределение ОВ в этом районе. Между 46° в. д. и 50° в. д. выделяется зона пониженных концентраций (менее 120 мкМ). Вероятно, осенью процессы ПП здесь минимальны, а поступление богатых ОВ арктических вод преграждается архипелагом Земля Франца-Иосифа. Однако около 58° в. д. на новоземельской банке наблюдается локальное пятно повышенных концентраций РОУ как в поверхностном, так и в придонном слое, образующееся, по-видимому, за счет вихрей, втягивающих воды Карского моря.

По распределению РОУ в поверхностных водах можно выделить три области с высоким содержанием ОВ (рис. 4.5.3).

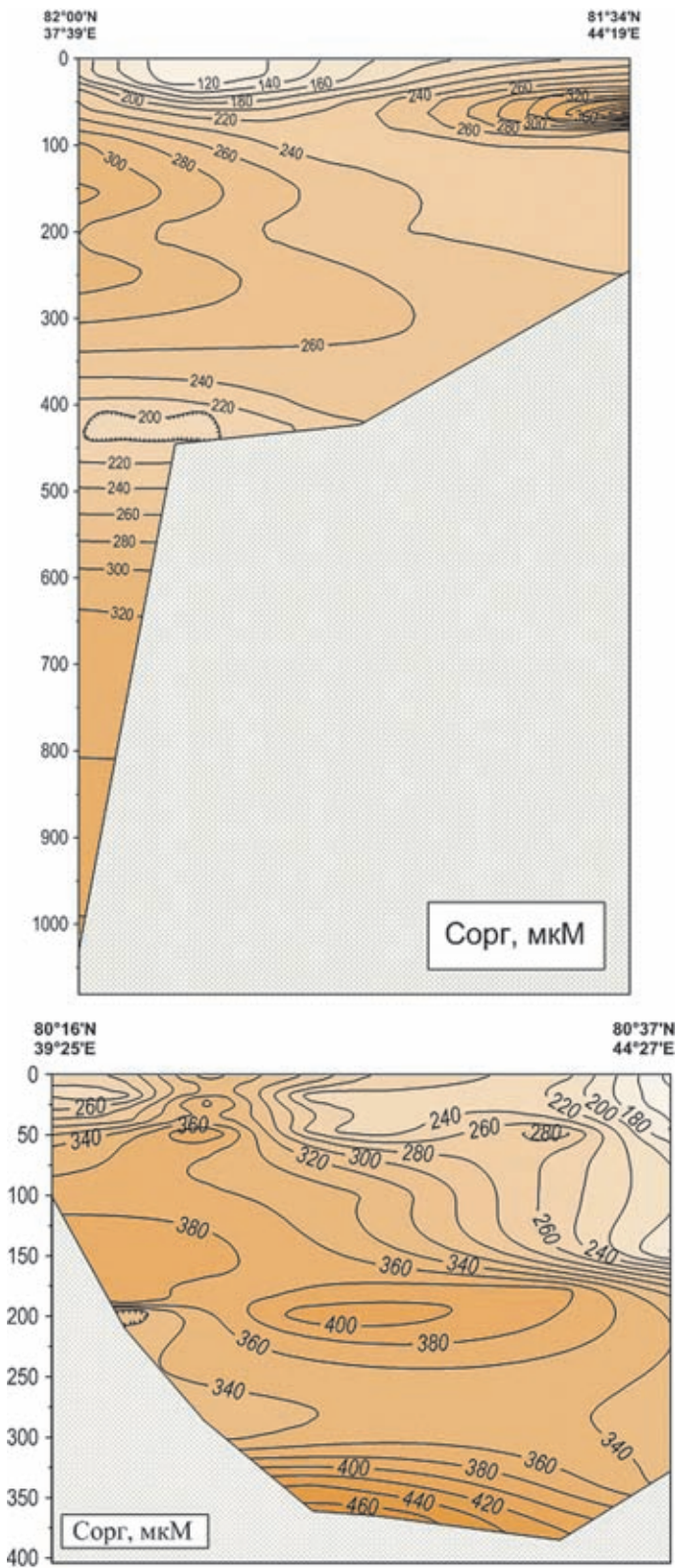


Рис. 4.5.2. Распределение РОУ (мкМ/л) на разрезах в высоких широтах Баренцева моря

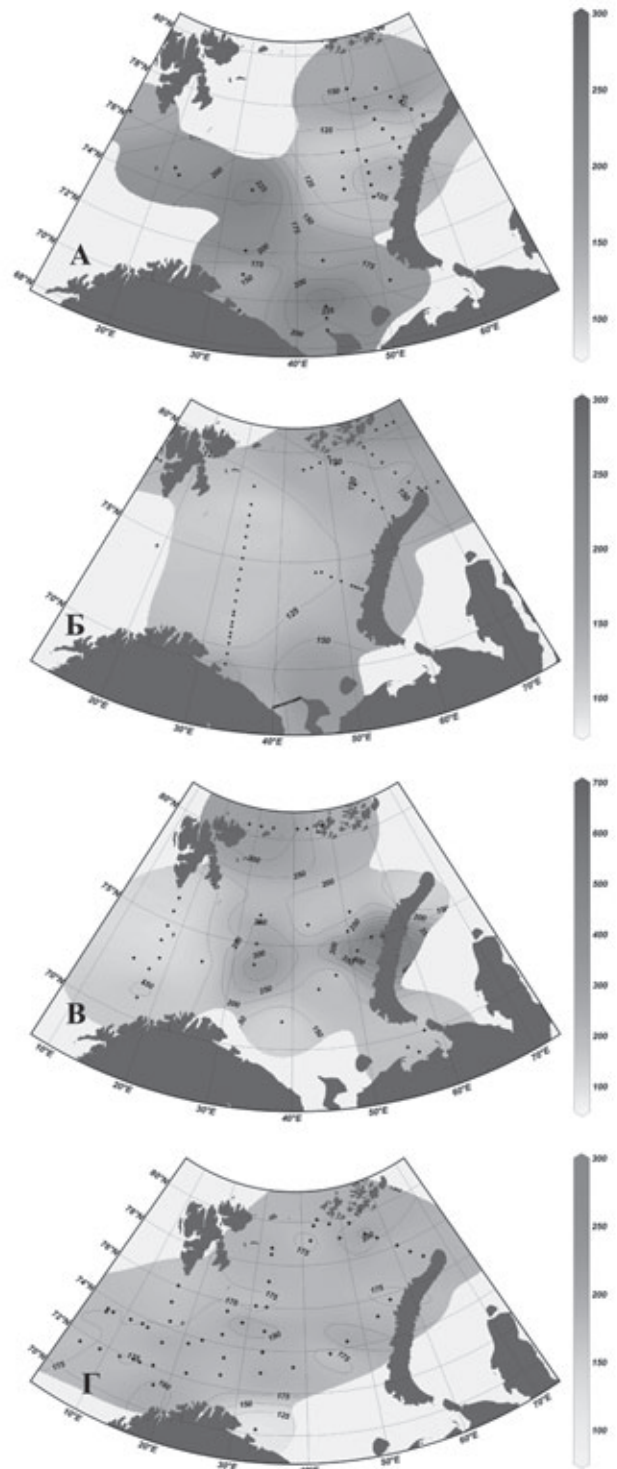


Рис. 4.5.3. Распределение растворенного органического углерода (мкМ/л) в поверхностных водах Баренцева моря: А – 2004 г.; Б – 2013 г.; В – 2016 г.; Г – 2017 г.

Таблица 4.5.1. Пределы изменения концентраций РОУ, ВОУ, $N_{орг}$, $P_{орг}$ и их средние значения, полученные в разные годы в водах Баренцева моря

Период	РОУ мкМ/л $C_{орг}$		ВОУ мкМ/л $C_{орг}$		***	***
	Фотический слой	60 м до дна	Фотический слой	60 м до дна	$N_{орг}$, мкМ/л	$P_{орг}$, мкМ/л
1998 г. октябрь **	<u>136–363*</u> 248	<u>302–482</u> 390	3.92–6.17 5.08	3.00–4.92 3.75	1.1–38.4 13.7	0.03–0.88 0.43
2004 г. август– сентябрь	<u>87–245</u> 156	<u>91–338</u> 142	0.75–13.75 3.42	0.25–5.68 2.25	10.1–75.7 30.9	0.01–5.14 0.28
2013 г. июнь–июль	<u>82–367</u> 144	<u>75–290</u> 128	–	–	0.43–38.6 11.97	0.11–3.37 0.51
2016 г. август– сентябрь	<u>83–664</u> 211	<u>83–478</u> 194	2.00–9.00 4.92	1.08–5.50 2.33	0.3–57.7 15.15	0.01–0.40 0.11
2017 г. июль–август	<u>109–244</u> 177	<u>97–256</u> 173				

Примечание. *Над чертой – пределы значений; под чертой – среднее значение.

** Значения в 1998 г. только для широт Баренцева моря от 79°23' с. ш. до 82°25' с. ш.

***Для $N_{орг}$ и $P_{орг}$ представлены значения их концентраций от поверхностного до придонного слоев.

Первая область высоких концентраций РОУ располагается в арктическом регионе Баренцева моря между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ). В настоящее время на ее ПП оказывает большое влияние таяние многолетних арктических льдов [Arrigo, Dijken, 2015], и она отмечается как область самой высокой валовой ПП моря [Reigstad et al., 2011]. Поэтому вполне вероятно, что высокие концентрации РОУ здесь обусловлены интенсивным продуцированием ОВ. Причем таяние арктических льдов способствует не только росту величины ПП в этом районе за счет увеличения площади свободной ото льда и количества дней открытой воды, но и усиливает динамику вод, интенсифицируя обмен вода–дно.

Вторая область повышенных концентраций РОУ – это область Полярного фронта, представляющая собой зону контакта и трансформации атлантической и арктической водных масс (рис. 4.5.3). Полярный фронт в Баренцевом море относится к северной периферии области распространения вод атлантического происхождения и никак не связан с опреснением поверхностного слоя у ледовой кромки при ее отступлении на север в теплую часть года [Ожигин и др., 2016]. Наряду с апвеллингами фронтальные зоны являются особо продуктивными зонами в морских экосистемах [Lorenzo et al., 1998]. Кроме того, в течение последних 20 лет происходит значительная «атлантификация» Баренцева моря, увеличивается поступление теплых атлантических вод, которые несут с собой повышенные концентрации биогенных

элементов, а также бореального фитопланктона и зоопланктона [Orlova et al., 2005; Dalpadado et al., 2012; Eriksen et al., 2017; Polyakov et al., 2017]. Все это способствует увеличению в этом регионе ПП и повышению концентраций ОВ.

Однако, как следует из сравнения данных, полученных в июне–июле 2013 г. и в августе–сентябре 2016 г. (рис. 4.5.3), в районе Полярного фронта в 2013 г. отсутствовал максимум концентраций РОУ, и средние значения их были в 2–2.5 раза ниже значений 2016 г. и более чем в 1.5 раза ниже значений 2004 г. Возможно, это связано с межсезонной изменчивостью продукционной активности фитопланктона [Dalpadado et al., 2014].

Большие же межгодовые изменения концентраций РОУ во всех исследованных районах моря, которые были выявлены при сравнении данных одного сезона (август–сентябрь), полученных в 2004 и 2016 гг., для области Полярного фронта, вероятно, связаны не столько с уменьшением ледового покрова, сколько с увеличением за этот период влияния вод атлантического происхождения. Так, в 2016 г. в исследуемый период над Центрально-Баренцевоморской банкой был зарегистрирован апвеллинг, который образовался в результате интенсивного проникновения в эту область теплых атлантических вод. Это вызвало значительное увеличение концентраций РОУ в столбе воды над банкой в результате интенсификации обмена вода–дно (рис. 4.5.4).

Третья область, где отмечаются высокие концентрации РОУ, – это район Печорского моря и районы

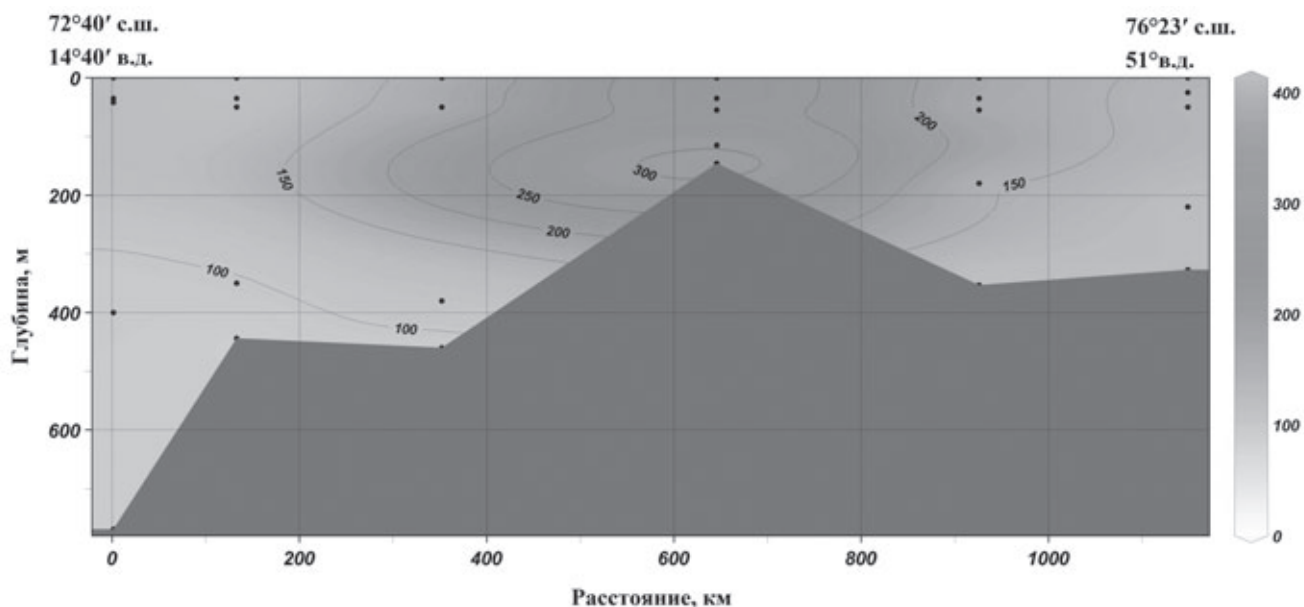


Рис. 4.5.4. Распределение РОУ (мкМ) над Центрально-Баренцевоморской банкой. Сентябрь 2016 г.

мелководий в прибрежной зоне (рис. 4.5.3). Обогащенные питательными веществами происходят за счет речного и материкового стока. Эти районы обычно характеризуются очень хорошим перемешиванием, что обеспечивает снабжение фотической зоны биогенными элементами и, как следствие, – высокую ПП.

Интересно, что влияние стока р. Печоры на распределение РОУ также в значительной степени проявляется в придонном слое. Вероятно, ОБ, поступающее с речными водами, в районе образования биогидрохимического барьера опускается на дно. На увеличение концентраций РОУ в морских водах оказывает заметное влияние и береговой сток, т.к. в районах материкового склона зафиксированы его высокие концентрации от поверхностных до придонных слоев.

В настоящее время освобождение большей части акватории от многолетнего льда привело к значительному повышению концентраций РОУ. Наиболее высокие значения во все года наблюдали на акватории между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа, а также в районе Полярного фронта в августе-сентябре 2004 и 2016 гг.

Следует отметить, что если в 2004 г. по всей исследованной акватории концентрации РОУ в фотическом слое находились в диапазоне 87–245 мкМ со средним значением 156 мкМ, то к 2016 г. диапазон их изменчивости значительно увеличился от 83 до 664 мкМ, а среднее значение концентраций выросло до 211 мкМ. При этом расширились области высоких концентраций РОУ.

В период наших исследований концентрации взвешенного органического углерода (ВОУ) так-

же менялись в очень широких пределах – от 0.25 до 15.17 мкМ. Его высокие концентрации были характерны для зоны интенсивного ПП у Кольского п-ова. Несмотря на осенний период, во время работ насыщение вод кислородом здесь было 102–112%. Интересно, что в местах активного ПП максимальные концентрации РОУ (до 16 мкМ) зафиксированы не на поверхности, а в слое 10–20 м. Содержание же ВОУ в придонном слое изменяется в пределах от 0.25 до 5.67 мкМ (рис. 4.5.5). Следует отметить, что минимальные концентрации $C_{\text{орг}}$ в этом слое характерны для зон интенсивного ПП. Вероятно, в первую фазу активного осеннего цветения фитопланктона количество отмерших клеток минимально и образование взвеси за счет этих клеток незначительно.

Между 34° в. д. и 46° в. д. из ледовой зоны выносятся холодные воды, обогащенные не только растворенным, но и взвешенным ОБ, которые в основном распространяются в юго-западном направлении (рис. 4.5.5). В придонном слое этот язык повышенных концентраций ВОУ не распространяется так далеко на юг, как в поверхностном слое, а значения концентраций здесь превышают 5 мкМ. Интересно, что влияние печорских вод проявляется только в придонном слое, в котором под их воздействием образуется язык концентраций ВОУ более 5 мкМ (рис. 4.5.5). Это еще раз подтверждает предположение, что ОБ, поступающее с речными водами, в результате образования биогидрохимического барьера быстро опускается на дно. При этом на частицах взвеси может сорбироваться и РОУ.

Неравномерность распределения РОУ и ВОУ по всей акватории обуславливает и довольно значитель-

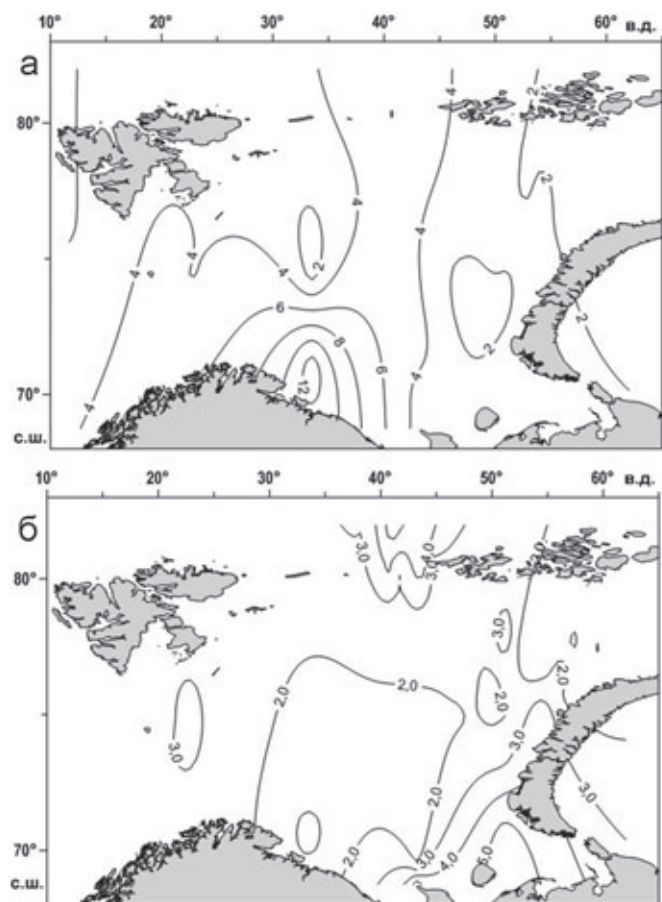


Рис. 4.5.5. Распределение ВОУ (мкМ) в Баренцевом море:
а – поверхностный слой; б – придонный слой

ные колебания во вкладе взвешенного ОВ в его общее содержание. Величины этого вклада изменяются от 0.08% до 9.42%. Как правило, ОВ фотического слоя содержит относительно больше ВОУ, чем ОВ придонного слоя. Исключение составляет район, находящийся под влиянием печорских вод. Здесь в придонном слое за счет механизмов соосаждения содержание ВОУ в общем пуле ОВ увеличивается в 2–4 раза по сравнению с поверхностным слоем (рис. 4.5.6).

К сожалению, очень большие пространственные колебания концентраций как РОУ, так и ВОУ, что в основном определяется большой вариабельностью ПП [Reigstad et al., 2011], а также сравнительно малое количество данных не могут дать четкого представления о сезонной и межгодовой изменчивости этих показателей в водах Баренцева моря. Это положение хорошо демонстрируют данные, представленные в табл. 4.5.2 и 4.5.3.

Наиболее показательным будет сравнение данных, полученных в августе–сентябре 2004 и 2016 гг., т. к. обработка и анализ проб проводились по одной методике и тем же коллективом.

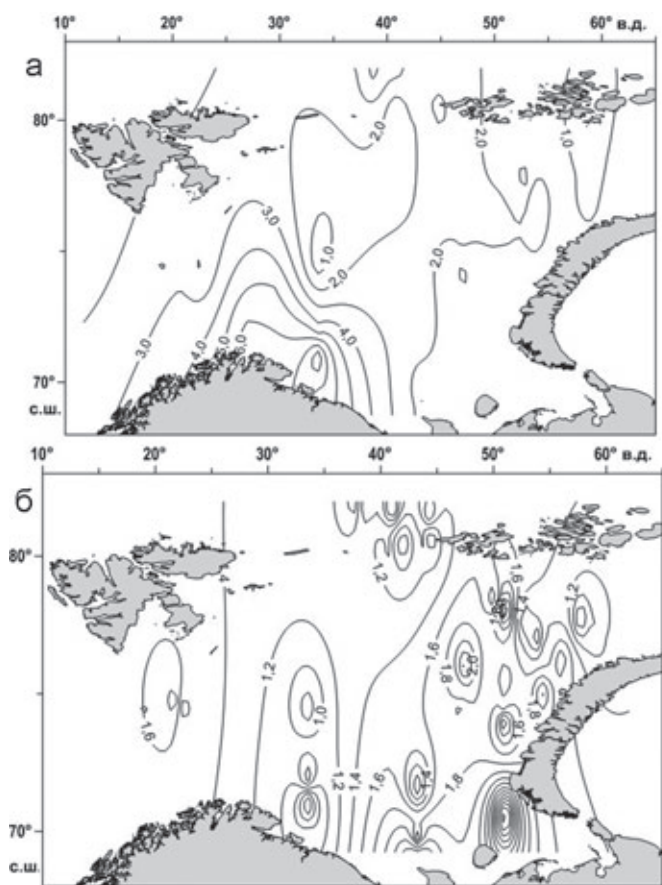


Рис. 4.5.6. Относительное содержание взвешенного органического вещества от его общего содержания (%):
а – поверхностный слой; б – придонный слой

Средние концентрации РОУ не только в фотическом слое, но и вплоть до придонного слоя, в 2004 г. были ниже более чем на 25%. В это же время в фотическом слое более чем на 30% были ниже и концентрации ВОУ, которые в глубинных слоях к 2016 г. практически не изменились. Исходя из данных американских ученых [Arrigo, Dijken, 2015], которые показали увеличение чистой ПП с 1998 по 2012 гг. в Арктическом океане вообще и в Баренцевом море в частности (на 28%), можно было предположить увеличение средних концентраций РОУ и ВОУ к 2016 г. в основном за счет увеличения ПП в высоких широтах моря. Действительно, как следует из данных таблицы 4.5.3, здесь в фотическом слое концентрации РОУ увеличились больше, чем на 40%, а ВОУ больше, чем на 50%. В глубинных слоях увеличение соответствующих показателей составило около 20%.

Таким образом, интенсификация ПП в арктических водах приводит к увеличению концентраций не только взвешенного, но и растворенного ОВ.

Органический фосфор также как и $C_{орг}$ по исследованной акватории моря распределен очень

неравномерно (рис. 4.5.7). Осенью величины его концентраций колеблются от 0.01 до 0.71 мкМ. Как правило, высокие концентрации характерны для фотического слоя, а низкие – для придонных слоев. В поверхностных водах самые высокие концентрации зафиксированы в местах интенсивного фотосинтеза и в районе влияния арктических вод. Подледные арктические воды обогащены не только $C_{орг}$, но и $P_{орг}$. Распределение $P_{орг}$ в столбе воды также

неоднородно. При общей тенденции уменьшения концентраций с глубиной в зонах проникновения Северо-Атлантической трансформированной воды наблюдаются минимальные концентрации $P_{орг}$. Это связано с тем, что при смешении вод разного генезиса происходит интенсификация биологических процессов, в частности, скорость минерализации органических фосфатов при этом возрастает в 2–3 раза [Агатова и др., 2004].

Таблица 4.5.2. Пределы изменения концентраций РОУ и ВОУ и их средние значения, полученные в разные годы в водах Баренцева моря

Период	РОУ, мкМ		ВОУ, мкМ	
	Фотический слой	60–750 м	Фотический слой	60–750 м
1976 г. август–сентябрь	<u>136–333*</u> 225	<u>108–290</u> 152	<u>4.20–21.33</u> 11.36	<u>2.15–5.68</u> 3.30
1997 г. август–октябрь	–	–	<u>0.33–15.0</u> 6.17	<u>0.83–38.08</u> 5.83
2004 г. август–сентябрь	<u>87–245</u> 156	<u>91–338</u> 142	<u>0.75–13.75</u> 3.42	<u>0.25–5.68</u> 2.25
2016 г. август–сентябрь	<u>83–664</u> 211	<u>83–478</u> 194	<u>2.00–9.00</u> 4.92	<u>1.08–5.50</u> 2.33

Примечание. * Над чертой – пределы значений; под чертой – среднее значение. Данные 1976, 1997 гг. [Романкевич, Ветров, 2001]. Данные 2004 г. [Агатова и др., 2007]. Данные 2016 гг. [Торгунова, Кодрян, в печати].

Таблица 4.5.3. Пределы изменения концентраций РОУ и ВОУ и их средние значения, полученные в разные годы, в водах высоких широт Баренцева моря от 79°23' с. ш. до 82°25' с. ш.

Период	РОУ, мкМ		ВОУ, мкМ	
	Фотический слой	60–750 м	Фотический слой	60–750 м
1976 г. август–сентябрь	<u>133–193*</u> 167	<u>110–122</u> 118	<u>3.33–8.08</u> 6.33	<u>2.08–3.18</u> 2.58
1997 г. август–октябрь	–	–	<u>0.92–18.83</u> 8.75	<u>0.33–3.00</u> 1.42
1998 г. октябрь	<u>136–363</u> 248	<u>302–482</u> 390	<u>3.92–6.17</u> 5.08	<u>3.00–4.92</u> 3.75
2004 г. июль	<u>65–75</u> 71	<u>62–71</u> 67	–	–
2004 г. август–сентябрь	<u>136–218</u> 157	<u>132–338</u> 183	<u>1.42–2.58</u> 2.08	<u>1.42–3.33</u> 2.08
2016 г. август–сентябрь	<u>118–394</u> 265	<u>118–331</u> 220	<u>2.42–7.42</u> 4.43	<u>1.50–5.08</u> 2.67

Примечание. * Над чертой – пределы значений; под чертой – среднее значение. Данные 1976, 1997 гг. [Романкевич, Ветров, 2001]. Данные 1998 г., октябрь [Агатова и др., 2001]. Данные 2004 г., июль [Gasparovic et al., 2007]. Данные 2004 г., август–сентябрь [Агатова и др., 2007]. Данные 2016 г. [Кодрян и др., 2017].

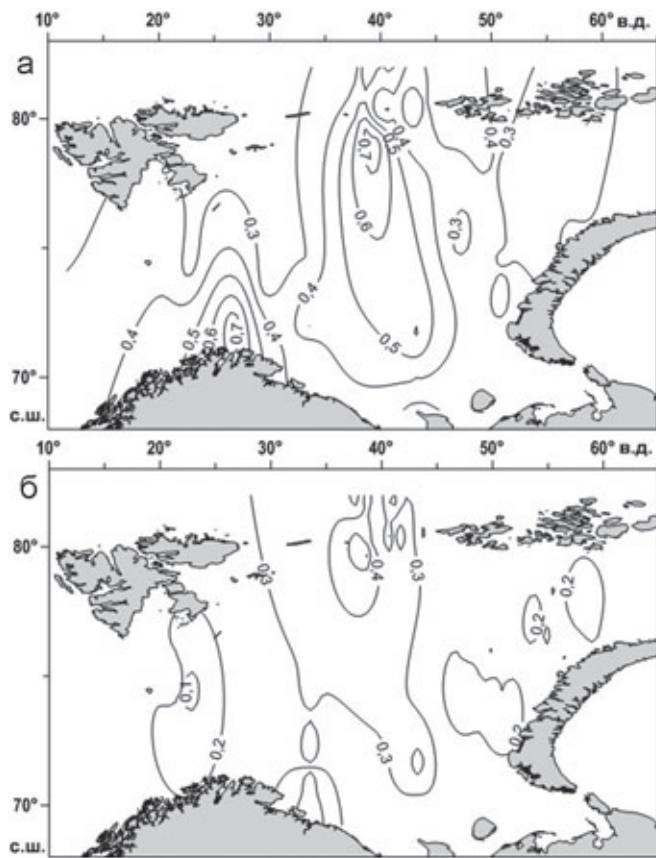


Рис. 4.5.7. Распределение органического фосфора (мкМ/л) в водах Баренцева моря:
а – поверхностный слой; б – придонный слой

Интересно, что если в поверхностных водах распределение $P_{\text{орг}}$ до некоторой степени схоже с распределением $C_{\text{орг}}$, то в придонных водах распределение этих двух элементов ОВ абсолютно не совпадает. Такое несовпадение обуславливает и очень большую неоднородность значений молярных соотношений С/Р как в поверхностных, так и в придонных водах. Как правило величины С/Р в поверхностных водах ниже, чем в придонных. Следует отметить, что вообще для вод Баренцева моря характерны высокие значения соотношений С/Р, часто намного превышающие молярные соотношения этих элементов не только по Редфильду, но и значения, пересмотренные в последнее время Летчером и Муром [Letscher, Moore, 2015]. Так, в поверхностных водах величины этих соотношений изменяются от 160 до 1155, а в придонных – от 413 до 2103. Максимальные значения С/Р (более 2800) были получены нами в зонах проникновения Северо-Атлантической трансформированной воды и обусловлены как повышением концентрации $C_{\text{орг}}$, так и понижением концентрации $P_{\text{орг}}$ при смешении вод разного генезиса. В водах Северной Атлантики так-

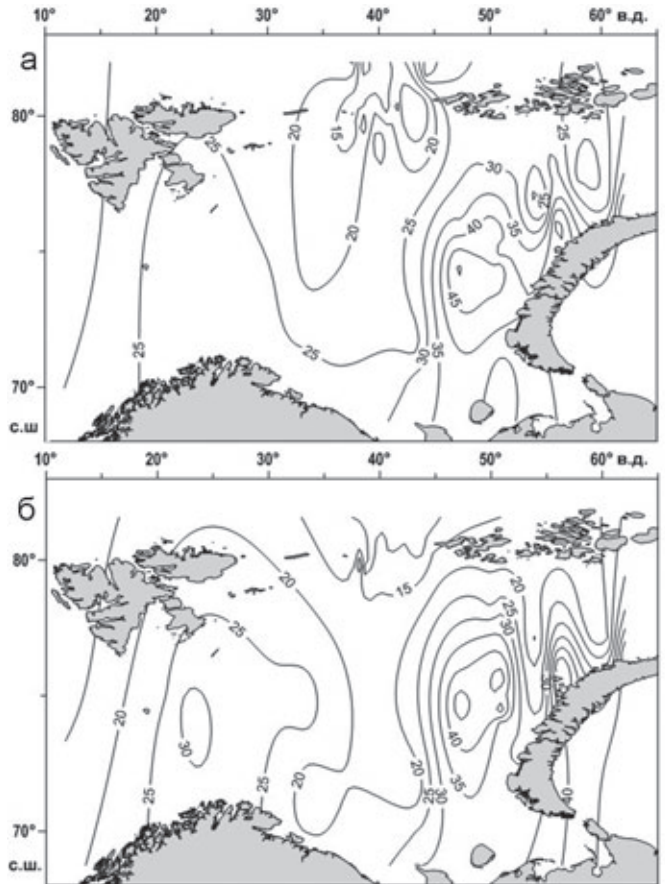


Рис. 4.5.8. Распределение органического азота (мкМ/л) в водах Баренцева моря:
а – поверхностный слой; б – придонный слой

же отмечался очень широкий диапазон величин молярных соотношений С/Р (160–4831) с максимальными значениями в глубинных водах [Агатова и др., 2008; Aminot, Kerouel, 2004; Kramer et al., 2005]. Французские исследователи полагают, что более устойчивое к бактериальному разложению ОВ обладает более высоким соотношением С/Р. Однако ими же было показано, что бактерии эффективно разлагают ОВ, обедненное как азотом, так и фосфором [Aminot, Kerouel, 2004]. Вероятно, популяции микроорганизмов различных морских экосистем приспособились к утилизации разнообразных по элементному составу ОВ, а недостаток фосфора восполняют за счет его быстрой оборачиваемости.

Подробные многолетние исследования состояния биогенных элементов в водах Баренцева моря, проводимые сотрудниками Мурманского морского биологического института (ММБИ), показали значительную межсезонную изменчивость концентраций $P_{\text{орг}}$ в фотическом слое [Матишов и др., 1997]. Интересно, что в марте–апреле $P_{\text{орг}}$ практически полностью исчезает из всей 100-метровой толщи воды и появляется

с развитием планктона, причем, осенний максимум концентрации $P_{орг}$ в фотическом слое в несколько раз выше весеннего.

Органический азот также как $C_{орг}$ и $P_{орг}$ по исследованной акватории моря распределен очень неравномерно (рис. 4.5.8). Осенью его концентрации колеблются от 5.34 до 57.77 мкМ. Следует отметить, что трансформированные арктические воды, которые обогащены $C_{орг}$ и $P_{орг}$, несут минимальные концентрации $N_{орг}$. В этих водах наиболее четко проявляется закономерность – уменьшение концентраций $N_{орг}$ от фотического слоя до дна. В районе, наиболее подверженном влиянию теплых атлантических водных масс (на юго-западе моря), распределение $N_{орг}$ довольно равномерно по всей водной толще. Как показали исследования сотрудников ММБИ РАН, с этими водами в Баренцево море из Северо-Европейского бассейна поступает ОВ, обогащенное азотом. Доля органических форм азота составляет более 60% от его валового количества [Магишов и др., 1997]. Интересно, что самые высокие концентрации $N_{орг}$ как в поверхностном, так и в придонном слое, исследователи из ВНИРО наблюдали у берегов Новой Земли, на траверзе пр. Маточкин шар (45°–52° в. д.) и в районе Печорского моря (рис. 4.5.8) не только в 2004 г., но и в 2016 г.

Неоднородность распределения концентраций $N_{орг}$ по акватории моря обуславливает и очень большую неоднородность значений молярных отношений C/N как в поверхностных, так и в придонных водах. Если, как правило, величины C/P в поверхностных водах ниже, чем в придонных, то такая закономерность для величин C/N наблюдается в районах влияния теплых атлантических вод и в районе распространения холодных арктических вод. Причем, в наиболее продуктивных водах на юго-западе моря величины этих отношений колеблются в пределах 6–10, тогда как в районе влияния арктических вод они самые высокие. Максимальные их значения в поверхностном слое достигают 30, а в придонном – даже 50. Такие большие величины молярного отношения C/N в водах высоких широт Баренцева моря обусловлены как самыми большими концентрациями растворенного $C_{орг}$, так и самыми низкими концентрациями $N_{орг}$.

Следует отметить, что самые высокие концентрации $N_{орг}$, которые зафиксированы в районе Новой Земли, находятся при сравнительно низких концентрациях $C_{орг}$ относительно других районов Баренцева моря. Поэтому для ОВ в этой акватории характерны самые низкие значения молярного отношения C/N , в некоторых случаях даже ниже 2. Из природных соединений только мочевины и производные пуриновых и пиримидиновых оснований обладают такими низ-

кими значениями молярного отношения C/N . С этой точки зрения вполне вероятно, что воды Баренцева моря здесь загрязнены азотсодержащими веществами не биологического происхождения.

В водах Баренцева моря содержание $N_{орг}$ претерпевает сезонные изменения в основном в фотическом слое. Минимальные концентрации характерны для зимних месяцев, а максимальные – для летних. К сожалению, нет работ по сезонным изменениям концентраций РОВ и ВОВ в Баренцевом море. Однако исследования изменений концентраций $C_{орг}$ и $N_{орг}$ в водах Северной Атлантики от весны к лету показали, что по мере развития цветения фитопланктона увеличивается концентрация азотсодержащих РОВ, величины молярного отношения C/N от весны к лету уменьшаются от 20 до 17 [Skoog et al., 2001]. В период же интенсивного цветения фитопланктона эти значения в РОВ равны 5–6, увеличиваясь до 10–16 по мере затухания цветения [Kortzinger et al., 2001]. Аналогичным образом изменяются молярные отношения C/N в ВОВ, возрастая от 5.8 до 8.9 к концу цветения [Mei et al., 2005]. Таким образом, значения C/N отношения 6–10, полученные на шельфе в западной части моря, скорее всего, связаны с развитием осеннего цветения фитопланктона.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ БИОХИМИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ РОВ И ВОВ

В отличие от южных морей и других вод Мирового океана, где основной вклад в растворенное ОВ вносят углеводы [Benner et al., 1992], основными биохимическими компонентами растворенного ОВ в арктических морях, в том числе и в Баренцевом море, являются углеводы и липиды, причем в северной части Баренцева моря концентрации растворенных липидов в среднем даже выше растворенных углеводов (табл. 4.5.4). Основным биохимическим компонентом взвешенного ОВ в Баренцевом море являются, как правило, белки, а соотношение липидов и углеводов в ВОВ зависит от преобладания гетеротрофных, либо автотрофных организмов в популяции микропланктона.

Пространственное распределение основных биохимических компонентов РОВ и ВОВ, как правило, аналогично пространственному распределению РОУ и ВОУ и в основном обусловлено интенсивностью тех или иных биологических процессов. В то же время характер их вертикального распределения так или иначе связан с особенностями гидрологической структуры вод, их взаимодействием, оказывающим заметное влияние на биологические процессы. Например, в северной части Баренцева моря распространение трансформированных вод атлантического

происхождения четко выделяется от арктических вод не только по растворенному $C_{орг}$ и $N_{орг}$, но и по растворенным углеводам, липидам и белкам, что указывает на увеличение биомассы пикопланктона в этих водах (табл. 4.5.4).

Интенсивный обмен вода–дно может отражаться на биохимическом составе ОВ придонных слоев воды в зависимости от биогеохимических процессов в осадках. Так, необычное вертикальное распределение растворенных углеводов в центре желоба Франца-Виктории (рис. 4.5.9), обусловлено наличием здесь нефтеносных слоев, из которых при интенсивном обмене вода–дно в раствор поступают углеводороды метанового ряда, которые абиотическим путем

могут превращаться в углеводоподобные соединения [Reid, Orgel, 1967].

Помимо желоба Франца-Виктории в Баренцевом море можно выделить еще три района, где концентрации растворенных углеводов значительно увеличиваются ко дну. Во-первых, это западный район моря, где концентрации углеводов в придонном слое на порядок выше поверхностных. Во-вторых, это район влияния печорских вод, которые содержат высокие концентрации углеводов, и, в-третьих, это акватория между архипелагом Земля Франца-Иосифа и о. Новая Земля около 58° в. д. Либо все эти районы являются нефтеносными, либо они все загрязнены углеводородным топливом.

Таблица 4.5.4. Средние значения концентраций РОУ, ВОУ и основных биохимических компонентов ВОВ и РОВ (мг/л) в разных типах вод Баренцева моря от $79^\circ 23'$ с. ш. до $82^\circ 25'$ с. ш.

Показатель	Октябрь 1998 г.			Август–сентябрь 2016 г.		
	Поверхн. арктические	Трансформ. атлантические	Придонные	Поверхн. арктические	Трансформ. атлантические	Придонные
Температура, $T^\circ C$	$<-1.2^\circ$	1–2,5°	Около 0°	$<-1.2^\circ$	1–2.5°	Около 0°
РОУ	1.69 (1.17–2.99)	2.11 (1.22–2.63)	2.34 (1.57–3.19)	3.67 (1.42–5.08)	3.09 (1.35–4.05)	3.53 (1.58–4.96)
Белки раств. % от РОВ	0.097 (0.034–0.156) 1.8%	0.099 (0.036–0.192) 1.3%	0.104 (0.044–0.232) 1.2%	0.059 (0.033–0.096) 2%	0.053 (0.024–0.108) 2%	0.052 (0.026–0.094) 1.5%
Углеводы раств. % от РОВ	1.48 (0.21–2.73) 8%	2.46 (0.91–3.71) 32%	3.02 (1.44–4.06) 35%	0.478 (0.162–1.680) 13%	0.930 (0.297–1.986) 30%	0.958 (0.297–1.960) 27%
Липиды раств. % от РОВ	0.97 (0.62–1.85) 18%	1.12 (0.84–1.54) 15%	0.93 (0.43–1.32) 11%	0.647 (0.303–1.397) 18%	0.616 (0.330–1.007) 20%	0.583 (0.270–0.875) 16%
ВОУ	0.058 (0.029–0.072)	0.042 (0.030–0.050)	0.047 (0.033–0.066)	0.054 (0.026–0.089)	0.030 (0.015–0.061)	0.026 (0.018–0.035)
Белки взв. % от ВОВ	0.039 (0.024–0.051) 34%	0.022 (0.015–0.032) 26%	0.026 (0.016–0.051) 28%	0.043 (0.020–0.073) 40%	0.013 (0.007–0.024) 30%	0.018 (0.010–0.025) 36%
Углеводы взв. % от ВОВ	0.019 (0.011–0.036) 16%	0.015 (0.011–0.023) 18%	0.020 (0.011–0.034) 21%	0.020 (0.007–0.061) 19%	0.016 (0.006–0.051) 24%	0.012 (0.006–0.020) 21%
Липиды взв. % от ВОВ	0.025 (0.007–0.060) 22%	0.022 (0.015–0.031) 26%	0.022 (0.011–0.047) 23%	0.023 (0.005–0.060) 21%	0.016 (0.005–0.052) 24%	0.012 (0.005–0.020) 23%
C/N	17 (5–40)	25 (10–50)	39 (20–59)	38 (15–52)	18 (9–25)	21 (11–31)
C/P	513 (160–960)	1061 (516–1150)	834 (470–2103)	–	–	–

Примечание. В скобках – пределы изменений показателей; отношения C/N и C/P даны для суммы ВОВ и РОВ.

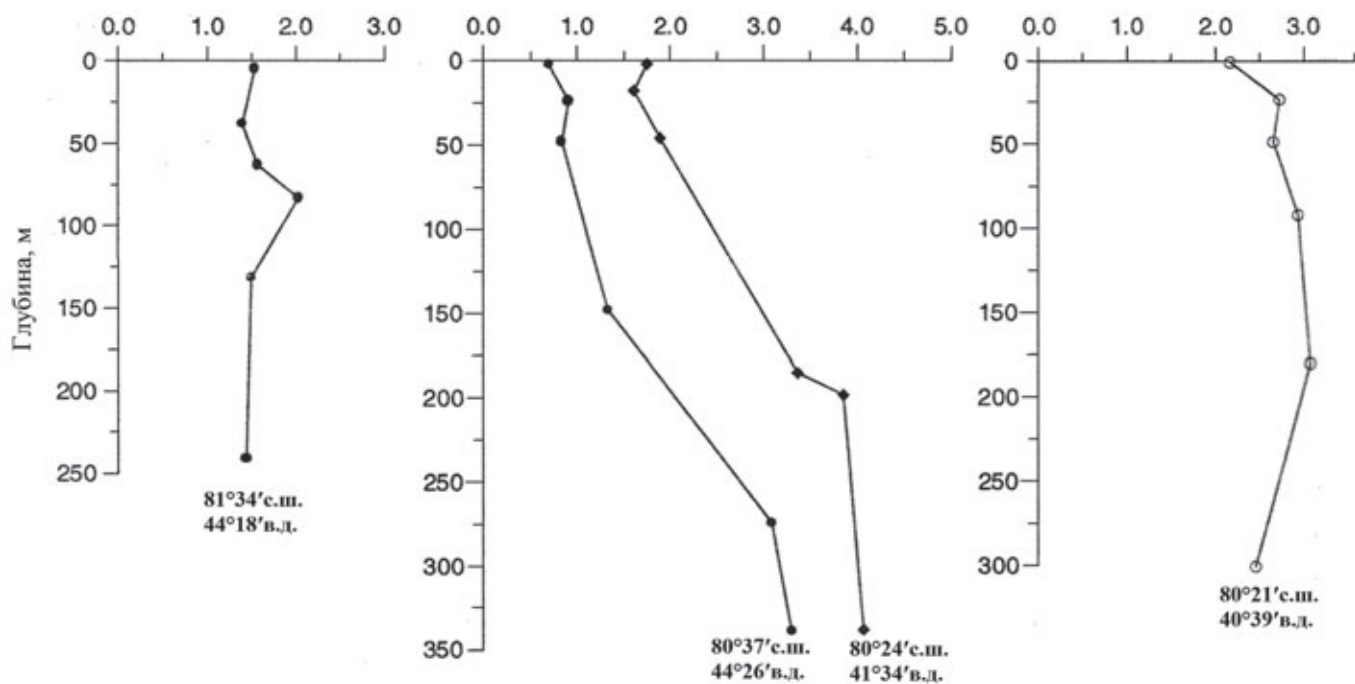


Рис. 4.5.9. Вертикальное распределение растворенных углеводов (мг/л) в Баренцевом море. Октябрь, 1998 г.

Как уже отмечалось выше, концентрации взвешенных углеводов в фотическом слое определяются интенсивностью процессов ПП, тесно связаны с распределением здесь хлорофилла и поэтому могут служить показателем биомассы фитопланктона [Marshall, Orr, 1962; Liebezeit, 1987]. Большая неоднородность интенсивности ПП в водах Баренцева моря обусловила и их значительные колебания во взвеси (от 8% до 25%).

Интересно, что основной вклад в ОВ взвеси в фотическом слое вносят белки (30–60%), что, вероятно, связано здесь с более интенсивными гетеротрофными процессами, нежели автотрофными. Вклад же углеводов и липидов сопоставим, тогда как в соседнем Норвежском море, как правило, концентрации липидов в 1.5–2.5 раза выше концентраций углеводов [Агатова и др., 2001]. В то же время растворенные углеводы здесь могут составлять до 50% РОВ, что характерно для Мирового океана [Benner, 2002]. Однако не везде в исследуемом районе Баренцева моря углеводы являются основным биохимическим компонентом растворенного ОВ. Большой вклад в РОВ вносят и липиды. Особенно эта закономерность хорошо выражена на бровке шельфа Арктического бассейна, где растворенные липиды в 1.5–3 раза превышают концентрацию растворенных углеводов. По всей исследованной акватории Баренцева моря концентрации растворенных липидов в РОВ колеблются в широких пределах от 0.40 до 1.90 мг/л [Беляева, Романкевич, 1983; Агатова и др., 2001]. Для трансфор-

мированных атлантических вод характерно большее содержание $C_{орг}$ и большее содержание липидов, чем для субарктических водных масс. К тому же вертикальное распределение липидов во взвеси носит квазиоднородный характер, а не возрастает с глубиной (табл. 4.5.4). Следует отметить, что липиды в Северном Ледовитом океане (СЛО) выше 80° с. ш. могут составлять до 60% от РОВ, причем такое обогащение липидами наблюдается не только в открытой воде, но и во льдах [Агатова, Лапина, 2001; Агатова и др., 2011].

Максимальные концентрации липидов характерны для зон активного первичного продуцирования в фотическом слое и для вод придонного слоя, в которых, как правило, значительно возрастает их процентное содержание в РОВ не только на шельфе, но и в пелагиали. Такие большие концентрации липидов можно объяснить, с одной стороны, тем, что в высоких широтах все макро- и микрообитатели обогащены жирами [Zsolnay, 1977]. В результате жизнедеятельности этих гидробионтов значительное количество липидов выделяется в воду, где долгое время может сохраняться благодаря их устойчивости к разложению. С другой стороны, нельзя исключить высачивание нефтяных углеводородов, что может увеличивать концентрацию общих липидов в водах СЛО. Может быть поэтому в распределении липидов по вертикали трудно выделить какую-либо закономерность: в некоторых случаях их концентрации могут увеличиваться от поверхности до придонного слоя в 1.5–2 раза, в некоторых – уменьшаться, а иногда они

равномерно распределены по всей толще. Однако практически во всех местах, где отмечено увеличение концентрации углеводов ко дну, происходит и увеличение концентрации липидов.

Если распределение взвешенных углеводов в фотическом слое дает представление о распределении биомассы фитопланктона, то распределение растворенных и взвешенных белков дает представление о распределении биомассы микрогетеротрофов – основных преобразователей и переносчиков ОВ в морских экосистемах. Биомасса, рассчитанная исходя из концентраций взвешенного белка, в фотическом слое Баренцева моря колеблется в широких пределах от 0.1 до 1.1 г/м³. Самая высокая биомасса микропланктона характерна для поверхностных вод южнее 80° с. ш. В желобе же Франца-Виктории эти концентрации не превышают 0.34 г/м³. Здесь основная биомасса микропланктона сосредоточена во льдах [Агатова, Лапина, 2001].

В глубинных водах биомасса микропланктона в 1.5–2 раза ниже, чем в фотическом слое, и пределы колебаний ее величин не так значительны (0.10–0.20 г/м³).

Характерной особенностью вод северной части Баренцева моря в осенний период явилось значительное количество пикопланктона, которое, как правило, в 2–5 раз превышало количество микропланктона как в фотическом слое, так и в глубинных слоях. Концентрации пикопланктона колебались в широких пределах (0.22–2.60 г/м³), причем самые высокие обнаружены в поверхностных водах южнее 81° с. ш. Ранее по изменению концентраций АТФ было показано, что зимой в динамически активных зонах Баренцева и Норвежского морей происходит увеличение концентраций пикопланктона [Бенжитский и др., 1992]. Вертикальное распределение пикопланктона довольно однородно, однако почти всегда его концентрации возрастают в зоне смешения вод разного генезиса. Как правило, при смешении вод разного генезиса происходит увеличение концентраций всех биохимических компонентов ОВ за счет наращивания биомассы микроорганизмов. Например, в Норвежском море это зарегистрировано в слое 250–400 м, где отмечена зона смешения атлантической и полярной водных масс, и в Баренцевом море во всех местах проникновения атлантических вод [Агатова и др., 2001].

Таким образом, изменчивость гидрологических условий регистрируется по биохимическим показателям не только на поверхностных горизонтах, но и в глубинных слоях.

Ледовые экосистемы. Наличие динамичного ледяного покрова является самой существенной

пространственно-временной неоднородностью Баренцева моря, которая влияет на формирование биологической структуры этой морской экосистемы и отражается как на распределении, так и на качественном составе ОВ [Агатова, Лапина, 2001].

Сравнительное исследование многолетнего и молодого льда в Баренцевом море показало, что количество РОУ во всех трех составляющих ледовой экосистемы (снег, лед, подледная вода) изменяется в пределах от 140 до 271 мкМ. Максимальные концентрации характерны для нижней части ядра как молодого, так и старого льда и для снега. Концентрации ВОУ изменяются в пределах 6.33–42.75 мкМ, максимальные концентрации характерны для многолетних льдов, содержание ВОВ в которых практически в два раза выше, чем в однолетних (табл. 4.5.5).

Ледовая обстановка обуславливает большую изменчивость концентраций ОВ в поверхностных слоях. Так в водах, свободных ото льда, в поверхностном слое концентрации ВОУ минимальны, тогда как подо льдом концентрации его в этом слое увеличиваются в 2–5 раз, т. е. на границе раздела фаз интенсифицируются все жизненные процессы, что приводит к увеличению биомассы как гетеротрофного, так и автотрофного микропланктона [Айзатуллин и др., 1979; Мельников, 1989].

В верхней части ядра из многолетнего льда велика доля взвешенного ОВ (27% от РОВ), тогда как в верхней части однолетнего льда резко падает содержание взвешенного ОВ (14% от РОВ). ОВ этих льдов особенно различается по биохимическому составу. Так, если в РОВ молодого льда основной вклад вносят углеводы, то в РОВ многолетнего льда возрастает доля липидов, концентрации которых сопоставимы или даже немного превышают концентрации растворенных углеводов, причем в верхней части ядра концентрации взвешенных липидов сопоставимы с концентрациями взвешенного белка – основного биохимического компонента ВОВ. Такие количественные и качественные различия ОВ многолетних и однолетних льдов обусловлены как физико-химическими, так и биологическими причинами. Образование центров кристаллизации вокруг взвешенных частиц приводит к накоплению их во льду и по мере наращивания толщины льда к перемещению взвеси в верхние слои [Черепанов и др., 1997], что и обуславливает повышенные концентрации ВОВ в верхних частях ядра молодого льда. Однако обогащение многолетних льдов ОВ происходит уже за счет заселения их криофлорой, активный метаболизм которой приводит к существенным различиям в биохимическом составе РОВ и ВОВ однолетних и старых льдов.

Таблица 4.5.5. Биохимический состав растворенного и взвешенного ОВ в различных ледовых образованиях

Координаты отбора проб	Фракции	Растворенное ОВ, мг/л				Взвешенное ОВ, мг/л			
		углево-ды	белки	липиды	C _{орг}	углево-ды	белки	липиды	C _{орг}
81°51' с. ш. 38°47' в. д.	снег	1.00	0.277	1.17	2.47	0.067	0.084	0.032	0.126
	лед* kern верх. ч.	0.63	0.276	0.94	1.87	1.116	0.324	0.304	0.513
	лед* kern нижн. ч.	1.33	0.188	1.34	2.94	0.061	0.280	0.115	0.315
	подлед. вода	0.63	0.164	1.08	1.92	0.175	0.209	0.179	0.388
81°51' с. ш. 38°18' в. д.	снег	0.070	0.107	1.12	1.96	0.050	121	0.065	0.161
	лед kern верх. ч.	1.12	0.194	0.52	1.88	0.089	207	0.087	0.263
	лед kern нижн. ч.	1.47	0.056	0.72	2.31	0.038	095	0.040	0.119
	подлед. вода	0.60	0.172	1.21	1.99	0.042	086	0.058	0.128
Открытая вода. Разрез I (82°00' с. ш.; 37°39' в. д. – 81°34' с. ш.; 44°19' в. д.)	вода	0.90	0.113	0.82	1.92	0.025	0.042	0.022	0.061
Открытая вода. Разрез II (80°16' с. ш.; 39°25' в. д. – 80°37' с. ш.; 44°27' в. д.)	вода	1.64	0.095	1.16	3.03	0.018	0.039	0.026	0.052

Примечание. *Двухгодичный лед.

Величины биомассы микроорганизмов в многолетнем льду были практически в 2 раза выше, чем в однолетнем (средние значения составляли 1.84 и 0.94 г/м³ соответственно). Интересно, что в том и другом льду в отличие от снега соотношение между количеством микро- и пикоформ в биомассе микроорганизмов практически одинаково.

Следует отметить, что нижняя часть более молодого льда по концентрации и биохимическому составу ВОВ очень близка к воде из лунки в месте взятия керна, тогда как по биохимическому составу РОВ они сильно отличаются, хотя концентрации РОУ и в том, и в другом случае практически одинаковы (табл. 4.5.5). Нижняя же часть керна старого льда отличается и по концентрации, и по биохимическому составу и РОВ, и ВОВ от воды подо льдом. В тоже время концентрации РОВ и содержание в них основных биохимических компонентов практически одинаковы в обеих лунках, тогда как и по концентрации ВОВ, и по его биохимическому составу эти воды различаются. Содержание ВОВ в воде из сквозной лунки после взятия керна многолетнего льда превышало практически в четыре

раза его содержание в воде из лунки после взятия керна молодого льда, ВОВ от РОВ составляло 20% и 5% соответственно. Все эти отмеченные сходства и различия в основном отражают степень обособленности ледовой экосистемы от водной среды, из которой этот лед образовался. Так в одногодичном льду популяции микроорганизмов еще мало отличаются от популяций микропланктона в воде, что определяет количественное и качественное сходство ВОВ. Однако обитание их в твердой фазе, вероятно, изменяет их метаболизм, что отражается на биохимическом составе РОВ. Экосистема же многолетнего льда более стабильна и более обособлена от водной экосистемы, что и проявляется в количественных и качественных различиях РОВ и ВОВ.

Следует отметить, что по концентрации и биохимическому составу РОВ и ВОВ отличаются так же подледная и открытая вода (табл. 4.5.5). Как видно из таблицы, основное различие растворенного и взвешенного ОВ определяется содержанием белка, т. е. биомассой микропланктона, концентрации которого практически в два раза выше в подледной воде. По-

вышенные по сравнению с открытой водой концентрации всех биохимических компонентов (кроме растворенных углеводов) здесь могут быть обусловлены двумя причинами. С одной стороны, это может быть связано с тем, что подледная вода, просачивающаяся в лунку, в основном концентрирует в себе поверхностный микрослой, для которого характерно увеличение концентраций ОВ и соответственно концентраций его растворенных и взвешенных биохимических компонентов [Агатова и др., 1995, 1996; Henrichs, Williams, 1985]. С другой стороны, как уже упоминалось выше, в подледной воде на границе раздела фаз интенсифицируются все жизненные процессы, что приводит к увеличению биомассы микропланктона.

Количество $P_{орг}$ во всех трех составляющих ледовой экосистемы изменяется в пределах от 0.10 до 0.55 мкМ. Аналогично распределению растворенного $C_{орг}$ максимальные концентрации $P_{орг}$ характерны для нижней части керна молодого и старого льда. Следует отметить, что вода из сквозной лунки от молодого льда содержит практически столько же органических фосфатов, сколько содержится в нижней части керна, тогда как в воде под многолетним льдом содержится почти в два раза меньше $P_{орг}$, чем в нижней части ледового керна. Это указывает на то, что экосистема старого льда более обособлена от воды, чем экосистема молодого льда.

Количество $N_{орг}$ во всех трех составляющих ледовой экосистемы изменяется в пределах от 2.35 до 16.87 мкМ. В отличие от распределения $C_{орг}$ и $P_{орг}$ максимальные концентрации $N_{орг}$ характерны для подледной воды как молодого, так и старого льда. При этом в многолетнем льду $N_{орг}$ по всей толще керна распределен довольно равномерно, тогда как в молодом льду верхняя часть керна может содержать в несколько раз больше или меньше $N_{орг}$, чем нижняя. Как показали наши исследования ледовых экосистем из разных районов СЛО, концентрации $N_{орг}$ в верхней части керна тесно связаны с его концентрациями в снежном покрове годичного льда [Лапина и др., 2011].

ОВ кернов обеднено не только фосфором, но и азотом. Величины молярного отношения C/N намного превышают классические значения, изменяясь от 22 до 82 в молодом льду и от 42 до 74 – в старом. В то же время ОВ подледной воды обогащено азотом, что, вероятно, связано с интенсивными биологическими процессами, т.к. это совпадает с подповерхностным максимумом фитопланктона [Дружков и др., 2001] и максимальной активностью щелочной фосфатазы [Агатова, Лапина, 2001].

СКОРОСТИ ТРАНСФОРМАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И РЕГЕНЕРАЦИИ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Активность ферментов ЭТС. Измерения активности ферментов ЭТС позволяют судить о скоростях потребления кислорода, то есть гетеротрофной активности микропланктона. Наши оценки потенциальной скорости потребления кислорода планктонным сообществом в водах Баренцева моря, сделанные на основе измерения активности ферментов ЭТС, показали большую вариабельность этой величины от поверхности до дна по всей исследованной акватории. Значения ЭТС_{общ} изменялись в пределах 0.02–12.18 мкл O₂/лч, а ЭТС_{уд} – 1.7–290.9 мкл O₂/мг белкач (табл. 4.5.6). ЭТС_{общ} – количество O₂ (мкл), потребляемого за 1 ч или количество ОВ (мкг), окисляемого за 1 ч в 1 л морской воды, а ЭТС_{уд} показывает количество O₂ (мкл), поглощаемого за 1 ч на 1 мг белка.

Интересно, что эти пределы изменения ЭТС_{общ}, измеренные в августе–сентябре 2016 г., практически совпадают с величинами, полученными нами в Арктическом бассейне в августе–сентябре 2008 г., где в пелагиали значения ЭТС_{общ} изменялись в пределах 0.27–8.96 мкл O₂/лч, а величины ЭТС_{уд} были выше и изменялись в пределах 8.41–583 мкл O₂/мг белкач [Агатова и др., 2011].

Близки к данным значениям и величины потребления кислорода планктонным сообществом в водах пролива Фрама летом 2010 г. (1.37–7.16 мкл O₂/лч), опубликованные в работе [García-Martín et al., 2014]. В этом исследовании общее дыхание планктонного сообщества определяли скляночным методом по расходу кислорода, а бактериальное дыхание – по активности ферментов ЭТС во фракции с размером частиц 0.2–0.8 мкм. Величины потребления кислорода в этой фракции колебались от 0.25 до 1.70 мкл O₂/лч, что составляло от 5 до 61% от общего дыхания планктонного сообщества.

Авторы работы [Vaquer-Sunyer et al., 2013], изучая метаболизм арктического планктона в проливе Фрама и в водах Баренцева моря, прилегающих к архипелагу Шпицберген, показали большую изменчивость потребления кислорода планктонным сообществом в зависимости от сезона. Для мая–июня была характерна самая высокая первичная продукция (ПП) и низкое потребление кислорода. Зимой же, при практически нулевых значениях ПП, деструкционные процессы за счет окисления ОВ были довольно активны. Скорость потребления кислорода, измеренная скляночным методом, изменялась в пределах 0.02–2.39 мкл O₂/лч. Летом часто наблюдалось превышение скорости деструкционных процессов над продукционными. Было

установлено, что температура 5°C является пороговой, выше которой продукционная активность планктонного сообщества понижается, а деструкционная (гетеротрофная) увеличивается. В районе

Шпицбергена в мае–июне 2009–2011 гг. средняя скорость потребления кислорода на дыхание планктонным сообществом равнялась 4.37 мкл O₂/лч [Vaquer-Sunyer et al., 2013].

Таблица 4.5.6. Активность ферментов электрон-транспортной системы в различных регионах Баренцева моря

Регион	Фотический слой			Весь столб воды			
	T, °C	Общая активность, мкл O ₂ /лч	Удельная активность, мкл O ₂ /мг белка ч	T _{ов} , сут	Общая активность, мкл O ₂ /лч	Удельная активность, мкл O ₂ /мг белка ч	T _{ов} , сут
Печорское море 69.05–70.00° с. ш. 55.22–57.97° в. д.	2.1–12.1	<u>0.48–5.61*</u> 2.05**	<u>5.1–22.0</u> 11.1	<u>35–264</u> 133	<u>0.48–5.61</u> 2.05	<u>5.1–22.0</u> 11.1	<u>35–264</u> 133
Центральный баренцевоморский 71.35–76.39° с. ш. 38.45–54.00° в. д.	4.0–8.9	<u>0.08–5.37</u> 1.40	<u>1.7–157.3</u> 29.2	<u>35–1187</u> 280	<u>0.02–5.37</u> 1.15	<u>1.7–157.3</u> 31.9	<u>35–1630</u> 408
Медвежинский желоб 72.67–76,38° с. ш. 14.67–33. 63° в. д.	5.3–9.8	<u>0.38–1.79</u> 1.18	<u>3.3–77.4</u> 28.5	<u>53–221</u> 122	<u>0.28–2.10</u> 0.90	<u>3.3–86.6</u> 33.0	<u>53–317</u> 144
Меридиональный разрез 71.00–76.17° с. ш. 17.49–17.53° в. д.	5.3–10.6	<u>0.63–2.98</u> 1.31	<u>9.6–110.3</u> 33.9	<u>33–208</u> 115	<u>0.36–2.98</u> 1.14	<u>9.3–141.5</u> 38.1	<u>33–222</u> 128
Кольский меридиан 74.00–76.00° с. ш. 33.50–33.50° в. д.	3.6–7.6	<u>0.89–12.18</u> 2.92	<u>16.5–290.9</u> 74.2	<u>25–383</u> 209	<u>0.44–12.18</u> 2.03	<u>16.5–290.9</u> 61.3	<u>25–672</u> 256
Шпицберген – ЗФИ 80.50–80.61° с. ш. 27.51–48.25° в. д.	0.1–2.7	<u>0.57–5.07</u> 2.01	<u>1.1–134.3</u> 50.3	<u>31–394</u> 162	<u>0.56–5.07</u> 1.63	<u>1.1–134.3</u> 50.2	<u>31–394</u> 161

Примечание. *Пределы изменения величин; **средние значения.

По нашим данным 2016 г., исходя из активности ЭТС_{общ} в Баренцевом море, осенью (август–сентябрь) средняя скорость потребления кислорода микропланктоном в фотическом слое была более чем в 2 раза ниже (табл. 4.5.6). Следует отметить, что в это время влияние температуры воды на скорость деструкционных процессов было противоположно отмеченному в вышеприведенной работе [Vaquer-Sunyer et al., 2013]. Так, у архипелага Шпицберген в районе 80.5° с. ш. во время наших исследований температура воды фотического слоя изменялась в пределах 0.1–2.7°C, средняя активность ЭТС_{общ} была 1.90 мкл O₂/лч. Тогда как в районе 75.0–76.5° с. ш. температура воды была гораздо выше (5.3–8.5°C), а средняя скорость потребления кислорода практически в 2 раза ниже (0.97 мкл O₂/лч). К сожалению, у нас нет данных по соотношению скоростей про-

дукции и деструкции ОВ в это время. Исходя из содержания ОВ в этих районах во время описываемых исследований [Кодрян и др., 2017], можно предположить, что процессы ПП были так же интенсивнее в северной части моря, подверженной влиянию таяния многолетних льдов, в области более низких температур.

В октябре 1998 г. активность ферментов ЭТС в северной части Баренцева моря (выше 80° с. ш.) была значительно меньше (0.04–1.98 мкл O₂/лч) величин, полученных нами в 2016 г. [Агатова и др., 2004]. Однако, по данным работы [Martinez, 1991] в июле 1988 г. в Баренцевом море предел изменения этих значений был более широк (0.05–3.10 мкл O₂/лч). Вероятно, в 1990-е годы смена сезонов больше влияла на интенсивность потребления кислорода микрогетеротрофами, чем межгодовая изменчивость.

Для ферментов ЭТС трудно выделить какую-либо строгую закономерность и в горизонтальном, и в вертикальном распределении как ЭТС_{общ}, так и ЭТС_{уд}. Смешение трансформированных атлантических вод и арктических водных масс может приводить к интенсификации биологических процессов потребления кислорода, активности ферментов ЭТС в зоне смешения возрастают в 2–5 раз за счет увеличения их удельных величин.

Как правило, максимальные значения ЭТС_{общ} были характерны для фотического слоя (рис. 4.5.10), здесь же были отмечены и максимальные значения биохимических компонентов взвешенного ОВ – показателей биомассы автотрофного и гетеротрофного микропланктона [Кодрян и др., 2017]. После скачка плотности наблюдалось уменьшение общей активности ферментов ЭТС и часто – увеличение удельной активности. Это значит, что с глубиной в популяции микропланктона уменьшается количество организмов, обладающих такими ферментами. Однако часто в придонном слое происходит увеличение ЭТС_{общ} по сравнению с вышележащими водами и увеличение активности ЭТС_{уд}. Вероятно, это связано с интенсификацией метаболических процессов, в том числе и дыхания, на границе раздела вода–дно, где возрастает доля гетеротрофных организмов в популяции микропланктона, активно потребляющих кислород. Очень хорошей иллюстрацией к данной ситуации служит картина распределения ЭТС_{общ} и ЭТС_{уд} на северном широтном разрезе, где на свале глубин по направлению к архипелагу ЗФИ в придонном слое наблюдались повышенные величины как ЭТС_{общ}, так и ЭТС_{уд} (рис. 4.5.10).

Из всех исследованных в 2016 г. областей Баренцева моря выделяются три района с самыми высокими значениями общей активности ЭТС_{общ}. Это район Печорского моря, район Полярного фронта и высокоширотная область между архипелагами Шпицберген и Землей Франца-Иосифа (табл. 4.5.6). При этом, в районе Печорского моря интенсивное потребление кислорода происходит за счет увеличения биомассы микрогетеротрофов в зоне смешения речных и морских вод, т.к. здесь зафиксированы максимальные концентрации взвешенного белка (средняя величина 0.180 мг/л) и минимальны значения ЭТС_{уд}. Тогда как в двух других районах происходит интенсификация метаболических процессов микрогетеротрофов, на что указывает значительное повышение здесь средних величин ЭТС_{уд} (табл. 4.5.6). В области Полярного фронта это связано со смешением вод разного генезиса – арктических и атлантических. В области же выше 80° с. ш. это может быть связано с изменением популяционной структуры микропланктона в результате таяния многолетних льдов.

Интенсификация процессов метаболизма происходит не только при смешении вод разного генезиса, но и на границе раздела фаз. Это особенно хорошо выявляется при сравнении активности ферментов ЭТС во льду, в воде подо льдом и в открытой воде (табл. 4.5.7).

Микрофлора кернов отличается высокой активностью окислительно-восстановительных процессов. Причем в керне старого льда скорости окисления ОВ в 1.5–2 раза выше, чем в керне годичного льда. Большие различия в скоростях преобразования ОВ в основном обусловлены значительной разницей между льдами в биомассе микрогетеротрофов, т.к. удельные активности этих процессов в обоих ядрах практически одинаковы, а в нижней части ядра молодого льда даже выше, чем в нижней части ядра многолетнего. Величины биомассы микроорганизмов в многолетнем льду были практически в два раза выше, чем в однолетнем (средние значения составляли 1.84 и 0.94 г/м³ соответственно). Интересно, что скорости окислительно-восстановительных процессов в молодом льду в 4 раза выше этих скоростей в подледной воде, тогда как в старом льду активность ЭТС_{общ} примерно в 1.5 раза ниже, чем в его подледной воде. Причем здесь в подледной воде происходит интенсификация окислительно-восстановительных процессов, т.к. активность ЭТС_{уд} увеличивается почти в два раза. Таким образом, и по различиям в скоростях потребления кислорода популяцией микропланктона во льду и в воде под ним проявляется разная степень обособленности «молодой» и «старой» ледовых экосистем от водной среды.

Разная степень обособленности обуславливает и степень различия между интенсивностью окислительно-восстановительных процессов открытых и подледных вод этих двух экосистем. ЭТС_{общ} в подледной воде из акватории, покрытой молодым льдом, не более чем в два раза выше активности в открытых водах, тогда как в подледной воде старого льда эта активность почти в 15 раз выше активности открытых вод. Причем повышение активности в первом случае обусловлено в основном увеличением количества микрогетеротрофов, т.к. ЭТС_{уд} в той и в другой воде одинакова (10 мкл О₂/ч мг белка). Большие же различия в ЭТС_{общ} между подледной водой старого льда и открытой водой обусловлены как повышением численности микрогетеротрофов, так и интенсификацией окислительно-восстановительных процессов в подледной воде, здесь ЭТС_{уд} возрастает в 3.5 раза по сравнению с открытой водой. Следует отметить, что все вышеописанные сравнения сделаны по осредненным значениям, полученным для открытых вод как в ледовых районах, так и в районах, свободных ото

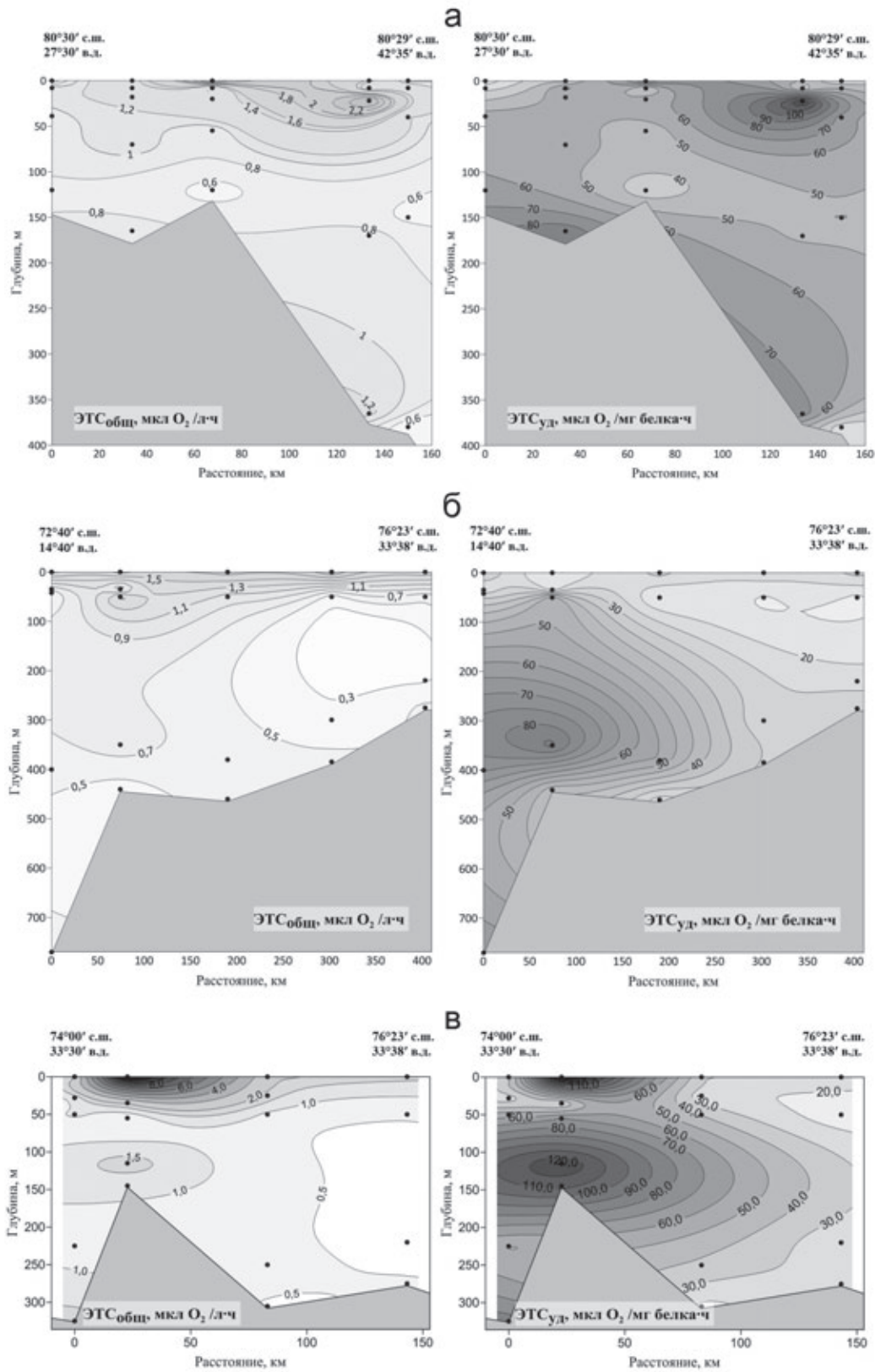


Рис. 4.5.10. Распределение общей активности ЭТС мкл O₂ /л·ч и удельной активности ЭТС мкл O₂ /мг белка·ч в августе–сентябре 2016 г.:

а – на разрезе между Шпицбергом и ЗФИ; б – в Медвежинском желобе; в – на Кольском меридиане

льда. В таблице 4.5.7 представлены данные отдельно для каждого типа открытых вод. Как видно из таблицы, ледовая обстановка в несколько раз интенсифицирует процессы метаболизма микропланктона в

открытых водах, т. к. общая и удельная активности окислительно-восстановительных процессов здесь значительно выше, чем в открытых водах районов, свободных ото льда.

Таблица 4.5.7. Результаты измерений активности ферментов на ледовом полигоне в Арктическом бассейне и на разрезах (октябрь 1998 г.)

Координаты отбора проб	Фракции	Активность ферментов ЭТС		Активность фосфатазы	
		общая, мкл O ₂ /л×ч	удельная, мкл O ₂ /ч×мг б.	общая, мкМ P/л×ч	удельная, мкМ P/ч×мг б.
(81°51' с. ш.; 38°47' в. д.)	Снег (0–5 см)	1.81	27.85	0.009	0.137
	Снег (5–15 см)	1.34	13.05	0.002	0.019
	Лед керн* верхн. часть	5.60	17.28	0.021	0.066
	Лед керн* средн. часть	4.29	13.87	0.009	0.029
	Лед керн* нижн. часть	6.17	24.59	0.011	0.042
	Вода из сквозной лунки	7.29	34.92	0.067	0.319
(81°51' с. ш.; 38°18' в. д.)	Снег (0–5 см)	1.02	6.25	0.002	0.010
	Снег (5–15 см)	1.06	5.75	0.001	0.005
	Лед керн* верхн. часть	3,58	17,29	0,011	0,055
	Лед керн* нижн. часть	3.70	38.92	0.006	0.063
	Вода из сквозной лунки	0.90	10.50	0.013	0.148
Открытая вода. Разрез I (82°00' с. ш.; 37°39' в. д. – 81°34' с. ш.; 44°19' в. д.)	вода	0.77	18.9	0.014	0.302
Открытая вода. Разрез II (80°16' с. ш.; 39°25' в. д. – 80°37' с. ш.; 44°27' в. д.)	вода	0.25	6.78	0.001	0.025
Открытая вода. Сентябрь 2016 г. (80°30' с. ш.; 27°30' в. д. – 80°37' с. ш.; 48°15' в. д.)	вода	2.72	72	0.097	2.335

Интересно, что значительное освобождение СЛО ото льда в результате потепления привело к интенсификации окислительно-восстановительных процессов и в открытых водах Баренцева моря выше 79° с. ш. Так, в сентябре 2016 г. в фотическом слое средние значения ЭТС_{общ} возросли почти в 5 раз по сравнению с октябрём 1998 г. за счет такого же уве-

личения ЭТС_{уд}, достигнув величин, характерных для ледовых экосистем.

Определение скоростей окислительно-восстановительных реакций, катализируемых ферментами ЭТС, и концентраций растворенного и взвешенного органического углерода (C_{орг}) [Кодряна и др., 2017] позволило оценить время полного окисления ОВ (T_{ОВ}).

Как правило, высокие активности ЭТС_{общ} в фотическом слое обуславливают и минимальное время минерализации ОВ, несмотря на его повышенные концентрации здесь (табл. 4.5.6). Большие пределы колебаний значений $T_{ОВ}$ как по горизонтали, так и по вертикали в основном связаны с большими колебаниями интенсивности потребления кислорода микрорегетотрофами, а не с изменением концентраций $C_{орг}$ в водах Баренцева моря.

Определение скоростей потребления кислорода и окисления ОВ, исходя из активности ферментов ЭТС, дает возможность рассчитать величину вертикальных потоков $C_{орг}$ из фотического слоя ко дну [Packard, Christensen, 2004]. Значительные колебания скоростей окисления ОВ в различных регионах Баренцева моря обусловили и значительные колебания величин вертикального потока углерода из фотического слоя. По всей исследованной акватории эти значения колебались в пределах 250–2150 г $C_{орг}$ /год·м². Как правило, минимальные значения характерны для высокоширотной части моря, а максимальные – для пограничных районов проникновения атлантических вод. Следует отметить, что эти величины превышают величины потоков ОВ, полученные нами в глубоководных районах Арктического бассейна в 2008 г. Тогда эти значения колебались в пределах 220–600 г $C_{орг}$ /год·м² [Агатова и др., 2011].

Однако эти оценки очень приблизительны, потому что, как правило, нет строгого уменьшения интенсивности дыхания с увеличением глубины. В ряде случаев происходит увеличение активности ферментов ЭТС, например, в придонном слое или при смешении вод разного генезиса (рис. 4.5.10). Такая неравномерность в вертикальном распределении дает большую ошибку при интегрировании кривой зависимости дыхание – глубина, по которой рассчитывается поток углерода.

Таким образом, большие изменения потенциальной дыхательной активности микроорганизмов по всей исследованной акватории Баренцева моря обусловили значительные колебания величин (почти на порядок) вертикальных потоков $C_{орг}$ в этих водах от фотического до придонного слоя.

Активность щелочной фосфатазы. Скорости отщепления минерального фосфора от фосфорорганических соединений в фотическом слое в основном определяются уровнем неорганического фосфора в среде, недостаток которого индуцирует фермент щелочную фосфатазу в клетках фито- и микропланктона [Aaronson, Patni, 1976; Rivkin, Swift, 1980]. Концентрации в фотическом слое минерального фосфора в пределах 0.2–0.3 мкМ в зависимости от региона являются пороговыми, ниже которых на-

блюдается обратная корреляция между активностью фосфатазы и содержанием в воде минерального фосфора [Агатова, 2017; Cotner et al., 2000].

Однако в ряде случаев ниже фотического слоя наблюдается увеличение активности этого фермента с глубиной при увеличении концентрации минерального фосфора [Davis, Mahaffey, 2017]. По предположению авторов цитируемой статьи это может быть связано либо со скоплением бактерий на частичках опускающейся взвеси, которые выделяют гидролитические экзоферменты, либо с выделением зоопланктоном фекальных пеллет, содержащих различные щелочные фосфатазы.

В период наших исследований в 2016 г. величины общей активности фосфатазы ($\Phi_{общ}$) в фотическом слое Баренцева моря варьировали от 0.001 до 0.289 мкМ Р/лч, а удельной активности – от 0.009 до 6.626 мкМ Р/мг белка·ч (табл. 4.5.8). При этом концентрации минерального фосфора в фотическом слое различных районов были довольно низкими и изменялись в пределах 0.001–0.322 мкМ Р. $\Phi_{общ}$ определяет количество фосфора (мкМ), минерализованного фракцией взвеси в 1 л морской воды за 1 ч, а $\Phi_{уд}$ показывает, какое количество фосфора (мкМ) отщепляется за 1 ч в расчете на 1 мг белка взвеси.

Высокие величины $\Phi_{общ}$ при максимальных значениях $\Phi_{уд}$ были зафиксированы в 2016 г. в фотическом слое в северной части Баренцева моря на акватории между архипелагами Шпицберген и Землей Франца-Иосифа (табл. 4.5.8), при этом концентрации минерального фосфора здесь не превышали 0.116 мкМ Р, т. е. при недостатке минерального фосфора микроорганизмы, включая и фитопланктон, интенсифицировали активность щелочной фосфатазы для ПП. Это приводит к тому, что в фотическом слое по всей исследованной акватории среднее время минерализации фосфатов ($T_{ф}$) было в 1.5–2 раза меньше, чем в столбе воды от поверхности до придонного слоя. Такая быстрая регенерация минерального фосфора из фосфорорганических соединений указывает на то, что в этот период исследований интенсивный синтез ОВ здесь происходил в основном на рециклинге фосфатов. Максимальные величины $\Phi_{общ}$ и минимальные значения $T_{ф}$ также были характерны и для акватории Печорского моря, однако причиной этого было увеличение биомассы микропланктона в зоне смешения речных и морских вод, величины $\Phi_{уд}$ при этом небольшие.

Для вертикального распределения фосфатазной активности можно отметить ее уменьшение с глубиной при одновременном увеличении концентраций минерального фосфора (рис. 4.5.11).

Таблица 4.5.8. Активность щелочной фосфатазы в различных регионах Баренцева моря в августе–сентябре 2016 г.

Регион	Фотический слой			Весь столб воды		
	Общая активность, мкМ Р/лч	Удельная активность, мкМ Р/мг белка·ч	T_{ϕ} , час	Общая активность, мкМ Р/лч	Удельная активность, мкМ Р/мг белка·ч	T_{ϕ} , час
Печорское море 69.05–70.00°с. ш. 55.22–57.97° в. д.	<u>0.022–0.289*</u> 0.131**	<u>0.187–1.098</u> 0.775	<u>0.1–4.4</u> 1.3	<u>0.022–0.289</u> 0.131	<u>0.187–1.098</u> 0.775	<u>0.1–4.4</u> 1.3
Центральный баренцевоморский 71.35–76.39°с. ш. 38.45–54.00° в. д.	<u>0.001–0.120</u> 0.023	<u>0.009–4.159</u> 0.792	<u>1.1–79.9</u> 19.4	<u>0.001–0.120</u> 0.017	<u>0.001–4.159</u> 0.569	<u>0.5–125</u> 25.1
Медвежинский желоб 72.67–76.38°с. ш. 14.67–33.63° в. д.	<u>0.003–0.042</u> 0.020	<u>0.083–0.937</u> 0.381	<u>3.0–30.6</u> 11.0	<u>0.001–0.042</u> 0.015	<u>0.037–1.515</u> 0.548	<u>0.4–152</u> 22.9
Меридиональный разрез 71.00–76.17°с. ш. 17.49–17.53° в. д.	<u>0.001–0.035</u> 0.014	<u>0.014–0.804</u> 0.301	<u>2.2–341</u> 45.5	<u>0.001–0.150</u> 0.010	<u>0.014–0.804</u> 0.228	<u>2.2–402</u> 72.6
Кольский меридиан 74.00–76.00°с. ш. 33.50–33.50° в. д.	<u>0.001–0.040</u> 0.018	<u>0.026–0.960</u> 0.417	<u>0.1–38.0</u> 13.5	<u>0.001–0.040</u> 0.013	<u>0.026–2.135</u> 0.542	<u>0.1–86.1</u> 17.7
Шпицберген – ЗФИ 80.50–80.61°с. ш. 27.51–48.25° в. д.	<u>0.006–0.174</u> 0.071	<u>0.465–6.626</u> 2.303	<u>0.1–10.9</u> 2.6	<u>0.001–0.174</u> 0.050	<u>0.050–6.626</u> 1.358	<u>0.1–28.2</u> 5.2

Примечание. *Пределы изменения величин; **средние значения.

Следует отметить, что в августе–сентябре 2008 г. во время 28 рейса НЭС «Академик Федоров» в водах арктических морей с глубиной $\Phi_{\text{общ}}$ также уменьшалась, однако $\Phi_{\text{уд}}$ увеличивалась, достигая максимальных значений в галоклине и в слое трансформированных атлантических вод. В этих водах в популяции микропланктона либо происходила интенсификация процессов минерализации органических фосфатов, либо в белках-ферментах, сорбированных на взвеси, увеличивалась доля данного фермента [Агатова и др., 2011].

Исходя из активности щелочной фосфатазы и концентраций органического фосфора, можно рассчитать не только время его оборота в продукционно-деструкционном цикле (T_{ϕ}), но и оценить вклад рециклинга фосфатов в создании первичного ОВ [Агатова и др., 1985]. При больших скоростях синтеза первичного ОВ и минимальных концентрациях неорганических фосфатов время рециклинга последних составляет 10–15 ч, в то время как в низкопродуктивных районах оно не менее 3 суток. В высоких широтах Баренцева моря очень низкие активности этого фермента в поверхностных водных массах от

0.000 до 0.076 мкМР/часл отражают не только угасание автотрофной активности в период исследования, но и достаточную обеспеченность фитопланктона $P_{\text{мин}}$, концентрации которого были не ниже 0.4 мкМ [Мордасова и др., 2001].

Интересно, что в октябре 1998 г. в высоких широтах Баренцева моря (севернее 80° с. ш.) мы наблюдали очень низкую $\Phi_{\text{общ}}$ (0.000–0.004 мкМ Р/лч), что отражало угасание автотрофной активности в этот период. В то же время на бровке материкового склона арктического бассейна (81°34'–82°00' с. ш.) величины $\Phi_{\text{общ}}$ и $\Phi_{\text{уд}}$ были на порядок больше, что было связано с довольно интенсивными процессами первичного продуцирования на рециклинге фосфатов, T_{ϕ} которого здесь в это время не превышал 15 ч [Агатова и др., 2004].

Как правило, ниже фотического слоя с глубиной наблюдается максимальное время минерализации фосфора (T_{ϕ}), иногда уменьшаясь в придонном слое, вероятно, за счет поступления сюда внеклеточных ферментов бентосных микроорганизмов. Увеличение значения T_{ϕ} происходит в основном за счет уменьше-

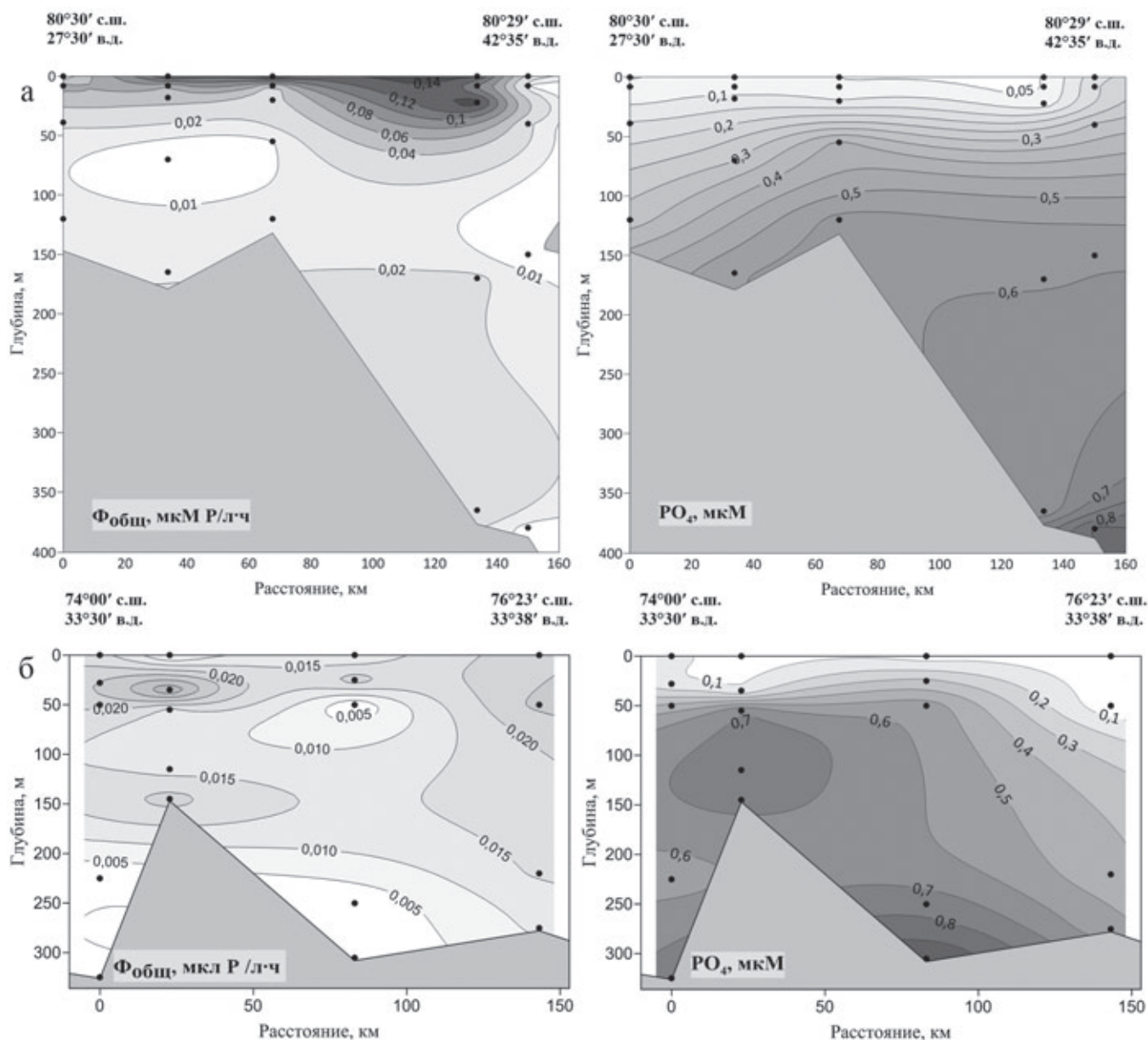


Рис. 4.5.11. Распределение общей активности фосфатазы мкМ Р/л·ч и минерального фосфора (PO_4) мкМ: а – на разрезе между Шпицбергом и ЗФИ; б – на Кольском меридиане

ния $\Phi_{\text{общ}}$ здесь. Однако в области Полярного фронта встречаются районы, в которых максимальные значения T_{ϕ} были зарегистрированы в фотическом слое за счет значительного падения активности фермента. Вероятно, интенсивное перемешивание в этих районах способствует переносу микроорганизмов и простейших, обладающих фосфатазной активностью, в более глубокие слои.

Сравнивая скорости реакций, катализируемых ферментами ЭТС и щелочной фосфатазы в поверхностном слое, можно видеть, что здесь интенсивность деструкционных процессов значительно выше продукционных. Однако на бровке материкового склона Арктического бассейна на порядок большие

величины общей и удельной активности фосфатазы предполагают довольно интенсивные процессы первичного продуцирования на рециклинге фосфатов. Здесь в это же время отмечено и пересыщение вод кислородом [Мордасова и др., 2001].

Высока активность фосфатазы, особенно в верхней части старого и молодого льда, что обеспечивает быструю регенерацию минерального фосфора из фосфорорганических соединений ледовых образований. Однако если рециклинг фосфатов в этом слое многолетнего льда происходит за пять ч, то в молодом льду – за 33 ч. В нижней части кернов эти времена возрастают до 49 и 92 ч соответственно. Так, в подледной воде скорости гидролитического рас-

щепления фосфорорганических соединений гораздо выше, чем в открытой воде, и в 2–5 раз выше, чем в самом льду. Увеличение скоростей происходит в основном за счет интенсификации этих процессов, т. к. удельная активность фосфатазы в подледной воде в 5–6 раз выше ее удельной активности как во льду, так и в открытой воде (табл. 4.5.7).

Следует отметить, что значительное освобождение СЛО ото льда в результате потепления привело к повышению активности в открытых водах Баренцева моря выше 79° с. ш. и активности щелочной фосфатазы. Скорости отщепления минерального фосфора от фосфорорганических соединений в сентябре 2016 г. возросли практически на порядок по сравнению с октябрем 1998 г., сократив время рециклинга фосфатов в этих водах тоже на порядок.

Измерения в популяциях микропланктона Баренцева моря скоростей окислительно-восстановительных реакций и реакций гидролитического отщепления фосфора от фосфорорганических соединений при разных температурах показали, что, также как в Белом и Норвежском морях, скорости этих реакций, как правило, не подчиняются закону Вант-Гоффа ($Q_{10}=2$). В узком диапазоне температур (0–5°C) эти реакции могут даже ингибироваться более высокими температурами. Это обусловлено низкими энергиями активации процессов окисления и гидролитического расщепления ОВ как у психрофильных, так и криофильных микроорганизмов. Энергии активации для реакций ЭТС изменяются в основном в пределах 2–9 ккал/моль, а для фосфатазы – 3–7 ккал/моль. Такие низкие энергии активации обеспечивают интенсивный метаболизм организмов в условиях низких температур. Интересно, что в зонах смешения теплых и холодных вод преобладание тепло- или холодолюбивой популяции в планктоне отражалось на величинах энергий активации соответствующих реакций [Агатова и др., 2004].

Микробиологические исследования вод Баренцева моря в различные сезоны показали высокую биохимическую активность сапрофитных бактерий в условиях низких температур [Мишустина, Батурина, 1984] и возрастание роли психрофильных форм в трансформации ОВ в зимний период [Теплинская, 1985]. Температуры ниже 0°C (до –1.9°C) активируют бактериальный рост и снижают время их генерации до 1 сут [Thingstad, Martinussen, 1991].

Как и в случае с микропланктоном, обитающим в водах высоких широт, оказалось, что скорости реакций, катализируемые ферментами ЭТС и щелочной фосфатазой, у криофильных микроорганизмов также не подчиняются закону Вант-Гоффа в диапазоне температур 1–4°C, а температура выше 3°C в ряде

случаев даже ингибирует эти реакции. Расчет энергий активации этих реакций показал, что у криофильных обитателей льда процессы окисления и гидролитического расщепления ОВ обладают низкими энергиями активаций (3–6 ккал/М), благодаря чему организмы поддерживают интенсивный метаболизм в условиях низких температур.

Исследования скоростей потребления кислорода, денитрификации и сульфатредукции микробентосом в морских осадках на побережье Северо-Восточной Гренландии, в которых постоянно сохраняются низкие температуры (от –1.2 до –1.8°C), показали также сопоставимость скоростей этих процессов со скоростями, наблюдаемыми в морских осадках умеренных и тропических широт [Rysgaard et al., 1998].

Таким образом, ледовые экосистемы вносят значительный вклад в общий пул органического углерода Баренцева моря и играют большую роль в процессах преобразования ОВ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для Баренцева моря характерна большая вариабельность концентраций РОВ и ВОВ как в поверхностных, так и в глубинных водах. Наибольшие концентрации выделяются в фотическом слое в зоне интенсивного ПП и в подледной воде. Осенью из ледовой зоны выносятся холодные арктические воды, обогащенные ОВ, и распространяются в основном в юго-западном направлении, внося значительный вклад в общий пул $C_{орг}$.

Неравномерность распределения РОВ и ВОВ по всей акватории обуславливает довольно значительные колебания во вкладе ВОВ в общее содержание ОВ. Величины этого вклада изменяются от 0.08% до 9.42%. Воды фотического слоя содержат больше взвешенного $C_{орг}$, чем придонного. Исключение составляет район Печорского моря, находящийся под влиянием речных вод. Здесь в придонном слое содержание ВОВ в общем пуле ОВ увеличивается в 2–4 раза по сравнению с поверхностным слоем.

Наличие динамичного ледяного покрова отражается как на распределении, так и на качественном составе ОВ. Максимальные концентрации РОВ и ВОВ характерны для старых льдов. В водах, свободных ото льда, в поверхностном слое концентрации взвешенного $C_{орг}$ минимальны, тогда как подо льдом увеличиваются в 2–5 раз.

Высокие концентрации $P_{орг}$ характерны для фотического слоя, а низкие – для придонного. В поверхностных водах самые высокие концентрации зафиксированы в местах интенсивного фотосинтеза и в районе влияния арктических вод. При общей

тенденции уменьшения концентраций с глубиной в зонах проникновения Северо-Атлантической трансформированной воды наблюдаются минимальные концентрации $P_{\text{орг}}$. Для вод Баренцева моря характерны высокие значения отношений C/P , намного превышающие молярные отношения этих элементов по Редфелду. Неоднородность распределения концентраций $C_{\text{орг}}$ и $P_{\text{орг}}$ обуславливает и очень большую неоднородность значений молярных отношений C/P как в поверхностных, так и в придонных водах. Как правило величины C/P в поверхностных водах ниже, чем в придонных.

$N_{\text{орг}}$ также распределен очень неравномерно. Трансформированные арктические воды, обогащенные $C_{\text{орг}}$ и $P_{\text{орг}}$, несут минимальные концентрации $N_{\text{орг}}$. В этих водах наиболее четко проявляется закономерность – уменьшение концентраций $N_{\text{орг}}$ от фотического слоя до дна. В районе, подверженном влиянию теплых атлантических водных масс (на юго-западе моря), распределение $N_{\text{орг}}$ довольно равномерно по всей водной толще. В наиболее продуктивных водах величины C/N близки к отношениям по Редфелду (6–10), тогда как в районе влияния арктических вод они самые высокие. Максимальные их значения в поверхностном слое достигают 30, а в придонном – даже 50. Такие большие величины молярного отношения C/N в водах высоких широт Баренцева моря обусловлены как самыми большими концентрациями растворенного $C_{\text{орг}}$, так и самыми низкими здесь концентрациями $N_{\text{орг}}$. Для ОВ в районе Новой Земли характерны самые низкие значения молярного отношения C/N , в некоторых случаях даже ниже 2, что указывает на наличие здесь больших концентраций азотсодержащих веществ не биологического происхождения.

В море выделены 4 района, где концентрации растворенных углеводов увеличиваются ко дну, что указывает на поступление сюда углеводов метанового ряда.

В связи со значительным сокращением ледового покрова и усилением притока атлантических вод произошла интенсификация окислительно-восстановительных и гидролитических процессов в высокоширотной части Баренцева моря (выше 80° с. ш.). Здесь в сентябре 2016 г. в фотическом слое скорости потребления кислорода микрогетеротрофами по сравнению с октябрём 1998 г. возросли почти в 5 раз, а скорости отщепления минерального фосфора от фосфорорганических соединений возросли почти на порядок, сократив время рециклинга фосфатов в этих водах тоже на порядок.

Большие изменения потенциальной дыхательной активности микроорганизмов по всей исследованной акватории Баренцева моря обусловили значительные колебания величин (почти на порядок) вертикальных потоков $C_{\text{орг}}$ в этих водах от фотического до придонного слоя: вертикальные потоки органического углерода из фотического слоя, рассчитанные по активности ферментов ЭТС, составляли от 250–2150 г $C_{\text{орг}}$ /год m^2 .

Активность фосфатазы, особенно в фотическом слое, обратно пропорциональна концентрации минерального фосфора. При зафиксированных низких концентрациях минерального фосфора (меньше 0.2 мкМ) основная часть первичной продукции в Баренцевом море создавалась за счет рециклинга. Время минерализации ОВ, рассчитанное по ЭТС $_{\text{общ}}$, и время рециклинга фосфатов, рассчитанное по $\Phi_{\text{общ}}$, были минимальны в районе Печорского моря в зоне смешения речных и морских вод.

ГЛАВА 5. ГИДРООПТИКА

В этой главе представлены результаты современных оптических исследований в Баренцевом море. Хотя Баренцево море на протяжении XIX и XX веков было наиболее изучаемым районом Арктики, оптические измерения в проводимых экспедициях занимали незначительное место. Современные оптические исследования начались в Баренцевом море после запуска спутниковых сканеров цвета, когда программы экспедиций стали включать комплексные подспутниковые измерения для валидации спутниковых алгоритмов оценки биооптических параметров поверхностного слоя. Появившийся термин «биооптические параметры» включает в себя оптические и биологические характеристики (в первую очередь, концентрацию хлорофилла), которые определяются по данным спутниковых сканеров цвета. Одними из первых такие исследования были выполнены на судне ИО РАН «Академик Сергей Вавилов» в 13 и 14 рейсах в августе–сентябре 1998 г. Но первая работа, в которой использовались данные судовых и спутниковых биооптических измерений для исследования экосистемы Баренцева моря, была опублико-

вана еще в 1991 г. [Mitchell et al., 1991]. Для анализа использовались данные сканера цвета CZCS (Coastal Zone Color Scanner) с 1978 по 1986 гг. (были отобраны наиболее качественные данные) и судовые данные биооптических и гидрофизических исследований, выполненных в мае–июне 1987 г.

Результаты оценки биооптических характеристик вод Баренцева моря по данным спутниковых сканеров цвета за период 1998–2017 гг. представлены в монографии [Копелевич и др., 2018], которая включает также Атлас биооптических характеристик на электронном носителе (материалы также доступны на сайте <http://optics.ocean.ru>). Из последних зарубежных публикаций укажем работы [Giraudeau et al., 2016; Hovland et al., 2014; Signorini, McClain, 2009].

Материал, представленный в этой главе, разделен на два раздела:

5.1. Биооптические характеристики и солнечная радиация в поверхностном слое Баренцева моря (Копелевич О.В., Вазюля С.В., Глуховец Д.И., Салинг И.В.);

5.2. Вертикальная структура водной толщи по оптическим данным (Буренков В.И., Артемьев В.А.).

5.1. Биооптические характеристики и солнечная радиация в поверхностном слое Баренцева моря

О.В. Копелевич, С.В. Вазюля, Д.И. Глуховец, И.В. Салинг

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

Представлены данные расчета биооптических параметров в Баренцевом море, для которых были разработаны региональные алгоритмы. Эти алгоритмы были выведены на основе данных натурных измерений, выполненных в рассматриваемом регионе. Изучены сезонная и межгодовая изменчивости биооптических характеристик и дана оценка кокколитофоридных цветений в Баренцевом море.

Ключевые слова: биооптические параметры, спутниковые наблюдения, солнечная радиация, кокколитофоридное цветение.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(18)

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Судовые измерения. Для проведения натурных измерений использовался судовой аппаратный комплекс, включающий измерители спектральной яркости восходящего излучения и спектральной облученности поверхности моря, светового режима на поверхности и в водной толще, вертикального распределения показателя ослабления света и температуры в зондирующем режиме, лазерный и диодный спектрометры, спектрофотометр для измерения

спектров показателя поглощения морской воды, двухканальный проточный флуориметр для непрерывных измерений на ходу судна интенсивностей флуоресценции хлорофилла и окрашенного растворенного органического вещества, стандартный белый диск для измерения относительной прозрачности морской воды [Копелевич и др., 2018].

Спутниковые наблюдения. Биооптические параметры, представленные в Атласе, рассчитаны по данным сканера SeaWiFS (январь 1998 г. – июнь 2002 г.) и

MODIS-Aqua (июль 2002 г. – декабрь 2017 г.); данные других сканеров использовались в отдельных случаях для разработки и валидации алгоритмов.

Большая часть акватории Баренцева моря относится к водам второго типа [Morel, Prier, 1977; Morel et al., 2006], для которых стандартные алгоритмы обработки спутниковых данных НАСА (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>) могут давать большие ошибки, поэтому для расчета биооптических параметров в Баренцевом море использовались региональные алгоритмы. Эти алгоритмы были выведены на основе данных натуральных измерений, выполненных в рассматриваемом регионе [Копелевич и др., 2018].

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

На рис. 5.1.1 показаны среднемесячные пространственные распределения концентрации хлорофилла (Chl), показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} и температуры поверхности моря ТПМ в Баренцевом море по данным спутниковых сканеров SeaWiFS и MODIS-Aqua, осредненным за период 1998–2011 гг. (ТПМ – за 2003–2011 гг.).

в Баренцевом море по данным спутниковых сканеров SeaWiFS и MODIS-Aqua, осредненным за период 1998–2011 гг. (ТПМ – за 2003–2011 гг.). Эти месяцы взяты как наиболее яркие с точки зрения пространственной изменчивости рассматриваемых параметров: в мае наблюдается весеннее цветение диатомовых водорослей, в августе – кокколитофоридное цветение (КЦ) [Signorini, McClain, 2009].

Как видно из рис. 5.1.1, цветения двух вышеуказанных видов фитопланктона приводят к существенно различным распределениям концентрации хлорофилла и показателя b_{bp} (этот показатель количественно характеризует концентрацию взвешенных частиц и клеток кокколитофид в период КЦ). Весеннее цветение диатомовых характеризуется заметным увеличением концентрации хлорофилла и охватывает практически все море (вплоть до 80° с. ш.), но приводит к заметному увеличению значений b_{bp} только при значениях концентрации Chl больше 0.4 мг/м³.

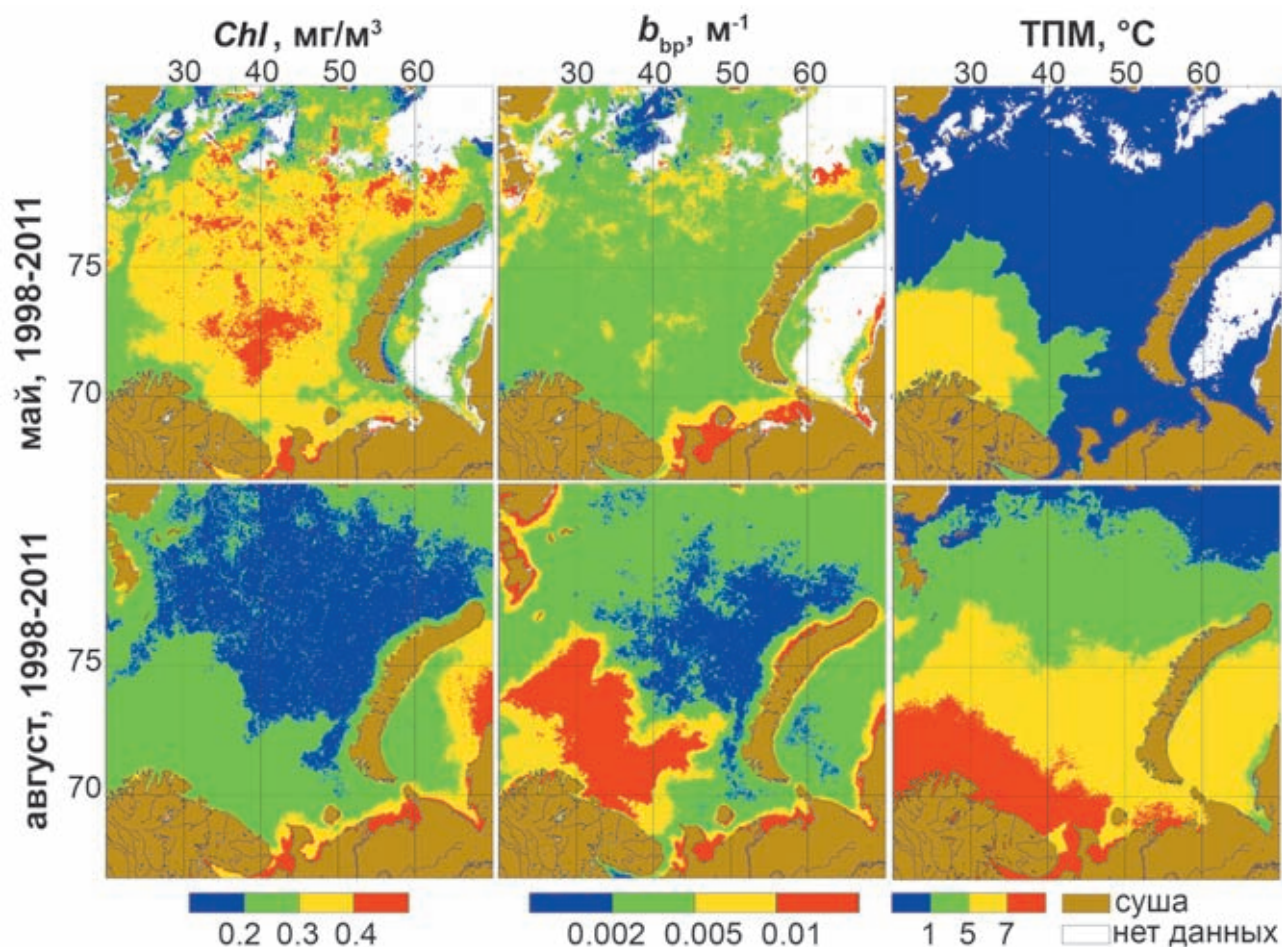


Рис. 5.1.1. «Среднеклиматические» пространственные распределения (слева направо) концентрации хлорофилла- a , показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} и температуры поверхности моря ТПМ в Баренцевом море по данным спутниковых сканеров SeaWiFS и MODIS-Aqua, осредненным за период 1998–2011 гг. (ТПМ – за 2003–2011 гг.). Верхний ряд – среднемесячные распределения для мая, нижний – для августа

Кокколитофоридные цветения, наоборот, ярко проявляются в распределении значений b_{bp} и относительно слабо в распределении Chl ; значения $0.25\text{--}0.3\text{ мг/м}^3$ достигаются при b_{bp} больше 0.015 м^{-1} , что примерно соответствует концентрации клеток кокколитофорид порядка 2 млн кл/л [Копелевич и др., 2017б].

Важнейший фактор, определяющий пространственное распределение биооптических характеристик в Баренцевом море, – поступление с запада в виде поверхностных течений относительно теплых и соленых атлантических вод [Giraudeau et al., 2016]. Навстречу им с севера и северо-востока поступают более холодные и менее соленые арктические воды. Граница между ними – Полярный фронт, который хорошо виден на пространственном распределении ТПМ на рис. 5.1.1. В мае за эту границу можно условно принять изотерму 3°C , в августе – 7°C . Как видно, в августе этой границе хорошо соответствуют и распределения Chl и показателя b_{bp} , обусловленные в августе КЦ [Burenkov et al., 2011; Signorini, McClain, 2009].

В мае и августе на пространственном распределении показателя b_{bp} хорошо видно помутнение в юго-восточной части моря, обусловленное стоком Печоры (см. раздел 5.2). В мае можно также заметить менее значительное помутнение на севере моря, связанное с таянием ледяного покрова (рис. 5.1.1).

СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Реальное покрытие акватории Баренцева моря спутниковыми данными дает возможность оценить сезонную и межгодовую изменчивость с достаточной степенью надежности только для теплого сезона (май–сентябрь). Учитывая неоднородность пространственного распределения биооптических характеристик, показанную в предыдущем разделе, анализ изменчивости проводился отдельно для трех выделенных субрегионов: Северного (к северу от 75° с. ш.), Среднего – между Северным и Южным субрегионами (последний включает залив Чешская Губа и Печорское море, находящееся под сильным влиянием стока реки Печоры). Это сильно упрощенное районирование было принято исходя из различия лишь основных условий, определяющих формирование биооптических характеристик вод поверхностного слоя [Копелевич и др., 2018].

На рис. 5.1.2 приведены диаграммы изменения среднемесячных значений концентрации хлорофилла Chl и показателя b_{bp} для Северного и Среднего субрегионов за период 1998–2018 гг. Как видно из рисунка, различия между этими параметрами, отмеченные в предыдущем разделе для пространственных распределений, проявляются также для сезонной и межгодовой изменчивости. Для Chl в

обоих субрегионах наблюдаются весенний (в мае) и осенний (сентябрь) максимумы, причем первый из них во все годы значительно ярче второго, который в Северном субрегионе в некоторые годы вообще не проявляется. Различия между рассматриваемыми субрегионами только количественные – в частности, наиболее высокие значения Chl в Северном регионе (порядка 0.4 мг/м^3) зарегистрированы в 2012 и 2016 гг., тогда как в Среднем – в 2011 г. ($\sim 0.43\text{ мг/м}^3$) и 2014 г. ($\sim 0.37\text{ мг/м}^3$).

Для показателя b_{bp} между субрегионами наблюдаются существенные различия. Также видны два максимума – весенний и осенний, но, в отличие от Chl , второй значительно ярче первого (как указывалось в предыдущем разделе, первый связан с цветением диатомовых, второй – кокколитофорид). В Среднем субрегионе, где в основном происходят КЦ, максимум во все годы, кроме 2000 г., наблюдается в августе, тогда как в Северном чаще в сентябре (исключение составили только 2003 г., когда осеннего максимума вообще не было, и 2006–2007 гг., когда он наблюдался в августе).

При сравнении с изменениями среднемесячных значений температуры поверхности моря ТПМ не обнаружено четкой связи с изменчивостью биооптических характеристик: в Северном регионе наиболее теплый 2015 г. не выделился ни по значениям Chl , ни b_{bp} , также как и самый теплый 2013 г. – в Среднем.

В таблице 5.1.1 представлены средние за сезон (май–сентябрь) значения концентрации хлорофилла (Chl) и показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} в разных субрегионах. Из существенных изменений можно отметить лишь увеличение среднего за сезон значения b_{bp} в Северном субрегионе в 2017–2018 гг. по сравнению со среднеклиматическим значением 1998–2011 гг. – более чем на 20% (как видно из рис. 5.1.2, за счет повышенных значений b_{bp} в июне–июле 2017 г.). Для концентрации хлорофилла увеличение средних за сезон значений в 2017–2018 гг. также наблюдается в Северном и Среднем субрегионах, но прирост составляет лишь 12%. Для Южного субрегиона изменения составляют лишь 3–5%.

КОККОЛИТОФОРИДНЫЕ ЦВЕТЕНИЯ

Кокколитофоридные цветения (КЦ) входят в число климатически значимых факторов, так как оказывают влияние на баланс углекислого газа в системе атмосфера–океан и на тепловой баланс из-за изменения альbedo водной среды и объемного поглощения солнечной радиации. КЦ обеспечивают функционирование так называемого «карбонатного биологического насоса», связанного с образованием неорганических углеродных форм (кальцита) и последующим переносом кальцита на дно.

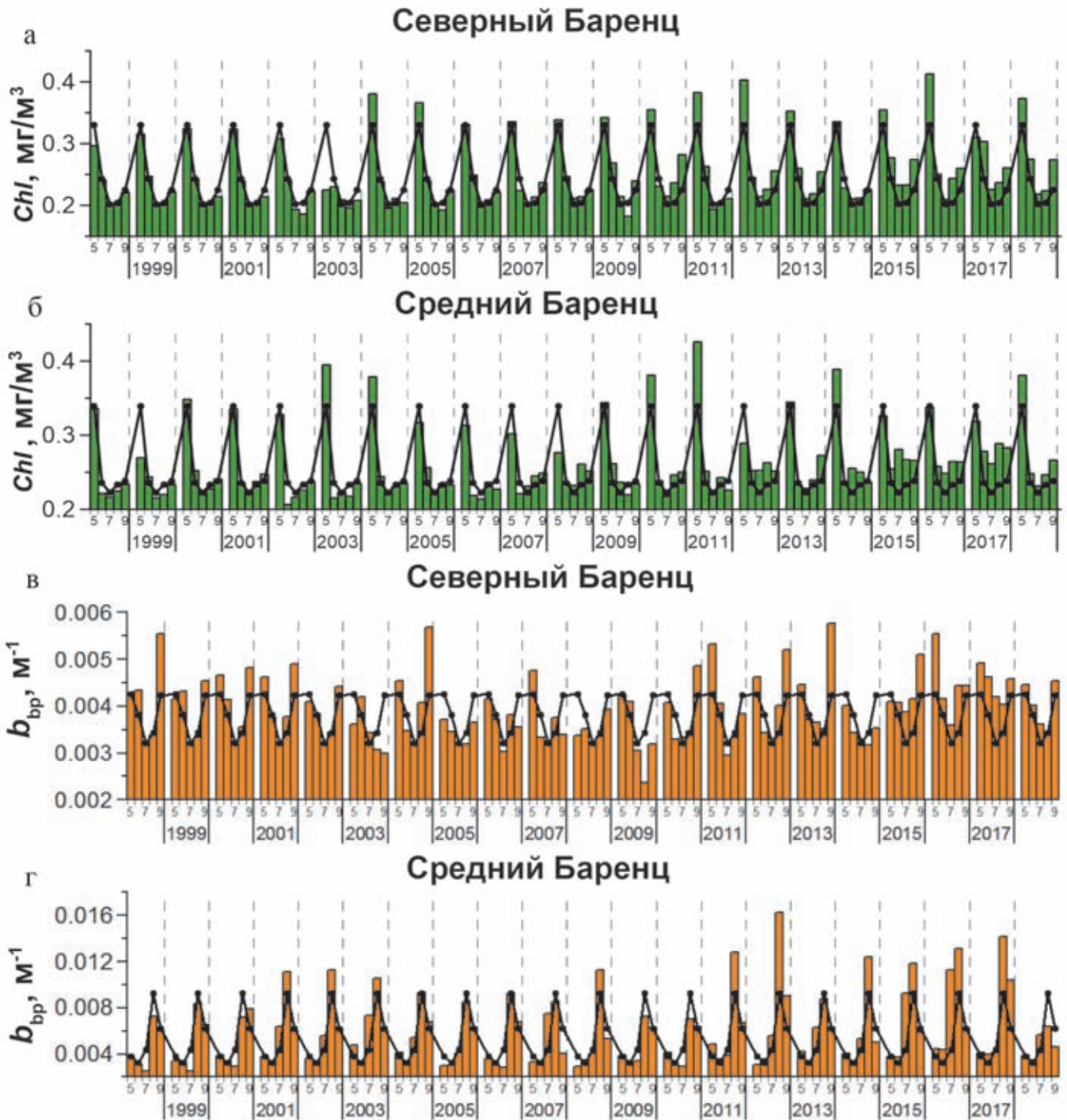


Рис. 5.1.2. Диаграммы изменения среднемесячных значений концентрации хлорофилла (а, б) и показателя рассеяния b_{bp} (в, г) для Северного (а, в) и Среднего (б, г) субрегионов за 1998–2018 гг. Черные кривые показывают изменения среднемесячных «климатических» значений (осредненных за период 1998–2011 гг.)

На рис. 5.1.3 показаны диаграммы изменения среднемесячных значений параметров кокколитофоридного цветения в Баренцевом море с 1998 по 2018 гг.: концентрации клеток N_{coc} (млн кл./л); общей площади цветения S (10^5 км²) и общего количества клеток кокколитофорид в метровом слое S (10^{20} кл./м³).

Как видно, цветения в августе могут охватывать площади более 0.3 млн км², а общее количество клеток в метровом слое достигать почти $6 \cdot 10^{20}$ клеток.

Благодаря сильному рассеянию света клетками кокколитофорид, покрытых чешуйками кальцита (*plated cells*) и отделившихся от них кокколитами, КЦ

хорошо видны со спутника при благоприятных условиях наблюдения в виде ярких пятен молочного цвета, занимающих огромные площади (рис. 5.1.4).

Как видно из рис. 5.1.3, цветения КЦ наблюдаются во все годы, но их интенсивность достаточно сильно варьирует. При сохранении благоприятных

условий наблюдения можно отследить динамику развития КЦ (рис. 5.1.5). Как видно из рисунка, начало цветения может наблюдаться уже во второй половине июня и продолжаться до середины сентября; максимум обычно наблюдается в первой половине августа.

Таблица 5.1.1. Средние за сезон (май–сентябрь) значения концентрации хлорофилла (Chl) и показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} в разных субрегионах Баренцева моря

Субрегион	Chl , мг/м ³			b_{bp} , 10 ³ , м ⁻¹		
	1998–2018 гг.	Средние за 1998–2011 гг.	2017–2018 гг.	1998–2018 гг.	Средние за 1998–2011 гг.	2017–2018 гг.
Северный	0.25	0.24	0.27	3.9	3.8	4.6
Средний	0.26	0.25	0.28	5.7	5.4	5.7
Южный	0.37	0.36	0.38	11.4	11.4	11.0

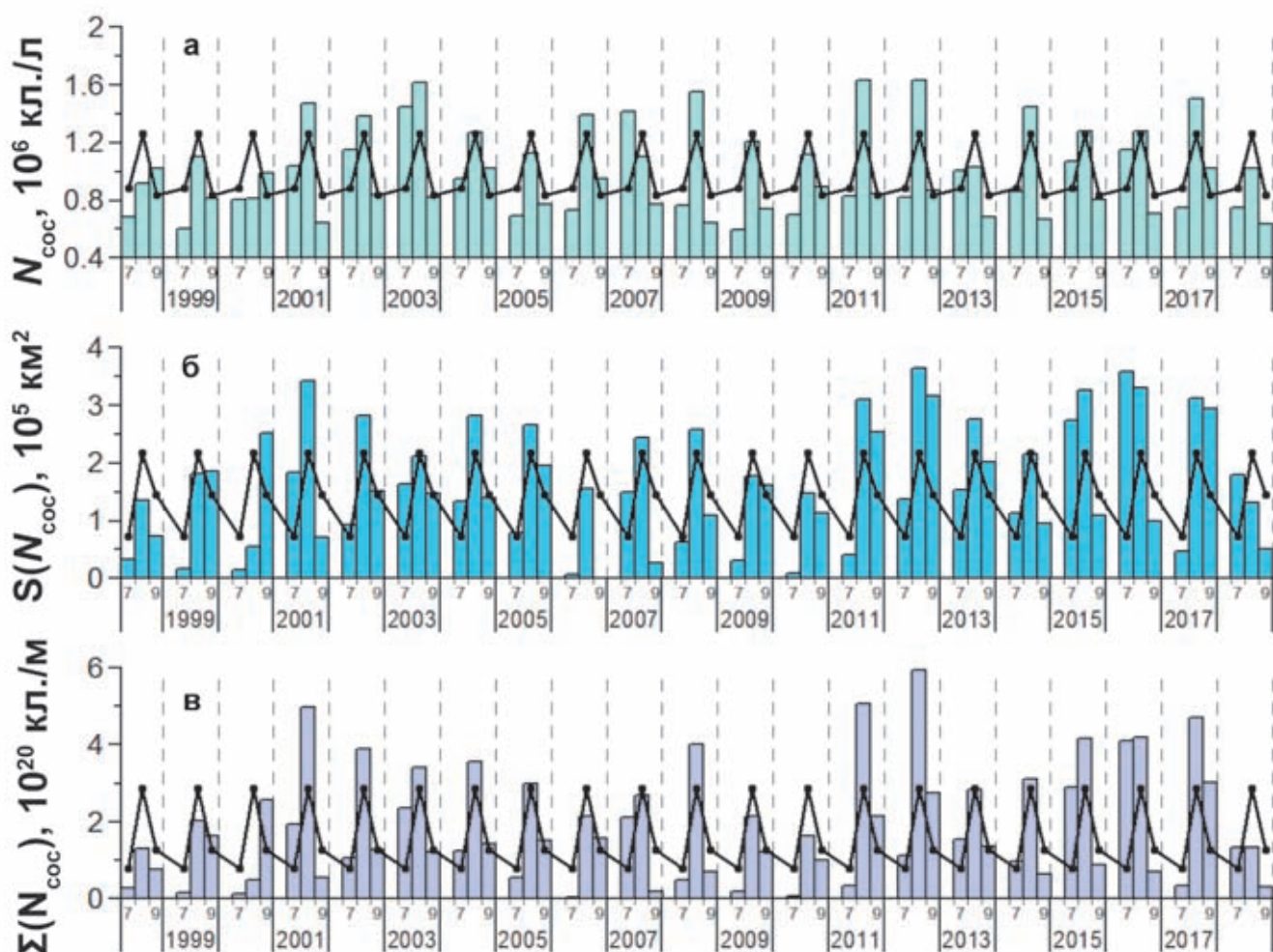


Рис. 5.1.3. Диаграммы изменения среднемесячных значений параметров кокколитофоридного цветения в Баренцевом море с 1998 по 2018 гг., рассчитанных по площади цветения, за границу которого принято значение $N_{coc} = 0.5$ млн кл/л:

а – концентрация клеток N_{coc} (млн кл./л); б – общая площадь цветения S (10^5 км²); в – общее количество клеток кокколитофорид в метровом слое $\Sigma(N_{coc})$ (10^{20} кл./м³). Черные кривые показывают изменения среднемесячных «климатических» значений (осредненных за период 1998–2011 гг.)

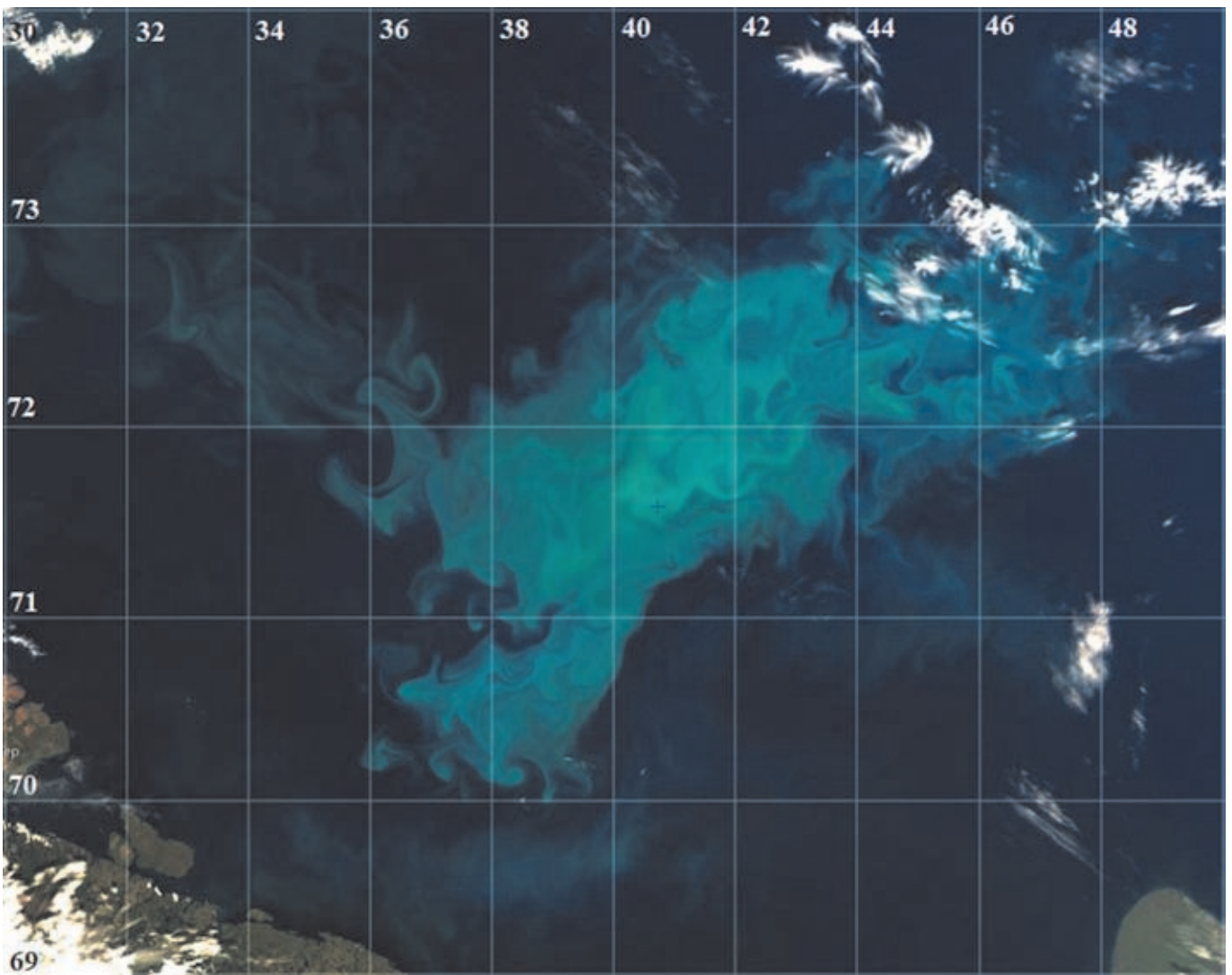


Рис. 5.1.4. Спутниковое изображение КЦ в Баренцевом море в видимом свете со сканера MODIS-Aqua 6.07.2016 г. (таким его увидел бы наблюдатель, находящийся на спутнике)

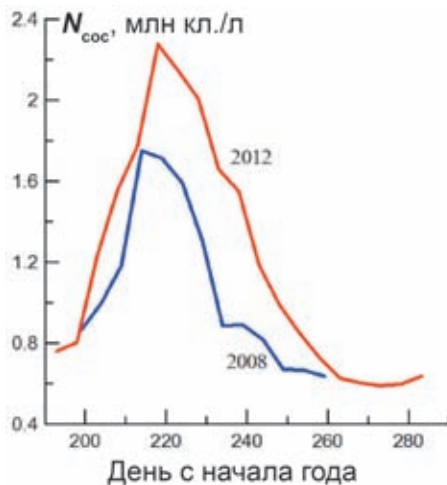


Рис. 5.1.5. Изменение осредненных за пять дней значений концентрации кокколитофорид N_{coc} (млн кл/л) в Баренцевом море в разные годы

Положение КЦ заметно варьирует по площади (рис. 5.1.6) в явной зависимости от распространения атлантических вод, поступающих в Баренцево море, в первую очередь Нордкапского течения, но всегда располагается южнее Полярного фронта.

На сайте НАСА <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov> для оценки КЦ по спутниковым данным предлагается стандартный продукт Particulate Inorganic Carbon – PIC (концентрация взвешенного неорганического углерода). Исследование связи между PIC и N_{coc} , выполненное в работе [Копелевич и др., 20176], показало, что между этими величинами наблюдается довольно высокая корреляция: коэффициент детерминации R^2 для объединенной выборки июль–август равен 0.82. Для пересчета в PIC среднемесячных значений N_{coc} для июля и августа (<http://optics.ocean.ru>) рекомендовано использовать уравнение регрессии: $PIC, \text{ ммоль/м}^3 = 4.45 N_{coc} - 1.27$, где N_{coc} (млн кл/л).

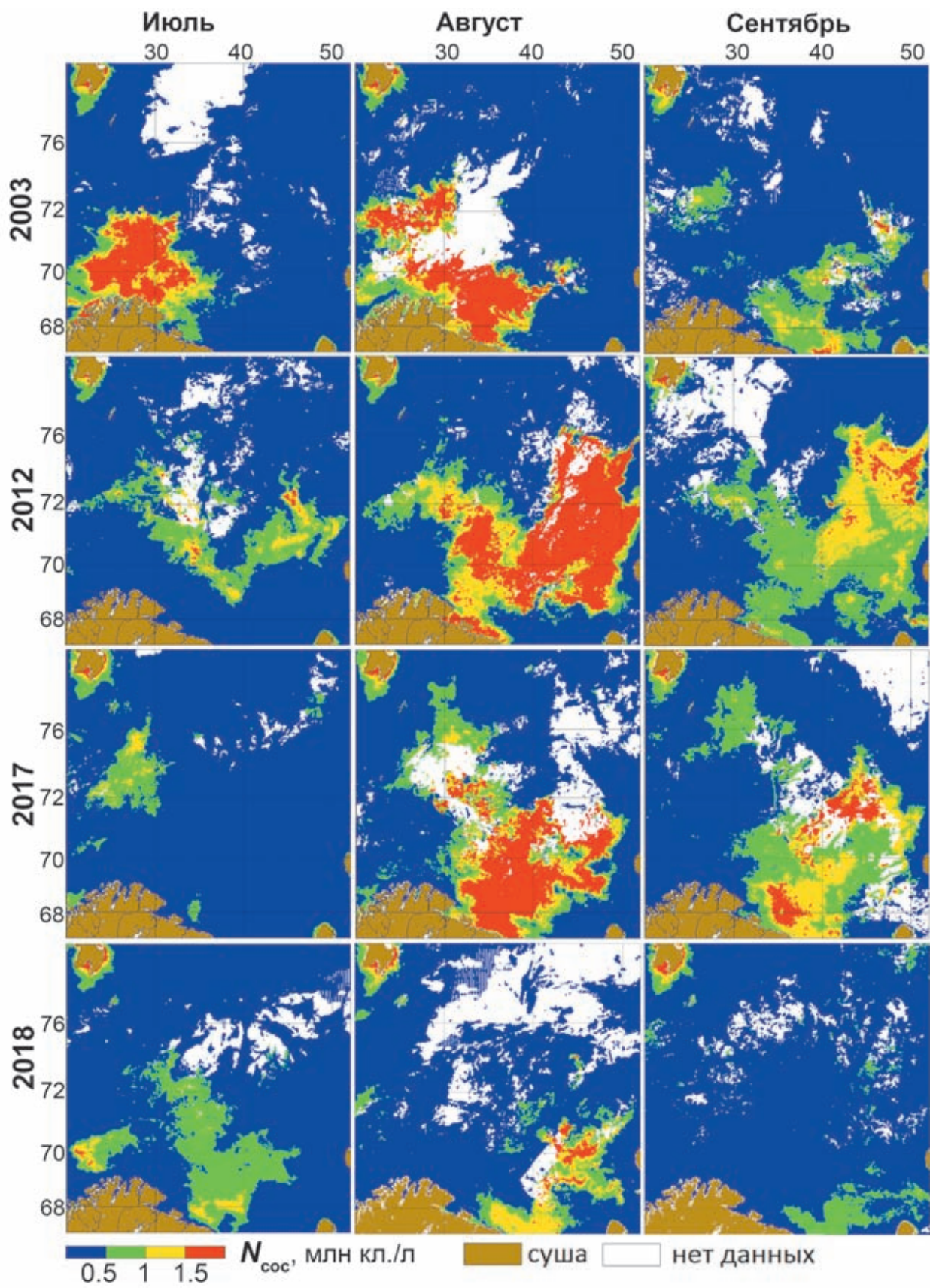


Рис. 5.1.6. Среднемесячные распределения кокколитофоридных цветений в Баренцевом море в июле, августе и сентябре в разные годы

Ошибка регрессии для этого уравнения составляет 0.65 ммоль/м³, коэффициент вариации 18%.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ

Количественная оценка проникновения солнечной радиации видимого диапазона спектра 400–700 нм (фотосинтетически активной радиации – ФАР) в воды разных морей, в том числе Баренцева, необходима для исследования двух важных проблем: во-первых, как фактора, определяющего создание первичной продукции фитопланктона, во-вторых, в аспекте влияния на тепловой баланс поверхностного слоя. Общие вопросы распространения солнечного излучения в водной среде, включая изменение с глубиной фотосинтетически

активной радиации (ФАР), оценки глубины продуктивного (фотического) слоя, расчет квантовой облученности и возможности оценок по спутниковым данным, рассмотрены в [Копелевич, 2014]. Последние открывают новые возможности для оценки баланса солнечной радиации на больших площадях, а также для исследования роли различных влияющих факторов путем моделирования.

В настоящее время количественные оценки ФАР, падающей на поверхность моря, доступны как стандартный продукт на сайте НАСА (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>); метод такого расчета разработан и успешно применен для Баренцева моря в работах ИО РАН [Копелевич и др., 2003, 2006; Vazyulya et al., 2016]. Пример расчетов для безоблачного и облачного случаев показан на рис. 5.1.7.

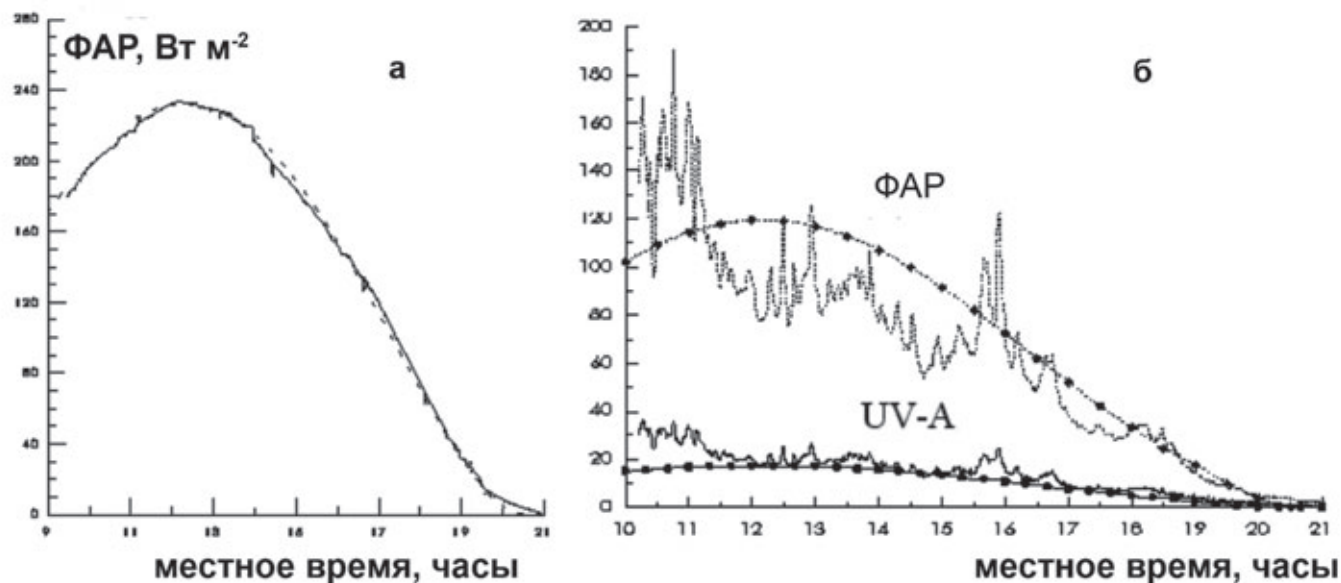


Рис. 5.1.7. Изменение величин ФАР ($\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$) на поверхности Баренцева моря в течение дня в августе 1998 г. по данным сканера SeaWiFS:

а – безоблачное небо; б – переменная облачность [Ершова и др., 2001]

Облачность – главный фактор (если не считать сезонных изменений), определяющий количество солнечной радиации в течение суток (дневную экспозицию), падающей на поверхность моря. Рис. 5.1.8 количественно иллюстрирует влияние облачности на среднемесячные величины ФАР на поверхности Баренцева моря в августе 2002 г. Видно, что при одном и том же значении ФАР на верхней границе атмосферы (примерно $10.5 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{день}^{-1}$ на широте 75° с. ш.); значения дневной экспозиции на поверхности моря уменьшаются в зависимости от облачности более чем в 2.5 раза (меньше $4 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{день}^{-1}$).

Излучение видимого диапазона, в отличие от инфракрасного, может проникать в водную толщу на

несколько десятков метров и, благодаря объемному поглощению, оказывать влияние на термическую структуру и теплосодержание поверхностного слоя. В работе [Копелевич и др., 2006] удалось показать возможность количественной оценки по спутниковым данным объемного поглощения солнечного излучения в подповерхностном слое вод даже в таком трудном для использования спутниковых данных регионе, как Баренцево море (низкие высоты Солнца, частая облачность). Результаты выполненного численного эксперимента показали, что ошибка расчета ФАР, поглощенной в водной толще, в отсутствие облачности по данным спутникового сканера SeaWiFS в верхнем 10-метровом слое меньше 10%, а в слое

10–20 м – меньше 20%. Основная часть этой ошибки связана с неточностью определения по данным SeaWiFS входных параметров расчета – при использовании точных значений этих параметров ошибки составляют лишь 1–3% для 10-метрового слоя и меньше 6% для 20-метрового.

Пример сравнения вертикальных профилей ФАР, измеренных погружаемым радиометром и рассчитанных по данным сканера SeaWiFS, показан на рис. 5.1.9.

На проникновение солнечной радиации в водную толщу существенное влияние оказывают кокколитофоридные цветения. По спутниковым данным были выполнены расчеты величин подводной ФАР и аль-

bedo водной толщи для 14 точек на 71° с. ш. от 35° до 42° в. д. через область кокколитофоридного цветения [Копелевич и др., 2017a].

Результаты представлены на рис. 5.1.10. Как видно, кокколитофоридное цветение оказывает сильное воздействие на проникновение солнечной радиации в водную толщу: при отсутствии цветения альbedo составляет меньше 1% (на 41° в. д.), при возрастании концентрации кокколитофорид до 2.6 млн кл/л альbedo возрастает почти до 8% (на 40° в. д.). Величина нисходящей ФАР на глубине 5 м уменьшилась еще более резко – от 135 Вт/м² на 41° в. д. до 79 Вт/м² на 40° в. д. (более чем на 40%).

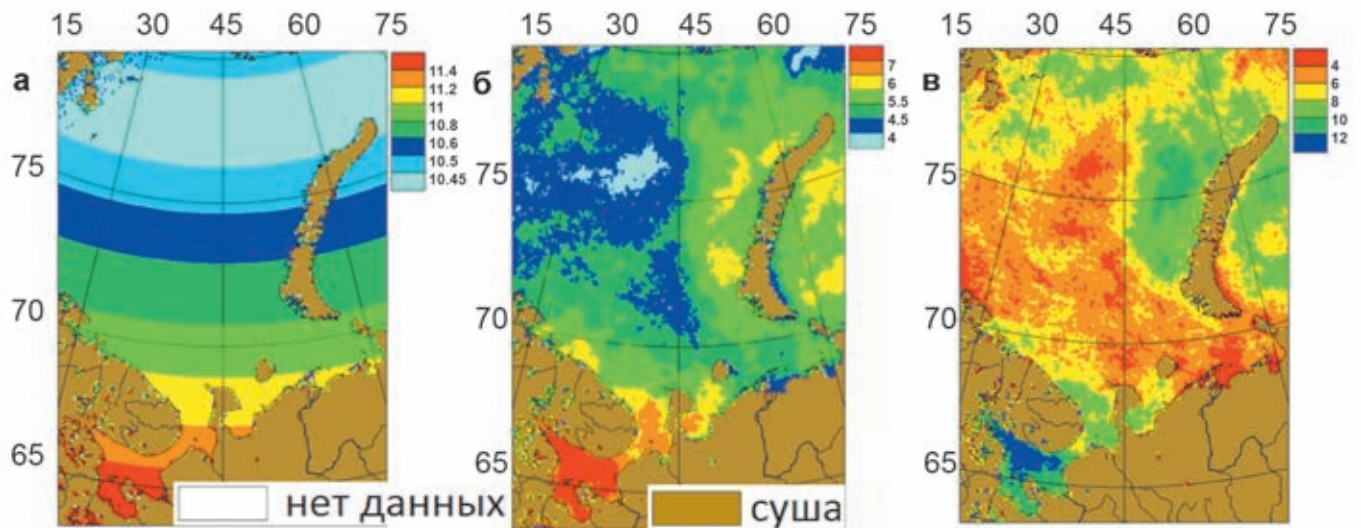


Рис. 5.1.8. Среднемесячные распределения дневной экспозиции ФАР (МДж м⁻² день⁻¹) на верхней границе атмосферы (а) и на поверхности моря (б) и оптической толщины облаков (в) в августе 2002 г. по данным сканера SeaWiFS

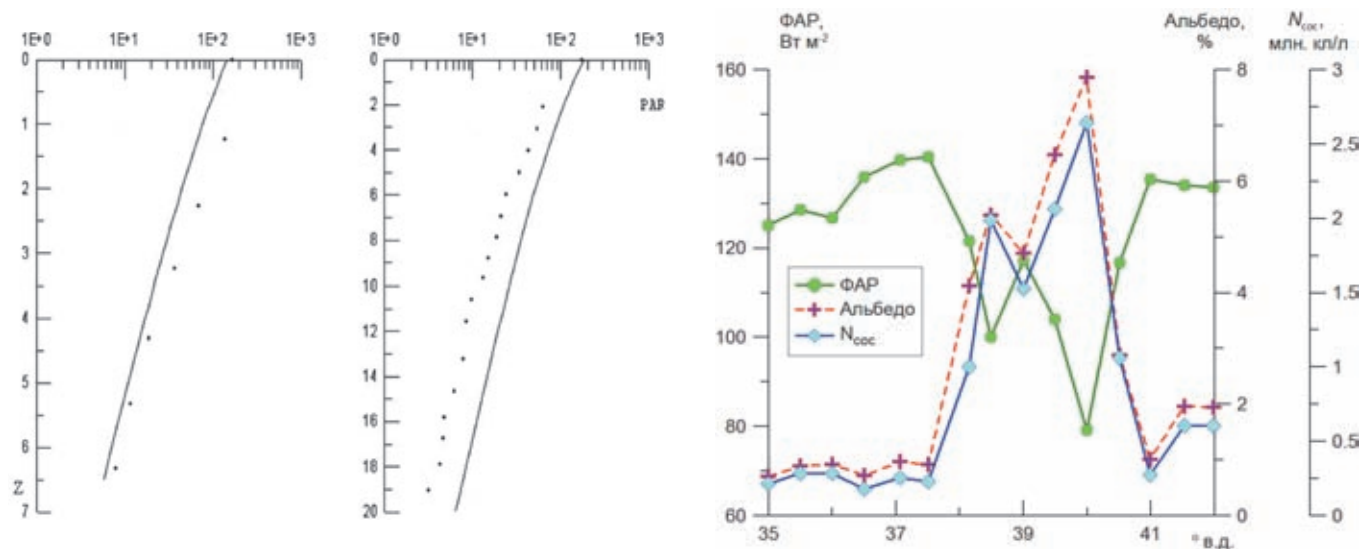


Рис. 5.1.9. Вертикальные профили ФАР на двух станциях в Баренцевом море в августе 1998 г., измеренные подводным радиометром (кружки) и рассчитанные по данным сканера SeaWiFS (сплошные кривые) [Ершова и др., 2001]

Рис. 5.1.10. Изменение ФАР (Вт·м⁻²) на глубине 5 м (зеленая кривая), концентрации кокколитофорид N_{coc} (млн кл./л) (синяя) и альbedo водной толщи (красный пунктир) вдоль 71° с. ш. по данным сканера MODIS-Aqua 06 июля 2016 г.

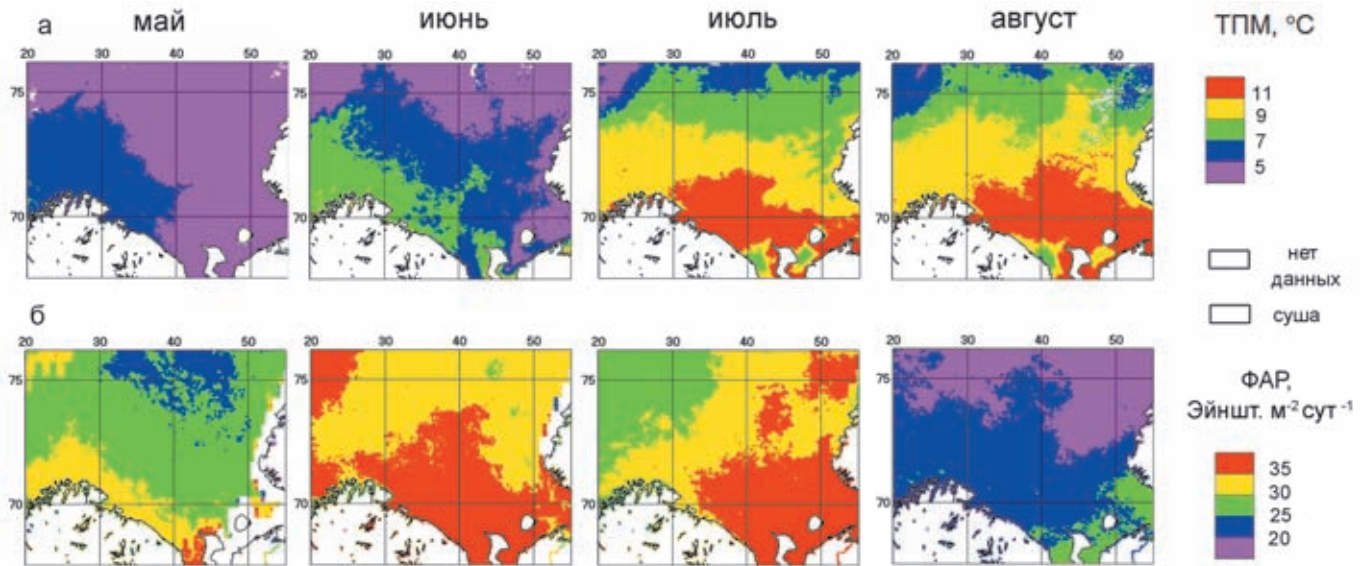


Рис. 5.1.11. Среднемесячные распределения поверхностной ТПМ ($^{\circ}\text{C}$) (а) и дневной экспозиции ФАР, $\text{Эйншт. м}^2\cdot\text{сут}^{-1}$ (б) с мая по август 2016 г.

Приходящая на поверхность моря солнечная радиация оказывает заметное влияние на температуру поверхностного слоя (ТПМ) средней части Баренцева моря. Если в мае–июне увеличение ТПМ явно связано

с поступлением теплых атлантических вод с Норвежским течением, то в июле–августе положение более теплых вод соответствует области повышенных значений ФАР (больше $35 \text{ Эйншт. м}^2\cdot\text{сут}^{-1}$) на июльской карте.

5.2. Вертикальная структура водной толщи Баренцева моря по оптическим данным

В.И. Буренков, В.А. Артемьев

Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Москва

В соответствующем разделе рассматриваются вертикальные распределения показателя ослабления света морской водой в различных районах Баренцева моря. Полученные за последнее время данные свидетельствуют о значительной пространственно-временной изменчивости оптических свойств. В частности выделяется район, подверженный влиянию речного стока (Печорской море). Аномально высокими значениями показателя ослабления отличаются районы, связанные с цветением кокколитофорид. Имеется ряд особенностей, связанных с поступлением Атлантических вод в Баренцево море. Показана тесная связь между показателем ослабления и концентрацией взвеси. Получено соответствующее уравнение регрессии.

Ключевые слова: показатель ослабления света, оптические свойства, кокколитофориды, взвесь.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(19)

ВВЕДЕНИЕ

Измерение показателя ослабления света морской водой S и его вертикального распределения – один из наиболее распространенных видов гидрооптических наблюдений, поскольку величина S в значительной степени определяет процессы распространения оптического излучения в водной толще. Учитывая высокое пространственное разрешение измерите-

лей вертикальной структуры показателя ослабления, данные по S широко используются для сопоставления с результатами измерений STD зондов, что особенно ценно при оценках ситуации во фронтальных зонах, цветениях фитопланктона и зонах, подверженных воздействию пресноводного стока. Величина показателя ослабления тесно связана с концентрацией морской взвеси и может использоваться для

экспрессной оценки ее пространственного распределения, особенно в районах, подверженных влиянию речного стока.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Измерения вертикальных профилей распределения показателя ослабления света $S(z)$ в Баренцевом море проведены в 13 и 14 рейсах НИС «Академик Сергей Вавилов» (1998 г.), в 48 (2001 г.) и 127 (2014 г.) рейсах НИС «Профессор Штокман», 62 (2015 г.), 65 (2016 г.), 68 (2017 г.) и 71 (2018 г.) рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш». Вначале измерения выполнялись с помощью погружаемых зондов-прозрачномеров «Дельфин» и «Паром», разработанных в Лаборатории оптики океана ИО РАН. В 2005 г. были разработаны малогабаритные автономные прозрачномеры ПУМ, а затем ПУМ-А [Artemiev et al., 2005; Артемьев и др., 2008]. Для ПУМ-А была разработана кювета, которая устанавливалась в измерительный канал – появилась возможность использовать прибор в составе судовой проточной системы и проводить измерения показателя ослабления проб морской воды на ходу судна. Все приборы построены по двухканальной оптической схеме, что позволило минимизировать аппаратные погрешности и температурный дрейф. Измерения проводятся на длине волны 530 нм, максимальная глубина погружения 200 м. Погрешность измере-

ния показателя ослабления 0.02 м^{-1} , глубины – 0.1 м, температуры – 0.1°C . Отработана методика интеркалибровки прозрачномеров ПУМ и ПУМ-А.

Концентрация взвеси определялась путем фильтрации проб воды (диаметр фильтра 0.45 мкм) с последующим взвешиванием фильтров. Отбор проб на взвесь производился практически одновременно с зондированием прозрачномером.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА

Карта измерений показателя ослабления света в Баренцевом море за весь период наблюдений показана на рис. 5.2.1.

Кольский разрез

Кольский квазиширотный разрез по 41° в. д. выполнялся в 14 рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» в 1998 г. Он простирался от побережья Кольского полуострова на юге (ст. 1170, $68^\circ 14'$ с. ш., $41^\circ 1'$ в. д.) до границы плавучих льдов на севере (ст. 1213, $78^\circ 45'$ с. ш., 41° в. д.). Расстояние между станциями составляло около 15 миль. Распределение показателя ослабления света на этом разрезе показано на рис. 5.2.2.

В целом, величины показателя ослабления на разрезе изменяются в относительно небольших пределах $0.2\text{--}0.5 \text{ м}^{-1}$ в поверхностных слоях и $0.1\text{--}0.2 \text{ м}^{-1}$ на глубинах >50 м. Исключение составляют значения S

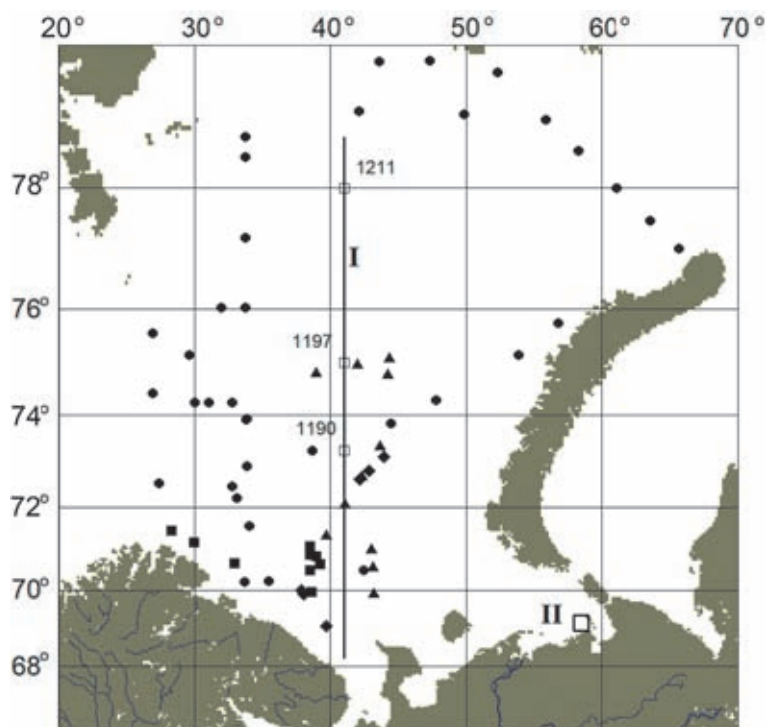


Рис. 5.2.1. Карта станций, выполненных за все время измерений в Баренцевом море.

I – Кольский квазиширотный разрез, II – полигон «Варандей», рейсы НИС «Академик Мстислав Келдыш»: ▲ – 62, ■ – 65, ● – 68, ◆ – 71

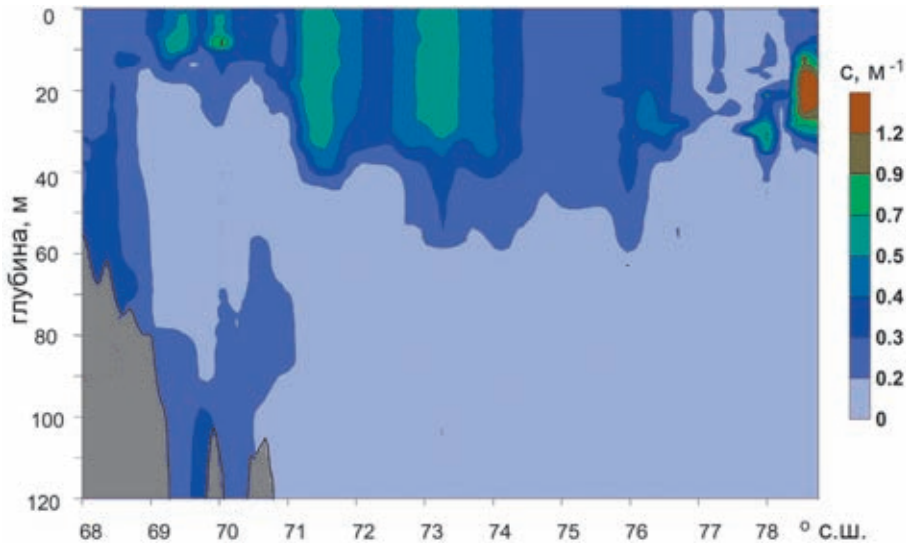


Рис. 5.2.2. Распределение показателя ослабления света на широтном разрезе по 41° в. д. от побережья Кольского полуострова на юге до границы плавучих льдов на севере. 14 рейс НИС «Академик Сергей Вавилов»

в самой северной части разреза на границе плавучих льдов, где на глубинах 20–40 м наблюдается интенсивный слой пониженной прозрачности с величинами C свыше 1.5 м^{-1} . Отметим, что подобная картина наблюдалась в море Лаптевых в 1991 г. [Буренков и др., 1997]. Соответствующий профиль C для Баренцева моря показан на рис. 5.2.3, а.

Несмотря на то, что изменения показателя ослабления в поверхностных слоях на разрезе относительно невелики, на рис. 5.2.2 хорошо видны широтные вариации C . Естественно предположить, что они связаны с распространением в Баренцевом море с запада ветвей Северо-Атлантического течения.

Отличия в вертикальных распределениях C на разных станциях Кольского разреза хорошо видны на рис. 5.2.3.

Как видно, значения C в поверхностном слое составляют 0.55 м^{-1} на ст. 1190 и 0.27 м^{-1} на ст. 1197, температуры 6.2° на ст. 1190 и 4.8° на ст. 1197.

ПОЛИГОН «ВАРАНДЕЙ»

Измерения на полигоне «Варандей» выполнялись в 13 рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» в 1998 г. в Печорском море. Под полигоном понимают область, прилегающую к стоку р. Печоры (единственной крупной реки, впадающей в Баренцево море) и расположенную в юго-восточной части моря. Здесь были выполнены измерения на нескольких полигонах в различных участках Печорского моря. В большинстве случаев измерения показали наличие мутного приповерхностного слоя (величина C достигала значений свыше 4 м^{-1}); с увеличением глубины вели-

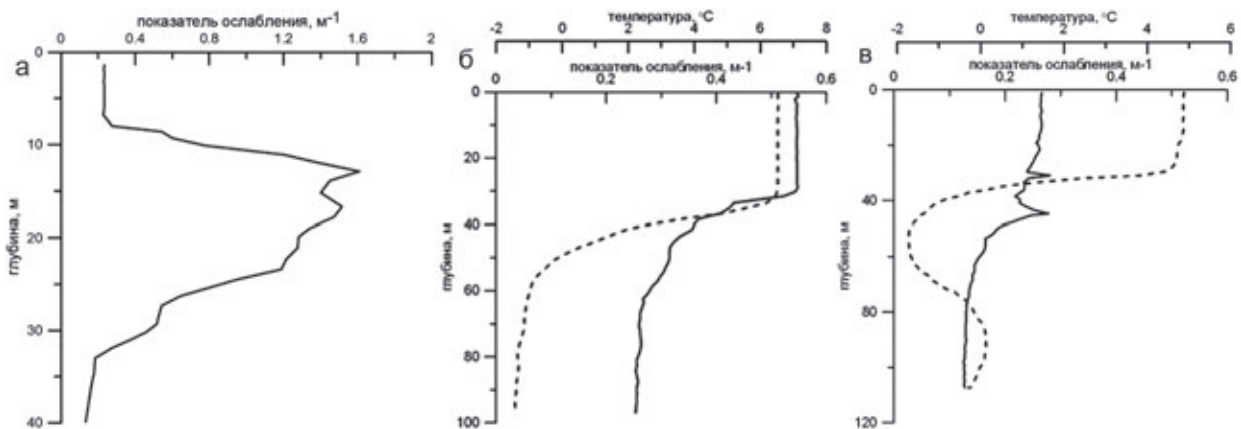


Рис. 5.2.3. Вертикальные распределения показателя ослабления света (сплошная линия) и температуры воды (пунктирная линия) на станциях Кольского разреза:

а – северная часть разреза, ст. 1211; б, в – средняя часть разреза, ст. 1190 и 1197 соответственно (см. рис. 5.2.1)

чина S уменьшалась, иногда отмечались промежуточные слои пониженной прозрачности. Мутность воды обычно уменьшалась при удалении от дельты Печоры. Такая картина типична для районов, подверженных влиянию речного стока, хотя, вследствие небольших глубин в Печорском море, стратификация здесь не столь четко выражена как в районах стока Оби, Енисея и Лены.

На рис. 5.2.4 показано распределение по глубине и в приповерхностном слое показателя ослабления света на полигоне «Варандей», наиболее близком к устью Печоры.

На рис. 5.2.4, а хорошо видно, что на самой южной части разреза (ст. 1095) наиболее мутные воды располагаются в приповерхностном слое толщиной около 8 м. Величина S здесь составляет около 4 м^{-1} . Стратификация показателя ослабления относительно слабая – значения показателя ослабления у дна лишь немного меньше поверхностных значений. Севернее воды высокой мутности в поверхностном слое располагаются вплоть до ст. 1097, хотя на отдельных участках разреза они перемежаются с водами более высокой прозрачности.

Севернее ст. 1097 наблюдается фронтальная зона, где резко понижаются значения S на всех глубинах (наличие этой зоны подтверждается гидрологическими данными). На самой северной части разреза (ст. 1098) величины показателя ослабления на всех глубинах не превосходят 1.5 м^{-1} .

На рис. 5.2.4, б показано распределение показателя ослабления в приповерхностном слое на этом же полигоне. В целом представленное распределение $S(z)$ соответствует показанному на рис. 5.2.4, а.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА В ПЕРИОД ЦВЕТЕНИЯ КОККОЛИТОФОРИД

В летний период в Баренцевом море наблюдается цветение кокколитофорид [Kopelevich et al., 2008] – специфического вида водорослей (диаметр около 10 микрон), характеризующихся наличием карбонатного «панциря» (кокколитов). Вертикальная структура показателя ослабления и связанных с ним параметров в областях цветения кокколитофорид пока изучена недостаточно. Ниже приводятся некоторые результаты таких исследований.

В 62 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (август 2015 г.) были выполнены измерения профилей $S(z)$ на нескольких станциях, где по спутниковым данным наблюдались области цветения кокколитофорид. Вертикальные распределения показателя ослабления и температуры на этих станциях показаны на рис. 5.2.5. На всех станциях измерения выполнялись в областях, где по спутниковым данным концентрация кокколитофорид N_{coc} превышала 1 млн кл./л.

Величины показателя ослабления света у поверхности для приведенных станций составляли 2.1, 2.5, 1.1, 2.5 м^{-1} соответственно, причем вертикальная структура профилей $S(z)$ на этих станциях различалась весьма значительно. Как видно, на ст. 5194 значения показателя ослабления у поверхности заметно меньше, чем на других (цветения кокколитофорид здесь не было).

Если на ст. 5192 поверхностный квазиоднородный слой относительно небольшой (около 10 м), то на ст. 5195 от достигает 25 м. Интересно отметить также наличие на ст. 5193 слоя пониженной прозрачности

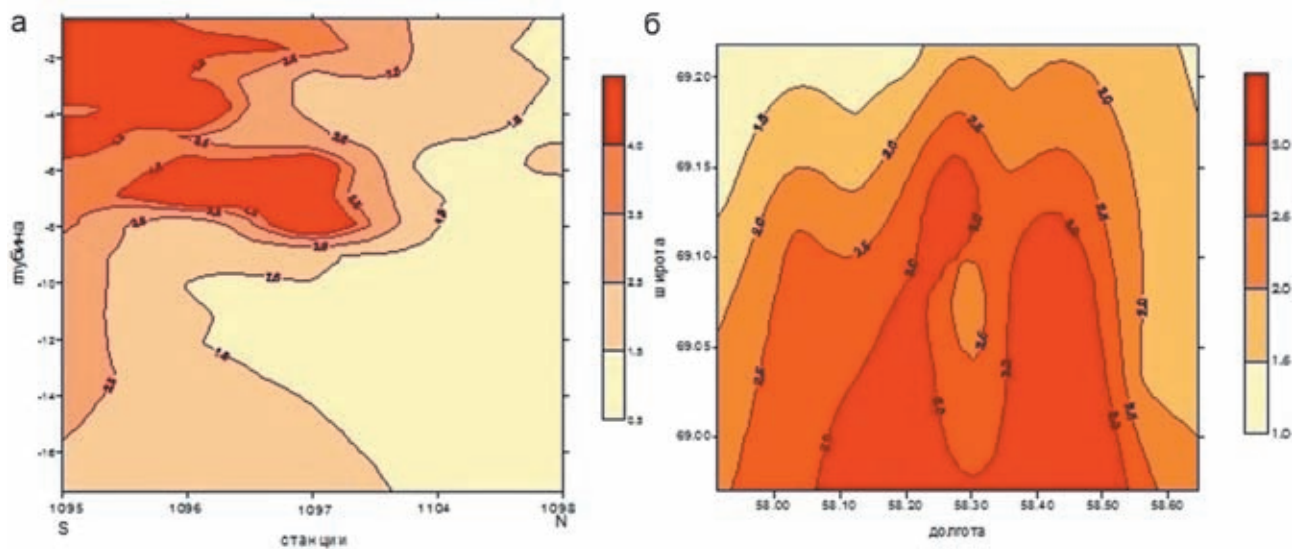


Рис. 5.2.4. Распределение по глубине (а) и в приповерхностном слое (б) показателя ослабления света на полигоне «Варандей», наиболее близком к устью р. Печоры

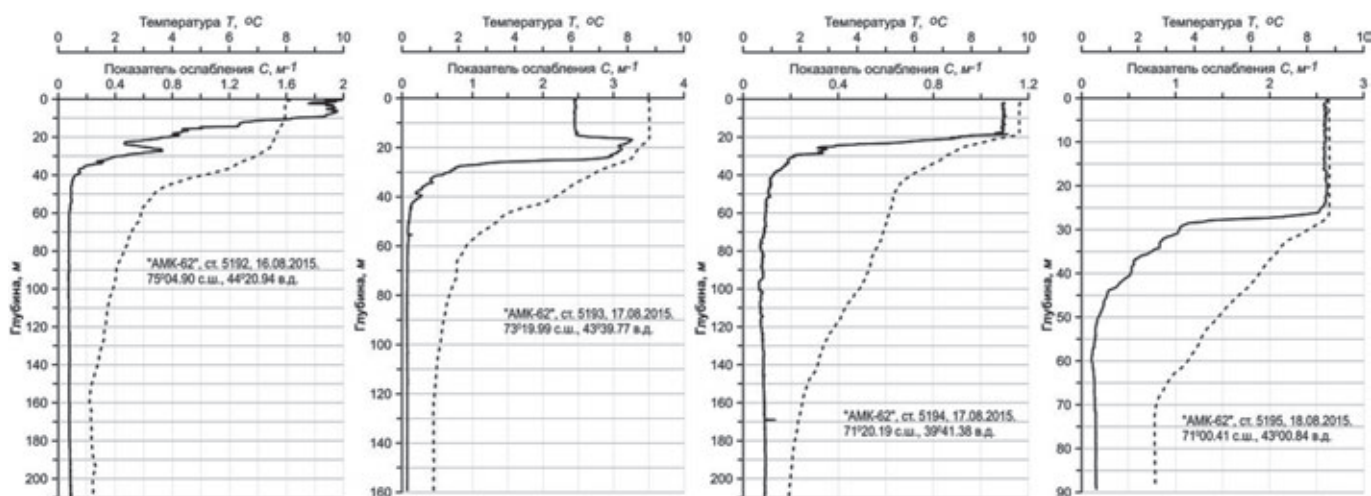


Рис. 5.2.5. Вертикальные распределения показателя ослабления и температуры на разных станциях в области цветения кокколитофорид (62 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2015 г.)

на глубине около 20 м. Он, по-видимому, связан не с цветением кокколитофорид, а с наличием другого хлорофиллосодержащего вида фитопланктона, поскольку концентрация хлорофилла в нем достигает 2.1 мкг/л при поверхностном значении 1.25 мкг/л, что не типично для кокколитофорид.

Интенсивное цветение кокколитофорид было зарегистрировано и во время 65 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» вблизи побережья Кольского полуострова (июль 2016 г.). Здесь были выполнены зондирования прозрачномером на трех станциях. Результаты измерений приведены на рис. 5.2.6.

Здесь по спутниковым данным были зафиксированы чрезвычайно большие концентрации N_{coc} (до 10 млн кл/л), при этом концентрация хлорофилла была относительно небольшой (0.7–1.5 мкг/л). Это связано с тем, что удельное содержание хлорофилла в клетках кокколитофорид относительно невелико. Обращает на себя внимание наличие мощного максимума показателя ослабления на ст. 6533 на глубине 20 м. По-видимому, наличие этого слоя (также как и на рис. 5.2.6, ст. 5193) связано со скоплением хлорофиллосодержащей взвеси.

Во время 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (июль 2017 г.) область цветения кокколито-

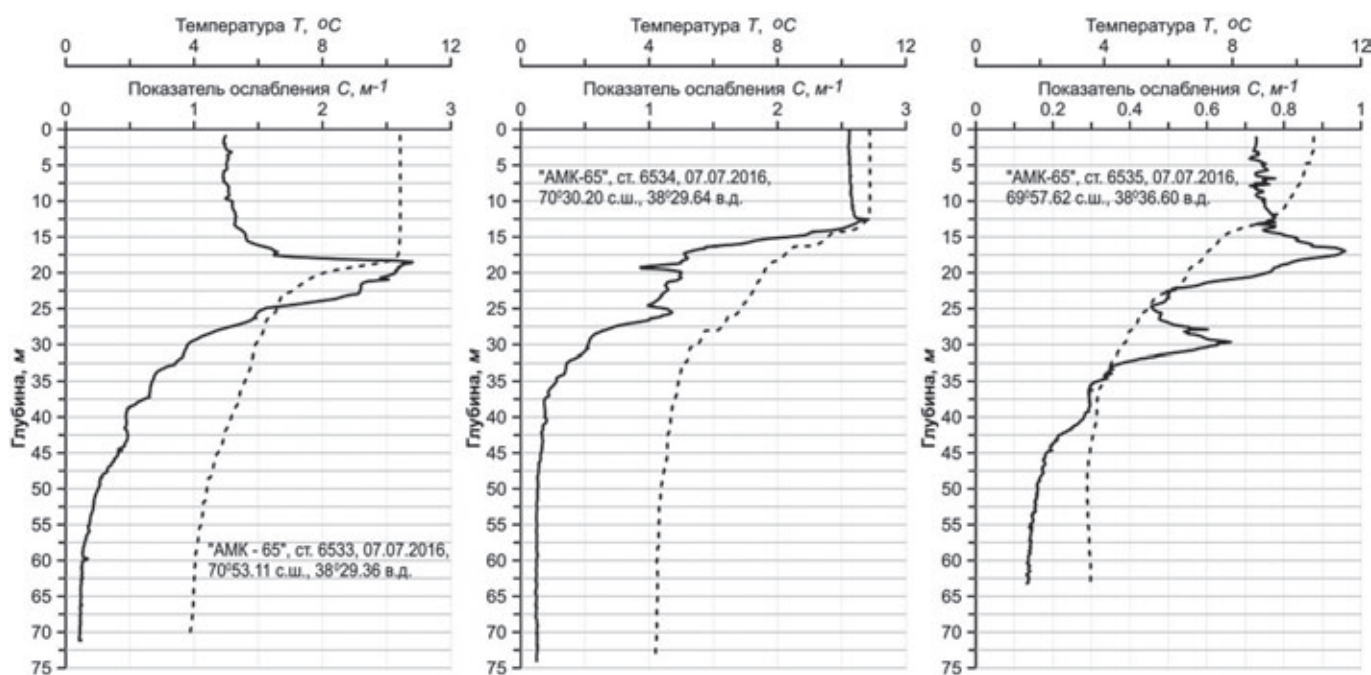


Рис. 5.2.6. Вертикальные распределения показателя ослабления света и температуры на разных станциях в области цветения кокколитофорид (65 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2016 г.)

форид вплотную прилежала к побережью Кольского полуострова. Концентрация кокколитофорид здесь заметно превышала 1 млн кл/л; вертикальные распределения показателя ослабления в этой области показаны на рис. 5.2.7 (ст. 5579–5580).

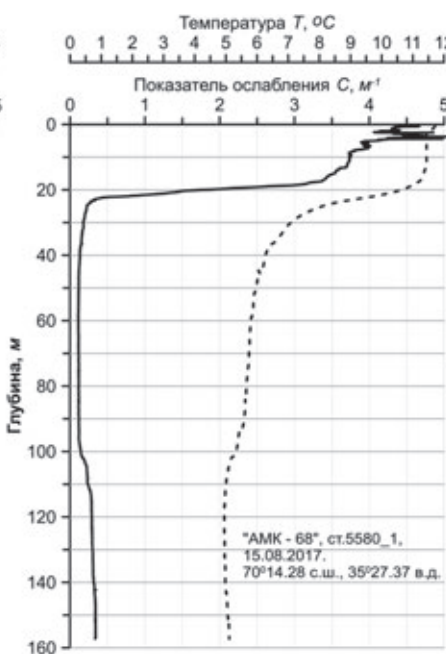
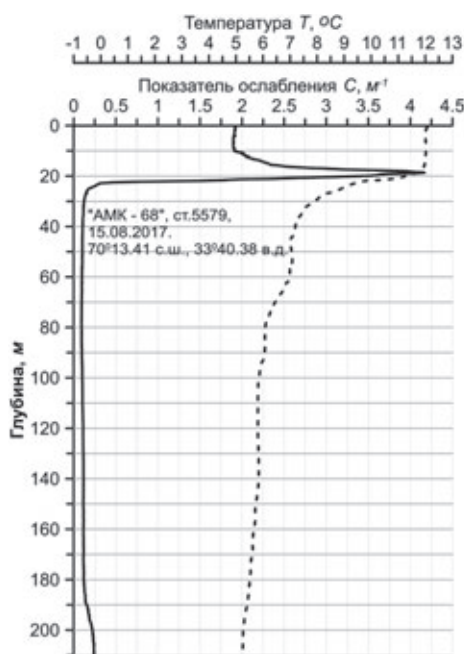
ОЦЕНКА КОНЦЕНТРАЦИИ ВЗВЕСИ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ ПОКАЗАТЕЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ

Наиболее представительный материал по одно-временным измерениям концентрации взвеси TSM и показателя ослабления C получен в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (179 точек, 2017 г.), 13 и 14 рейсах НИС «Академик Сергей Вавилов» (98 точек, 1998 г.). Незначительное число измерений было выполнено в 62 (2015 г.) и 65 (2016 г.) рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш».

На рис. 5.2.8 показаны графики, иллюстрирующие связь показателя ослабления C с концентрацией взвеси TSM (Total Suspended Matter) по данным 13 и 14 рейсов НИС «Академик Сергей Вавилов» в линейном и логарифмическом масштабах. Соответствующее уравнение линейной регрессии (рис. 5.2.8, а) имеет вид

$$TSM = 0.84 C - 0.012, \quad (5.2.1)$$

где TSM измеряется в мг/л, C – в m^{-1} . Величина коэффициента детерминации r^2 составляет 0.88 (количество совместных измерений $n=98$). Средняя погрешность определения концентрации взвеси по этому уравнению составляет около 30%. Для логарифмической зависимости рассматриваемых параметров коэффициент детерминации такой же, как и для линейной.



Соответствующее уравнение регрессии по данным 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2017 г.) имеет вид:

$$TSM = 0.70 C + 0.03. \quad (5.2.2)$$

Графики линейной и логарифмической зависимости между рассматриваемыми параметрами показаны на рис. 5.2.9. Величина коэффициента детерминации r^2 составляет 0.91 ($n=179$).

Различия между формулами (5.2.1) и (5.2.2) носят региональный характер. Надо отметить, что наклон в уравнениях линейной регрессии определяется, в первую очередь, данными с высокими значениями показателей ослабления и концентрации взвеси. Как видно из сравнения рисунков 5.2.8 и 5.2.9, в первом случае таких точек было гораздо больше, чем во втором, и определялись они разными факторами. Для (5.2.1) это значения, полученные на полигоне «Варандей» (рис. 5.2.4) и связанные со взвешенными частицами, выносимыми Печорой; для (5.2.2) – с кокколитофоридным цветением.

Уравнение регрессии между TSM и C , рассчитанное только по данным измерений в области цветения кокколитофорид имеет вид:

$$TSM = 0.65 C + 0.14 (n=21, r^2=0.75). \quad (5.2.3)$$

Различие между уравнениями (5.2.1) и (5.2.3) объясняется главным образом отличиями оптических свойств частиц, выносимых речным стоком, и кокколитофоридными частицами.

Мы также рассчитали уравнение регрессии для общего массива, включающего данные 13 и 14 рейсов НИС «Академик Сергей Вавилов» и 62, 65 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш»:

$$TSM = 0.74 C + 0.02 (n=318, r^2=0.84). \quad (5.2.4)$$

Выполненные измерения вертикальных профилей показателя ослабления свидетельствуют о значительной пространственно-

Рис. 5.2.7. Вертикальные распределения показателя ослабления света и температуры на разных станциях в области цветения кокколитофорид вблизи Кольского полуострова (68 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2017 г.)

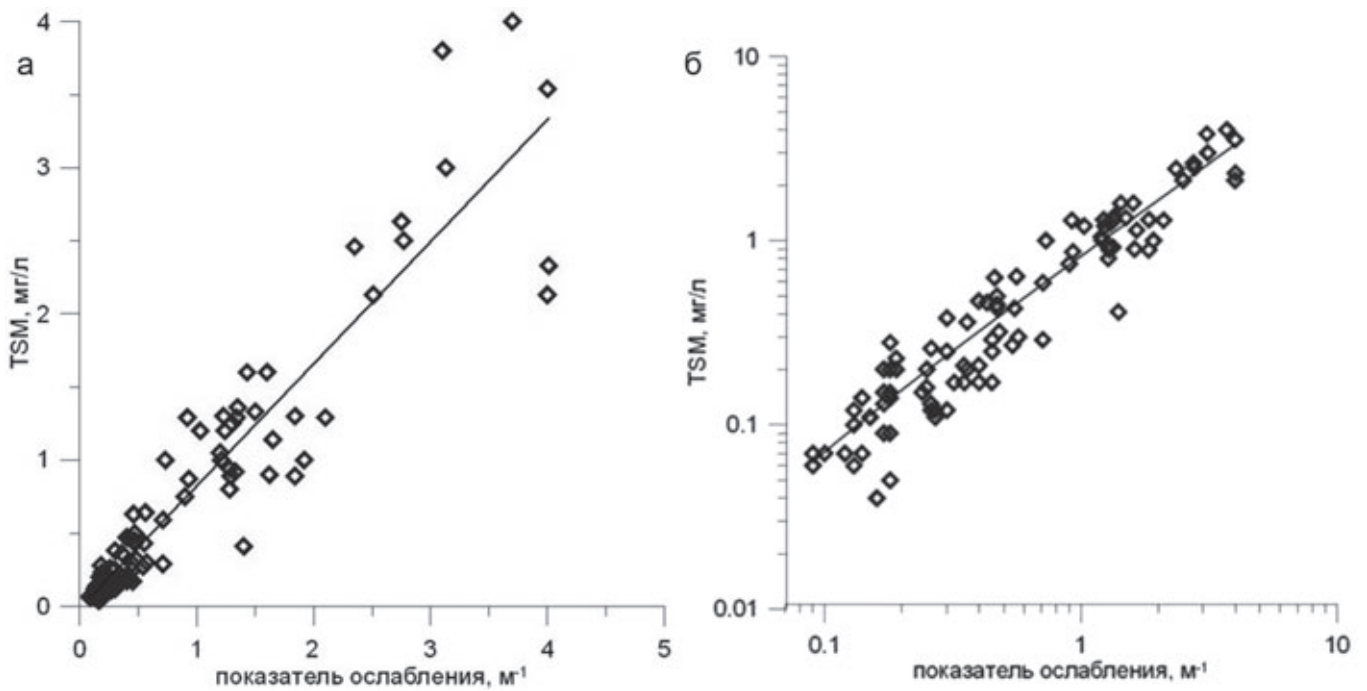


Рис. 5.2.8. Связь между показателем ослабления света и концентрацией взвеси по данным 13 и 14 рейсов НИС «Академик Сергей Вавилов» в линейном (а) и логарифмическом (б) масштабах.

Сплошная линия – уравнение регрессии

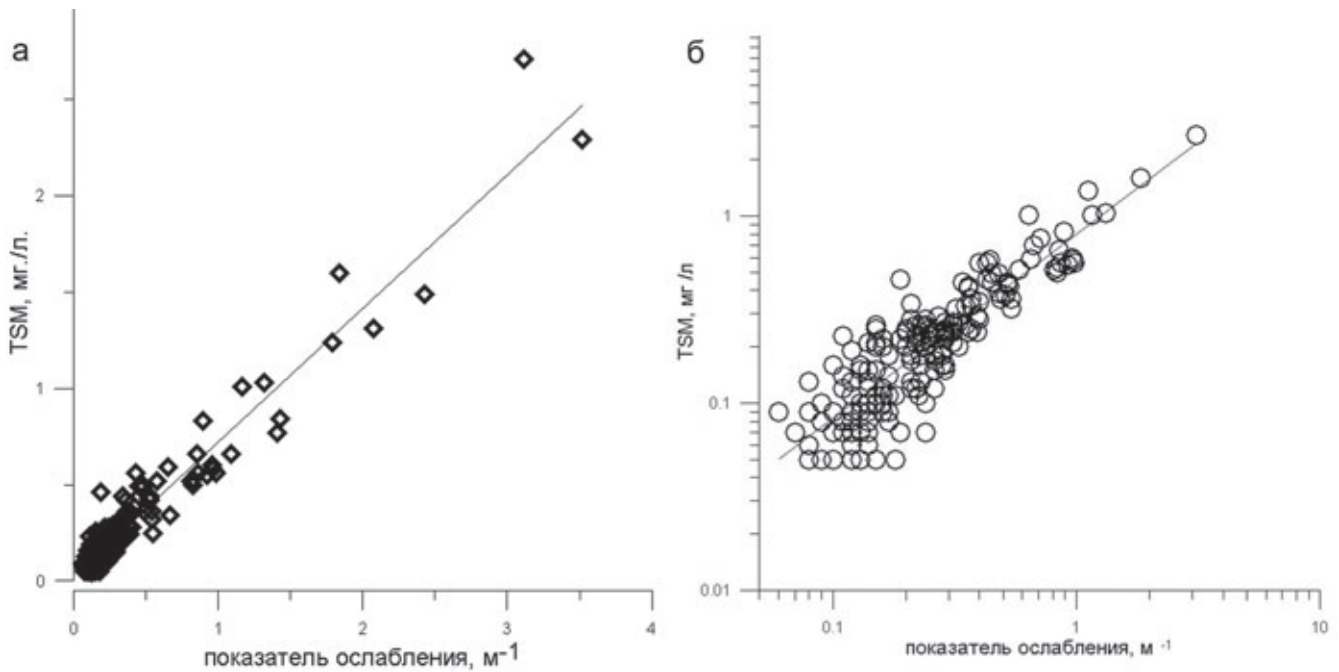


Рис. 5.2.9. Связь между показателем ослабления света и концентрацией взвеси для Баренцева моря по данным 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2017 г.) в линейном (а) и логарифмическом (б) масштабах.

Сплошная линия – уравнение регрессии

временной изменчивости оптических свойств морской воды. Причины этого весьма многообразны. Это и районы, подверженные влиянию речного стока в юго-восточной части моря (Печорское море), и

районы цветения кокколитофорид, которые регулярно наблюдаются в летний период. Также имеются особенности, связанные с поступлением в Баренцево море атлантических вод. Вышеперечисленные осо-

бенности оказывают влияние и на полученные связи между показателем ослабления и концентрацией взвеси.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отметим главные результаты современных оптически исследований в Баренцевом море.

Прежде всего, это практическое использование данных спутниковых наблюдений, позволившее получать (правда, при благоприятных погодных условиях) мгновенные изображения всего моря или, по крайней мере, большей его части. Региональные алгоритмы обработки спутниковых данных, разработанные на основе данных судовых измерений в экспедициях Института океанологии, дали возможность с приемлемой точностью рассчитывать по спутниковым данным абсолютные величины основных биооптических характеристик поверхностного слоя, таких как концентрация хлорофилла Chl , показатель рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} , параметры кокколитофоридных цветений. Построены карты среднемесячных распределений указанных характеристик для теплого сезона с 1998 по 2018 гг. и диаграммы межгодовых изменений среднемесячных значений этих величин для трех выделенных в Баренцевом море субрегионов: Северного, Среднего и Южного.

Разработаны алгоритмы для расчета по спутниковым данным спектральных распределений солнечной радиации видимого диапазона на поверхности и в поверхностном слое вод, а также фотосинтетически активной радиации (ФАР) и объемного поглощения.

Основной фактор, определяющий количество солнечной радиации на поверхности моря в течение су-

ток (дневную экспозицию), – облачность. Как пример, при одном и том же значении ФАР на верхней границе атмосферы значения дневной экспозиции на поверхности моря, в зависимости от облачности, изменялись более чем в 2.5 раза. Кокколитофоридные цветения также оказывают существенное влияние на проникновение солнечной радиации в водную толщу; например, кокколитофоридное цветение с концентрацией клеток 2.6 млн кл./л увеличивает альбедо водной толщи до 8% (при отсутствии цветения оно меньше 1%) и уменьшает величину ФАР на глубине 5 м более чем на 40%. Солнечная радиация оказывает заметное влияние на температуру поверхностного слоя в средней части Баренцева моря, наряду с поступлением теплых атлантических вод с Норвежским течением.

За период с 1998 по 2018 гг. получен большой массив данных измерений вертикальных профилей показателя ослабления света одновременно с температурой воды. Измерения, выполненные на Кольском широтном разрезе по 41° в. д. от побережья Кольского полуострова до границы плавучих льдов, на полигоне «Варандей» в Печорском море, в четырех рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2015–2018 гг., охватили практически все Баренцево море и показали значительное разнообразие вертикальной структуры верхнего слоя, связанное с проявлением различных факторов: речного стока в юго-восточной части моря, поступлением атлантических вод, кокколитофоридными цветениями.

Выведены уравнения для оценки концентрации взвеси по данным измерений показателя ослабления света. Величина коэффициента детерминации для связи между этими величинами составляет 0.84–0.91 (в области кокколитофоридных цветений 0.75).

ГЛАВА 6. РАССЕЯННОЕ ОСАДОЧНОЕ ВЕЩЕСТВО ВОДНОЙ ТОЛЩИ

6.1. Концентрация и состав взвеси Баренцева моря

Н.В. Политова, М.Д. Кравчишина, А.Н. Новигатский, А.С. Лохов

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

В статье приводятся результаты исследования распределения и состава рассеянного осадочного вещества (взвеси) в водной толще Баренцева моря. Распределение взвеси в море подчиняется законам циркумконтинентальной (для поверхностного распределения) и вертикальной зональности. При этом сами абсолютные значения весовых и объемных концентраций взвешенного вещества невысокие (в среднем менее 0.5 мг/л и менее 1.0 мм³/л соответственно). Наибольшие значения всех параметров взвеси отмечены в Печорском море – самой юго-восточной части Баренцева моря, где основное значение в поставке осадочного вещества играют абразия берегов и эрозия дна, а также вынос р. Печоры. Для вертикального распределения взвеси характерны поверхностный и придонный пики.

Ключевые слова: Баренцево море, взвешенное вещество, хлорофилл-*a*, поверхностные течения.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(20)

ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море является одним из самых изученных северных морей России. Морские исследования начались там еще в начале XX века [Дерюгин, 1924; Кленова, 1960]. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН работает в Баренцевом море более 40 лет, изучая процессы современного осадкообразования [Ведерников, Гагарин, 1998; Лукашин, Щербинин, 2007; Медведев, Потехина, 1986; Шевченко и др., 1998]. С 1990-х годов эти исследования получили новый толчок в связи с открытием газовых и нефтяных месторождений на шельфе и началом их промышленного использования. Комплексные исследования моря были проведены в 1997–1998 гг. (НИС «Академик Сергей Вавилов», на борту которого находились специалисты разных областей науки – гидрологи, химики, оптики, геологи, биологи), когда в российском секторе Баренцева моря были подробно изучены изменения гидрологических параметров, течения, внутренние волны, процессы переноса и осаждения вещества, донные отложения, история развития бассейна [Айбулатов и др, 1999; Зернова и др., 2001, 2002, 2003, 2005; Романкевич и др., 2000; Шевченко и др., 2001, 2003; Politova et al., 2010, 2012]. Взвесь в данном регионе изучалась также Мурманским морским биологическим институтом КНЦ РАН [Матишов и др., 1999; Процессы седиментации..., 2000], Морская арктическая комплексная экспедиция [Бадюков, 1998; Матюшенко, Ушаков, 1993], ВНИИОкеангеологией [Андреева и др., 2000], в западной части моря и прилегающих акваториях – зарубежными учеными [Elverhøi et al., 1989; Reigstad et al., 2002; Wassmann et al., 1999; Wiktor, Wojciechowska, 2005; Zajackowski,

Wlodarska-Kowalczyk, 2007]. Г.И. Иванов [2006] систематизировал результаты геохимических исследований в Баренцевом море, включая данные по распределению взвеси. В 2015 г. (август), а затем и в 2016 г. (август–сентябрь), 2017 г. (июль–август), 2018 г. (июнь) и 2019 г. (июнь) на НИС «Академик Мстислав Келдыш» (62, 67, 68, 71 и 75 рейсы) в ходе комплексных экспедиций ИО РАН и других организаций были выполнены мультидисциплинарные исследования в Баренцевом море с использованием новых подходов, включая сбор и анализ аэрозолей (изучались концентрации сажевого углерода, метана, гранулометрический и минеральный составы приводного аэрозоля), взвеси, исследование содержания и состава растворенного органического вещества, изучение донных осадков, отобранных разными взаимодополняющими методами [Кравчишина и др., 2019; Новигатский и др., 2019; Политова и др., 2018, 2019; Терпугова и др., 2018]. В данной статье представлены результаты изучения рассеянного осадочного вещества в водной толще преимущественно в рейсах ИО РАН последних лет (Приложение 1).

ИСТОЧНИКИ РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА

Источником взвешенного вещества в Баренцевом море являются абразия берегов и эрозия дна, твердый сток рек, лед, биологические процессы, выпадения из атмосферы, поступление вещества извне с течениями, гравитационные процессы на дне, антропогенные источники.

В Баренцевом море существует сложная система поверхностных течений [Oziel et al., 2016]. Наиболее

мощное из них – Нордкапское, входящее со стороны Атлантики и разделяющееся восточнее на несколько ветвей. Воды Арктического бассейна направлены к югу от Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) и вдоль востока Шпицбергена. На северо-востоке в Баренцево море входит течение Макарова, а через пролив Карские Ворота – течение Литке. При смешении теплых и холодных течений образуется Северо-Атлантический полярный гидрологический фронт, воды которого в большей мере обогащены кислородом, способствующим росту биопродуктивности в этой зоне. В этой области выделяется несколько фронтальных зон [Родионов, Костяной, 1998].

Льды являются одним из мощных агентов подготовки, транспортировки и отложения взвешенного осадочного материала, своеобразным насосом, который выкачивает осадочное вещество из подледной воды при замерзании (бесконтактный тип захвата материала), транспортирует его на большие расстояния, а затем при таянии увеличивает содержание взвеси и биогенов в воде (явление Marginal Ice Zone – MIZ) [Лисицын, 1994, 2010; Anderson, 1995]. Льдообразование также является причиной возникновения в арктических морях нефелоидных придонных слоев – отжим солей во время осенне-зимнего замерзания приводит к образованию тяжелых вод (так называемый процесс холодной дистилляции), которые распространяются как тяжелые жидкости по понижениям дна и далее по материковому склону (явление каскадинга). Максимальное развитие это явление получает осенью–зимой при массовом льдообразовании, а в летне-осенний период, когда проводились наши основные полевые исследования, каскадинг выражен слабо. Тяжелые воды маркируются взвесью и прослеживаются на шельфах и континентальном склоне Баренцева моря [Лукашин, 2008]. Часто нефелоидный слой в осеннее время находится не у дна, а на средних горизонтах, т.к. процесс дистилляции только начался и плотность вод еще недостаточная для проникновения в глубинные слои [Русаков и др., 2004].

Ледники являются поставщиком айсбергов (носителей твердых частиц) и осадочного материала, поступающего в воду из водотоков от ледников. Для Земли Франца-Иосифа и Новой Земли ледниковый сток составляет 7 и 14.6 км³/год соответственно [Лисицын, 1994].

Фитопланктон – важная составляющая взвешенного вещества. Баренцево море является среднепродуктивным (первичная продукция изменяется от 50 до 600 мгС/м²/сут) [Виноградов и др., 2000]. Наиболее высокопродуктивными являются районы юго-западной части Баренцева моря, прибрежные Мурманские воды и район южнее Земли Франца-Иосифа. В

Печорском море величины первичной продукции ниже, что, вероятно, связано с дефицитом биогенов и низкой прозрачностью воды в прибрежных районах [Ведерников и др., 2003]. Хотя количество биогенов в данном регионе невелико по сравнению с другими продуктивными районами Мирового океана (среднее содержание фосфатов в Баренцевом море составляет 0.5 мкг-ат/л для всей водной толщи и 0.83 мкг-ат/л в придонном слое [Романкевич, Ветров, 2001]), большее значение имеет здесь подъем глубинных обогащенных вод в зоне полярного фронта и поступление биогенов с атлантическими водными массами. Все процессы в Баренцевом море носят ярко выраженный сезонный характер. Наблюдаются два сезонных пика, вызванных цветением фитопланктона: майский, связанный с цветением диатомовых водорослей, а в июле–августе (реже в сентябре) в западной и центральной частях моря большой по площади пик концентрации взвеси (2–3 мг/л) объясняется цветением кокколитофориды *Emiliania huxleyi* [Буренков и др., 2011; Глуховец и др., 2017; Giraudeau et al., 2016; Hovland et al., 2014], приносимой Северо-Атлантическим течением. При этом первому пику соответствует возрастание содержания хлорофилла-*a* выше 0.5 мкг/л при средней концентрации 0.2 мкг/л, тогда как в августе это возрастание незначительное. Наблюдающиеся в последнее время ежегодные цветения кокколитофорид могут быть напрямую связаны с изменениями климата в Арктике.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследования водной взвеси проводились в летне-осенний период: в августе 2015 г. – в южной части Центральной Баренцевоморской котловины, в августе–сентябре 2016 г. и июле–августе 2017 г. – практически по всему Баренцеву морю, в июне 2018 г. – в отдельных районах на западе, севере и юге моря, в июне 2019 г. – в его западной и южной частях (Приложение 1).

Отбор проб воды на комплексных общесудовых океанографических станциях в толще воды осуществлялся прицельно в 2016 г. 30-литровыми батометрами Нискина, а в других экспедициях – системой Розетт с 5 или 10-литровыми батометрами, т. е. на горизонтах, определенных по результатам предваряющих гидрофизического и гидрооптического зондирований.

Водную взвесь выделяли методом принудительной фильтрации под вакуумом через предварительно взвешенные ядерные фильтры диаметром 47 мм и размером пор 0.45 мкм для изучения количественного распределения, вещественного и химического состава взвеси и параллельно – через стекловолнистые фильтры Whatman GF/F диаметром 47 мм

для дальнейшего определения взвешенного органического (ВОУ) и карбонатного углерода, а также пигментов фитопланктона (хлорофилла-*a* и феофитина). Фильтры на общую концентрацию взвешенного вещества и $C_{\text{орг}}$ высушивали на месте при $T = 55^\circ\text{C}$, а стекловолоконистые фильтры для определения содержания хлорофилла замораживали и транспортировали в Москву в 2016 г., а в других рейсах определения проходили непосредственно на борту судна.

Также для исследования проб взвеси (их объемной концентрации и гранулометрического состава) использовали счетчик Коултера модели Multisizer 3, производства компании Beckman Coulter, США. Кондуктометрический метод (международный стандарт ISO 13319), на основе которого работает этот прибор, представляет собой измерение влияния включений частиц, взвешенных в некотором объеме электролита, на электрическое сопротивление этого электролита [Онищенко, 1976]. Изучали частицы диаметром от 2 до 60 мкм и их объемную концентрацию (V_{CC} , мл/л). Дискретность измерения составляла 300 интервалов.

В 75-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» объемная концентрация и гранулометрический состав взвеси Баренцева моря изучались путем зондирования водной толщи анализатором частиц LISST-Deep (Sequoia Scientific Inc., США) на 42 комплексных станциях [Лохов и др., 2019]. Зондирующее устройство LISST-Deep (Laser In Situ Scattering and Transmissometry) – единственный прибор, позволяющий проводить прямые измерения концентрации и гранулометрического состава морской взвеси *in situ* при глубине моря до 3000 м. Реализуется комбинированный лазерно-оптический метод (базирующийся на теориях лазерной дифракции Фраунгофера и рассеяния света по Ми), где используется красный 670 нм твердотельный диодный лазер. Измерения выполняются с частотой 1 Гц. Прибор позволяет получать следующие характеристики взвеси: гранулометрический состав, объемная концентрация, прозрачность, функция оптического объемного рассеяния. Диапазон измерения частиц составляет от 1.25 до 250 мкм с дискретностью 32 интервала по десятичной логарифмической шкале. LISST-Deep дополнительно оснащен датчиками температуры и грубой оценки давления (точность до 0.8 м). Поэтому анализатор устанавливался горизонтально на зондирующем комплексе SBE9p и сопрягался с CTD-зондом SBE 9+ (Sea Bird Electronics, США) с помощью Sea Bird кабеля для более точного сопоставления с данными CTD. Недостатком LISST-Deep при изучении природных взвесей является допущение о сферической форме частиц, что может вызывать искажения при определении точного смысла объема,

измеренного и рассчитанного по встроенному алгоритму анализатора. Однако ни один из существующих методов гранулометрического анализа нельзя назвать универсальным. Согласно данным [Gartner et al., 2001], серия приборов Sequoia Scientific Inc., основанных на принципе лазерной дифракции, демонстрирует высокую точность и хорошую воспроизводимость результатов: погрешность определения объема частиц составляет ~10%, возрастая по мере увеличения их крупности.

Содержание взвешенного органического углерода (ВОУ) определялось на приборе АН-7529 Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН. При расчете содержания органического вещества взвеси содержание ВОУ принималось за 50% (использовался коэффициент 2) [Krishnaswami, Sarin, 1976; Neuer et al., 2002].

Определение концентрации пигментов фитопланктона (хлорофилла-*a* – *Chl-a*, и феофитина «а» – фео «а») проводилось флуориметрическим методом [Holm-Hansen, Riemann, 1978] с помощью флуориметра Trilogy фирмы Turner (США). Калибровка прибора выполнена при помощи стандарта – порошка *Chl-a* (С6144–1MG “Sigma”, Австрия), в растворе которого начальная концентрация пигмента определена спектрофотометрически. Долю фео «а» (%) определяли от суммы концентраций *Chl-a* и фео «а».

Для изучения взвеси использовались также оптические данные, как спутниковые карты цветности, так и измерения непосредственно в экспедиции, полученные специалистами Лаборатории оптики океана ИО РАН [Артемьев и др., 2003; Буренков и др., 2001, 2011; Глуховец и др., 2017; Kopelevich et al., 2011; глава 5 данной монографии].

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕСИ И ЕЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ

В целом, для Баренцева моря характерно невысокое содержание взвешенного вещества в водной толще – его измеренные значения редко превышают 1 мг/л. Картина распределения концентраций взвеси отличается пятнистостью (табл. 6.1.1).

Поверхностный слой. Рассматривая осредненные карты цветности моря, составленные в Лаборатории оптики ИО РАН при обработке спутниковых данных Aqua Modis и Sea WiFS за много лет [Буренков и др., 2001, 2011; Kopelevich et al., 2011], можно отметить, что средняя концентрация взвешенного вещества в целом по морю составляет 0.2 мг/л, увеличиваясь до значений более 1 мг/л в прибрежных районах (подчиняясь законам циркумконтинентальной зональности) и на границе тающих льдов. Величины концентраций *Chl-a* в поверхностном слое в летне-осенний период в среднем меняются в пределах до 2 мкг/л,

ВОУ – 50–200 мкгС/л, основные пики (более 2 мкг/л *Chl-a* и более 200 мкг С/л ВОУ) отмечены в прибрежных районах, а также на севере, у границ таяния льда MIZ [Ведерников и др., 2003; Романкевич и др., 2000]. Вне бухт и прибрежных мелководий максимальные концентрации ВОУ и *Chl-a* отмечены в Нордкапской ветви Гольфстрима. Сопоставление зон с разной концентрацией ВОУ с распределением *Chl-a* и первичной продукции [Ведерников и др., 2003] выявило значительные черты сходства. Общий характер рас-

пределения ВОУ в целом отражает продукционные особенности Баренцева моря: в его центральных районах после весеннего цветения планктона происходит (в июне–октябре) снижение количества фотосинтетических пигментов и первичной продукции из-за истощения биогенных элементов в слое фотосинтеза и выедания фитопланктона зоопланктоном. Согласно полученным данным, это отчетливо отражается в уменьшении содержания ВОУ в поверхностном слое и столбе воды.

Таблица 6.1.1. Изменение показателей и средние значения содержания рассеянного осадочного вещества и его составляющих в разных районах Баренцева моря

Район	Взвесь, мг/л	Объемная концентрация взвеси, мм ³ /л	ВОУ, мкгС/л	<i>Chl-a</i> , мкг/л
1	2	3	4	5
АМК-67, август–сентябрь 2016 г.				
Разрез по Медвежинскому желобу, <i>n</i> =6	<u>0.03–0.3</u> 0.12	<u>0.06–1.26</u> 0.44	<u>8–214</u> 66	<u>0.01–1.36</u> 0.25
Разрез Норвегия–Шпицберген, <i>n</i> =8	<u>0.07–0.37</u> 0.19	<u>0.08–1.64</u> 0.56	<u>18–276</u> 96	<u>0.01–1.81</u> 0.5
Разрез Шпицберген–ЗФИ, <i>n</i> =6	<u>0.06–0.3</u> 0.15	<u>0.13–0.99</u> 0.41	<u>16–192</u> 63	<u>0.01–0.41</u> 0.15
Разрез по Кольскому меридиану, <i>n</i> =3	<u>0.06–0.29</u> 0.15	<u>0.10–1.47</u> 0.58	<u>22–134</u> 67	<u>0.01–0.8</u> 0.24
Центральная часть моря, <i>n</i> =9	<u>0.03–0.93</u> 0.29	<u>0.11–2.15</u> 0.87	<u>16–342</u> 107	<u>0.02–1.2</u> 0.31
Печорское море, <i>n</i> =5	<u>0.25–10.63</u> 1.69	<u>0.72–16.54</u> 3.03	<u>86–1258</u> 236	<u>0.25–2.05</u> 0.67
Русская Гавань, <i>n</i> =6	<u>0.06–0.29</u> 0.15	<u>0.10–1.47</u> 0.58	<u>22–134</u> 67	<u>0.01–0.8</u> 0.24
Баренцево море, <i>n</i> =42	<u>0.03–10.63</u> 0.62	<u>0.06–16.54</u> 0.99	<u>8–1258</u> 93	<u>0.01–2.05</u> 0.31
АМК-68, июль–август 2017 г.				
Разрез по Кольскому меридиану, <i>n</i> =10	<u>0.05–1.49</u> 0.28	<u>0.15–7.83</u> 1.28	<u>10–226</u> 61	<u>0.01–0.23</u> 0.06
Разрез ЗФИ–Новая Земля, <i>n</i> =6	<u>0.05–0.70</u> 0.27	<u>0.15–5.21</u> 0.93	<u>9–120</u> 37	<u>0.02–1.18</u> 0.29
Разрез Норвегия–Шпицберген, <i>n</i> =8	<u>0.05–0.75</u> 0.21	<u>0.12–3.14</u> 0.90	<u>8–914</u> 103	<u>0.01–3.10</u> 0.66
Разрез по 71.5° с. ш., <i>n</i> =7	<u>0.04–0.55</u> 0.18	<u>0.09–2.85</u> 0.83	<u>2–191</u> 43	<u>0.01–1.37</u> 0.55
Разрез по Медвежинскому желобу, <i>n</i> =11	<u>0.04–0.84</u> 0.23	<u>0.07–4.12</u> 1.15	<u>6–241</u> 67	<u>0.01–1.85</u> 0.65
Центральная часть моря, <i>n</i> =5	<u>0.07–0.83</u> 0.29	<u>0.12–5.02</u> 1.14	<u>16–197</u> 66	<u>0.02–1.94</u> 0.53
Северная часть моря, у ЗФИ, <i>n</i> =6	<u>0.04–0.66</u> 0.21	<u>0.16–4.92</u> 1.03	<u>7–202</u> 46	<u>0.01–5.06</u> 0.48

1	2	3	4	5
Южная часть моря, <i>n</i> =2	<u>0.16–2.71</u> 0.96	<u>0.11–4.21</u> 1.43	<u>21–198</u> 84	<u>0.02–1.75</u> 0.64
Баренцево море, <i>n</i> =54	<u>0.04–2.71</u> 0.28	<u>0.07–7.83</u> 1.05	<u>2–914</u> 64	<u>0.01–5.06</u> 0.57
АМК-71, август 2018 г.				
Желоб Стурфьорд, <i>n</i> =3	<u>0.13–0.67</u> 0.33	–	<u>18–88</u> 48	<u>0.01–1.18</u> 0.51
Южная часть моря, <i>n</i> =7	<u>0.13–2.76</u> 0.97	–	<u>25–141</u> 83	<u>0.02–1.17</u> 0.82
Баренцево море, <i>n</i> =12	<u>0.11–2.76</u> 0.57	–	<u>18–141</u> 60	<u>0.01–1.22</u> 0.61
АМК-75, июнь 2019 г.				
Разрез по 27.5° в. д., <i>n</i> =10	<u>0.11–0.63</u> 0.29	<u>0.25–4.91</u> 1.38	<u>13–171</u> 57	<u>0.01–4.14</u> 0.75
Разрез по 74.8° с. ш., <i>n</i> =6	0.07–0.82 0.33	<u>0.19–5.66</u> 1.21	<u>3–176</u> 69	<u>0.07–5.15</u> 2.06
Разрез по 16.6° в. д., <i>n</i> =4	<u>0.10–1.96</u> 0.50	<u>0.41–4.52</u> 1.61	<u>13–196</u> 87	<u>0.06–8.52</u> 1.89
Разрез по по 33° в. д., <i>n</i> =5	<u>0.09–0.43</u> 0.26	<u>0.42–3.67</u> 1.49	<u>15–864</u> 108	<u>0.02–1.83</u> 0.51
Разрез по 70° с. ш., <i>n</i> =8	<u>0.13–1.06</u> 0.33	<u>0.61–4.25</u> 1.85	<u>18–864</u> 95	<u>0.91–2.32</u> 0.85
Баренцево море, <i>n</i> =32	<u>0.07–2.07</u> 0.35	<u>0.19–5.66</u> 1.49	<u>3–864</u> 76	<u>0.01–8.52</u> 1.12

В августе 2015 г. концентрация взвешенного вещества в поверхностных водах Баренцева моря была от 0.67 до 1.83 мг/л. Этот период предположительно характеризовался массовым цветением кокколитофорид в районе исследования, на что указывали характерный цвет воды, данные показателя ослабления света в воде и спутниковые карты цветности поверхности моря. Концентрации *Chl-a* менялись от 0.69 до 1.25 мкг/л, доля фео «а» не превышала 30%. Концентрация взвешенного органического углерода (ВОУ) в поверхностных водах составляла 254–454 мкг С/л.

В конце августа – сентябре 2016 г. концентрации взвешенного вещества в открытом море на поверхности были значительно ниже: от 0.1 до 1.16 мг/л, в среднем 0.29 мг/л (*n* = 36) (рис. 6.1.1). Вероятно, это можно объяснить низкой биологической продуктивностью, когда период цветения фитопланктона уже прошел. Максимальные концентрации взвеси были приурочены к мелководному Печорскому морю, где велико влияние выноса р. Печоры и абразии берегов, а также к приновоземельскому району. Также более высокие концентрации связаны с Мурманским прибрежным и Мурманским течениями (Нордкапская

ветвь Гольфстрима),двигающимися вблизи от берега на восток, и с течением из Горла Белого моря, а также со сносом с суши.

Значения объемной концентрации взвеси в сентябре 2016 г. менялись от 0.19 до 5.61 мм³/л (среднее 1.09 мм³/л) (рис. 6.1.2). Гранулометрически поверхностная взвесь Баренцева моря имеет преимущественно мелкоалевритовый и пелитовый размеры (<50 мкм), медианный размер частиц составлял в среднем 12 мкм, изменяясь от 7 до 33 мкм. Содержание пелитовой фракции составляло от 15 до 72% (в среднем 47%), мелкоалевритовой – от 28 до 76% (среднее 51%) (рис. 6.1.3). Крупноалевритовые частицы взвеси отмечены в Печорском море, вблизи от Новой Земли и к северо-востоку от Шпицбергена.

Концентрация *Chl-a* в поверхностных водах осенью 2016 г. менялась от 0.05 до 1.81 мкг/л (среднее 0.66 мкг/л) (рис. 6.1.4), причем наибольшие значения наблюдались на разрезе между Норвегией и Шпицбергом и в центре моря, что, вероятно, может быть вызвано притоком атлантической воды. Доля фео «а» в сентябре 2016 г. возросла в среднем до 46% (изменяясь от 26.9 до 78.3%), что является показателем

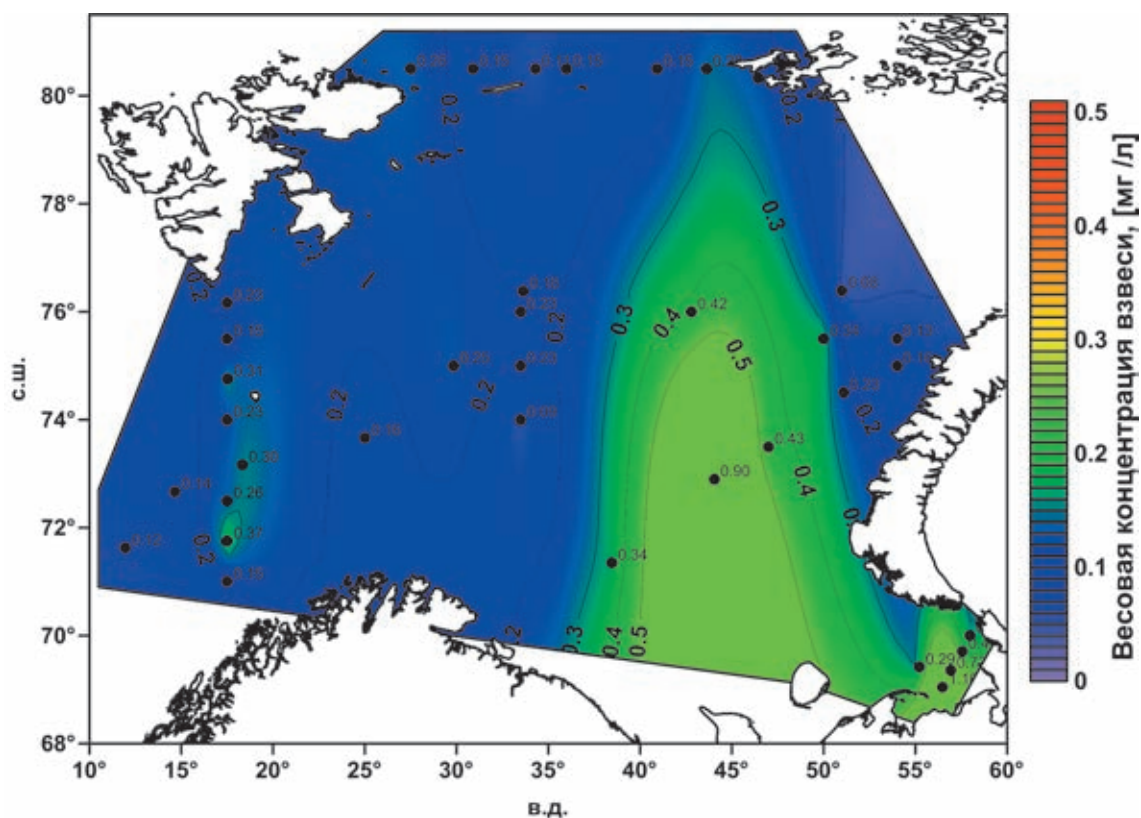


Рис. 6.1.1. Распределение рассеянного осадочного вещества (мг/л) в поверхностном слое Баренцева моря в конце августа – сентябре 2016 г.

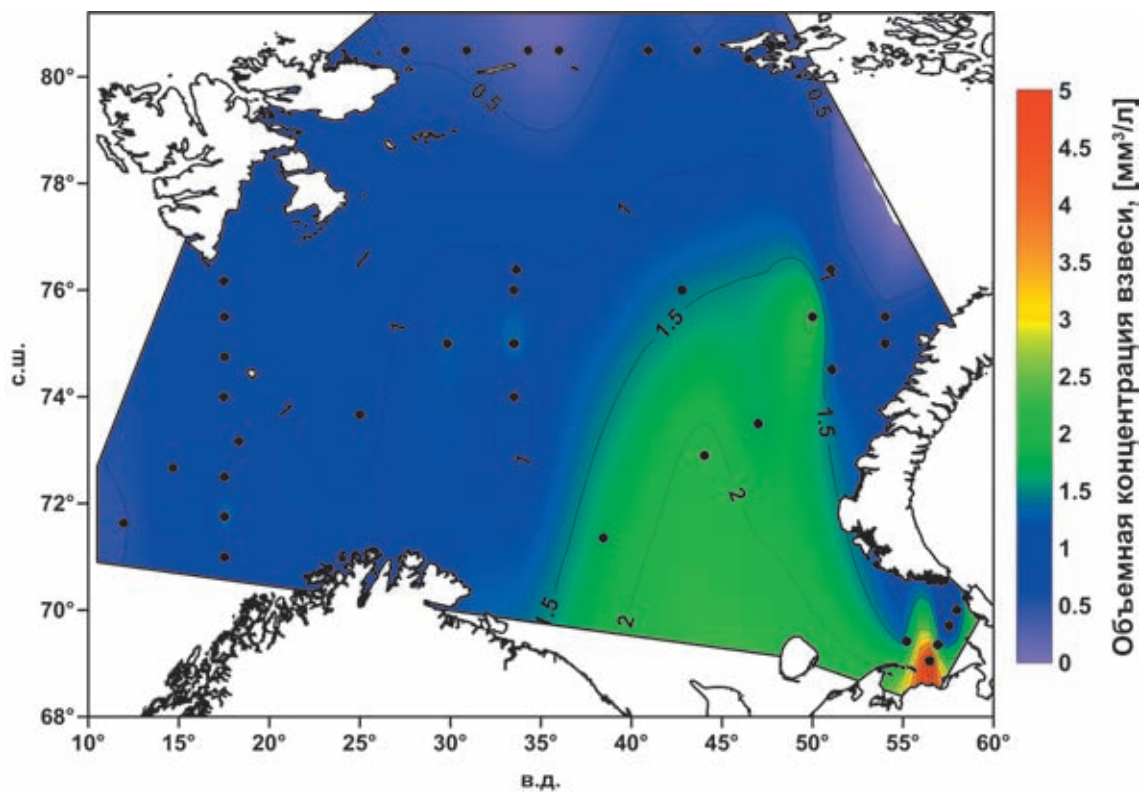


Рис. 6.1.2. Распределение объемной концентрации рассеянного осадочного вещества (мм³/л) в поверхностном слое Баренцева моря в конце августа – сентябре 2016 г.

Картосхемы распределения весовой и объемной концентрации взвеси и содержания *Chl-a* в поверхностном слое летом 2017 г. приведены на рис. 6.1.5–6.1.7. Наиболее высокие концентрации в

поверхностном слое (0–5 м) вызваны биологическими причинами и приурочены к области Полярного фронта (резкие всплески развития динофлагеллят), области наибольшего развития кокколитофорид

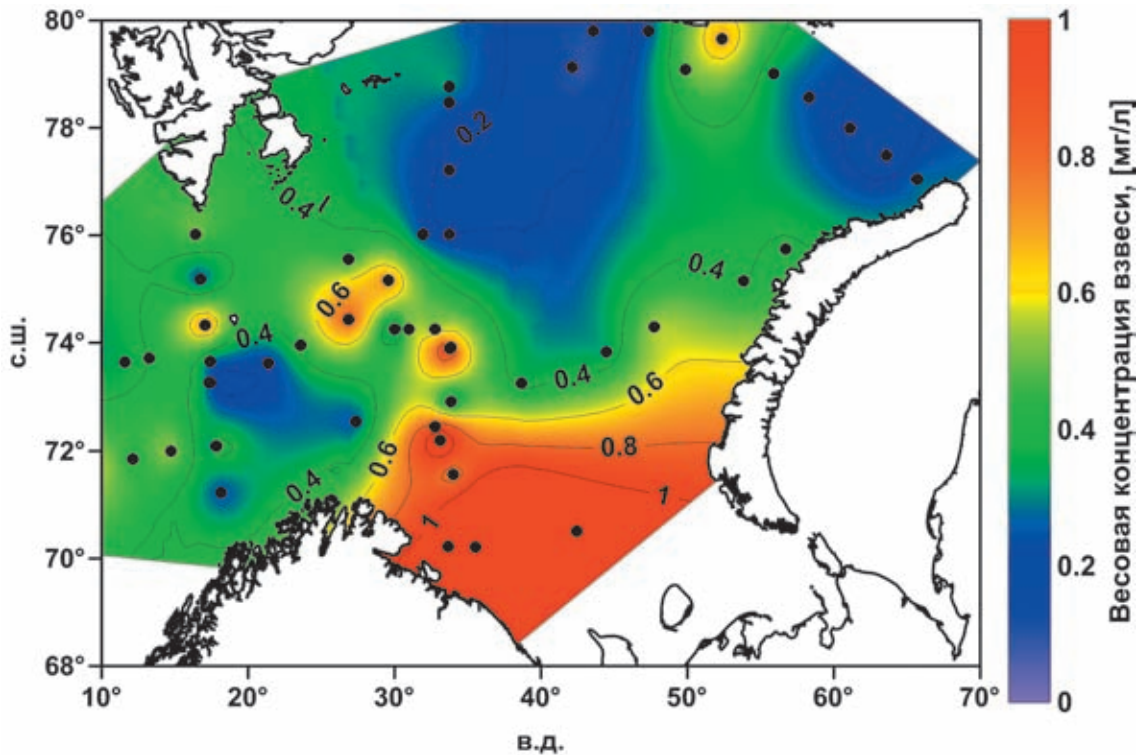


Рис. 6.1.5. Распределение рассеянного осадочного вещества (мг/л) в поверхностном слое Норвежского и Баренцева морей в июле–августе 2017 г.

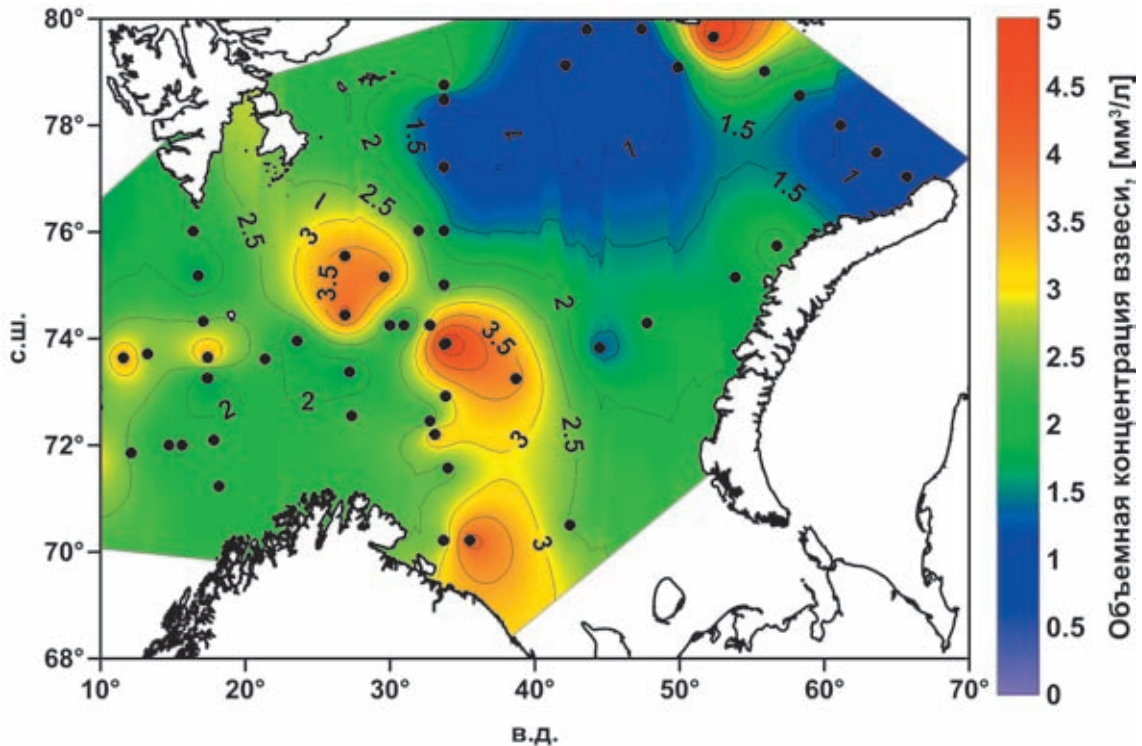


Рис. 6.1.6. Распределение объемной концентрации взвеси ($\text{мм}^3/\text{л}$) в поверхностном слое Норвежского и Баренцева морей в июле–августе 2017 г.

(южная часть Баренцева моря) и области вблизи Земли Франца-Иосифа (весеннее цветение арктических видов диатомовых в прикромочных областях МІЗ).

В 2018 г. в поверхностном слое среднее содержание взвешенного вещества составляло 0.9 мг/л, максимальные значения (до 2 мг/л) были отмечены в южной части моря вблизи побережья Кольского полуострова. Концентрации *Chl-a* составляли 0.17–1.17 мкг/л (при среднем 0.71 мкг/л).

В 2019 г. были проведены самые ранние по времени (июнь) летние наблюдения в Баренцевом море. Содержание взвешенного вещества в поверхностном слое менялось от 0.1 до 2 мг/л (среднее 0.4 мг/л), *Chl-a* – от 0.12 до 4.68 мкг/л (среднее 1.32 мкг/л), ВОУ – от 25 до 864 мкгС/л (среднее 122 мкгС/л). Значения объемной концентрации взвеси на поверхности изменялись в пределах 1.16–5.66 мм³/л (среднее 2.65 мм³/л). Максимальные значения объемной концентрации и *Chl-a* были встречены севернее о. Медвежьего и, вероятно, связаны с цветением фитопланктона в районе Полярного фронта. Взвесь состояла преимущественно из частиц мелкоалевритовой/крупнопелитовой размерности. Медианный размер частиц взвеси был крупнее, чем наблюдаемый нами в 2016 г., и изменялся в пределах 6–47 мкм (среднее 26 мкм). Такое увеличение размера частиц взвеси можно связать с биогенным источником взвешенных

частиц – с пиком весеннего цветения фитопланктона, в частности диатомовых водорослей.

Вертикальное распределение взвеси. В целом, для вертикального распределения взвешенного вещества в водной толще Баренцева моря характерно трехслойное строение, хотя иногда нижний максимум отсутствует или слой с повышенной концентрацией взвеси находится не совсем у дна, когда, например, при резких изгибах рельефа нефелоидный слой, продолжая свой путь вдоль дна под воздействием придонных течений, отрывается от него в виде пальцеобразной интрузии в более просветленные слои воды [Айбулатов и др., 1999]. Но в целом, в Баренцевом море нефелоидные слои распространены существенно меньше [Копелевич и др., 2004], имеют небольшую мощность и низкую концентрацию взвеси по сравнению с морями Сибирской Арктики. Если говорить о вертикальном распределении объемной концентрации взвеси, то в верхнем деятельном слое моря, как правило, он соответствует распределению концентрации *Chl-a*.

В 2015 г. повышенные концентрации взвеси (до 1.87 мг/л) и *Chl-a* (до 2.14 мкг/л) отмечены в верхнем продуктивном слое воды, причем для *Chl-a* выделяется подповерхностный пик. Придонный нефелоидный слой при невысоких концентрациях взвеси в целом был выражен лишь на одной станции. Концен-

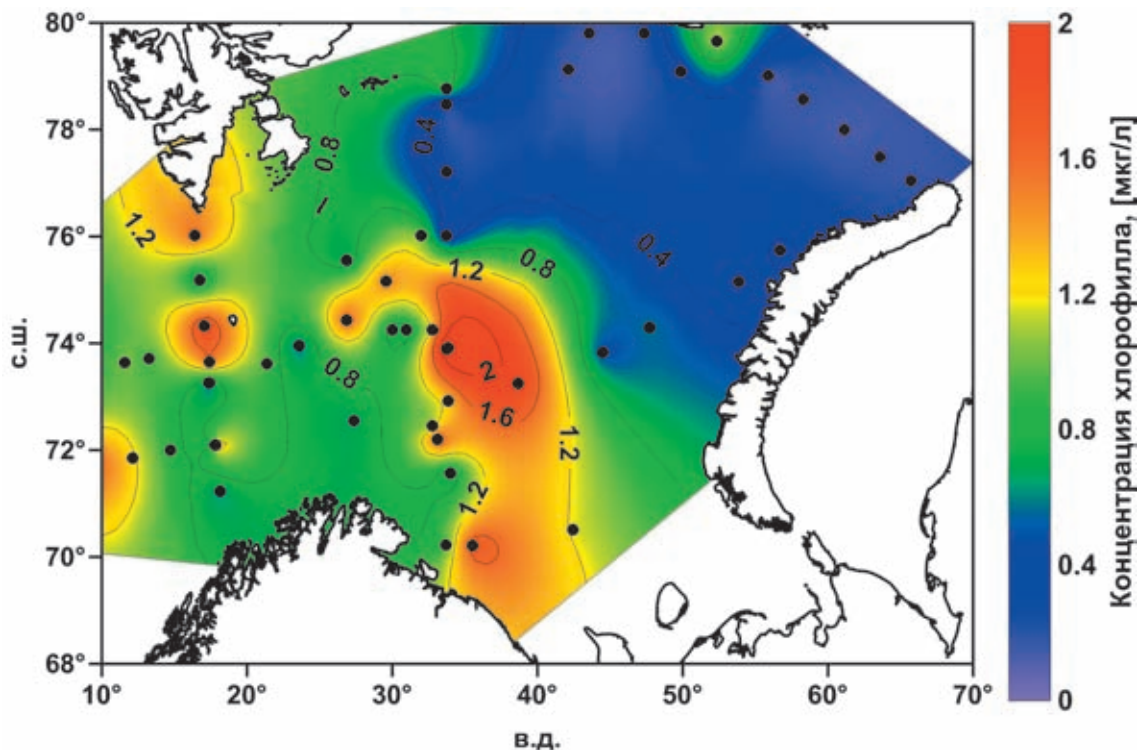


Рис. 6.1.7. Распределение концентрации *Chl-a* (мкг/л) в поверхностном слое Норвежского и Баренцева морей в июле–августе 2017 г.

трация ВОУ составляла 37–490 мкгС/л. Максимальные значения отмечены в верхнем продуктивном слое, который составлял 20–25 м, а ниже концентрация ВОУ резко падала ниже 100 мкгС/л.

В 2016 г. для вертикального распределения взвеси было характерно наличие максимума на глубинах до 50 м, связанного, вероятно, с продуктивностью фитопланктона. Увеличение толщины продуктивного слоя идет с севера на юг. В целом водная толща трехслойная: верхний слой наиболее обогащен взвесью (до 1 мг/л), толща вод ниже термоклина практически чиста (0.01 мг/л), а у дна на некоторых станциях обнаружен нефелоидный слой с повышенной концентрацией взвешенного вещества (0.3 мг/л).

В Печорском море, где влияние терригенного сноса наиболее выражено, концентрация взвешенного вещества изменялась от 0.25 до 10.63 мг/л, причем повышенные значения наблюдались в придонном слое. Основным источником взвеси придонного слоя являются донные осадки, взмучиваемые приливными волнами, интенсивность воздействия которых на дно увеличивается по мере приближения к берегу и уменьшения глубины. Наибольшие концентрации по всей водной толще отмечены на ст. 5406 – наиболее близкой к устью р. Печоры и наиболее мелководной. В 1998 г. исследования в Печорском море показали похожее распределение взвеси [Шевченко и др., 2001, 2003]. Подобным же образом (с увеличением ко дну) менялись и значения объемной концентрации взвеси. Именно в этом районе отмечена наибольшая объемная концентрация взвеси по всему морю 16.54 мм³/л (придонный слой ст. 5406). Гранулометрический состав взвеси менялся по вертикали: на поверхности Печорского моря преобладали мелкоалевритовые частицы, тогда как ко дну размер частиц уменьшился, доля частиц пелитовой размерности возросла до 78%. В Печорском море наблюдались самые высокие концентрации ВОУ (до 1258 мкгС/л на наиболее близкой к устью р. Печоры станции, в среднем 236 мкгС/л), что связано с выносом рекой органического вещества. Высокие значения содержания *Chl-a* и фео «а», а также высокое процентное содержание феофитина (до 78%) можно объяснить выносом захороненного органического вещества, а не его аутигенным образованием.

В центральной и восточной части Баренцева моря (Южно-Баренцевоморская и Центральная впадины, впадина Персея) в 2016 г. максимальные концентрации взвешенного вещества, как и объемной концентрации взвеси и содержания *Chl-a* были отмечены в верхнем 30-метровом слое на ст. 5412 около Штокмановского газоконденсатного месторождения. Нефелоидный слой был характерен для станций,

приближенных к архипелагу Новая Земля (в Западно-Новоземельском желобе), где вероятны вдольсклоновые течения. Взвесь имела преимущественно крупнопелитовый–мелкоалевритовый размер. На ст. 5415 у западного берега Северного острова Новой Земли в верхнем 60-метровом слое мы наблюдали увеличение содержания доли частиц крупноалевритовой размерности (до 32%), а невысокие концентрации ВОУ и *Chl-a* в этой толще позволяют предположить литогенную природу данных частиц.

Авторы проводили исследования рассеянного осадочного вещества по разрезам, пересекающим море как поперек, так и вдоль основных путей переноса вещества.

На меридиональном разрезе, выполненном вдоль континентального склона от прибрежной зоны Норвегии до территориальных вод Шпицбергена по 17°30' в. д. в сентябре 2016 г., выделяется южный район, водная масса которого по гидрологическим параметрам соответствует водам поверхностного Норвежского Прибрежного (Norwegian Coastal Current) и Норвежского Атлантического течений (Norwegian Atlantic Current). Эти воды отличаются не только повышенными температурами и соленостью, но и относительно большими значениями весовых и объемных концентраций. Также в верхнем продуктивном слое на этом разрезе (до 40–60 м) концентрация *Chl-a* была более 1 мкг/л, а ВОУ – до 200 мкгС/л (рис. 6.1.8). При этом мощность слоя *Chl-a* с содержаниями более 1 мкг/л достигает 60 м, увеличиваясь на север, вероятно, из-за бурного развития фитопланктона в зоне смешения холодных и теплых вод в районе полярного фронта. На северных станциях у южной оконечности Шпицбергена в желобе Стурфьорд и на его склоне отмечен придонный нефелоидный слой с концентрациями взвеси 0.33–0.36 мг/л.

В 2017 г. подобный разрез был повторен немного восточнее (рис. 6.1.9). В июле там был отмечен подповерхностный пик концентраций, а мощность обогащенного слоя составляла 25–40 м.

На трех станциях норвежской части в районе Кольского меридиана (33°30' в. д.) от 74° до 76° с. ш. распределение взвешенного вещества осенью 2016 г. в целом схоже с картиной распределения в центре моря: невысокие концентрации взвеси (до 0.29 мг/л), неярко выраженные максимумы в верхнем деятельном и придонном нефелоидном слоях.

В июле 2017 г. исследования взвешенного вещества были проведены по разрезу в районе Кольского меридиана (33°40' в. д.) с 70° по 79° с. ш. (рис. 6.1.10). Наибольшие весовые концентрации взвеси были отмечены в южной части разреза, где велико влияние как суши, так и атлантических вод, наибольшие

объемные концентрации – в 30-метровом поверхностном слое, особенно в районе Центральной возвышенности, а также на юге и на севере разреза.

Нефелойдный слой, вызванный взмучиванием материала придонными течениями, был выражен слабо.

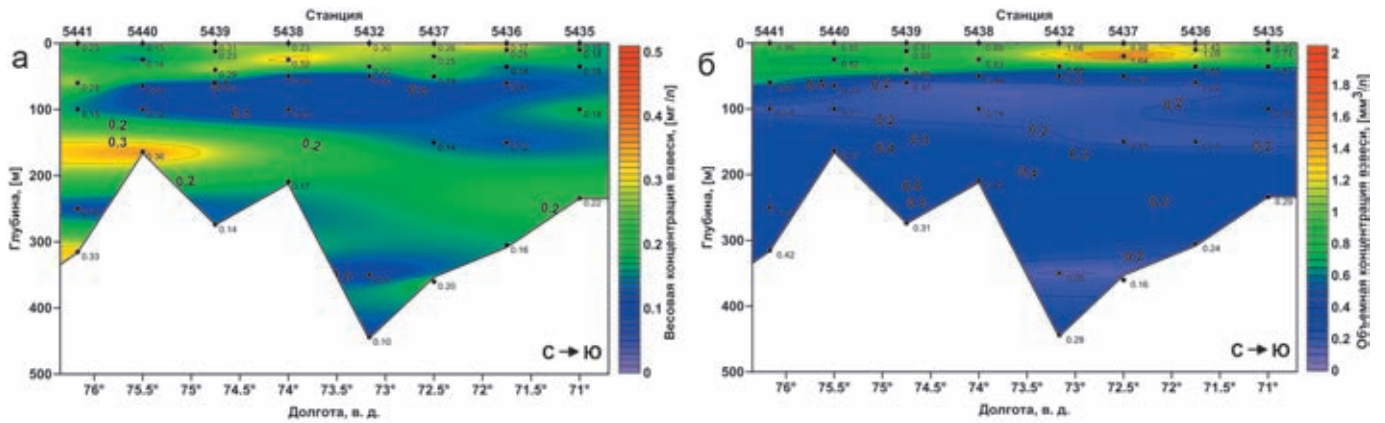


Рис. 6.1.8. Распределение весовой (мг/л) (а) и объемной (мм³/л) (б) концентрации рассеянного осадочного вещества и содержания *Chl-a* (мкг/л) (в) на разрезе Норвегия–Шпицберген в Баренцевом море в сентябре 2016 г.

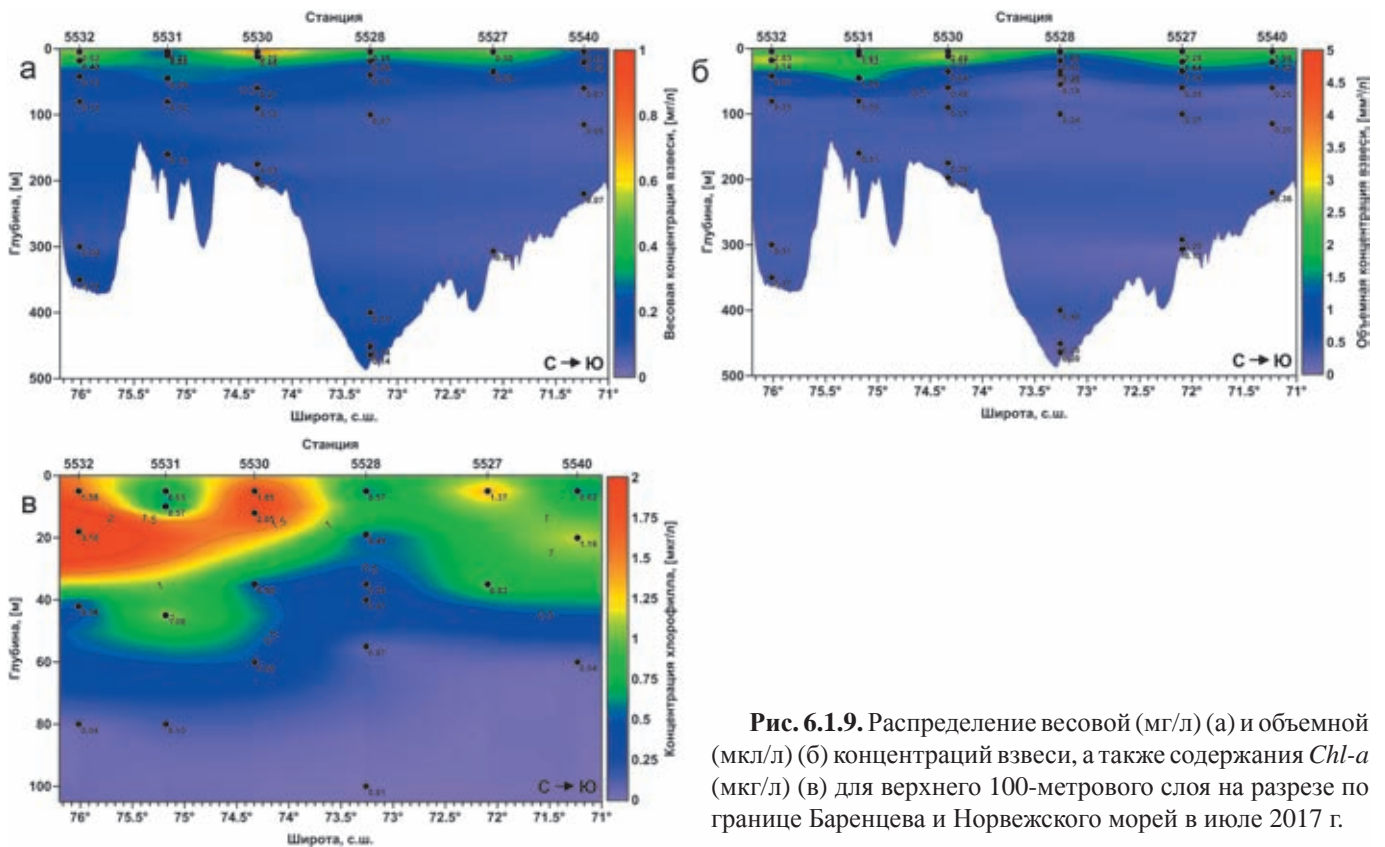


Рис. 6.1.9. Распределение весовой (мг/л) (а) и объемной (мм³/л) (б) концентраций взвеси, а также содержания *Chl-a* (мкг/л) (в) для верхнего 100-метрового слоя на разрезе по границе Баренцева и Норвежского морей в июле 2017 г.

Исследования, проведенные Мурманским морским биологическим институтом КНЦ РАН [Митяев и др., 2018] в то же время 2017 г., показали более высокие концентрации взвеси на данном разрезе (до 2.2 мг/л в придонном нефелоидном слое). Возможно, это связано с различиями в методике отбора.

В 2019 г. были проведены исследования рассеянного осадочного вещества на кросс шельфовом разрезе по 27°30' в. д. от Медвежинского до Нордкапского желобов (рис. 6.1.11) [Лохов и др., 2019]. Впервые изучение распределения объемных концентраций взвеси в дополнение к другим методам было проведено с помощью лазерного дифрактометра LISST-Deer. В целом, картина распределения взвеси по разрезу похожа. Разрез (рис. 6.1.11, г) построен на основе обработки более чем 4000 точек измерений, что за счет осреднения данных позволяет получить достоверное отображение информации о распределении концентрации взвеси, как общей, так и по 32 фракциям. Наибольшие объемные концентрации взвеси (до 4 мкл/л) приурочены к верхнему деятельному слою, достигая максимальной величины вблизи Полярного фронта, что обусловлено обилием фитопланктона в этой части моря. Придонный нефелоидный слой на разрезе выражен слабо.

Поступление соленых атлантических вод осуществляется широким фронтом от норвежских бе-

регов до оси Медвежинского желоба [Лукашин, 2008; Лукашин, Щербинин, 2007; Матишов и др., 2002; Frey et al., 2017]. Этот поток является поставщиком аллохтонной взвеси, а автохтонная взвесь (биогенного происхождения) образуется в районе Полярного фронта. В желобе проходит вынос баренцевоморского осадочного материала с высокими скоростями [Лукашин, 2008; Лукашин, Щербинин, 2007; Frey et al., 2017]. Г.Г. Матишов с соавторами [2002] считают, что сам желоб является областью аккумуляции, а снос осадочного вещества на континентальный склон незначителен, но наши наблюдения в летне-осенний период не подтвердили этого.

На разрезе, выполненном вдоль оси Медвежинского желоба в сентябре 2016 г., выражены верхний обогащенный взвесью слой и придонный нефелоидный слой со слабой интрузией на бровке шельфа при резком увеличении глубины на континентальном склоне (рис. 6.1.12).

В 2017 г. были получены аналогичные данные по разрезу Медвежинского желоба (рис. 6.1.13). Но значения концентраций взвеси были выше, также как и значения концентраций хлорофилла. Медианный диаметр взвешенных частиц верхнего 50-метрового слоя составлял 20–40 мкм, что соответствует размерам планктона, который, по всей видимости, и составляет основную массу взвеси. Нефелоидного слоя найдено не было.

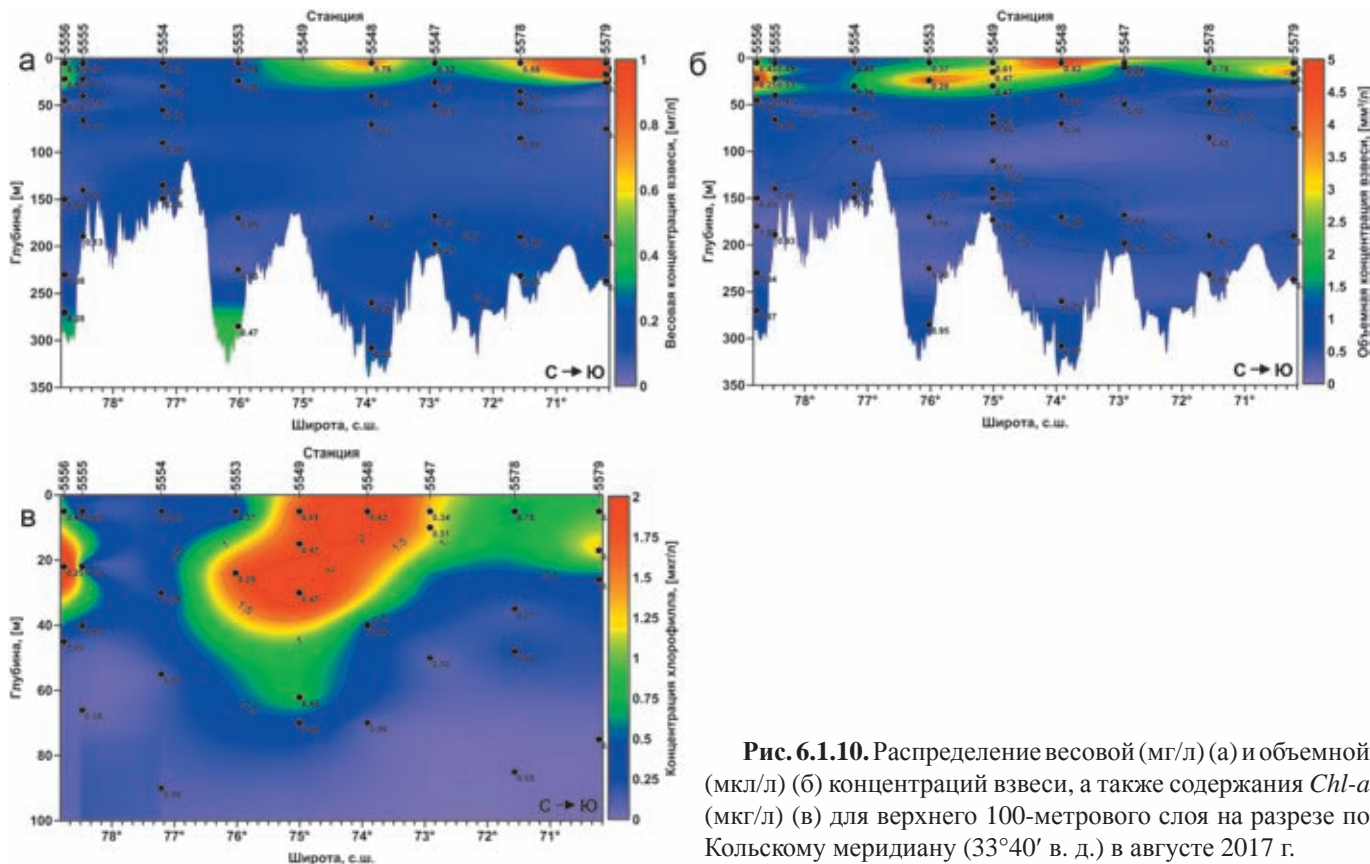


Рис. 6.1.10. Распределение весовой (мг/л) (а) и объемной (мкл/л) (б) концентраций взвеси, а также содержания *Chl-a* (мкг/л) (в) для верхнего 100-метрового слоя на разрезе по Кольскому меридиану (33°40' в. д.) в августе 2017 г.

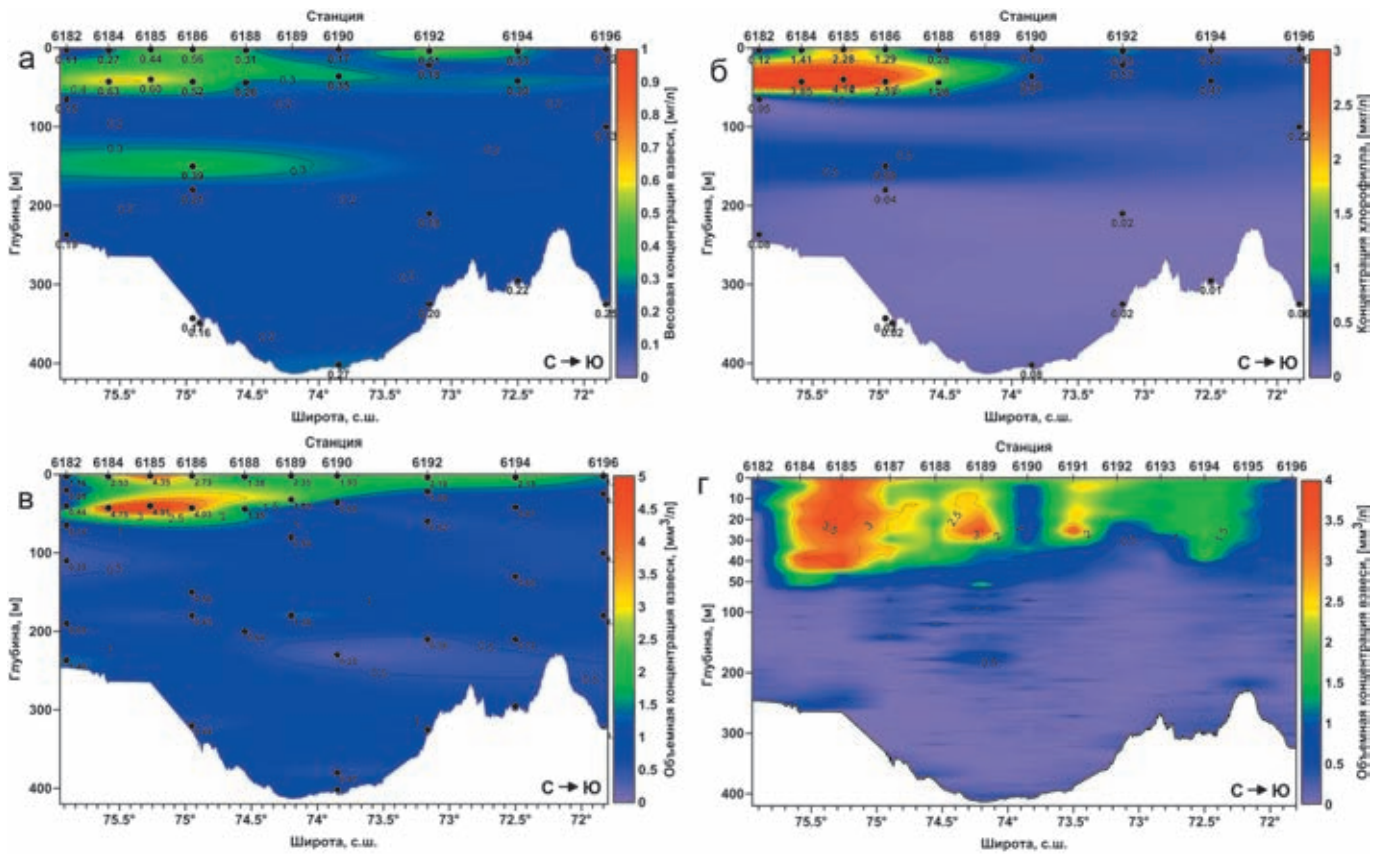


Рис. 6.1.11. Распределение весовой (мг/л) концентраций взвеси (а) и содержания *Chl-a* (мкг/л) (б), а также объемной (мм³/л) концентрации взвеси, измеренной счетчиком Коултера (в) и лазерным дифрактометром LISST-Deer (г), на меридиональном разрезе по 27°30' в. д. в июне 2019 г.

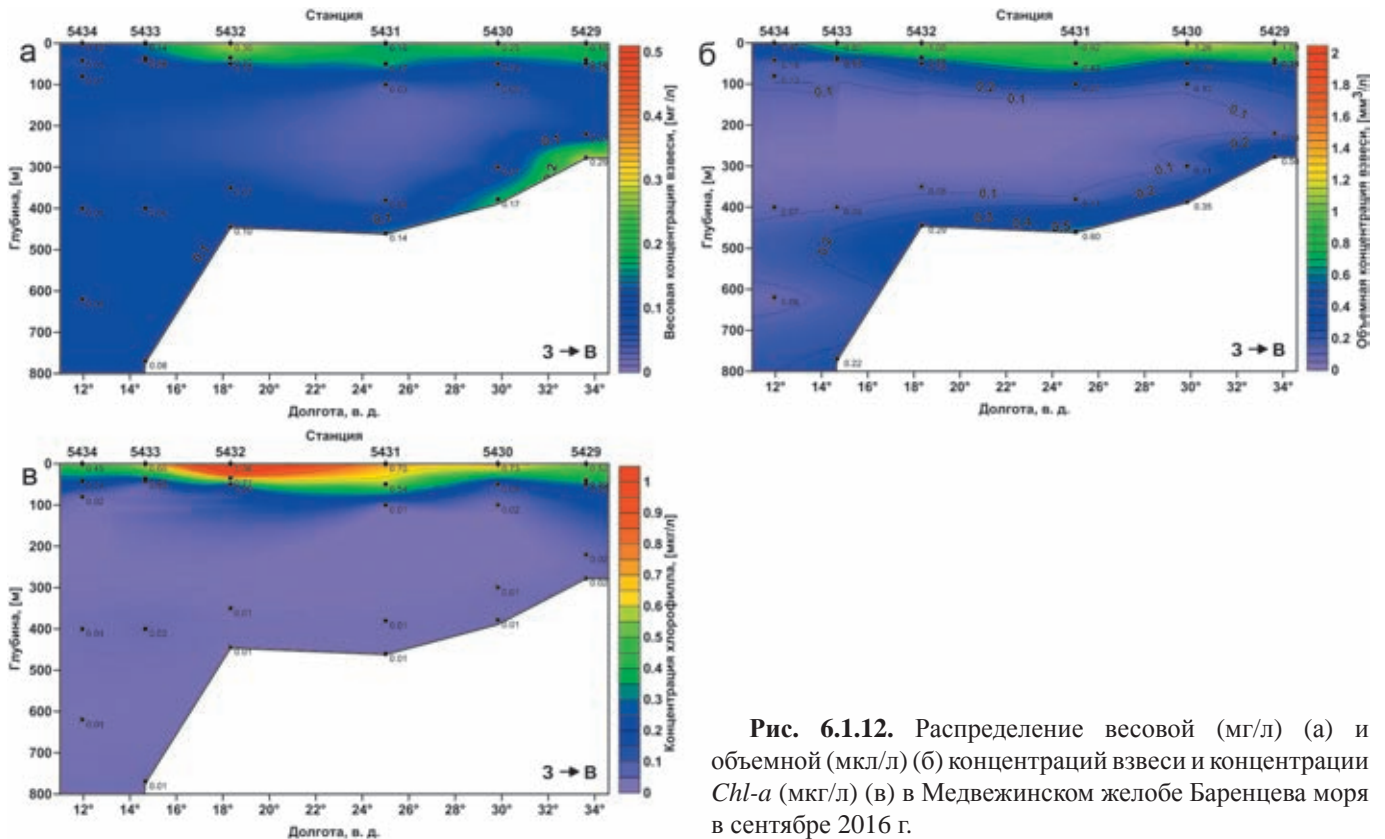


Рис. 6.1.12. Распределение весовой (мг/л) (а) и объемной (мкл/л) (б) концентраций взвеси и концентрации *Chl-a* (мкг/л) (в) в Медвежинском желобе Баренцева моря в сентябре 2016 г.

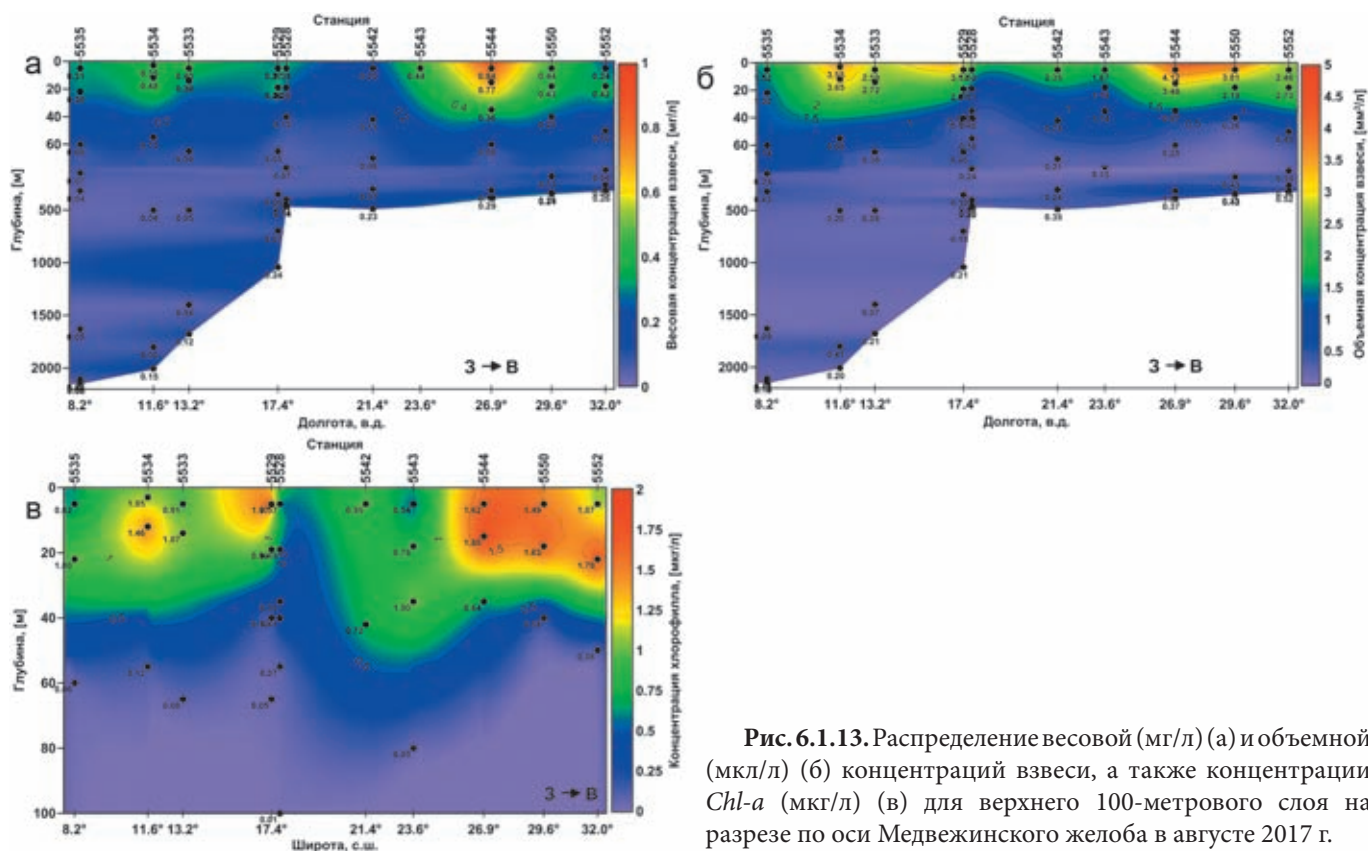


Рис. 6.1.13. Распределение весовой (мг/л) (а) и объемной (мкл/л) (б) концентраций взвеси, а также концентрации *Chl-a* (мкг/л) (в) для верхнего 100-метрового слоя на разрезе по оси Медвежинского желоба в августе 2017 г.

Наиболее чистыми можно назвать воды на разрезе между северной оконечностью Шпицбергена и архипелагом Земля Франца-Иосифа. В сентябре 2016 г. на разрезе по $80^{\circ}30'$ с. ш. влияние тающего льда не было заметно, ледовое поле находилось значительно севернее, величины основных параметров взвеси были невысокими (рис. 6.1.14). Относительные повышения концентраций происходили вблизи суши, а также на глубине в желобе Франц-Виктория. Этот желоб является основной транспортной артерией, связующей Баренцево море с Северным Ледовитым океаном, местом взаимодействия арктических, баренцевоморских и атлантических вод. По данным В.Ю. Русакова с соавторами [2004], вдоль западного склона основное направление движения вод – на юг (подповерхностные теплые атлантические), вдоль восточного – на север (холодные баренцевоморские). Повышенные концентрации взвеси связаны с нефеллоидными слоями, вызванными придонными течениями. Выявленного каскадинга в сентябре 2016 г. здесь не было заметно, вероятно, условия для его развития еще не были созданы.

В 2017 г. исследования водной взвеси были проведены также на разрезе от Земли Франца-Иосифа до Новой Земли (рис. 6.1.15). Весовые и объемные концентрации взвеси были наибольшими в верхнем (0–40 м) слое воды у южной оконечности Земли

Франца-Иосифа, что, по-видимому, связано с областью таяния льдов MIZ, где высвобождается большое количество питательных веществ и создаются благоприятные условия для развития фитопланктона. Также на этом разрезе было отмечено повышение содержания взвешенного вещества в придонном слое, что, вероятно, связано с активной гидродинамической обстановкой. Медианный диаметр частиц уменьшается по вертикали на станциях с 20 до 7 мкм ко дну. Придонный слой, таким образом, состоит преимущественно из терригенных частиц, взмученных со дна придонными течениями.

Взвешенное вещество в заливах. Отдельно следует сказать об исследованиях в заливе Русская Гавань, проведенных в 2016 г., которые во многом повторили работы 1997 г. Залив Русская Гавань является местом, где происходит разгрузка ледника Шокальского – одного из выводных языков области покровного оледенения Северного острова архипелага Новая Земля (рис. 6.1.16). По содержанию взвеси в поверхностном слое залив Русская Гавань и прилегающую к нему зону моря можно разделить на три района [Айбулатов и др., 1999; Politova et al., 2012]. Первый – участок акватории, непосредственно прилегающей к фронту ледника Шокальского, где концентрация взвеси была от 272 до 359 мг/л, в среднем 316 мг/л (так называемое «ледниковое молоко» – насыщенный тонкой

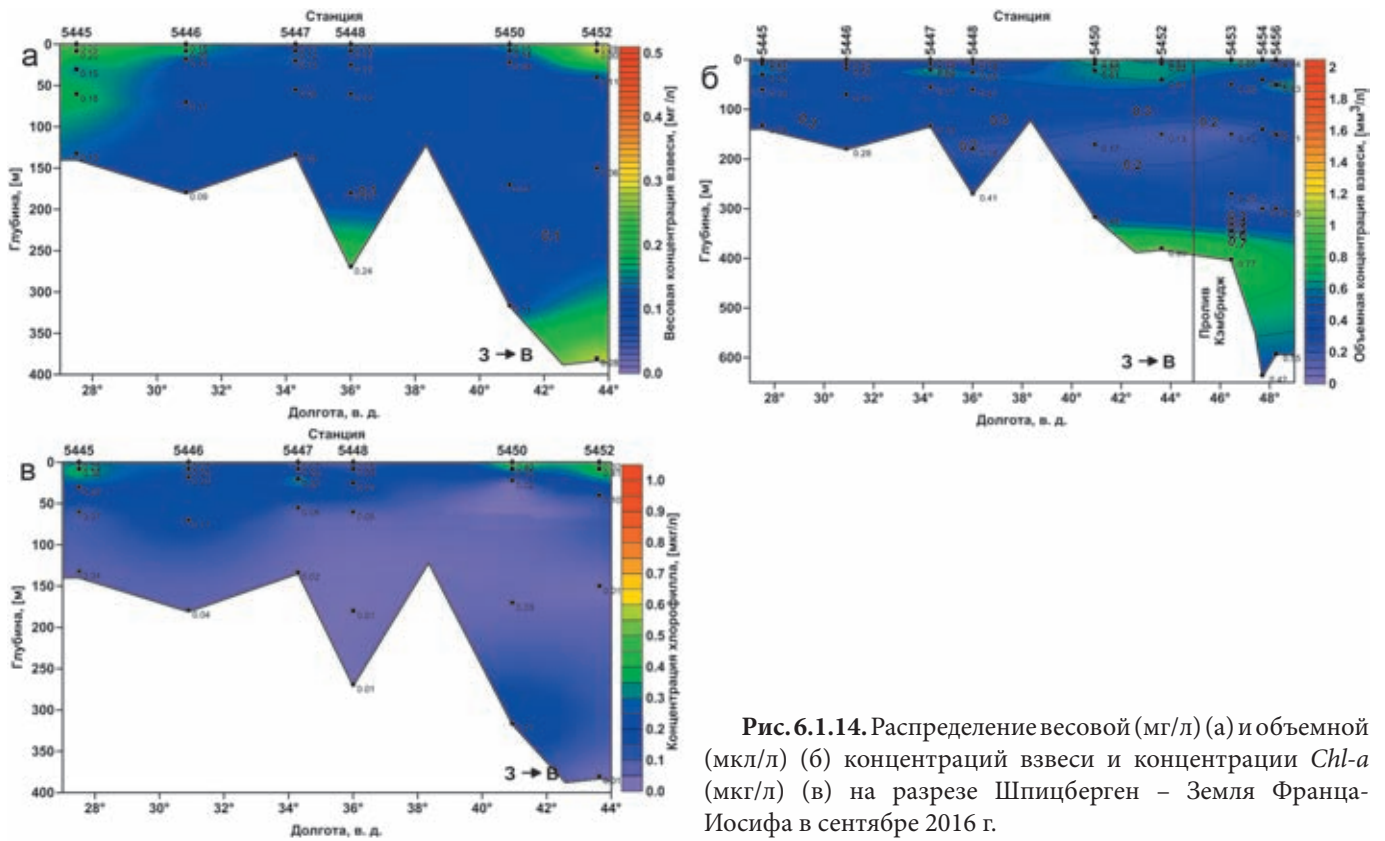


Рис. 6.1.14. Распределение весовой (мг/л) (а) и объемной (мкл/л) (б) концентраций взвеси и концентрации *Chl-a* (мкг/л) (в) на разрезе Шпицберген – Земля Франца-Иосифа в сентябре 2016 г.

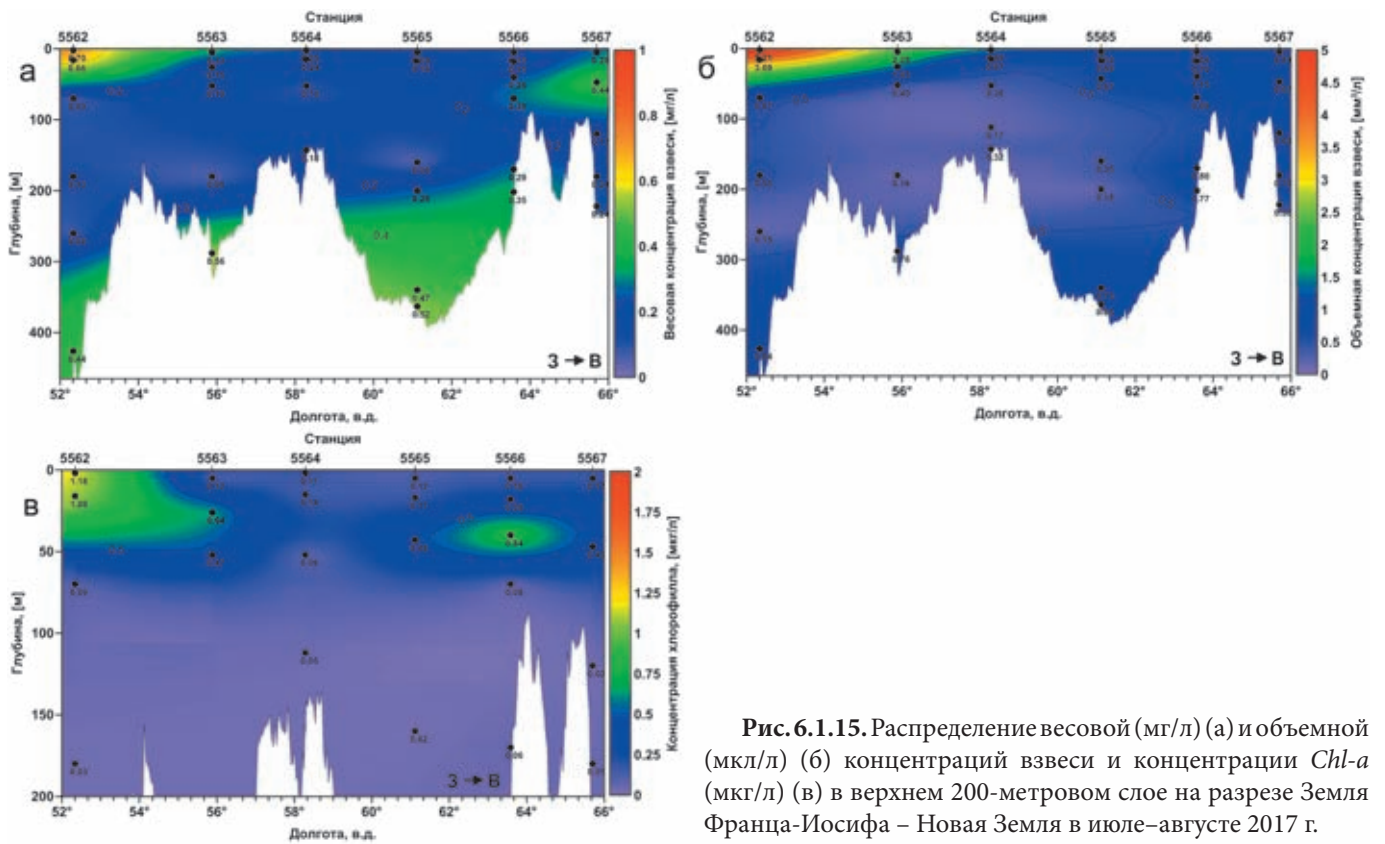


Рис. 6.1.15. Распределение весовой (мг/л) (а) и объемной (мкл/л) (б) концентраций взвеси и концентрации *Chl-a* (мкг/л) (в) в верхнем 200-метровом слое на разрезе Земля Франца-Иосифа – Новая Земля в июле–августе 2017 г.

взвесью слой воды). В зоне смешения с солеными водами вблизи берега концентрация взвеси уменьша-

ется до 20.5 мг/л, а остальная водная масса залива до самого дна имеет однородную структуру с концен-



Рис. 6.1.16. Карта станций отбора проб рассеянного осадочного вещества в Русской Гавани (Северный остров Новой Земли)

трацией взвеси 2 мг/л. Второй участок акватории до выхода из залива характеризуется концентрациями в пределах 2–10 мг/л. Третий – открытая часть Баренцева моря, прилегающая к заливу с концентрациями взвеси 1.8–2.0 мг/л на поверхности и 0.5 мг/л в толще с тонким нефелоидным слоем с концентрацией до 0.9 мг/л.

В сентябре 2016 г. концентрации взвеси в поверхностном слое составляли от 0.61 до 8.77 мг/л (среднее 4.1 мг/л), но исследованиями были охвачены только второй и третий участки залива (рис. 6.1.17). Максимальные значения наблюдались в центре залива, к выходу концентрации взвеси падали. По вертикали высокие концентрации взвешенного вещества наблюдались внутри залива в слое 15–20 м. Максимальные объемные концентрации взвеси были отмечены в центре залива в поверхностных водах (13.2 мм³/л на ст. 5425 при среднем для поверхностных вод значении 4–5 мм³/л), снижаясь с глубиной практически на всех станциях до десятых долей. Распределение *Chl-a* было противоположным: в самом заливе мутный насыщенный терригенной взвесью верхний слой воды не дает возможности для развития фитопланктона (концентрации *Chl-a* составляли 0.159–0.229 мкг/л). На выходе из бухты вода просветляется, условия для развития фитопланктона улучшаются и концентрации *Chl-a* увеличиваются до 0.87 мкг/л.

Изучение гранулометрического состава взвешенного вещества в районе Русской Гавани показало, что на поверхности взвесь имеет преимущественно пелитовый состав (содержание пелита составляет от 63

до 90%) (рис. 6.1.3). Объемная концентрация взвеси в поверхностных водах в районе залива составляла от 1.12 до 13.2 мм³/л. Наибольшая объемная концентрация была измерена в глубине залива, наиболее близко к леднику. «Ледниковое молоко» здесь состояло из частиц пелита (78–90%) и мелкого алеврита. На выходе из залива появлялись крупноалевритовые частицы, возможно, связанные с абразией берегов.

Высокие концентрации взвеси были отмечены также в других заливах Новой Земли и ряда районов Арктики. Исследования в бухте Безымянная (Южный остров Новой Земли), в которую впадает крупная река Безымянная, а берега сложены мягкими карбонатными породами, показали, что концентрации взвеси в сентябре 1994 г. во внутренней части бухты превышали 3 мг/л, уменьшаясь до 1 мг/л к выходу из бухты [Shevchenko et al., 1999]. Содержание взвеси около ледника Павлова в заливе Иностранцева (баренцевоморское побережье Северного острова Новой Земли) в августе 1995 г. достигало 13.05 мг/л [Митяев, Герасимова, 2007; Korsun, Hald, 1998]. Максимум содержания взвеси был характерен для поверхностного слоя (0–10 м), ниже пикноклина концентрация взвеси резко уменьшалась. Вблизи ледника взвесь состояла в основном из глинистого материала пелитового размера. По мере удаления от него в Баренцево море концентрация взвеси уменьшалась до 1.53–1.93 мг/л, и в ее составе возрастала доля биогенных частиц (в основном диатомовых водорослей). На Шпицбергене концентрация взвеси у ледников в заливе Хорсунн в июле 2002 г. в поверхностном слое составляла 12.1–19.5 мг/л [Митяев, Герасимова, 2003], а в заливе Грен-фьорд в летние месяцы 2001 и 2002 гг. достигала 25.4 мг/л [Митяев и др., 2005], в заливе Конгсфьорд концентрации взвеси на поверхности в 2012 г. менялись от 7.3 до 178 мг/л [Zhu et al., 2016]. В Адвент-фьорде концентрации взвешенного вещества в июле 2002 г. достигали 911 мг/л непосредственно у ледника [Zajaczkowski, Wlodarska-Kowalczyk, 2007], но взвесь собиралась на стекловолкнистые, а не ядерные фильтры, что могло увеличить значения концентраций. В заливах глубже пикноклина содержание взвеси очень низкое, значительное уменьшение ее концентрации наблюдалось по мере удаления от ледников. Воды, поступающие от ледников, являются одним из важных источников взвеси на прибрежном шельфе залива Аляска, ее содержание здесь составляет 1–6 мг/л [Feely et al., 1979; Powell, Molnia, 1989]. Взвесь в основном осаждается во фьордах и в прибрежной части залива Аляска вблизи выходов из фьордов и поступает в более глубокие части залива эпизодически, захваченная переохлажденными придонными водами (каскадинг) [Feely et al., 1979]. А во

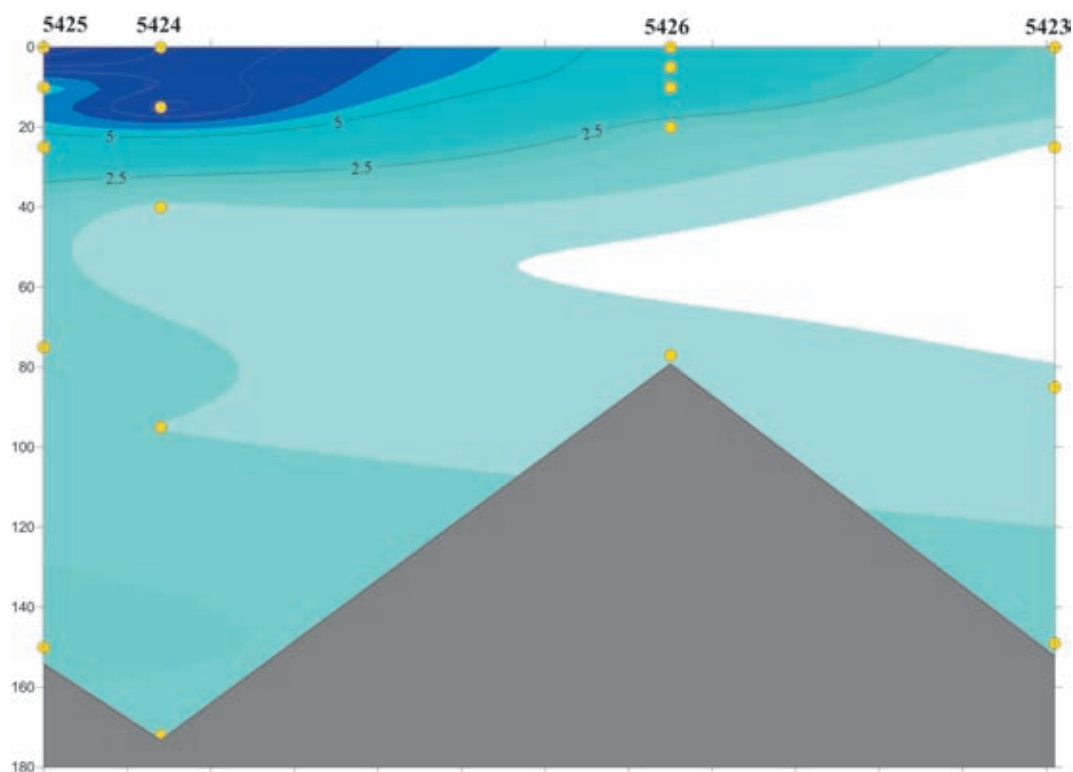


Рис. 6.1.17. Распределение рассеянного осадочного вещества (мг/л) в заливе Русская Гавань Баренцева моря в сентябре 2016 г.

фьордах Западной Гренландии в 2007 г. содержание взвешенного вещества в поверхностном слое воды уменьшалось от 373 мг/л непосредственно около места выноса талой воды ледника до 2.3 мг/л на выходе из фьорда [Lund-Hansen et al., 2010].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог, следует отметить, что распределение рассеянного осадочного вещества в Баренцевом море подчиняется законам циркумконтинентальной (наиболее отчетливо для поверхностного распределения) и вертикальной зональности. При этом сами абсолютные значения весовых и объемных концентраций взвешенного вещества невысокие (в среднем менее 0.5 мг/л и менее 1.0 мм³/л соответственно). Для верхнего продуктивного слоя характерны максимумы, связанные с цветением фитопланктона: весной – диатомовых водорослей, а в июле–августе (реже в сентябре) – кокколитофориды *Emiliania huxleyi*. Наши наблюдения лишь в 2015 и 2017 гг. застали пик кокколитофоридного цветения в южной части моря, в 2016 г. цветение уже прошло. Наибольшие значения всех параметров взвеси отмечены в Печорском море – самой юго-восточной части Баренцева моря, где основное значение в

поставке осадочного вещества играют абразия берегов и эрозия дна, а также вынос р. Печоры. Для вертикального распределения взвеси характерны поверхностный и придонный пики. Иногда можно наблюдать интрузии обогащенного взвесью нефелюидного слоя в глубинные слои при резком падении глубины на континентальном склоне.

Изучение взвеси в заливах архипелагов Баренцева моря показало, что заливы, в которые выходят островные ледники, являются источниками тонкого рассеянного осадочного вещества терригенного происхождения («ледниковое молоко»), но в пределах залива или недалеко от выхода из них происходит резкое падение концентраций взвеси, т. е. они являются своего рода ловушками для взвеси.

Взвесь Баренцева моря полидисперсна. Гранулометрический состав взвешенного вещества разнообразен (от практически чистых пелитов до мелких алевритов) и формируется под влиянием двух основных источников: литогенного и биогенного.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках базовой темы Госзадания ИО РАН № 0149-2019-0007. Обработка материала поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 19-05-50090).

6.2. Элементный состав взвеси Баренцева моря

Д.П. Стародымова, А.И. Коченкова, М.Д. Кравчишина

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

Изучен элементный состав взвеси Баренцева моря по материалам 68-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», август 2017 г. методами ИСП-МС и ААС. Рассмотрено распределение литогенных, биофильных и редокс-чувствительных взвешенных форм элементов. Для взвеси поверхностного слоя моря характерна значительная неоднородность в элементном составе, которая обусловлена различиями хода биогеохимических процессов по акватории (например, высокие различия уровня продукции) и разным составом терригенного вещества от источников сноса. Распределение взвешенных элементов в придонном слое моря не имеет существенной связи с их распределением в поверхностном эуфотическом слое. Биофильные элементы значительно обогащают взвесь и наилкок относительно среднего состава земной коры, причем коэффициент обогащения взвеси выше, чем наилкок.

Ключевые слова: взвесь, микроэлементы, тяжелые металлы, взвешенная форма, биофильные элементы, наилкок.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(21)

ВВЕДЕНИЕ

Взвесь является тем материалом, из которого образуются донные осадки, а водная толща – местом, где происходит мобилизация рассеянного осадочного вещества. Вместе с тем рассеянное осадочное вещество толщи моря (морская взвесь) может значительно отличаться по составу от донных осадков, поскольку претерпевает существенную трансформацию в ходе осаждения из водной толщи. А значит, элементный состав взвеси отображает процессы, которые происходят с этим веществом в процессе седиментогенеза. Состав морской взвеси зависит не только от тесно связанных между собой биологических и физико-химических процессов, происходящих в водной толще (например, цветения водорослей, деградации органического вещества, окислительно-восстановительных реакций), но и гидрологических условий. Изучение некоторых элементов во взвеси имеет большое значение для установления закономерностей образования осадка, что может быть полезно для палеогеографических реконструкций по донным осадкам. Важно, что состав взвеси также отображает и антропогенное воздействие на море [Иванов, 2006; Гордеев, Демина, 2001; Научно-методические..., 1997], в том числе, поступление тяжелых металлов из атмосферы [Голубева и др., 2005].

Несмотря на то, что исследования взвешенного осадочного вещества в Баренцевом море ведутся уже 70 лет, до сих пор существует очень мало данных по элементному составу взвеси. Содержание микроэлементов и, особенно, тяжелых металлов, представляет огромный интерес как для изучения антропогенного влияния на экосистему Баренцева моря, так и для

изучения влияния биохимических процессов (цветения) на цикл микроэлементов в морской воде.

Исследования элементного состава взвеси Баренцева моря ведутся начиная с 1970-х гг. [Морозов и др., 1974]. В цитируемой работе проведен анализ взвеси устьевой зоны р. Печоры. Элементный состав открытых частей Баренцева моря начали изучать в 1990-е гг. На основе материалов, собранных в 13-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» (1998 г.), было изучено содержание многих микроэлементов во взвеси, в том числе редкоземельных элементов. По материалам, собранным в 2003 г. в ходе 56-го рейса НИС «Профессор Штокман», также были определены содержания некоторых микроэлементов во взвеси. Результаты этих исследований представлены в работе [Политова, 2007].

Данные по микроэлементному составу взвеси Баренцева моря опубликованы в работе [Иванов, 2006], где приведены результаты анализов 100 проб придонной взвеси, а также в статье [Русаков и др., 2004], где опубликованы результаты анализов взвеси, отобранной в Заливе Франц-Виктория на севере Баренцева моря. Стоит отметить, что предыдущие исследования элементного состава взвеси Баренцева моря были либо ограничены пространственно, либо не рассматривали распределения элементов в водной толще.

При изучении геохимии взвешенного вещества особое внимание уделяется основным образующим взвеси компонентам – углероду (органическому и карбонатному), кремнию, алюминию, фосфору [Политова и др., 2019]. Данные по этим компонентам во взвеси Баренцева моря приведены в разделе 6.1. В то же время для других морей России уже имеются

опубликованные материалы по элементному составу взвеси [Лукашин и др., 2017; Гордеев и др., 2012].

Элементный состав взвеси может быть описан с помощью двух взаимосвязанных величин: концентрации (измеряемые в мкг/л морской воды) и содержания (мкг/г). Первая величина может характеризовать «осадочную продуктивность» или «осадочный потенциал» какого-либо слоя воды в отношении данного элемента. Эта единица измерения используется при оценке соотношения взвешенной и растворенной фракции элементов в морской воде, часто применяется при проведении геоэкологических изысканий. Содержание элементов характеризует природу и происхождение вещества, которое находится в водной толще. При изучении седиментационных систем представляется целесообразным выражать данные о составе взвеси именно в единицах содержания в мкг/г. При наличии данных о массовой концентрации взвеси в морской воде, переход от одних единиц к другим не составляет труда.

Целью настоящей работы является изучение закономерностей изменения элементного состава взвеси как по акватории моря, так и на глубинном профиле, выявление связи между микроэлементами и основными взвесеобразующими компонентами, а также установление источников поступления микроэлементов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Данный раздел написан на основе результатов анализа взвеси, отобранной в Баренцевом море в ходе 68-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2017 г. [Кравчишина и др., 2019]. С целью изучения элементного состава взвеси было проанализировано 248 проб фильтрационной взвеси, отобранной на 50 станциях (рис. 6.2.1). В выборку вошли пробы, отобранные как в акватории Баренцева, так и на склоне Норвежского моря (Приложение 1). Помимо этого были проанализированы пробы фильтрационной взвеси из наилка и наддонной воды, собранной с помощью мультикорера (17 образцов), которая является переходным состоянием между рассеянной формой осадочного вещества и консолидированной (осадком). Координаты точек опробования приведены в Приложении 2.

Взвешенное вещество собирали методом вакуумной фильтрации через мембранные поликарбонатные ядерные фильтры диаметром 47 мм с диаметром пор 0.45 мкм. Анализ химического состава фильтрационной взвеси производился после кислотного разложения вещества, собранного на фильтрах [Гордеев и др., 2018]. Определение микроэлементного состава (от скандия до урана) взвеси было выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связан-

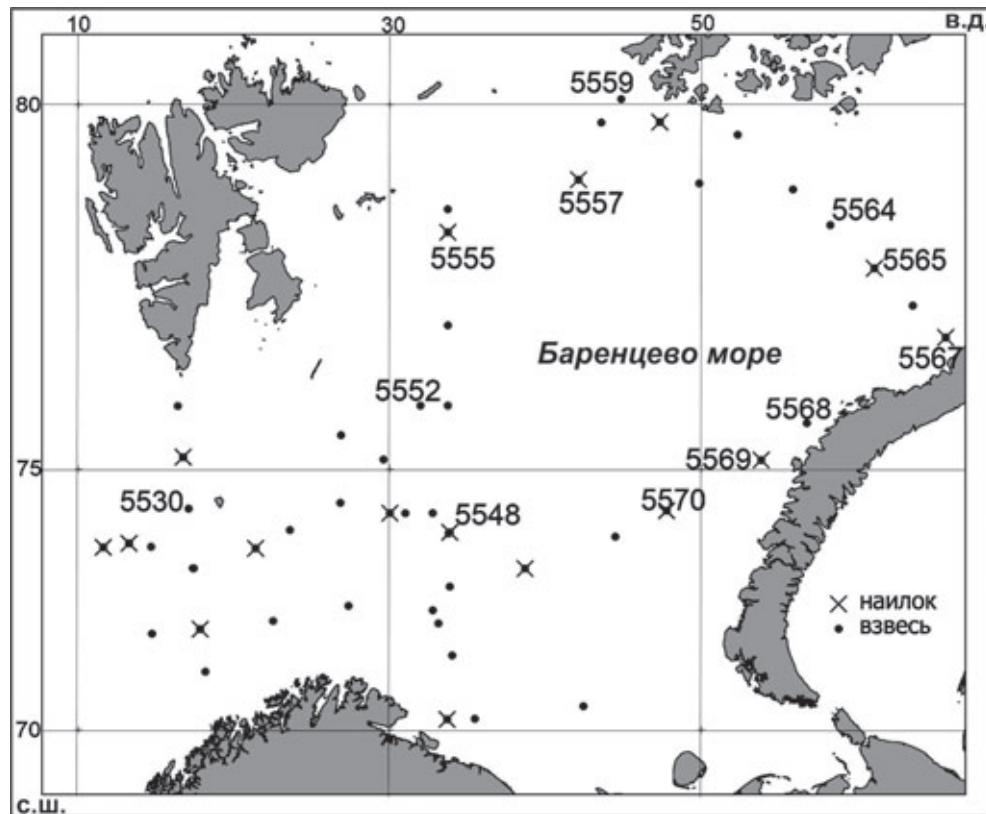


Рис. 6.2.1. Картограмма станций отбора проб взвеси и наилка в 68-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», август 2017 г.

ной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500a, который позволяет анализировать низкие концентрации, что актуально, учитывая низкое содержание взвеси в открытых районах моря. Железо и марганец были определены методом пламенной атомно-адсорбционной спектроскопии.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Элементный состав взвеси отображает происхождение рассеянного осадочного вещества в толще воды, а также в некоторой степени историю его преобразования. Основными компонентами взвеси являются литогенный, биогенный и гидрогенный [Лукашин и др., 2017]. Поэтому содержания всех элементов определяются величинами основных компонентов, для разных элементов характерно тяготение к тому или иному компоненту.

Элементный состав взвеси Баренцева моря характеризуется значительной изменчивостью как в пространстве, так и на вертикальном профиле. Содержание большинства элементов во взвеси возрастает с глубиной по мере уменьшения количества органического вещества. Исключение составляют биогенные элементы (Sr, Cu, Cd, U). Для этих элементов характерны наибольшие содержания в эуфотическом слое воды (табл. 6.2.1). В этом слое наблюдается пик массовой концентрации взвеси за счет продукции фитопланктона.

Наибольшая дисперсия в содержании элементов получена для поверхностного слоя воды (до глубины 10 м), в то время как взвесь, содержащаяся в остальной водной толще (глубже 10-метрового слоя), имеет более однородный состав. Так, содержание железа в поверхностном слое меняется от 0.03 до 1.4%, т. е. разброс его содержания в поверхностной взвеси достигает двух порядков величины. Повышенные содержания (более 0.3%) получены для станций вблизи архипелагов Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, что определяется поставкой терригенного вещества из тающих ледников и береговой абразией. В то же время среди проб взвеси, отобранных вблизи берегов, есть как пробы с высоким содержанием железа, так и пробы, не превышающие средние для поверхностного слоя значения. В пробах с повышенным содержанием железа наблюдается также возрастание концентрации других литогенных элементов (скандий, титан, никель, торий и др.). Разброс содержания других элементов в поверхностной взвеси также составляет около двух порядков величин.

В придонной взвеси, отобранной на расстоянии 5–20 м от дна, их распределение более равномерное. Так, разброс содержания железа во взвеси этого слоя составляет от 0.4 до 4.4%, стронция от 70 до 500 мкг/г,

а кадмия от 0.26 до 6 мкг/г. Амплитуда содержания других элементов также составляет около одного порядка величины.

Сопоставление содержаний элементов с основными взвесеобразующими компонентами показывает, что элементы разделяются на несколько групп. Значимая положительная корреляция наблюдается для Si, Al и Fe. Соотношение содержаний алюминия и железа аппроксимируется прямой линейной регрессией с величиной достоверности аппроксимации $R^2 = 0,81$ ($n = 67$) (рис. 6.2.2). Положительная корреляция с содержанием алюминия получена для скандия, титана, галлия, рубидия, цезия, тория, что определяется их связью с литогенным веществом, которое для морской толщи является аллохтонным. Остальные элементы не демонстрируют значимой корреляционной связи с содержанием алюминия.

Выявлена положительная связь между медью, кадмием, ураном и органическим углеродом. Однако эта связь является статистически незначимой (рис. 6.2.2). Таким образом, эти элементы хоть и тяготеют к органическому веществу, но имеют смешанное происхождение. С остальными элементами органический углерод обнаруживает отрицательную корреляцию, что отображает разбавление вещества органикой. Карбонатный углерод демонстрирует положительную связь только со стронцием, что объясняется вхождением ионов стронция в структуру биогенных карбонатов.

Таким образом, железо, скандий, титан, галлий, рубидий, цезий, торий тяготеют к литогенному компоненту, стронций, медь, кадмий и уран частично к биогенному. Другие элементы не проявляют сродство с основными взвесеобразующими компонентами, а значит, они не тяготеют к какому-либо одному компоненту взвеси, а распределены между ними относительно равномерно.

Содержание элементов во взвеси также зависит от глубины отбора образцов. Установлена положительная связь между глубиной отбора и содержанием во взвеси железа, скандия, кобальта, ванадия, никеля, рубидия, цезия, лантана, церия, тория (рис. 6.2.3). Для некоторых других элементов (медь, кадмий, стронций, уран, барий) отмечено существенное возрастание дисперсии в верхних 50–100 м водной толщи. Во многом эта дисперсия объясняется большим разбросом содержания органического углерода в поверхностной взвеси: от 8 до 40%. Увеличение дисперсии не означает обратную корреляцию с глубиной, а только большую вероятность встретить высокое содержание этих элементов именно в поверхностном слое воды. Это также означает, что взвесь глубинных слоев воды имеет более однородный состав.

Таблица 6.2.1. Средние содержания элементов (мкг/г) в поверхностном слое (2–10 м), водной толще (глубина горизонтов 200–500 м) и в наилке в разных районах моря. В скобках даны стандартные отклонения

Горизонт	Fe	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	As
<i>склон Норвежского моря (n=8)</i>									
Поверхность	282	123	3.9	12.5	1445	1.81	3.7	46.6	8.9
	(220)	(63)	(3.2)	(9.8)	(876)	(0.78)	(1.7)	(25.3)	(9.9)
Толща	14400	1662	70.2	36.3	3097	10.25	28.2	82.2	16.5
	(3320)	(1082)	(18.0)	(14.1)	(1016)	(1.97)	(5.1)	(42.4)	(6.1)
<i>Возле побережий (Шпицберген и Земля Франца-Иосифа) (n=5)</i>									
Поверхность	3300	547	30.0	82.5	1780	6.9	11.3	40.2	20.3
	(6300)	(538)	(38.0)	(112)	(1547)	(8.5)	(11.8)	(26.3)	(31.8)
Толща	27800	1095	200	61.4	3570	12.7	34.6	51.6	63.0
	(9500)	(417)	(114)	(47.8)	(3110)	(3.9)	(9.1)	(36.6)	(36.8)
<i>Центральная часть моря (n=6)</i>									
Поверхность	414	110	5.38	32.3	1480	2.01	9.8	65.5	10.9
	(355)	(123)	(7.11)	(30.6)	(990)	(1.00)	(3.7)	(65.7)	(13.0)
Толща	17500	633	93.9	36.7	1870	6.19	16.3	62.5	35.6
	(8300)	(485)	(67.5)	(46.2)	(1063)	(3.38)	(9.0)	56.0	28.3)
<i>Наилки (среднее для моря) (n=16)</i>									
	25200	2432	174	68.5	3490	14.3	41.0	30.4	41.6
	(11100)	(1700)	(148)	(38.4)	(5400)	(4.6)	(10.5)	(7.2)	(32.3)
Продолжение таблицы 6.2.1									
Горизонт	Rb	Sr	Cd	Cs	Ba	La	Ce	Pb	U
<i>Склон Норвежского моря (n=8)</i>									
Поверхность	3.18	289	4.68	0.03	97	0.43	0.81	6.11	2.59
	(1.41)	(354)	(2.68)	(0.01)	(99)	(0.25)	(0.44)	(5.32)	(2.45)
Толща	45.8	261	2.10	1.77	348	17.11	40.0	36.4	2.38
	(20.8)	(75)	(0.59)	(0.52)	(87)	(5.45)	(10.4)	(10.9)	(1.45)
<i>Возле побережий (Шпицберген и Земля Франца-Иосифа) (n=5)</i>									
Поверхность	8.52	406	0.71	0.89	69	5.33	17.0	9.6	0.82
	(9.78)	(527)	(0.55)	(1.23)	(89)	(7.04)	(24.1)	(7.7)	(1.04)
Толща	43.17	159	2.18	2.71	300	19.17	48.1	27.0	1.47
	(12.26)	(52)	(1.08)	(0.58)	(168)	(3.48)	(8.2)	(9.1)	(0.51)
<i>Центральная часть моря (n=6)</i>									
Поверхность	1.69	286	5.19	0.02	54.5	1.59	1.60	8.75	2.02
	(1.22)	(214)	(2.11)	(0.02)	(56.1)	(1.09)	(0.78)	(5.35)	(2.07)
Толща	24.4	212	1.50	1.54	206.9	12.0	29.8	36.5	1.41
	(11.0)	(132)	(0.84)	(0.86)	(81.9)	(6.3)	(15.0)	(18.9)	(0.65)
<i>Наилки (среднее для всего Баренцева моря) (n=16)</i>									
	70.3	312	0.17	3.12	270	29.8	71.9	29.6	1.18
	(28.2)	(229)	(0.10)	(0.91)	(96)	(9.9)	(21.3)	(18.2)	(0.36)

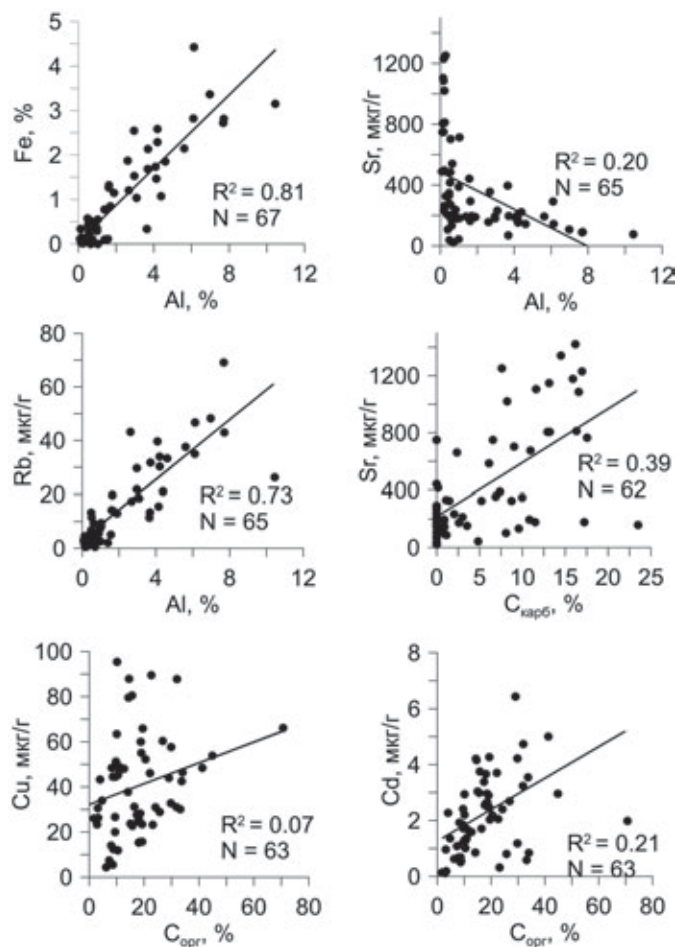


Рис. 6.2.2. Зависимости содержания элементов во взвеси от концентрации основных взвесеобразующих компонентов

Если рассмотреть вертикальное распределение содержания элементов во взвеси для отдельных станций (рис. 6.2.4), то можно выделить несколько типов этого распределения:

- содержание литогенных элементов монотонно возрастает с глубиной. На некоторых станциях для литогенных элементов получено скачкообразное возрастание в придонном горизонте, что определяется влиянием нефелоидного слоя и, соответственно, возрастанием вклада литогенного вещества. Такой тип распределения характерен для Fe, Ti, Sc, Ni, Co, Ga, Rb, Cs, La, Ce, Th, а также (в большинстве случаев) для Pb. Распределение этих элементов изменяется в нескольких пробах, отобранных вблизи Новой Земли (например, ст. 5568), где наблюдается увеличение доли литогенного вещества в поверхностном слое воды, предположительно за счет поступления терригенного вещества из тающего ледника.

- элементы, ассоциирующиеся с органическим веществом, характеризуются максимальными содержаниями в поверхностной или подповерхностной

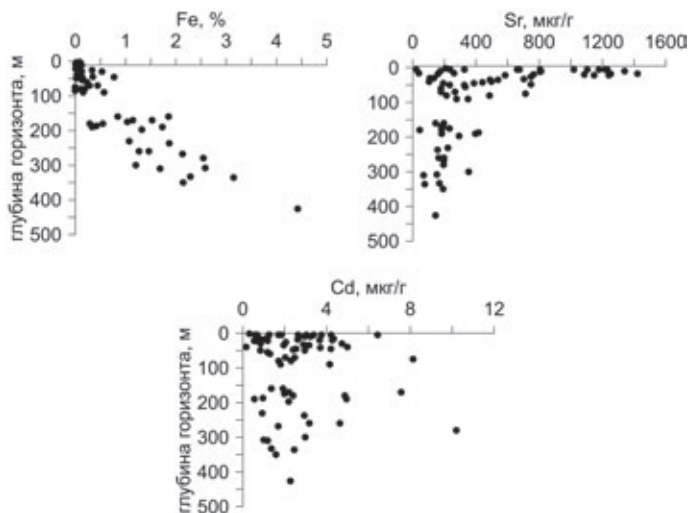


Рис. 6.2.3. Зависимость содержания элементов во взвеси от глубины горизонта отбора

взвеси (до глубины 50 м). К этим элементам относятся Sr, Cd, Cu, U. Надо отметить, что поведение этих элементов на вертикальном разрезе в целом сложное (например, глубина максимального их содержания может значительно варьировать в пределах верхних 50 м воды), поскольку контролируется биологическими процессами, для которых характерна значительная пространственная и временная изменчивость (включая суточные циклы) и которые сложно учесть. Примеры такого типа распределения приведены на рис. 6.2.3 для стронция. Отметим, что такой биофильный элемент, как марганец, не относится к этой группе.

- распределение редокс-чувствительных элементов характеризуется максимумом содержания в промежуточном слое. К этой группе отнесен марганец. Глубина максимальной концентрации различна для разных станций и зависит, по-видимому, от распределения растворенного кислорода. На отдельных станциях (5557, 5559, 5564, 5565, 5567, 5568, 5569) распределение марганца ближе к литогенному типу, что свидетельствует о том, что его источником во взвеси является как литогенное, так и гидрогенное вещество. Железо, несмотря на то, что оно также является редокс-чувствительным элементом, по характеру распределения во взвеси относится однозначно к литогенной группе. На ст. 5530, 5552, 5557, 5564, 5567, 5570 отмечены пики содержаний хрома, которые соответствуют минимумам марганца, что также может быть связано с кислородными условиями, поскольку хром переходит в более растворимую форму в окислительных условиях [Calvert, Pedersen, 2007].

- Отметим, что барий, связанный с биологическими процессами [Dehairs et al., 1980], довольно сложно на основании наших данных отнести к какой-либо

одной группе. На многих станциях в его распределении прослеживается два пика – в подповерхностном горизонте и в промежуточном водном слое.

Для сопоставления состава придонной взвеси, отобранной на расстоянии 2–20 м от дна, с составом наилка, отобранного с помощью мульткорера, содержания элементов во взвеси были нормированы на их содержания в наилке:

$$C_n = C_{\text{придон.}} / C_{\text{наилк.}}$$

где $C_{\text{придон.}}$ и $C_{\text{наилк.}}$ – содержания элемента в придонной взвеси и в наилке соответственно.

В наилке взвесь из рассеянной формы существования вещества переходит в связанную и образует новый вещественный комплекс – донный осадок. Это верхний флокулированный слой над осадком, состоящий из частиц пелитовой и алевропелитовой размерности и имеющий влажность $\geq 90\%$. Наддонная взвесь образуется в результате взаимодействия двух процессов – взмучивания осадков и осаждения частиц из вышележащих слоев воды, обогащенная новообразованным (микробным) органическим веществом [см. раздел 7.1]. На рис. 6.2.5 приведены средние значения C_n и диапазон изменчивости этой величины. Для большинства элементов характерно значение $C_n \leq 1.2$, что говорит о близком сродстве составов взвеси и наилка; при значении $C_n \geq 1.2$ – указывает на обеднение придонной взвеси относительно наилка. Такое обеднение может быть вызвано разбавлением литогенного материала органическим

веществом. Содержание органического углерода в наилке составило от 1 до 3.7%, а в придонной взвеси – от 4.5 до 15.7%. Для марганца, меди, стронция, молибдена, кадмия, бария характерно обогащение в придонной взвеси относительно наилка. Эти элементы характеризуются сродством с органическим веществом. Обогащение марганцем определяется изменением окислительно-восстановительных условий при переходе от придонной взвеси к осадку.

Для выявления источников поступления вещества были рассчитаны коэффициенты обогащения (КО) относительно среднего состава земной коры [Rudnick, Gao, 2003] по формуле:

$$КО = \frac{(\text{Эл.}/Ti)_{\text{проба}}}{(\text{Эл.}/Ti)_{\text{з.к.}}}$$

где $(\text{Эл.}/Ti)$ – это отношение содержания элемента в пробе и в земной коре соответственно. Ti был использован в качестве индикатора литогенного источника вещества. Для того, чтобы проверить правомерность использования титана в качестве индикатора литогенного источника, были сопоставлены значения КО, вычисленные на меньшей выборке с использованием алюминия в качестве индикатора литогенного источника. Значения КО для разных элементов существенно отличались. В частности, для самого титана все значения КО были ниже единицы, отображая закономерное обеднение взвеси (состоящей из тонкой фракции) этим элементом, который обогащает грубозернистую часть осадка. Однако тенденции в изменении КО для разных элементов были схожими. Значения КО, превышающие 3, свидетельствуют о дополнительном источнике вещества, отличном от литогенного. Рассмотрим средние значения КО для взвеси трех диапазонов глубины (0–50, 50–200, 200–500 м) и наилка (рис. 6.2.6). Ряд элементов (скандий, торий, галлий, железо, цезий, рубидий, лантан, церий, ванадий) характеризуется значениями КО около единицы и незначительными их различиями для трех разных

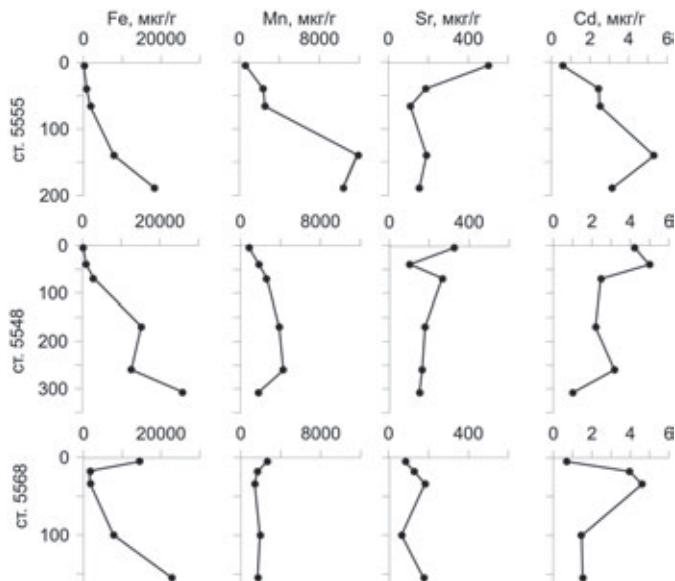


Рис. 6.2.4. Вертикальное распределение элементов во взвеси на примере станций 5555 (центральная часть моря), 5548 (центральная часть моря, кокколитофоридное цветение) и 5568 (у берегов Новой Земли)

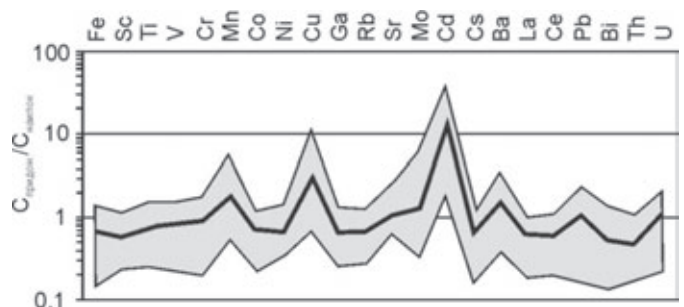


Рис. 6.2.5. Средние содержания элементов в придонной взвеси, нормированные на состав наилка (C_n), и диапазон значений C_n

слоев взвеси и наилка. Для взвеси верхних 50 м характерны более высокие (по сравнению с остальной толщей воды и наилком) значения КО для бария, урана, стронция, никеля, висмута, меди, свинца, кадмия, марганца. Это обогащение может объясняться сродством с органическим или биогенным карбонатным веществом (что ранее было показано для стронция, меди, кадмия, урана). Обогащение этими элементами может быть также обусловлено сорбцией элементов на органических частицах при низком содержании литогенной компоненты. Значение КО стронция резко уменьшается при переходе от слоя 0–50 м к слою 50–200 м, что связано с растворением карбонатов в глубинной водной толще. Для других элементов значения КО постепенно убывают с глубиной.

В целом, состав взвеси и наилка очень близок к среднему составу земной коры (с поправкой на разбавление органическим веществом). КО только двух элементов, таких как марганца и молибдена, превышает значение 5. Эти же элементы, а также свинец, висмут, медь и кадмий обогащают взвесь толщи воды (от 200 до 500 м). При этом значения КО во взвеси глубинного водного слоя могут на порядки превышать значения КО в наилке. Так, КО кадмия составляет 110 и 5 в толще воды и в наилке соответственно. Значительное количество микроэлементов переходит в растворенную форму из взвешенной по мере осаждения на дно, тем не менее, состав осадка в целом наследует состав взвеси, преобразованной в ходе седиментогенеза и ранней стадии диагенеза (в наилке).

Пространственное распределение элементов во взвеси значительно различается для поверхностного (2–10 м) и придонного слоев. Выше уже упоминалось, что максимальные содержания железа в поверхностной взвеси получены в пробах, отобранных вблизи западного берега Новой Земли (рис. 6.2.7). Распределение железа в придонной взвеси более равномерно, не зависит от близости берегов. Наибольшие содержания стронция в поверхностной взвеси получены для южных областей моря (к югу от Полярного фронта), что связано с цветением кокколитофорид (см. раздел 8.1). Стронций в придонной взвеси распределяется более равномерно, но наблюдается тенденция к уменьшению его содержания в направлении с запада на восток. Следовательно, повышение концентрации стронция в поверхностном слое не отображается в глубинных слоях. Причина этого – растворение карбонатного вещества глубинными во-

дами, которое усиливается в восточном направлении [Steinsund, Hald, 1994].

ВЫВОДЫ

Элементы во взвеси Баренцева моря распределяются в соответствии с содержанием основных взвесеобразующих компонентов. Железо, скандий, титан, рубидий, цезий и торий связаны с литогенным веществом; стронций – с биогенным карбонатным; медь и кадмий – с органическим.

Для поверхностной взвеси Баренцева моря характерна значительная неоднородность в элементном составе, которая определяется, во-первых, пространственной изменчивостью биологических процессов (уровень первичной продукции, обилие и состав фитопланктона), во-вторых, различиями в поступлении терригенного осадочного вещества на акваторию моря от источников сноса.

При рассмотрении вертикального распределения содержаний элементов выделяются литогенные и биогенные элементы. Для литогенных элементов характерно постепенное возрастание содержаний во взвеси с глубиной. Биогенные элементы отличаются пиком содержания во взвеси поверхностного или подповерхностного слоя воды, а с глубиной их содержание резко уменьшается.

Биофильные элементы значительно обогащают вещество взвеси и наилка относительно среднего состава земной коры. При этом, коэффициент обогащения ряда элементов во взвеси выше, чем в наилке, что обусловлено существенной трансформацией рассеянного осадочного вещества в процессе образования осадка, то есть уже на первых этапах ранней стадии диагенеза.

Закономерности распределения элементов в придонной взвеси не наследуются их распределением в эуфотическом слое. Максимумы содержания стронция в поверхностном и придонном слоях не совпадают, что определяется растворением карбонатного вещества в глубинной водной толще.

Благодарности. Авторы благодарят А.Н. Новигатского, Н.М. Махнович и А.С. Лохова за помощь при отборе проб воды, а также всех участников экспедиции и экипаж НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Источники финансирования. Подготовка статьи проводилась в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0007). Анализ проб выполнен при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-50090).

6.3. Вертикальные потоки вещества в Северном Ледовитом океане

А.Н. Новигатский, А.П. Лисицын, В.П. Шевченко,
А.А. Ключиткин, М.Д. Кравчишина, Н.В. Политова

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

Ежемесячные, сезонные и годовые количественные оценки вертикальных потоков осадочного вещества из поверхностного слоя Северного Ледовитого океана, выполненные в течение многих лет различными исследователями, являются основой для прямых расчетов поступающих химических компонентов, минералов и различных загрязнителей в поверхностный слой донных отложений.

Ключевые слова: осадочное вещество, вертикальные потоки, седиментация, Баренцево море.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(22)

ВВЕДЕНИЕ

Рассеянная форма осадочного вещества очень широко распространена в природе, но почти не изучена. Она существует во всех геосферах Земли: аэрозоли – в атмосфере, гидрозоли – в морской и пресной воде, криозоли – во льдах и снеге; в местах подводных извержений – гидротермальной деятельности (дымы «черных курильщиков»), в незначительных количествах поступает из космоса (космическая пыль). Важную роль в образовании золь 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) [Lisitzin, 2004]. Рассеянные формы осадочного вещества 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).

Детальное изучение рассеянных форм осадочного вещества крайне важно, поскольку эти частицы имеют очень большую поверхность, т. е. являются сорбентами, своим составом и концентрацией отражают все стороны осадочного процесса, т. е. это новый и очень богатый источник информации. Для осадочного процесса в Арктике характерен особый тип седиментогенеза – ледовый морской. Здесь господствуют терригенные осадки, специфичные по способам подготовки осадочного вещества, его транспортировки и отложения. Кроме того, очень сильно рассеяно осадочное вещество в атмосфере, снеге и морских льдах [Darby et al., 1974; Stein, 2008; Lisitzin, 2010; Lisitzin, Shevchenko, 2016].

Между возникновением осадочного вещества и его накоплением в виде донных осадков существует этап рассеяния до невидимых содержаний и суще-

ствования в таком рассеянном состоянии во взаимодействии со средой и климатом, биологическими процессами, а затем сгущение до вещества донных осадков с последующим превращением в осадочную породу. Именно этот этап почти не изучался седиментологами.

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.

Скорости седиментации в донных осадках 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), нередко 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 [Rachold et al., 2004; Stein, 2008; Levitan, 2015].

Принципиально новые данные о процессах осадкообразования получены прямыми методами определения вертикальных (и наклонных) потоков осадочного вещества (седиментационные ловушки, ADCP, изотопные методы и др.) [Lisitzin, 2010; Lein et al., 2012]. Для седиментологии наибольший интерес представляют методы седиментационных ловушек [Lukashin et al., 2011]. 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 [Honjo et al., 1988; Bauerfeind et al., 2009].

Таким образом, удается получить непрерывный во времени ряд проб с месячными (дифференциальные потоки) и годовыми экспозициями (интегральные потоки) в Арктике и разных природных зонах океанов.

В настоящей работе нами сделана попытка исследования не конечного продукта процесса седиментации – донных осадков, но всего осадочного процесса, который протекает в основном в скрытой форме в виде ничтожных по размерам частиц, рассеянных в самых незначительных количествах во всех природных геосферах Арктики: атмо-, крио-, гидро-, био- и седиментосферах.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалы получены методом седиментационных ловушек в научно-исследовательских рейсах ИО РАН с широким привлечением литературных данных. Седиментационные ловушки с 4 или 12 пробосборниками используются для исследования месячной сезонной и межгодовой изменчивости, что очень

важно для исследования циклов биогенных компонентов. Ловушки с одним пробосборником используют для кратковременных наблюдений (до месяца) или в течение длительного периода, чтобы получить большую суммарную пробу для седиментационных исследований. Ловушки могут работать на заякоренных станциях (обычно с притопленными буями), а также как дрейфтеры, т. е. дрейфуют на заданной глубине, улавливая осаждающееся в толще воды вещество [Lukashin et al., 2011].

Полученный осадочный материал для определения массовой концентрации фильтровали стандартным методом под вакуумом 400 мбар через мембранные ядерные фильтры (\varnothing пор 0.45 мкм, \varnothing фильтра 47 мм, полотно производства ОИЯИ, г. Дубна). Для определения содержания органического углерода ($C_{\text{орг}}$) пробы фильтровали под вакуумом 200 мбар через стекловолкнистые фильтры GF/F фирмы Whatman (\varnothing фильтра 47 мм, эффективный размер пор 0.7 мкм), прокаленные при $t = 450^\circ\text{C}$ [Kravchishina et al., 2015].

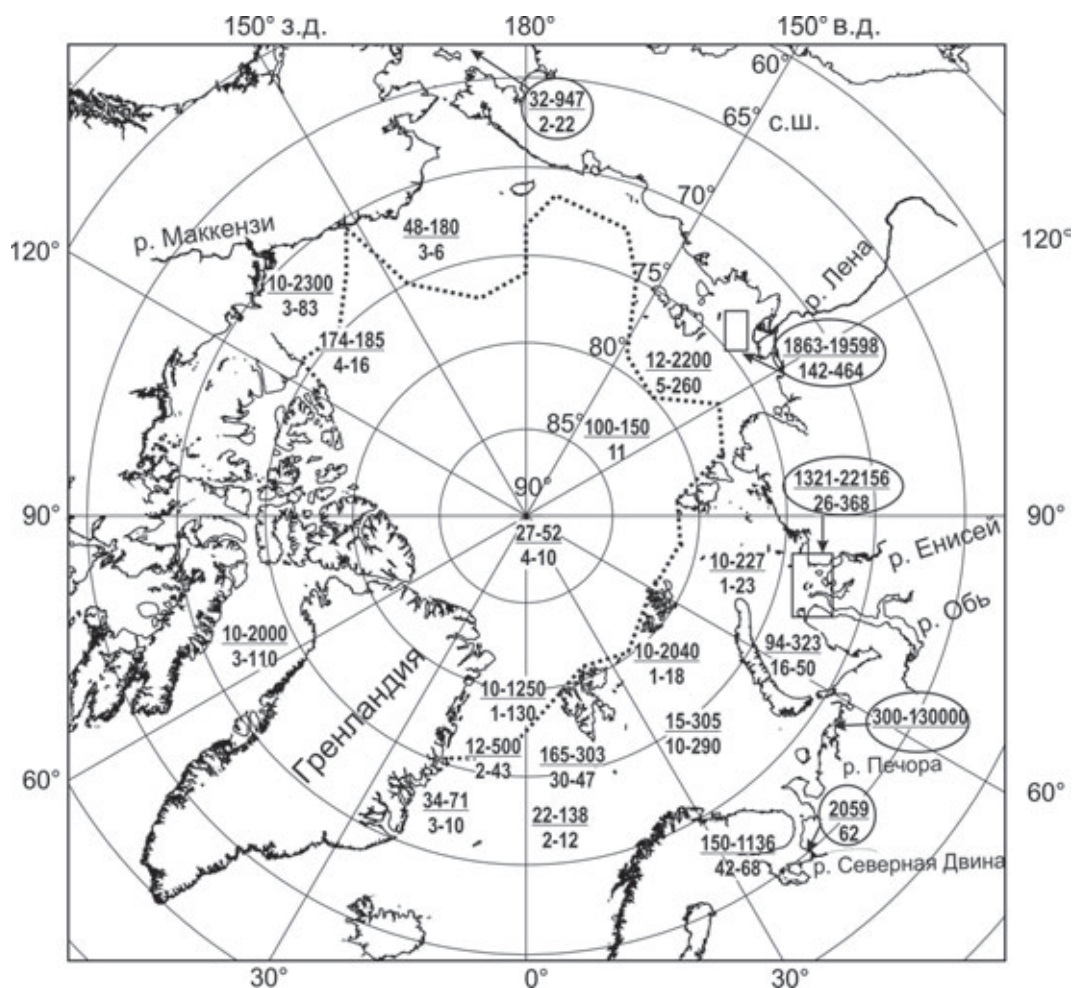


Рис. 6.3.1. Схема распределения величин вертикальных потоков осадочного вещества в Арктике и Субарктике по нашим и литературным данным, полученные методом седиментационных ловушек [Novigatsky, Lisitzin, 2019].
Общий поток в числителе ($\text{мг}/(\text{м}^2\cdot\text{сут})$) и поток органического углерода в знаменателе ($\text{мг C}/(\text{м}^2\cdot\text{сут})$)

Осадочный материал состоит в основном из биогенных и литогенных компонентов. Биогенные компоненты представлены органическим веществом ($OB = C_{\text{орг}} \times 2$), карбонатным материалом, биогенным опалом; литогенные – обломочными и глинистыми минералами, реже вулканогенными пеплами.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

В Арктике по величинам вертикальных потоков осадочного вещества выделяется два пояса высоких значений (>1000): первый – маргинальные фильтры рек [Lisitsyn et al., 1995], этот пояс характерен для всех климатических зон. Второй – области таяния однолетних и особенно многолетних морских льдов, этот тип концентрации вещества в потоках характерен только для ледовых зон [Bauerfeind et al., 2005], т. е. является их уникальной особенностью, так же как и самые низкие значения потоков под ледовым покровом (рис. 6.3.1). Эти две закономерности типичны для поверхностных слоев водной толщи Арктики [Lisitzin, 2002].

С этими значениями резко контрастируют пока еще очень редкие данные о потоках под постоянным ледовым покровом: все имеющиеся значения находятся в пределах $1-150 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$ [Lalande et al., 2014].

Это настоящая ледяная пустыня, значение потока соответствует низким, минимальным для Мирового океана содержаниям взвеси под покровом паковых льдов и минимальному развитию планктона. Такие резкие снижения потоков отмечаются и для шельфовых морей Арктики в зимние месяцы [Fahl, Nöthig, 2007].

Подледные потоки рассеянного осадочного вещества в зимнем сезоне в Центральной Арктике в 2007–2008 гг. в среднем составили: общий поток $37 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$, поток органического углерода $7.4 \text{ мг С}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ (рис. 6.3.1). Эти величины хорошо согласуются с зимними значениями подледных потоков рассеянного осадочного вещества, измеренных в других районах Арктического бассейна. Так, в среднем значения потоков составили: общего – $50 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$, органического углерода – $4.5 \text{ мг С}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ (табл. 6.3.1).

Месячные, сезонные и годовые потоки рассеянного осадочного вещества во времени могут различаться между собой в несколько раз (табл. 6.3.1), 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.

Таблица 6.3.1. Средние значения вертикальных потоков осадочного вещества и органического углерода в Арктике и Субарктике по данным литературы, полученные методом седиментационных ловушек

Координаты	Дата	Горизонт, м	Общий поток, $\text{мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$	Поток $C_{\text{орг}}$, $\text{мгС}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$	Источник
Пролив Фрама					
79°00' с. ш. 06°50' в. д.	1987–1990	150	100–1250	10–130	[Hebbeln, 2000]
72°–75° с. ш. 04°–10° в. д.	09.1988– 10.1995	500	12–500	2.1–43	[Ramseier et al., 1999]
79°01' с. ш. 04°20' в. д.	08.2000– 08.2005	260–300	10–510	1.5–52	[Bauerfeind et al., 2009]
Околополюсный район					
89°37.02' с. ш. 08°37.12' з. д.	04.2007 04.2008	20	52	10	[Novigatsky, Lisitzin, 2018]
		30	27	4.4	
		70	31	7.8	
Центральная часть Северного Ледовитого океана					
85°17' с. ш. 122°32' в. д.	09.2012	5	100	–	[Lalande et al., 2014]
		25	150	11	
Шельф Шпицбергена					
81°32.0' с. ш. 30°35.0' в. д.	07.1991	100	165	30	[Andreassen et al., 1996]
80°20.0' с. ш. 29°09.0' в. д.	07.1991	60	303	47	

Продолжение таблицы 6.3.1

Координаты	Дата	Горизонт, м	Общий поток, мг/(м ² ·сут)	Поток С _{орг} ^р , мгС/(м ² ·сут)	Источник
Гренландское море					
73°00' с. ш. 10°00' з. д.	1988–1991	500	34–63	2,9–10	[Bodungen et al., 1995]
80°27' с. ш. 13°41' з. д.	06–07.1993	130	–	75	[Pesant et al., 2002]
75°57.7' с. ш. 12°58.7' в. д.	04.1995	240	71	4.9	[Bauerfeind et al., 2005]
Норвежское море					
70°00.0' с. ш. 00°05.0' в. д.	1986–1989	500	72–93	8.3–12	[Bodungen et al., 1995]
75°51' с. ш. 11°28' в. д.	08.1984– 07.1985	400	22–138	1.8–17	[Honjo et al., 1988]
73°42' с. ш. 13°11' в. д.	03–08.1993	743	59	8.5	[Lukashin et al., 2000]
Баренцево море					
73.767' с. ш. 31.876' в. д.	04.1998	200	–	30–70	[Olli et al., 2002]
	05.1998	200	–	500–1500	
	07.1999	150	–	150–300	
75°11.78' с. ш. 12°29.21' в. д.	03–07.1991	610	15–305	10–290	[Thomsen et al., 2001]
70°–78° с. ш. 58°–62° в. д.	09–10.1997	104–380	10–2040	1.1–18	[Shevchenko et al., 1998, 2000]
Белое море					
65°38.87' с. ш. 36°09.78' в. д.	2000–2009	10–240	15–2037	10–57	[Лисицын и др., 2015]
66°20.2' с. ш. 33°39.9' в. д.	2006–2007	30	150–1136	–	[Mityaev et al., 2012]
66°29.30' с. ш. 34°10.43' в. д.	06.2000	55	622	42	[Lukashin et al., 2003]
		270	1063	68	
Карское море					
76°32.01' с. ш. 71°22.33' в. д.	09.2015	130–140	2129–2734	92–131	[Дриц и др., 2017]
74°46.71' с. ш. 66°35.67' в. д.	09.2015	60–190	79–1118	23–38	
76°12.08' с. ш. 75°45.30' в. д.	09.2001– 08.2002	73	80–1320	4.2–77	[Gaye et al., 2007]
70°–74° с. ш. 64°–83° в. д.	09.1993	20–116	10–1321	1.5–26	[Lisitsyn et al., 1995]
Море Лаптевых					
74°15.57' с. ш. 130°30.8' в. д.	09.2015	10–20	1863–19600	142–464	[Дриц и др., 2017]
81°04.5' с. ш. 138°54.0' в. д.	04.1995– 04.1996	150	12–196	5.1	[Fahl, Nöthig, 2007]
79°55.7' с. ш. 142°21.8' в. д.	08.2005– 08.2006	175	166	11	[Lalande et al., 2014]

Координаты	Дата	Горизонт, м	Общий поток, мг/(м ² ·сут)	Поток $C_{\text{орг}}$, мгС/(м ² ·сут)	Источник
Чукотское море					
72°43.3' с. ш. 158°24.2' з. д.	05.2004	30–100	–	10–129	[Lalande et al., 2007]
	08.2004	30–100	–	40–180	
Канадский Арктический архипелаг					
71°32.23' с. ш. 127°01.4' з. д.	2004	210	48	3.4	[Forest et al., 2010]
	2005		180	6.1	
	2006		66	6.4	
71°04.8' с. ш. 133°37.8' з. д.	09.2005– 10.2006	200	185	4.4	[Lalande et al., 2009]
76°19.6' с. ш. 71°11.9' з. д.	08.2005– 08.2006	200	174	16	
70°0' с. ш. 126°0' з. д.	02–06. 2004	1–25	–	15–188	[Juul-Pedersen et al., 2008]
69°–71° с. ш. 127°–138° з. д.	04.1988	100–500	10–2300	3.5–83	[O'Brien et al., 2006]
Море Баффина					
76°00' с. ш. 75°00' з. д.	08.1997– 07.1999	200	10–2000	8–68	[Hargrave et al., 2002]
76°23' с. ш. 77°24' з. д.	08.1997– 07.1999	205	–	3–110	[Sampei et al., 2004]
Берингово море					
53.5° с. ш. 177.0° з. д.	1990–2000	600	32–947	2.4–22	[Takahashi et al., 2002]
55°0' с. ш. 155°0' з. д.	06–09. 1988	36	–	253–654	[Fukuchi et al., 1993]
Субарктика					
50° с. ш. 145° з. д.	1982–1993	200	45–1000	6.5–98	[Wong et al., 1999]

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Баренцево море с точки зрения потоков вещества является открытой системой, в которую поступают и удаляются большие массы взвешенного осадочного материала, часть которого успевает осесть на дно непосредственно в бассейне, что говорит о достаточно высоком обмене между Северной Атлантикой и Северным Ледовитым океаном [Айбулатов и др., 1999]. Так, полученные данные о масштабах латерального перемещения осадочного вещества в водной толще показали, что масштаб вдоль берегового латерального перемещения взвешенного вещества в 50–210 раз больше вертикальных потоков вещества на дно [Митяев и др., 2019].

Атлантические и арктические воды формируют два входящих в Баренцево море потока, по-разному насы-

щенные взвешенным веществом. Придонные течения, выходящие из Баренцева моря, имеют сопоставимые концентрации и распределения взвеси. С западной стороны бассейна основным поставщиком материала взвеси являются трансформированные воды атлантического происхождения. Циркуляция вод в верхнем перемешанном слое Баренцева моря зимой характеризуется интенсивным затоком теплых атлантических вод. Вертикальная структура потока вещества характеризуется наличием трехслойного строения: максимумы концентрации взвеси приурочены к верхнему и нижнему слоям водной толщи. Промежуточный слой воды более чистый. Повышенная концентрация взвеси в поверхностном слое объясняется наличием скачка плотности и биологическими процессами, в донном пограничном слое – придонными течениями, гравитационными процессами переноса осадков и рельефом дна. Основная масса трансформированных

атлантических вод распространяется севернее Земли Франца-Иосифа на восток, следуя изобате 500 м. С севера теплые воды проникают в Баренцево море по желобу Франц-Виктория и, в меньшей степени, через желоб Святой Анны в Восточно-Баренцевоморскую впадину. Таким образом, глубоководные желоба являются ключевыми районами в процессах водообмена между Арктическим бассейном и шельфовыми морями России [Айбулатов и др., 1999].

Поперечная структура летних вод Баренцева моря по Кольскому меридиану показывает, что теплые атлантические воды практически полностью заполняют южную часть акватории – центральная и северная ветви Нордкапского течения. В северной части господствуют холодные воды, поступающие из Северного Ледовитого океана по желобам Франц-Виктория и Орла, ниже залегают трансформированные баренцевоморские воды (рис. 6.3.2) [Митяев и др., 2018].

Наличие нефелоидного слоя в Баренцевом море практически повсеместно. Его отсутствие отмечает-

ся лишь в районах распространения грубых донных осадков. Повышенное содержание взвеси в поверхностном слое на севере бассейна, по сравнению с другими его частями, кроме гидрологических причин объясняется высокой продуктивностью поверхностных вод, обусловленной более ранними по сравнению с южными районами стадиями сезонной сукцессии планктона (рис. 6.3.2) [Митяев и др., 2018].

В северо-восточной части Баренцева моря (желоб Святой Анны) отмечается поступление водной массы из Арктического бассейна в летний и зимний сезоны [Айбулатов и др., 1999]. Так, потоки осадочного вещества, полученные в центральной части желоба Святой Анны ($H = 465$ м), не превышали $20\text{--}28$ мг/(м²·сут), материал представлен хлопьевидными агрегатами, основой которых являются колонии диатомей [Шевченко и др., 19986].

Исследование взвешенного вещества в бухтах западного побережья северного острова Новой Земли и, прежде всего, в заливе Русская Гавань, показали,

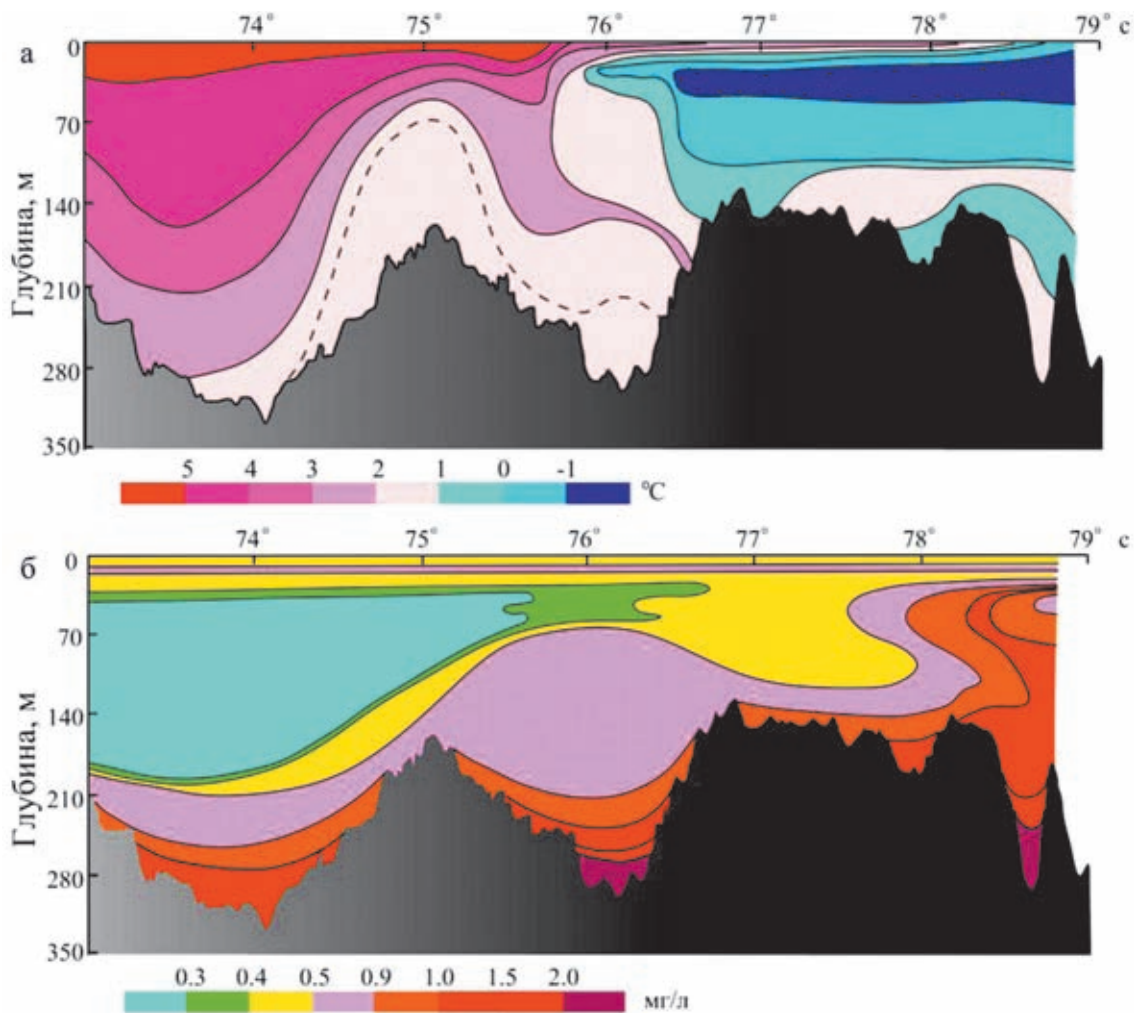


Рис. 6.3.2. Распределение температуры воды (а) и концентрация взвеси (б) на разрезе «Кольский меридиан» в июле 2017 г. [Митяев и др., 2018]

что поставка твердого вещества ледниками, выходящими в бухты, не является столь важным источником взвеси для открытой части Баренцева моря. При очень высоком содержании взвеси в бухтах и заливах, она успевает в силу гидродинамических условий и крупности частиц осесть внутри самих бухт. Очевидно, что фиорды Новой Земли, Шпицбергена и ЗФИ являются ловушками для взвешенного материала, образующегося при таянии ледников и абразии берегов [Айбулатов и др., 1999]. Так, на Южном острове Новой Земли (бухта Безымянная) отмечены более высокие значения потока осадочного вещества, так, на горизонте 15 м ($H = 40$ м) поток составил $314 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$. При этом осадочное вещество представлено в основном минеральными частицами, поступающими в водную толщу в результате взмучивания поверхностного слоя донных осадков придонными течениями и от абразии берегов. На удалении от берега, в более мористой части, величины вертикальных потоков осадочного вещества уменьшаются почти на порядок $43\text{--}63 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ ($H=135$ м), в составе преобладают минеральные частицы с агрегатами «морского снега», в изобилии присутствуют диатомовые водоросли, а так же пеллеты зоопланктона [Шевченко и др., 19986].

На Северном острове архипелага Новая Земля (бухта Русская Гавань), поток осадочного вещества резко возрастает в придонном горизонте с $346 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ на горизонте 70 м до $7660 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ на горизонте 85 м ($H = 104$ м) [Шевченко и др., 20086]. Состав осадочного материала представлен в основном литогенной составляющей, состоящей почти наполовину из гидрослюды, минеральных частиц алевритовой и мелкой песчаной фракций (главным образом, кварц, плагиоклаз, эпидот, полевые шпаты), незначительно присутствуют пеллеты зоопланктона. Это связано с таянием ледника Шокальского и выносом истираемого подошвой ледника осадочного материала в открытое море. Подобные высокие значения потоков наблюдаются также во фьордах Шпицбергена: во фьорде Консбрин (СЗ Шпицберген) в 300 м от фронта тающего ледника поток на глубине 15 м был равен $933000 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ [Zajaczkowski, 2002], а в заливе Гренфьорд (Западный Шпицберген) в июле–августе 2003 г. поток составлял $66700 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ [Тарасов, 2004].

Согласно проведенным исследованиям потоков осадочного вещества в губе Дальнезеленецкая Баренцева моря (Кольский полуостров) среднегодовой поток осадочного вещества составляет $1350\text{--}1400 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$. Осадочный материал в основном представлен хлопьевидным детритом размером менее 100 мкм . По полученным данным вертикальных потоков осадочного вещества скорость современно-

го осадконакопления в губе Дальнезеленецкая составляет $0.9\text{--}1.1 \text{ мм}$ в год [Митяев и др., 2012].

В районе Медвежинского желоба юго-западной части Баренцева моря отмечается интенсивный вынос холодных баренцевоморских вод в Норвежское море как в зимний, так и в летний сезоны [Айбулатов и др., 1999]. Подробные исследования потоков осадочного материала седиментационными ловушками проводились в Медвежинском желобе В.Н. Лукашиным на протяжении 5 лет [Лукашин, 2008]. На границе с Баренцевым морем на континентальном склоне о. Медвежьего были определены вертикальные потоки, равные $18 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут}$ на горизонте 133 м и $517 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ на горизонте 268 м ($H = 283$ м). При этом состав материала в ловушках отличается: в верхней ловушке присутствовали пеллеты, органический детрит, редкий терригенный материал, а в ловушке, поставленной в придонном нефелоидном слое, значительную часть составляет хлопьевидный детрит с терригенными частицами и невысоким количеством пеллет. Скорости течений в придонном слое Медвежинского желоба, измеренные с помощью доплеровского измерителя течений TRDI DVS в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», достигают $30 \text{ см}/\text{с}$ и объясняются сильными полусуточными приливами. Для подтверждения определяющей роли приливных течений были рассчитаны скорости приливной волны по модели TPXO7.1 Орегонского Университета, основанной на данных спутниковой альтиметрии. Можно видеть, что полусуточные колебания скорости определяются приливом (рис. 6.3.3).

Осредненные за четверо суток значения показывают наличие переноса придонных вод по Медвежинскому желобу из Баренцева моря в Норвежское, средние скорости составляют $4.1 \text{ см}/\text{с}$ на запад и $6,6 \text{ см}/\text{с}$ на север (рис. 6.3.4) [Frey et al., 2017].

Проведенные исследования в 67, 68 и 71 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» показывают, что высокие значения потока характерны для устьевой области р. Печоры, осадочный материал представлен в основном алевритовой и мелкопесчаной фракциями. Область Печорской депрессии характеризуется активным гидродинамическим режимом, в том числе и в придонных слоях. Так, в придонном горизонте выявлены высокие значения потока $130000 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$, а в приповерхностном слое поток на три порядка ниже – $300 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$. Это явление мы связываем с активным распространением мощных нефелоидных слоев в данном районе. Кроме того, высокие значения потоков в придонном горизонте мы зафиксировали на выходе из Русской Гавани Новой Земли, что также связываем с распространением нефелоидных слоев. Центральная часть Баренцева моря харак-

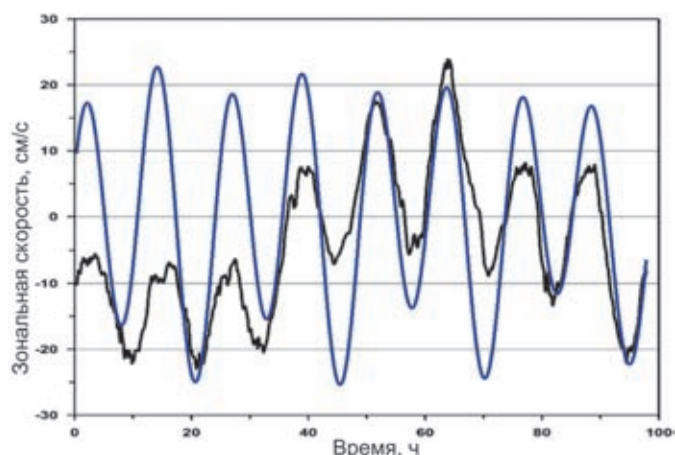


Рис. 6.3.3. Зональная компонента скорости в Медвежинском желобе измерения TRDI DVS (черным) и приливной скорости, рассчитанная по модели TPXO7.1 Орегонского Университета (синим) [Frey et al., 2017]

теризуется относительно невысокими значениями потока по всей вертикали водной толщи: под пикноклином – 346 мг/(м²·сут), в промежуточном слое – 270 мг/(м²·сут) и в придонном – 232 мг/(м²·сут), что типично и для северной части Баренцева моря (желоб Франц-Виктория).

Годовая постановка автоматической глубоководной седиментационной обсерватории с ADCP и 12-стаканной седиментационной ловушкой Лотос-3 в придонном горизонте в глубоководной части Восточно-Баренцевоморской впадины (Н = 370 м) дала уникальные результаты, которые еще предстоит осмыслить. Во-первых, получена хорошая сопоставимость данных по интегральным годовым потокам с помощью седиментационных ловушек разных систем, находящихся на одном придонном горизонте (350 м), – конической Лотос-3 (140 мг/(м²·сут)) и цилиндрической МСЛ-110 (130 мг/(м²·сут)). Во-вторых, нами

зафиксирован (с помощью МСЛ-110) тренд в сторону увеличения интегрального годового потока с глубиной: 160 м – 16 мг/(м²·сут), 200 м – 25 мг/(м²·сут), 350 м – 130 мг/(м²·сут), что связано, скорее всего, с латеральным переносом осадочного вещества течениями и явлением нефелоидных слоев. Третья особенность необычна для Северного Ледовитого океана – максимальные потоки осадочного вещества приурочены к зимнему сезону: 293 мг/(м²·сут) – в декабре, и 226 мг/(м²·сут) – в январе, именно в этот период фиксируются максимальные значения течений (12 м/с) в юго-западном направлении (рис. 6.3.5). Одно из объяснений этого явления мы связываем с зимним формированием морского льда в СЛО и интенсивным движением более соленых (плотных) вод по понижениям в рельефе дна, формирующим мощные нефелоидные слои.

В течение года высокие потоки фиксируются в марте (215 мг/(м²·сут)) и мае (212 мг/(м²·сут)). Период активного цветения планктона хорошо маркируется июньской пробой – наиболее объемной по веществу (стакан № 11), однако массовая величина потока в июне (136 мг/(м²·сут)) ниже весенних значений (рис. 6.3.5). Минимальные значения потоков характерны для всего осеннего сезона – от 22 до 53 мг/(м²·сут), как и средние значения скоростей течений.

ВЫВОДЫ

Резкие максимумы вертикальных потоков приурочены к областям эстуариев и заливов, где преобладающее влияние на поставку осадочного материала имеет материковый сток. Так, по данным седиментационных ловушек в Баренцевом море высокие значения потоков характерны для устья р. Печоры до 130000 мг/(м²·сут), осадочный материал представлен

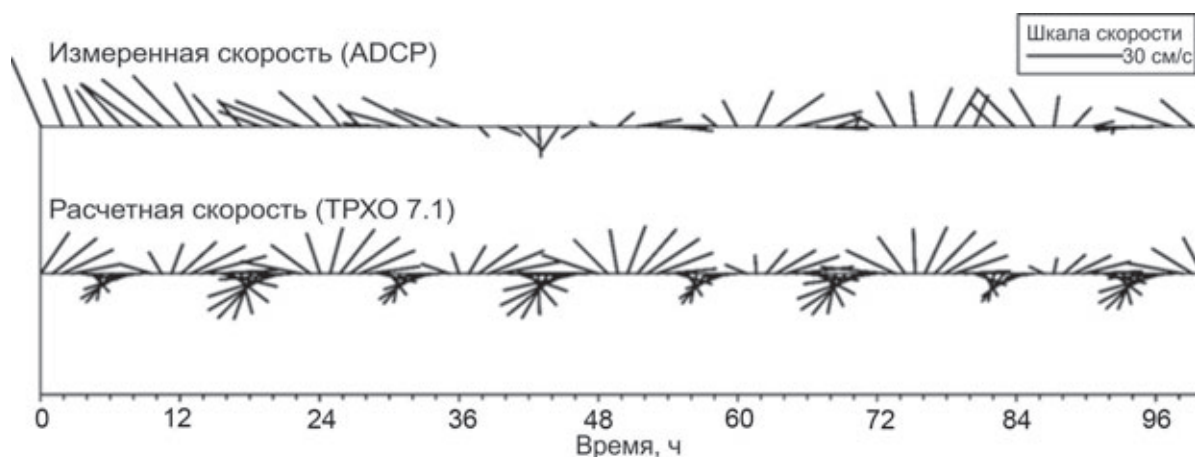


Рис. 6.3.4. Скорости течения в Медвежинском желобе за 4 суток измерений (верхний ряд) и расчетные скорости прилива (нижний ряд) [Frey et al., 2017]

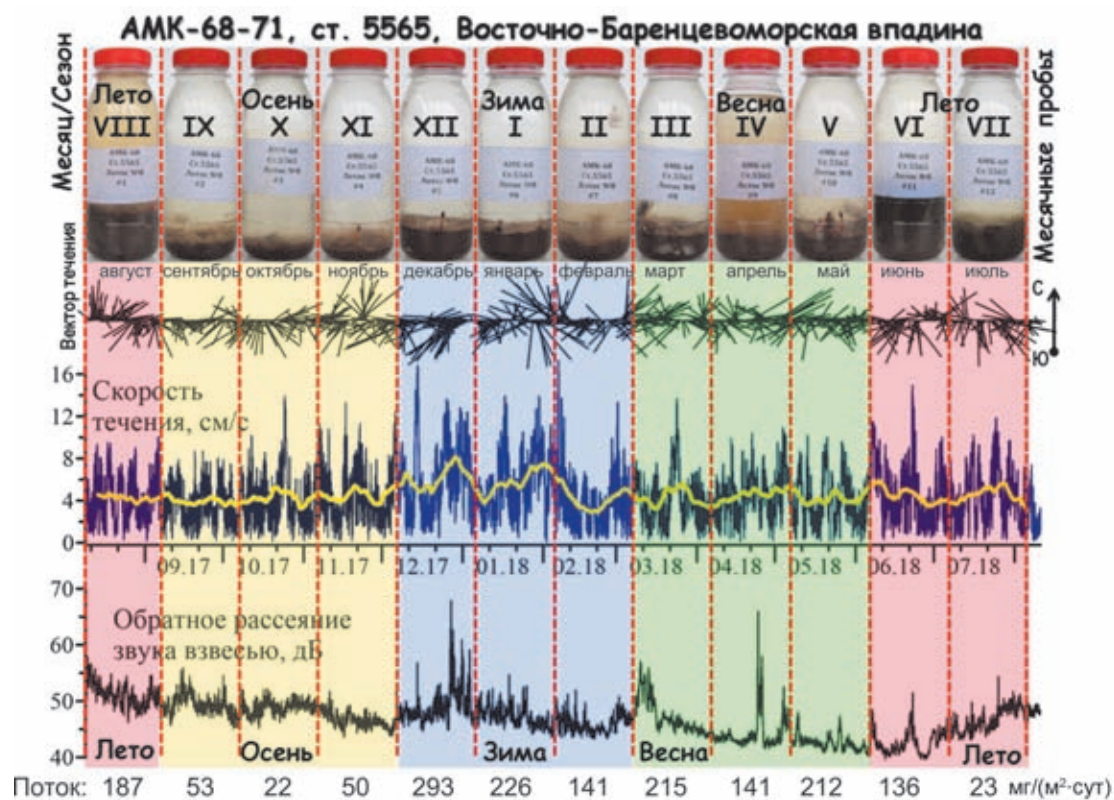


Рис. 6.3.5. Годовой ход потоков осадочного вещества в придонном горизонте 350 м (Н=370 м) по данным 12-стаканной седиментационной ловушки Лотос-3.

Данные ADCP: вектор течения, скорость течения (см/с), обратное рассеяние звука взвесью (дБ) по результатам постановки АГОС (ст. 5565), поднятой в Восточно-Баренцевоморской впадине

в основном литогенной составляющей алевритовой и мелкопесчаной фракций.

Наибольшие значения потоков характерны для безледного весенне-летнего периода, минимальные свойственны зимнему периоду, когда море и питающий водосбор покрыты снежно-ледовым покровом, а речной и эоловый сток незначительны. Так, центральная и северная области Баренцева моря в безледный период характеризуются относительно невысокими значениями потока: под пикноклином – 346 мг/(м²·сут), в промежуточном слое – 270 мг/(м²·сут) и в придонном слое – 232 мг/(м²·сут), в осадочном материале преобладает биогенная составляющая, представленная в основном створками диатомовых водорослей, агрегатами («морской снег»), пеллетами зоопланктона и детритом; литогенная составляющая представлена обломочными и глинистыми минералами алевритовой и пелитовой фракций.

На мелководье Баренцева моря широко развиты нефелоидные слои (Печорская депрессия, Русская Га-

вань Новой Земли), что связано с активными вдоль-береговыми течениями и полусуточными приливными циклами.

По результатам краткосрочных АГОС получены усредненные данные придонных течений за 4 суток. Значения показывают наличие переноса придонных вод по Медвежинскому желобу из Баренцева моря в Норвежское. Средние скорости составляют 4.1 см/с на запад и 6.6 см/с на север.

Источники финансирования. Обработка материала 67 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» выполнена при финансовой поддержке РФФ № 19-17-00234; обработка материала 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» выполнена при финансовой поддержке РФФ № 20-17-00157; обработка материала 71 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» выполнена при финансовой поддержке РФФИ №19-05-00787; интерпретация полученных данных осуществлялась в рамках государственного задания ИО РАН на 2019–2020 гг. по теме № 0149-2019-0007.

ГЛАВА 7. БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, БАКТЕРИИ И ГРИБЫ

7.1. Биогеохимические процессы в Баренцевом море

А.Ю. Леин¹, А.С. Саввичев²

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

² Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, ФИЦ Биотехнологии РАН, Москва

Биогеохимические процессы с участием микроорганизмов играют важную роль в морском седиментогенезе. Исследования биогеохимических процессов в Баренцевом море проводились с 1997 г. с перерывами до 2019 г. Использование комплекса геолого-геохимических, микробиологических, радиоизотопных и стабильно-изотопных методов позволило получать количественные оценки общей численности (ОЧМ) и биомассы микроорганизмов, скоростей биогеохимических процессов, содержания метана и органического вещества взвеси.

В процессе работ в четырех экспедициях было установлено, что в поверхностной (0–10 м) водной толще южнее 74° с. ш. величины ОЧМ и биомассы микроорганизмов выросли к 2019 г. по сравнению с 1998 г. примерно в 5 раз. Севернее, в более холодных водах ОЧМ и биомасса организмов были ниже, чем в южном районе моря.

Концентрация метана в поверхностном слое водной толщи на границе с атмосферой мало изменялась в течение 20 лет (1976–1997 гг.) и заметно возросла с 1997 г. до 2017 г. с 3.3 до 15.8 нМ.

Рост ОЧМ, биомассы организмов и концентрации метана в водной толще связан с таянием ледников, с поступлением в воду высвобождающегося из льда органического вещества континентального происхождения.

Результаты работ свидетельствуют об изменениях в экосистеме Баренцева моря.

Ключевые слова: CO₂-ассимиляция, сульфатредукция, метанокисление, метан, бактерии, изотопный состав углерода.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(23)

ВВЕДЕНИЕ

Биогеохимические процессы с участием микроорганизмов (бактерий, архей и микроскопических эукариот) исследуются «учениками» научных школ академиков РАН М.В. Иванова и А.П. Лисицына в морях и океанах, начиная с 1972 г. [Иванов и др., 1976]. Методология этих исследований включает комплекс геолого-геохимических, микробиологических, радиоизотопных и стабильно-изотопных методов [Гальченко, 2001; Леин, Иванов, 2009].

В Баренцевом и восточном секторе Норвежского морей наши исследования биогеохимических процессов после большого перерыва возобновились в 1997 г. и продолжаются до настоящего времени (табл. 7.1.1, рис. 7.1.1). Микроорганизмам принадлежит ведущая роль в многоступенчатом процессе деструкции автотонного и аллохтонного органического вещества (ОВ) в водной толще и в донных отложениях морей и океанов, включая все арктические моря и Северный Ледовитый океан [Jorgensen et al., 2012].

Таблица 7.1.1. Исследования биогеохимических процессов с участием микроорганизмов в водной толще Баренцева моря (ИО РАН и ИНМИ РАН)

Начало–конец рейса	№ рейса	НИС	Районы исследования
28.06–21.09.1976 г.	23	«Академик Курчатов»	Профиль от Мурманска до Земли Франца-Иосифа 70–79° с. ш.
27.08–15.09.1997 г.	11	«Академик Сергей Вавилов»	Субмеридиональные профили: 70–80° с. ш.; 40° в. д.; 75–80° с. ш.; 60° в. д. и др.
09–10.1998 г.	8	«Академик Федоров»	Материковый склон котловины Нансена; Профиль Земля Франца-Иосифа – о. Виктория
6.07–18.08.2017 г.	68	«Академик Мстислав Келдыш»	Субмеридиональные и субширотные профили 70–79° с. ш.

Для всех морей Арктики характерны наличие ледового покрова, образующего геохимический барьер «лед – водная толща», и сезонность, сказывающаяся на освещенности и температурном режиме. Например, в Баренцевом море все биологические процессы происходят в переохлажденных условиях, в том числе при отрицательных температурах. Средняя глубина моря ~300 м.

Водная толща Баренцева моря формируется за счет поступления теплых атлантических вод и холодных арктических. Теплые атлантические воды определяют относительно высокую температуру и соленость в юго-западной части моря. В феврале–марте температура воды на поверхности равна 3–5°C, в августе поднимается до 7–9°C. Севернее 74° с. ш. и в юго-восточной части моря зимой температура на поверхности обычно бывает ниже –1°C, летом на севере – 4–0°C, а на юго-востоке – 4–7°C [БРЭ, 2005].

Соленость в поверхностном слое в течение года на юго-западе составляет 34.7–35.0 епс, на востоке – 33.0–34.0 епс, а на севере – 32.0–33.0 епс. В прибрежной полосе весной и летом соленость понижается до 30–32 епс, а к концу зимы возрастает до 34.0–34.5 епс.

В конце августа граница льдов отодвигается за 78° с. ш. [БРЭ, 2005].

Особенностью Баренцева моря, по сравнению с Карским и морем Лаптевых, является малый речной сток. Седиментация в Баренцевом море происходит, в основном, за счет эолового и абразионного материала, таяния льдов и фитопланктоногенного ОВ.

Цель работы – представить краткий обзор исследований биогеохимических процессов с участием микроорганизмов в водной толще, где происходит подготовка взвеси к седиментации.

Первые сведения о микроорганизмах Баренцева моря содержатся в работе [Исаченко, 1914], в которой сообщается об обилии жизнеспособных бактерий в полярных широтах. В работе [Байтаз, Байтаз, 1991; Байтаз и др., 1996] приведены данные по открытым водам юго-восточного сектора Баренцева моря в августе 1984 г. по количеству клеток микроорганизмов: среднее $380 \cdot 10^3$ кл.мл⁻¹ (220–830·10³ кл.мл⁻¹), по биомассе – 80 мкг·л⁻¹ (46–170 мкг·л⁻¹) и по микробной продукции – 40 мкг·л⁻¹·сут⁻¹. Отношение (μ) микробной продукции (P) к биомассе (B) составляет в среднем 0.4 сут⁻¹ (0.22–0.75 сут⁻¹).

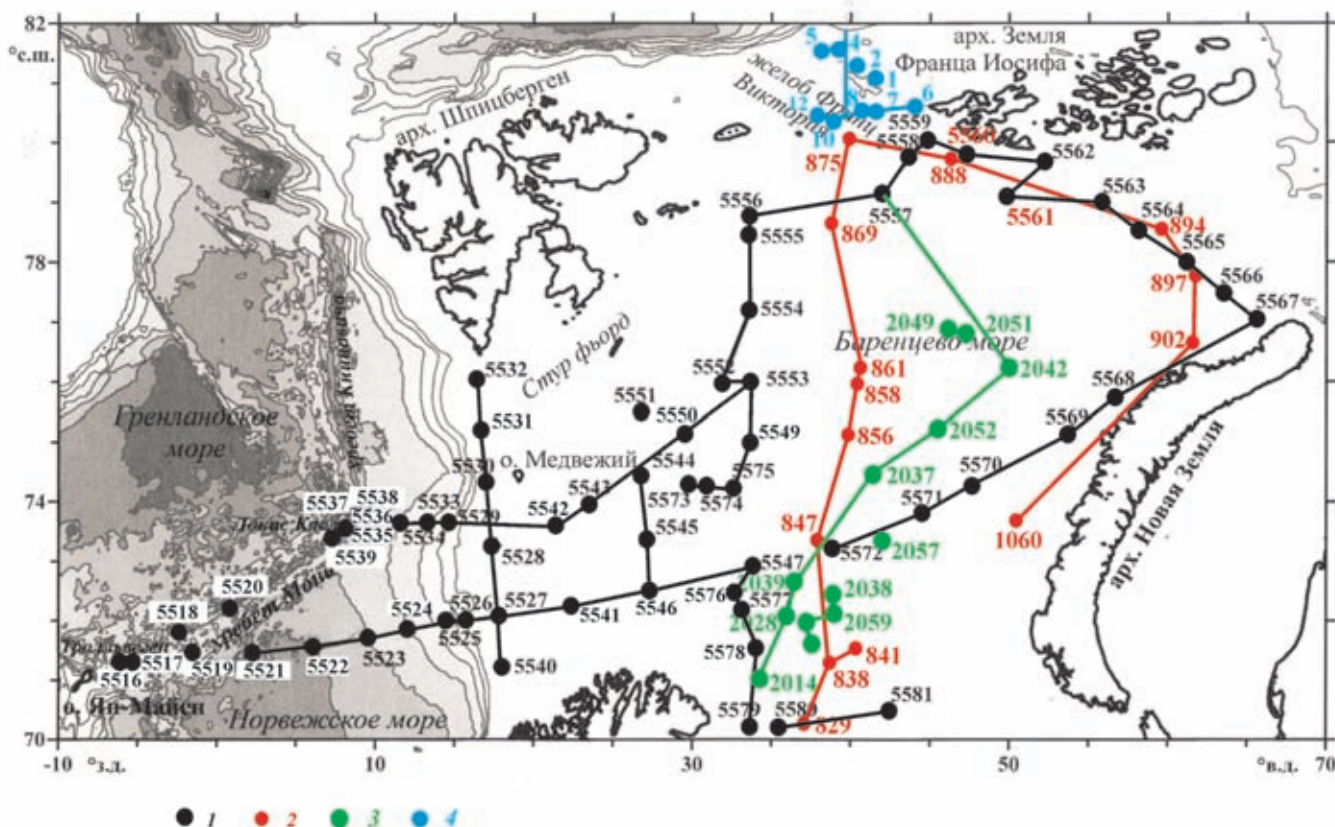


Рис. 7.1.1. Схема маршрутов и размещения станций в Баренцевом море: 1 – 68 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2 – 11 рейс НИС «Академик Сергей Вавилов», 3 – 23 рейс НИС «Академик Курчатов», 4–8 рейсы НИС «Академик Федоров»

Распределение бактериопланктона в водной толще (по вертикали) прибрежных станций было равномерным, а в открытых водах повышение численности микроорганизмов наблюдалось в слое температурного скачка и над ним.

В 1970-х годах величина суточной продукции бактериопланктона зимой составляла $67 \text{ мкгС}\cdot\text{л}^{-1}$, а весной и в начале лета – $220 \text{ мкгС}\cdot\text{л}^{-1}$. Величины удельной продукции бактериопланктона μ (P/V) составляли 0.47 зимой и 0.77 весной [Байтаз, Байтаз, 1991].

В январе 1981 г. в рейсе НИС «Дальние Зеленцы» впервые в сезоне полярной ночи были проведены измерения величины первичной продукции фитопланктона. Величина первичной продукции фотосинтеза в южной и центральной частях Баренцева моря, по данным радиоуглеродного метода, составляла $40\text{--}70 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ [Мишустина и др., 1982].

Величина первичной продукции фотосинтеза в Баренцевом море, по литературным данным, в среднем составляла $110 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ [Романкевич, Ветров, 2009]. Море относится к мезоэвтрофным водоемам. В Атлантических водах, достигающих Баренцева моря, первичная продукция фотосинтеза составляет $250\text{--}300 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$, а вблизи Кольского п-ова и на небольшом участке южнее архипелага Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) превышала эти величины вдвое и составляла $500\text{--}600 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Смещение холодных опресненных вод Северного Ледовитого океана с теплыми солеными атлантическими водами определяет многие особенности Баренцева моря, начиная с температуры и солености водных масс и кончая мозаичным распределением

фитопланктона, величин первичной продукции фотосинтеза [Паутова, раздел 8.1], а также распределением численности микроорганизмов, микробной биомассы и скоростей биогеохимических процессов.

Юго-западная область моря находится под влиянием теплого Атлантического (Нордкапского) течения, а северная и северо-восточная области испытывают влияние холодных вод. Разделяет эти главные области Полярный фронт.

Общая численность микроорганизмов (ОЧМ). В зоне Полярного фронта с атлантической стороны наблюдается высокая общая численность микроорганизмов: $690\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$ (ст. 5550, табл. 7.1.2). Подобные сравнительно высокие значения величин ОЧМ характерны для вод западного шельфа (ст. 5540, см. табл. 7.1.2). Воды на арктической стороне Полярного фронта (ст. 5533) и зона холодных вод отличаются меньшей ОЧМ и количеством биомассы (ст. 5556 и 5562, см. табл. 7.1.2).

В водах области «цветения» кокколитофорид величины ОЧМ и биомассы оказались минимальными – $285\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$ (ст. 5574, см. табл. 7.1.2). Видимо, время роста и активности микробного сообщества начинается после окончания «цветения» фитопланктона.

Основные результаты биогеохимических исследований водной толщи Баренцева моря в сентябре–октябре 1998 г. на НИС «Академик Федоров» приведены в табл. 7.1.3 и 7.1.4. Максимальные величины ОЧМ характерны для поверхностной воды ($10\text{--}240$) $\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$ и вод, приуроченных к границе слоев с разной температурой и соленостью (слой 100–150 м, $90\text{--}150\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$) (см. табл. 7.1.3), а также для нижней поверхности льда ($100\text{--}110$) $\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$ и для придонного слоя – ($16\text{--}105$) $\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$ (см. табл. 7.1.4).

Таблица 7.1.2. ОЧМ, биомасса и объем клеток бактериопланктона в водной толще (июль–август 2017 г.)

Станция	Горизонт, м	ОЧМ, $10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$	V клеток, мкм^3	Биомасса, $\text{мкг}\cdot\text{дм}^{-3}$
1	2	3	4	5
5458	5	515	0.17	87.55
	47	290	0.14	40.6
	2182	23	0.25	5.75
5462	0	435	0.21	91.35
	5	540	0.14	75.6
	37	325	0.18	58.5
	2815	19	0.12	2.28
5471	0	630	0.2	126
	5	450	0.13	58.5
	45	230	0.13	29.9
	2257	25	0.18	4.5

1	2	3	4	5
5480	0	545	0.18	98.1
	5	330	0.15	49.5
	52	210	0.13	27.3
	2263	21	0.11	2.31
5493	0	400	0.18	72.0
	5	565	0.13	73.4
	52	190	0.12	22.8
	2575	17	0.11	1.87
5516	0	470	0.12	56.4
	5	320	0.13	41.6
	35	290	0.13	37.7
	512	75	0.11	8.25
5516A	549	90	0.09	8.1
	556	75	0.08	6.0
5521	5	180	0.22	39.6
	35	100	0.16	16.0
	2925	17	0.14	2.38
5525	1251	240	0.15	36.0
	1252	230	0.15	34.5
5531	0	390	0.16	62.4
	5	360	0.16	57.6
	25	290	0.17	49.3
	187	190	0.14	26.6
5533	0	300	0.13	39.0
	5	290	0.11	31.9
	14	250	0.11	27.5
5535	0	290	0.15	43.5
	5	310	0.17	52.7
5535	22	230	0.15	34.5
5462	1630	11	0.12	1.32
	2108	19	0.14	2.66
	2131	23	0.12	2.76
	2140	27	0.17	4.59
5540	0	790	0.15	118.5
	5	510	0.14	71.4
	20	390	0.10	39.0
5542	0	450	0.17	76.5
	5	480	0.18	86.4
	42	190	0.15	28.5
5443	0	370	0.13	48.1
	5	275	0.16	44.0
	18	190	0.17	32.3
5550	0	690	0.17	117.3
	5	275	0.15	41.2
	18	225	0.18	40.5
5556	0	285	0.16	45.6
	5	345	0.15	51.75
	22	280	0.18	50.4

1	2	3	4	5
5557	0	295	0.14	41.3
	20	190	0.19	36.1
	52	180	0.19	34.2
5562	0	460	0.15	36.0
	2	415	0.11	34.5
	16	410	0.11	–
5567	0	210	0.11	23.1
	5	190	0.11	20.9
	47	240	0.1	24.0
5568	0	250	0.14	35.0
	5	260	0.13	33.8
	34	180	0.15	27.0
5572	0	290	0.18	52.2
	5	300	0.16	48.0
	20	180	0.18	32.4
	35	140	0.20	28.0
5574	0	285	0.18	51.3
	5	190	0.14	26.6
	10	180	0.16	28.8
	18	180	0.15	27.0

Как следует из приведенных данных, в июле–августе 2017 г. величины ОЧМ были заметно выше, чем в 1998 г., и находились в пределах $(210–790) \cdot 10^3$ кл·мл⁻¹ в поверхностном слое водной толщи (см. табл. 7.1.2). Средние величины ОЧМ в открытых водах Северной и Западной Арктики варьировали от $72.6 \cdot 10^3$ до $367.6 \cdot 10^3$ кл·мл⁻¹ (табл. 7.1.5). Величины ОЧМ больше приведенных выше и свидетельствуют о повышенной активности гетеротрофного бактериопланктона, а, следовательно, о повышении в воде лабильного (свежего) ОВ, что бывает обычно в августе. Средняя величина ОЧМ в поверхностном слое воды в 2017 г. превосходила примерно в пять раз среднюю величину ОЧМ в 1997 г. (см. табл. 7.1.5).

Высокие величины ОЧМ говорят о повышенной активности гетеротрофного бактериопланктона, которая, скорее всего, следует за вспышкой цветения фитопланктона.

На большинстве станций в подповерхностных слоях водной толщи и особенно в придонных водах величины ОЧМ заметно падают, в среднем в 4 раза (см. табл. 7.1.2, 7.1.3). Уменьшение величины ОЧМ сверху вниз по водной толще говорит о малом количестве ОВ, поступающего из поверхностных слоев воды, что приводит к низкому содержанию ОВ уже в поверхностных горизонтах осадков.

Таким образом, результаты анализа величины ОЧМ в водной толще оказываются очень полезными

для предварительной оценки биогеохимических процессов в раннем диагенезе.

Биомасса бактерий. В июне–августе 2017 г. в водной толще определяли также величину биомассы бактерий – дополнительного источника лабильного автохтонного ОВ. В слое 0–5 м водной толщи она варьировала от 38.95 до 100.2 мкгС·л⁻¹ (при средней величине 66.70 мкгС·л⁻¹) (см. табл. 7.1.5), что почти в 4.5 раза выше величины биомассы (15.35 мкгС·л⁻¹) в холодном северном районе моря. Максимальная биомасса формировалась в юго-западном секторе моря (ст. 5540), т. е. там, где обнаружена высокая величина ОЧМ.

В полярном районе (79°39' с. ш. и 82°00' в. д.) Баренцева моря (см. табл. 7.1.3) в поверхностном водном слое величина биомассы бактерий колебалась от 2.6 до 105.0 мкгС·л⁻¹ (среднее 15.3 мкгС·л⁻¹), в придонном слое – от 3.4 до 22.1 мкгС·л⁻¹ (среднее 14.41 мкгС·л⁻¹) (см. табл. 7.1.3), а в промежуточных слоях чаще наблюдалась ее меньшая величина.

Имеющиеся у нас данные по общей численности микроорганизмов и биомассе бактериопланктона в Баренцевом и других арктических морях сведены в табл. 7.1.6. Исследования 2017 г. показали, что данные по ОЧМ для поверхностного слоя водной толщи открытой части Баренцева моря заметно превышают значения, полученные коллегами из Мурманского биологического института РАН в августе 1984 г., ког-

да величина биомассы составляла 45.5–174 мкг·л⁻¹ (среднее 80 мкг·л⁻¹) [Байтаз, Байтаз, 1991], а в 2017 г. – (216–827) · 10³ кл·мл⁻¹ (при средней величине 383 · 10³ кл·мл⁻¹).

Разница в количестве биомассы бактериопланктона в поверхностном слое водной толщи в 1984 и 2017 гг., т. е. через 33 года после первых измерений, может свидетельствовать о некоторых изменениях параметров экосистемы, важных для жизнедеятельности бактериопланктона.

Содержание и изотопный состав органического углерода взвеси в водной толще

Впервые содержание и изотопный состав $C_{\text{орг}}$ взвеси Баренцева моря был изучен в 1997 г. [Romankevich et al., 2000]. Из полученных данных в открытом море следовало, что концентрация взвеси и содержание $C_{\text{орг}}$ взвеси в поверхностном слое воды очень невелико по сравнению с морями гумидной зоны, а в составе $C_{\text{орг}}$ взвеси присутствует значительное количество аллохтонного изотопно-легкого ОВ. Было показано также, на примере станции, которую мы опробовали дважды (с интервалом в 13 дней), что $C_{\text{орг}}$ при «цветении» фитопланктона обогащается тяжелым изотопом ¹³C. Значение $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ изменялось и через 13 дней, когда в этом районе закончилось «цветение» фитопланктона, составляло -25.7‰ [Romankevich et al., 2000].

Следующий цикл работ по определению концентрации и изотопного состава $C_{\text{орг}}$ в Баренцевом море был проведен в августе–сентябре 1998 г. [Саввичев и др., 2001]. Были определены концентрации $C_{\text{орг}}$ во взвеси из снежного покрова, во взвеси по разрезу (верх, центр, низ) ледовой колонки, а также из подледной и придонной воды (см. табл. 7.1.4). Минимум $C_{\text{орг}}$ обнаружено во взвеси из снега (41–55 мкгС·л⁻¹), а максимум – в подошве колонки льда (до 310 мкгС·л⁻¹), где происходило массовое развитие водорослей. Снег, содержащий в основном эоловую (аллохтонную) взвесь, отличался наиболее легким изотопным составом $C_{\text{орг}}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -25.3\text{‰}$, см. табл. 7.1.4). Самый тяжелый изотопный состав, характерный для $C_{\text{орг}}$ фитопланктона, был обнаружен в подледной (ст. 2, $\delta^{13}\text{C} = -22.6\text{‰}$) и наддонной воде (ст. 5, $\delta^{13}\text{C} = -21.9\text{‰}$) на станциях севернее 81° с. ш. Все остальные значения $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ из взвеси разных проб воды колеблются от -23.2 до -25.6‰ (см. табл. 7.1.3), что свидетельствует о смешанном генезисе ОВ взвеси Баренцева моря. Аллохтонными источниками взвеси являются эоловый и абразионный материал, а также материал, заключенный во льду и освобожденный при его таянии. Этот материал уже не содержит, как правило, лабильные составляющие ОВ, доступные

для гетеротрофов. Автохтонное ОВ взвеси представлено в основном биомассой фитопланктона. Речной сток в Баренцево море, как уже сообщалось, очень мал.

В 2017 г. проводилось изучение изотопного состава $C_{\text{орг}}$ на глубоководных станциях в юго-западном секторе моря и на шельфовых глубинах в юго-восточном секторе (табл. 7.1.7). Во взвеси поверхностного слоя водной толщи (5 м) на границе Баренцева и Норвежского морей присутствует изотопно-легкий $C_{\text{орг}}$ ($\delta^{13}\text{C} = -27.2\text{‰} \dots -27.9\text{‰}$ и -28.4‰) (см. табл. 7.1.7) континентального происхождения при очень низком содержании фитопланктоногенного ОВ. На юго-востоке (ст. 5574) в поверхностном и подповерхностном слое во взвеси преобладает фитопланктоногенное ОВ ($\delta^{13}\text{C} = -22.6\text{‰}$ и -22.9‰), а на станции 5571 – смешанное ОВ с $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}} = -25.5\text{‰} \dots -26.1\text{‰}$ (см. табл. 7.1.7).

В 1998 г. изотопный состав $C_{\text{орг}}$ взвеси в водах севернее 80° с. ш. варьировал от -22,6 до -25,6‰ при средней величине $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}} = -25,0\text{‰}$ (16 проб) (см. табл. 7.1.3). Изотопный состав $C_{\text{орг}}$ биомассы арктического фитопланктона колеблется от -20 до -22‰ [Rau et al., 1982; Goericke, Fry, 1994]. Следовательно, во взвеси Баренцева моря в сентябре–октябре 1998 г., наряду с фитопланктоном, присутствовал изотопно-легкий $C_{\text{орг}}$ аллохтонного, преимущественно эолового и частично абразионного, происхождения, а также ОВ, высвободившийся из льдов. Величина $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ аэрозоля в составе свежего арктического снега имеет то же значение $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$, что и $C_{\text{орг}}$ взвеси в водной толще со средней величиной -25‰ [Саввичев и др., 2000]. Значения $\delta^{13}\text{C} = -22,3\text{‰} \dots -25,2\text{‰}$ $C_{\text{орг}}$ наблюдаются в донных отложениях Баренцева моря [Леин и др., 2008; Schubert, Calvert, 2001; Winkelmann, Knies, 2005; Иванов и др., 2010].

Таким образом, $C_{\text{орг}}$ осадков в открытой воде Баренцева моря (-23‰) в среднем на 2‰ изотопно тяжелее, чем $C_{\text{орг}}$ взвеси (-25‰). Скорее всего, ОВ взвеси подвергается микробному разложению уже в водной толще. Фракционирование изотопов углерода в данном случае происходит за счет избирательного потребления микроорганизмами изотопно-легкого углерода, что приводит к накоплению в баренцевоморских осадках остаточного $C_{\text{орг}}$, обогащенного тяжелым изотопом ¹³C [Леин, Иванов, 2009].

Немногочисленные работы, содержащие изотопные данные по $C_{\text{орг}}$ взвеси водной толщи океанов на разных широтах от 80° ю.ш. до 80° с. ш., были сведены в работе [Goericke, Fry, 1994]. В районе 60°–80° с. ш. в Северной Атлантике значения $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ взвеси в этой сводке варьировали от -19 до -28‰. Такие же пределы значений $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ наблюдались в этом районе в поверхностных водах при температурах -1,5...+4°C.

Таблица 7.1.3. Биогеохимические параметры водной толщи Баренцева моря в сентябре-октябре 1998 г.

№ станции, глубина, м	Координаты	Горизонт, м	Alk, мг-экв·л ⁻¹	Общая численность бактерий, 10 ³ кл·мл ⁻¹	Биомасса бактерий, мкг·л ⁻¹	Ассимиляция CO ₂ , мкм С·л ⁻¹ ·сут ⁻¹	Концентрация CH ₄ , нМ·л ⁻¹	Окисление CH ₄ , нМ·л ⁻¹ ·сут ⁻¹	δ ¹³ C-S _{орг} , ‰	Взвесь, мг·л ⁻¹	S _{орг} МКТ·л ⁻¹
1 247	81°34'N 44°18'E	40	2.6	110	23.1	2.08	5.8	0.013	-	-	-
		130	2.6	130	27.3	1.92	6.3		-24.9	1.45	66
		245	2.5	90	19.9	2.75	6.7	0.010	-	-	-
2 558	81°47'N 40°46'E	5	2.7	80	поверхн., 16.8	1.25	5.3	0.005	-22.6	-	-
		25	2.6	20	4.2	1.17	5.8	0.010	-	-	-
		50	2.7	65	13.7	0.92	7.1	0.003	-	-	-
		100	2.8	150	31.5	1.17	5.8	0.003	-23.2	1.05	54
		200	2.8	80	16.8	1.17	6.3	0.002	-	-	-
4 790	82°00'N 38°58'E	400	3.0	190	40	1.08	7.1	0.001	-	-	-
		2	2.6	16	поверхн., 37	1.83	5.8	0.001	-	-	-
		20	2.6	44	9.2	2.25	7.1	0.002	-	-	-
		120	2.5	70	14.7	1.08	8.0	0.001	-	-	-
		500	2.9	10	2.1	1.83	4.9	0.003	-	-	-
5 1054	82°00'N 37°33'E	прид. 750	2.8		-	1.42	4.5	0.004	-	-	-
		25	2.6	17	3.6	1.50	6.7	0.0005	-	-	-
		40	2.5	13	2.7	0.83	6.7		-	-	-
		100	2.8	50	11	1.58	7.1	0.013	-24.7	1.21	54
		прид. 1050	2.9	80	16.8	0.83	7.6	0.0005	-	1.91	90
6 155	80°38'N 44°6'E	25	2.6	34	7.1	1.75	3.1	0.003	-24.3	1.40	60
		50	2.6	70	14.7	1.33	3.6	0.003	-24.3	1.49	50
		150							-24.9	1.53	50

Таблица 7.1.4. Общая численность и биомасса микроорганизмов, скорости микробных процессов и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в образцах водной толщи, снега, льда, поверхностных и донных осадков [Савичев и др., 2001, с дополнениями]. НИС «Академик Федоров», 1998 г.

Образец	Концентрация взвеси, мг·л ⁻¹	$S_{\text{орг}}$ взвеси, мкг·л ⁻¹	Общая численность бактерий, $\times 10^3$ кл·мл ⁻¹	Биомасса микроорганизмов, мкг·л ⁻¹	Потребление глюкозы, мкг·л ⁻¹ ·сут ⁻¹	CO_2 -асс., мкг·л ⁻¹ ·сут ⁻¹	Содержание CH_4 , нМ·л ⁻¹	Окисление CH_4 , нМ·л ⁻¹ ·сут ⁻¹	Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси, ‰
Снеговой покров	2.6–4.3	41–55	12–14	4.2–4.9	65	0.063–0.104	3.57	0.04	-25.3(3)*
Лед – верх керна	9.0	190–220	50–80	18–28	67–207	0.167–0.271	3.57	0.04–0.08	-24.5(2)*
Лед – центр керна	4.0	–	70	26	78	0.420	3.57	0.025	–
Лед – низ керна	3.4–4.5	310	100–110	36–39	108–115	0.625–0.937	3.57	0.05–0.11	-23.9(2)
Подлёдная вода	2	160	36–100	13–35	12–29	0.354–0.562	5.36–6.70	0.006–0.008	-22.6
Поверхностная вода (0–5 м)	1.03–1.69	60–109	10–240	2.1–50	8.0–46	0.229–0.458	3.12–6.70	0.0035–0.008	– ** -24.9(2) ***
100–150	1.02–1.05	35–100	90–150	4.2–37.5	7–48	0.292–0.542	3.12–7.14	0.0036–0.014	-23.9(2)
150–400	1.05–1.53	–	10–40	2.1–8.4	25–55	0.271–0.686	2.23–6.70	0.002–0.003	-24.6(2)
Придонная вода	1.03	50–180	16–105	4.2–22.1	18–90	0.083–0.375	4.46–8.04	0.001–0.01	-21.9
Донные осадки 0–2 см	–	–	5.5–6.3 $\times 10^8$	–	19–124	0.292–0.500	1000–15000****	4.0–98.0****	–
10–50 см	–	–	0.35–4.4 $\times 10^8$	–	7–58	0.187–0.521	2200–9700****	5.0–40.0****	–

Примечание. «–» Нет определений, *количество образцов, **севернее 81° с. ш., ***южнее 81° с. ш., ****содержание CH_4 в осадках нл·дм⁻³, окисление CH_4 в осадках нл·дм⁻³·сут⁻¹.

Таблица 7.1.5. Пределы величин и средние значения общей численности и биомассы бактериопланктона в водной толще Баренцева моря

Характеристика проб	1998		2017	
	сентябрь–октябрь		июль–август	
	ОЧМ, 10 ³ кл·мл ⁻¹	Биомасса, мкг·л ⁻¹	ОЧМ, 10 ³ кл·мл ⁻¹	Биомасса, мкг·С·л ⁻¹
Поверхностный слой (0–10 м)	10–240 7.6	2.1–50 15.3	237.5–650 367.6	38.95–100.2 66.70
Придонный слой (~15 м от дна)	16–105 17.05	0.77–7.5 2.2	–	–

Таблица 7.1.6. Общая численность микроорганизмов и биомассы бактериопланктона в поверхностном (0–10 м) слое водной толщи арктических морей

Море, район	ОЧМ, 10 ³ кл·мл ⁻¹	Биомасса, мкг С·л ⁻¹
Норвежское море, глубина 1250–2925 м	<u>180–515</u> 393.2	<u>39.6–92.25</u> 71.2
Баренцево море, севернее 79° с. ш. до 82° с. ш., глубина 85–1054 м (1998 г.)	<u>10–240</u> 72.6	<u>2.1–50</u> 15.3
Карское море, северный район (желоб Св. Анны), глубина 529 м	<u>210–250</u> 230	<u>0.94–1.1</u> 1.0
Чукотское море, глубина 26–40 м	<u>450–650</u> 600	<u>17–27</u> <u>20.4</u>
Берингово море, глубина 40–57 м	<u>67–244</u> 227	<u>1.92–16.7</u> 9.9
Арктические воды, глубина 72–103 м	<u>77–102</u> 90	<u>1.4–3.9</u> 5.5
Белое море, глубина 54–300 м	<u>150–750</u> 280	<u>0.7–15</u> 4.2
Баренцево море, открытая часть (2017 г.)	<u>216–287</u> 383	<u>45.5–174</u> 80.4

В Норвежском и Баренцевом морях в 1996–1997 гг. полученные значения $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси укладывались в те же пределы – от –19 до –28‰ [Леин и др., 2008; Саввичев и др., 2000; Леин, Иванов, 2009; Иванов и др., 2010]. Пробы взвеси, отобранные в 2017 г. в поверхностных горизонтах водной толщи в пограничном Норвежско-Баренцевском районе (ст. 5518, 5523, 5525) и на арктической стороне Полярного фронта (ст. 5533), отличались обеднением тяжелым изотопом ^{13}C по сравнению с ранее известными значениями $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$. Возможно, это объясняется увеличением во взвеси количества изотопно-легкого аллохтонного $\text{C}_{\text{орг}}$, высвобождающегося при таянии льдов. Этот процесс, как известно, активизировался в Арктике в последние десятилетия.

Метан. Важное место в наших исследованиях биогеохимических процессов в арктических морях

занимал и занимает цикл метана, концентрация которого в приводном слое атмосферы по литературным данным продолжает расти [Елисеев, 2018]. Следует помнить о двух главных обстоятельствах, заставляющих по-особому внимательно относиться к изучению цикла метана в арктических морях. Во-первых, CH_4 – парниковый газ, второй после CO_2 , концентрация которого в атмосфере за последние 150 лет возросла почти в три раза. Во-вторых, в отложениях дна арктических морей содержатся огромные запасы метана и других углеводородов [Богоявленский и др. 2018], часть которых в составе холодных метановых сипов поступает в водную толщу по разного рода нарушениям дна (разломам, оползням, ледовым экзарациям и др.) [Леин, Иванов, 2009].

Таблица 7.1.7. Общая численность микроорганизмов (ОЧМ) и $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ в водной толще Баренцева моря (по материалам 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», 07.08.2017 г.)

№ станции глубина, м	Координаты с. ш., в. д.	Горизонт, м	ОЧМ, кл·мл ⁻¹	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ ‰
5458	59°50'	5	515	-26.1
2225	18°00'	47	290	-24.2
		2182	23	-22.9
5462	59°50'	5	540	-23.3
2823	20°66'	37	325	-26.2
		2815	19	-20.4
5516-A	71°22'	527	–	-22.9
564	5°00'	549	–	-20.4
5518	71°85'	0	–	-27.9
1934	2°18'	5	–	-30.4
5523	71°73'	5	–	-27.2
2502	9°01'	25	–	-25.9
5525	72°00'	5	–	-27.2
1254	14°00'	1204	–	-27.1
5533	73°42'	5	–	-28.4
1678	13°06'	14	–	-24.8
5571	73°81'	5	–	-25.5
	44°01'	28	–	-26.1
5574	74°25'	5	–	-22.9
	30°00'	18	–	-22.6

Биогеохимический цикл метана состоит из анаэробного (археи) метаногенеза (МГ) и микробного (бактерии и археи) окисления (МО) в аэробных и анаэробных условиях. В биосфере процессы цикла метана могут происходить только при участии специализированных групп микроорганизмов [Гальченко, 2001; Леин, Иванов, 2009].

Метан в водной толще. Первые данные по концентрации CH_4 и его гомологов в Баренцевом и Норвежском морях получены сотрудниками ИО РАН в 1976 г. (табл. 7.1.8). К сожалению, в той работе поверхностную толщу вод не изучали. Вертикальные профили распределения концентрации начинались с горизонта 30–105 м (см. табл. 7.1.8). Было проанализировано 54 пробы. Средняя величина концентрации метана по 14 вертикальным профилям водной толщи составила $2.67 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$, она слабо увеличивалась в придонном слое до $2.79 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (см. табл. 7.1.8).

В августе–сентябре 1997 г. изучалась концентрация метана в 69 пробах воды на 14 субмеридиональных профилях (табл. 7.1.9). Средняя величина концентрации метана составила $2.65 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$, а в придонном слое – $2.81 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$. Эти значения близки значениям, полученным в 1976 г. Следовательно, за

20 лет (1976–1997 гг.) концентрация метана в водной толще Баренцева моря не увеличилась, т. е. климатические изменения в Арктике не повлияли на цикл метана за это время.

Скорость микробного окисления метана. В экспедиции 1997 г. сотрудники Института микробиологии РАН (ИНМИ РАН) впервые определили в Баренцевом море скорость окисления метана в водной толще (количественным) радиоизотопным методом. Полученные значения лежат в пределах $0.1\text{--}7.0 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}\cdot\text{сут}^{-1}$, при средней скорости для 71 пробы $1.84 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}\cdot\text{сут}^{-1}$ (см. табл. 7.1.9). Максимальные концентрации метана $15.9\text{--}17\text{--}18 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ характеризуют водную толщу в районе Западно-Новоземельского желоба (ст. 987, см. табл. 7.1.9).

В 1998 г. район исследования был смещен к северу ($79\text{--}82^\circ$ с. ш.), с глубинами от 85 до 1054 м (см. табл. 7.1.3). Средняя концентрация метана в водной толще этого сектора моря составила $5.25 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (в поверхностном слое $4.60 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$), т. е. почти в два раза превышала концентрацию метана ($2.65 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$) в более южных водных массах (см. табл. 7.1.9), что, видимо, объясняется большей растворимостью метана при низких температурах в северном секторе Баренцева моря. Средняя скорость окисления

метана ($0.005 \text{ нМ } \text{CH}_4 \cdot \text{л}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$) здесь была значительно ниже, чем в водной толще южнее 79° с. ш. ($1.84 \text{ нМ } \text{CH}_4 \cdot \text{л}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$) (см. табл. 7.1.9). Отрицательная температура воды северного сектора моря влияет на жизнедеятельность архей и бактерий, участвующих в процессе окисления метана.

Таблица 7.1.8. Концентрация метана в водной толще Баренцева моря, 1976 г. [Геодекян и др., 1979]

№ станции глубина, м	Район	Координаты, с. ш., в. д.	Горизонт, м	Концентрация, CH_4 , нМ·л ⁻¹	Примечание
1	2	3	4	5	6
<u>2014</u> 207	Мурманская банка	71°18'1 34°34'2	65	1.3	придонный
			130	1.25	
			206	1.88	
<u>2018</u> 190	Рыбачья банка	70°05'249 31°57'539	160	2.4	придонный
			170	2.4	
			189	2.4	
<u>2020</u> 254	Рыбачья банка	70°27'4 32°44'3	50	2.0	
			100	2.32	
			155	0.94	
			205	1.25	
<u>2028</u> 247	Центральное плато	72°13'7 36°39'1	50	17.4	придонный
			200	40.6	
			244	44.6	
<u>2029</u> 260	Центральное плато	71°42'1 35°24'8	155	17.1	придонный
			180	23.7	
			258	44.8	
<u>2037</u> 242	Центральная возвышенность	74°01'9 41°06'7	30	6.4	придонный
			100	1.5	
			105	1.9	
			240	9.5	
<u>2038</u> 250	Центральное плато	72°34'8 37°27'2	50	20.1	придонный
			95	1.3	
			195	2.9	
			248	4.9	
<u>2039</u> 272	Центральное плато	72°03'8 36°15'0	90	3.3	придонный
			145	2.8	
			200	3.3	
			270	5.6	
<u>2041</u> 275	Центральная возвышенность	73°41'05 40°06'1	50	2.0	придонный
			95	1.7	
			150	1.7	
			273	1.2	
<u>2042</u> 232	Центральная возвышенность	76°50'0 48°37'0	45	3.2	придонный
			100	2.0	
			150	1.6	
			230	1.3	
<u>2044</u> 225	Банка Самойлова	76°33'3 47°48'1	105	2.5	придонный
			150	1.1	
			205	0.8	
			220	1.3	
<u>2048</u> 320	Банка Самойлова	76°58'3 49°00'9	105	4.5	придонный
			250	2.7	
			316	1.8	

1	2	3	4	5	6
<u>2049</u> 228	Банка Самойлова	76°26'2 47°25'1	45 95 150 226	2.6 2.5 3.0 1.7	придонный
<u>2051</u> 234	Банка Самойлова	76°01'627 46°48'863	95 150 205 230	1.6 2.0 1.8 1.7	
<u>2052</u> 320	Желоб Самойлова	75°25'9 44°33'2	55 205 318	2.3 1.3 1.4	придонный
<u>2057</u> 284	Центральное плато	73°19'0 39°12'2	55 150 282	1.0 1.7 2.0	
<u>2058</u> 284	Центральное плато	72°55'089 38°19'039	55 150 282	1.8 2.3 2.4	придонный
Количество проб 54		Сумма* 144.14			
		Ср. 2.67			
Придонный слой 14		Сумма 39.08			
		Ср. 2.79			

Примечание. *В сумму 144.14 не вошли 6 проб станций 2028 и 2029, средняя концентрация метана, в которых выше на порядок величин ($31.4 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$), чем в остальных пробах.

Метан во льдах и снеге. В 1998 г. послойно изучались колонки льда. Содержание метана в колонке льда составляло $3.6 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (см. табл. 7.1.3). В воде над льдом концентрация метана была выше ($5.2\text{--}6.3 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$), чем во льду. Скорость метаноокисления изменялась от 0.006 до $0.081 \text{ нМ}\text{СН}_4\cdot\text{л}^{-1}\cdot\text{сут}^{-1}$, т. е. была на пределе чувствительности радиоизотопного метода с максимальными значениями на нижней поверхности ледовой колонки (см. табл. 7.1.3).

По материалам 1976, 1997 и 1998 гг. (40 станций, 172 пробы) был рассчитан резервуар метана в водной толще Баренцева моря. Резервуар метана, с учетом объема воды моря, составил $1.23\cdot 10^9 \text{ М}$ при средней концентрации метана $3.5 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$. Скорость окисления метана в водной толще составила $1.756\cdot 10^6 \text{ М}\cdot\text{сут}^{-1}$ [Леин, Иванов, 2009].

В поверхностном слое (0–5 м) водной толщи большинства станций концентрация метана в 2017 г. варьировала от 5.8 до $18.9 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$, в среднем составляя $15.8 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$. Это превышает средние величины концентрации метана в 1976–1998 гг. ($2.65\text{--}5.3 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$, см. табл. 7.1.2, 7.1.3, 7.1.10), но не выходит за пределы фоновых значений ($2.5\text{--}14.0 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$), установленных для

открытых районов арктических морей [Леин, Иванов, 2009]. Исключение представляют глубоководные станции, расположенные на границе Норвежского и Баренцева морей, где определена повышенная концентрация метана (ст. 5521, 5523, 5531 и 5540), изменяющаяся от 15 до $30 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (см. табл. 7.1.10). На станциях 5542–5544 и 5548 юго-западного сектора Баренцева моря концентрация метана в слое 0–5 м в среднем составила $16.2 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$. В перечисленных двух районах концентрация метана намного превышала фоновую. В открытом море (ст. 5531, 5550, 5554 и 5556) концентрация метана уменьшалась до $10.0 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$. У островов архипелага Новая Земля (ст. 5562, 5564, 5567) она упала до $6.0 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$, а на юго-востоке (ст. 5568, 5571, 5572, 5574) снова увеличилась до $14.0 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (см. табл. 7.1.10).

Концентрация метана на глубоководных станциях, в пробах из нижних слоев водной толщи (1630–2140 м), в районе гидротермального поля Локис Кэстел (ст. 5535) была такой же, как в слое 0–5 м ($5.6\text{--}12.1 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$), а на ст. 5537 (глубина 1300–2269 м) концентрация метана составила $7.8\text{--}11.4 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (см. табл. 7.1.10).

Таблица 7.1.9. Концентрация метана и скорость метаноисления в водной толще Баренцева моря (11 рейс НИС «Академик Курчагов», 27.08–15.09.1997)
[Лейн, Иванов, 2009]

№ п/п	№ станции/ глубина, м	Координаты		Горизонт, м	Концентрация*, CH ₄ , нМ-л ⁻¹	Метаноисление, нМ-л ⁻¹ , сут ⁻¹	Район
		с. ш.	в. д.				
1	2	3	4	5	6	7	8
1	<u>829</u> 253	69°43.9'	33°36.2'	0	2.23	1.0	Дно Нордкапского (Кольского) желоба
				10	2.36	1.0	
				130	2.6	0.5	
				придонный	2.7	1.5	
2	<u>835</u> 163	70°35.0'	37°07.7'	0	2.45	7.0	Мурманское поднятие, северо-восточный склон
				20	2.36	1.5	
				40	2.54	2.0	
				60	2.68	1.5	
				100	2.60	1.5	
				придонный	2.77	2.0	
3	<u>838</u> 352	71°23.2'	38°38.4'	0	2.54	2.0	Впадина к северу от Мурманского поднятия
				25	2.45	1.5	
				50	2.59	2	
				75	2.77	2	
				100	2.54	1.5	
				300	2.63	2	
				320	3.70	3	
4	<u>841</u> 288	71°55.6'	37°01.0'	10	2.28	1.5	Южная часть Центральной впадины: желоб Нордлюет (Самойлова)
				35	2.28	4.0	
				100	2.37	1.0	
				200	2.40	1.5	
5	<u>847</u> 237	73°25.1'	37°00.3'	0	2.10	1.5	Верхняя часть западного склона Центральной впадины к востоку от Демидовского желоба
				20	2.18	1.5	
				40	2.18	1.5	
				50	2.18	2.0	
				60	2.18	1.5	
				100	2.40	1.5	
придонный	2.59	2.0					
6	<u>856</u> 250	75°10.0'	39°59.8'	0	2.18	0.1	Вершина Центральной возвышенности (северная часть)
				20	2.18	2.5	
				30	2.28	2.0	
				50	2.80	2.0	
				100	3.00	2.0	
				235	5.4	5.0	

1	2	3	4	5	6	7	8
7	<u>858</u> 312	75°51.4'	39°59.1'	придонный	2.68	2	Желоб северного подножья Центральной возвышенности (вершина отрога Медвежинского желоба)
8	<u>861</u> 194	76°43.1'	40°00.4'	0 10 35 100	1.78 1.90 2.00 2.10	1.5 1.5 1.15 2.0	Локальное поднятие у подножья южного склона возвышенности Персея
9	<u>869</u> 349	78°29.4'	48°02.2'	придонный	1.9	2.0	Впадина у восточного подножья возвышенности Персея
10	<u>875</u> 318	79°55.1	39°59.0	0 30 50 100 200 придонный	2.32 2.80 3.30 3.10 2.68 2.63	2.5 3.0 3.0 3.0 3.0 4.0	Подножье западного борта желоба Франц-Виктория
11	<u>894</u> 146			30 50 100	2.60 3.00 2.40	2.0 3.0 2.0	Северный склон Северо-восточного плато
12	<u>897</u> 377	78°05.4	59°59.7	придонный	2.14	0.1	Северный склон желоба Седова (западного отрога желоба Св. Анны)
13	<u>902</u> 272	76°50.0	60°00.0	придонный	2.37	0.1	Впадина на продолжении Западно-Новоземельского желоба
14	<u>985</u> 74	76°12.3	62°37.7	0 10 25 50 придонный	2.72 2.54 2.50 2.37 2.40	1.0 1.0 1.0 1.0 1.0	Бухта Русская Гавань
15	<u>987</u> 171	76°12.26	62°29.27	0-2 5 10 15 20 40-42 58-60 100	159.80 249.00 625.00 801.00 1241.00 1062.50 1473.20 1718.80	320 400 256 210 11710 4320 2690 1600	Бухта Русская Гавань, центральная часть

Продолжение таблицы 7.1.9

1	2	3	4	5	6	7	8
16	990 102	76°15.7	62°37.6	10 25 50 придонный	3.00 2.99 2.95 3.08	0.1 0.2 0.2 1.0	Бухта Русская Гавань, у входа
17	992 140	76°15.7	62°34.0	10 25 50 придонный	3.03 2.99 2.86 3.26	1.0 0.1 0.1 0.1	Бухта Русская Гавань
18	1060 256	73°23.62	49°55.74	0 25 50 100 200 240	2.37 2.23 2.46 2.68 2.5 2.8	0.1 0.1 1.0 0.1 0.1 0.1	Западно-Новоземельский желоб
					Σ182.8 Ср. придонн. 2.81	Σ130.75 Ср. 1.84 (71 проба)	

Примечание. Общее количество вошедших в расчет станций – 14, общее количество проб – 69. Количество станций с отбором придонных проб – 11. На четырех станциях отбирали только придонный слой, в расчет также не вошла ст. 987 (8 проб).

Таблица 7.1.10. Концентрация метана в водной толще и донных осадках в 2017 г. по материалам 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Станция	Орудие отбора	Проба	Горизонт отбора воды, м Горизонт отбора осадков, см	CH ₄ , нМ·л ⁻¹
1	2	3	4	5
5458	Бт	Вода	5	3.87
			47	3.11
			2182	5.14
5462	Бт	Вода	5	7.74
			37	5.12
			2815	5.55
5471	ведро Бт	Вода	0	
			5	4.8
			45	2.9
	Мк Мк	Н.в. Осадки	2257	5.6
			50	10.8
			0–4	600.0
			4–7	646.9
		10–13	512.9	
5480	ведро Бт	Вода	0	8.5
			5	5.3
			52	3.8
			2263	8.8
5493	ведро Бт	Вода	0	14.1
			5	10.6
			52	5.3
	Дч Мк	Осадки	2575	4.9
			1–2	714.2
			0–1	260.2
			2–4	153.7
5516	ведро Бт	Вода	0	10.5
			5	10.0
			35	12.4
			512	87.5
5516А	Бт	Вода	549	134.7
			556	411.1
	Дч	Осадки	0–2	374.9
			0–2	493.9
			0–2	255.9
5517	МК Дч Мк	Н.в. Осадки	50	10.2
			0–2	227.3
			0–2	114.2
			3–6	352.3
5518	Ведро Бт	Вода	0	12.3
			5	13.8
			25	10.6
			1930	6.0
5521	Бт	Вода	5	18.9
			35	10.9
			48	14.0
			2925	9.4
	Дч Мк	Осадки	0–2	166.6
			6–7	99.9

1	2	3	4	5
5523	ведро Бт	Вода	0	15.5
			5	12.7
			25	11.1
	Мк	Осадки	0-1	54.8
			10-14	322.7
5524	Мк Дч ТБД	Н.в. Осадки	50	54.4
			0-2	84.4
			40	208.5
			70	202.7
			160	127.7
			210	169.9
			270	90.8
5525	Бт	Вода	1251	493.9
			1252	70.5
	Дч	Осадки	0-2	1252317
			0-2	3169392
			0-2	1160242
5531	ведро Бт	Вода	0	29.5
			5	30.4
			25	29.7
	Мк	Осадки	187	34.7
			0-1	1573.7
			14-16	4140.0
5532	Дч	Осадки	0-2	307.4
5533	ведро Бт	Вода	0	7.3
			5	6.6
			14	10.2
	Дч Мк	Осадки	0-2	75.2
			0-3	198.2
			12-13	48.7
5535	ведро Бт	Вода	0	14.5
			5	15.4
			22	11.2
			1630	5.6
			2108	7.6
			2131	12.1
			2140	11.0
	Дч Мк	Осадки	0-2	89.7
			0-1	251.8
5536	ТБД	Осадки	21-28	162.9
			113-116	144.6
			199-208	83.6
			298-306	221.0
			414-423	344.4
5537	Бт	Вода	1300	7.8
			2263	11.4
5540	ведро Бт	Вода	0	1967
			5	15.1
			20	14.8

1	2	3	4	5
5542	ведро Бт	Вода	0	14.2
			5	16.0
	Мк	Осадки	42	13.3
			0-1	30.6
			5-7	62.3
14-17	137.1			
5543	ведро Бт	Вода	0	16.3
			5	15.1
			18	7.6
5544	ведро Бт		0	19.6
			5	16.3
			15	13.5
5548	ведро Бт	Вода	0	16.0
			40	13.7
5550	ведро Бт	Вода	0	15.0
			5	14.0
			18	17.5
5551	Дч	Осадки	0-2	98.2
			0-2	318.8
5554	Бт	Вода	5	12.9
			30	13.2
5555	Мк	Осадки	0-1	31.3
			5-8	27.0
5556	ведро Бт	Вода	0	4.8
			5	7.2
			22	11.8
	Дч	Осадки	0-2	297.5
5557	ведро Бт	Вода	0	5.8
			20	6.1
			52	4.0
5560	Мк ТБД	Осадки	0-1	121.0
			3-5	318.8
			3-5	152.9
			71-77	152.0
			160-166	411.8
			252-258	807.6
5562	ведро Бт	Вода	0	12.3
			2	11.2
			16	9.9
	Дч	Осадки	0-2	53.1
5563	Дч	Осадки	0-2	93.3
5564	ведро Бт	Вода	0	6.6
			2	5.3
			15	4.9
			52	3.9
5565	Дч	Осадки	0-2	113.6

1	2	3	4	5
5567	ведро Бт	Вода	0	7.8
			5	4.9
	Дч	Осадки	47	9.0
			0–2	145.5
			7–8	217.6
5568	ведро Бт	Вода	0	14.5
			5	15.9
	Дч	Осадки	34	7.0
			0–2	241.5
5569	Дч	Осадки	0–2	148.2
5571	ведро Бт	Вода	0	13.7
			5	13.6
	Дч	Осадки	28	8.6
			0–2	84.8
5572	ведро Бт	Вода	0	15.2
			5	13.8
	Мк	Осадки	20	12.4
			35	18.4
			0–2	59.2
			7–10	73.0
			15–17	96.0
			20–23	73.7
5574	ведро Бт	Вода	0	12.4
			5	14.9
	Дч	Осадки	10	11.2
			18	11.3
			0–2	30.4

Примечание. Бт – батометр, Мк – мультикорер, Дч – дночерпатель, Н.в. – наддонная вода.

Анализ распределения величин концентрации метана в поверхностных слоях (0–5 м) водной толщи показал: во-первых, в 2017 г. небольшое превышение концентрации метана над фоновыми значениями (до $30 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$) было локальным; во-вторых, подток растворенного метана из отложений дна не зафиксирован и, в-третьих, незначительное повышение концентрации метана на юго-западе и на юго-востоке может быть связано с разгрузкой газа гидротермального и сипового происхождения.

Биогеохимические процессы в водной толще. В сентябре–октябре 1998 г. максимальная скорость темновой бактериальной CO_2 -ассимиляции так же, как максимальное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ во взвеси, обнаружены на границе «лед–вода» ($625\text{--}937 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}\cdot\text{сут}^{-1}$). Здесь же обнаружено максимальное содержание биомассы микроорганизмов (см. табл. 7.1.4).

Процессы микробной сульфатредукции в аэробной водной толще Баренцева моря идут с низкой скоростью (на пределе и ниже предела чувствитель-

ности радиоизотопного метода) из-за высокого содержания взвеси континентального ОВ, не доступного для гетеротрофов (сульфатредукторов).

Для Баренцева моря в июле–августе 2017 г. было характерно развитие на севере арктических диатомей, пик «цветения» которых наблюдается в сентябре, а на юге – кокколитофорид с пиком «цветения» в конце июля – в августе. Ареал «цветения» кокколитофорид (до $6.6\cdot 10^6 \text{ кл}\cdot\text{л}^{-1}$) заключен в треугольнике $73^\circ \text{ с. ш. } 23^\circ \text{ в. д.}$ (на юго-западе), $75^\circ 10' \text{ с. ш. } 29^\circ 36' \text{ в. д.}$ (на северо-западе, ст. 5550) и $73^\circ 55' \text{ с. ш. } 33^\circ \text{ в. д.}$ (на юго-востоке, ст. 5548) [Кравчишина и др., 2019]. «Разновременность» в создании первичной продукции фотосинтеза, наряду с малыми глубинами и с разными источниками водных масс и ОВ взвеси, при отсутствии материкового стока отличают Баренцево море от всех других шельфовых арктических морей. Это отражается на низкой степени участия бактерий в процессах трансформации рассеянного вещества взвеси в осадок в открытых водах Баренцева моря.

Обобщая данные по средней концентрации метана в поверхностном слое водной толщи на границе с атмосферой можно констатировать, что с 1976 г. (3.12–6.70 нМ·л⁻¹) по 1997 г. (3.6–5.8 нМ·л⁻¹) заметных изменений концентрации метана не происходило (табл. 7.1.11). Очевидная разница наблюдалась в 2017 г., когда пределы величин концентрации расширились от 5.8 до 29.95 нМ СН₄·л⁻¹ (ст. 5531), а средняя концентрация увеличилась до 15.8 нМ СН₄·л⁻¹.

ВЫВОДЫ

Методология исследований биогеохимических процессов в водной толще с участием микроорганизмов (бактерий и архей) основана на использовании геолого-геохимических, микробиологических, радиоизотопных и изотопных методов. Эта методология хорошо себя зарекомендовала при работе в других арктических морях России (Белом, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском) [Леин и др., 1994, 1996, 2014; Саввичев и др., 2007; Lein, Lisitsyn, 2018].

Величины общей численности и биомассы микроорганизмов в водной толще южнее 74° с. ш. до 2017 г. были очень низкими (см. табл. 7.1.5) в поверхностном (0–10 м) слое, а к 2017 г. величины ОЧМ и биомассы выросли почти в пять раз (см. табл. 7.1.5). Севернее 74° с. ш. в более холодных водах величины ОЧМ и биомассы были заметно ниже, чем в южных районах моря.

Скорости биогеохимических процессов (СО₂-ассимиляции, сульфатредукции и метаноокисления) в водной толще Баренцева моря в 2017 г. были очень низкими, на пределе чувствительности радиоизотопного метода (0.00п нМ·л⁻¹). Максимальные ско-

рости биогеохимических процессов зафиксированы на геохимическом барьере «лед–водная толща» за счет массового развития водорослей.

Значения $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ во взвеси Баренцева моря лежат в пределах $-22.6\dots-25.3\%$ в районе севернее 79° с. ш., а на юго-западе моря – в пределах от -22 до -30% . Эти данные подтверждают, что источниками $\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси являются фитопланктоногенное автотонное ОВ с $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}} = -21\dots-22\%$ и аллохтонное ОВ в составе эолового ($\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}} = -25\%$), абразионного, экзерационного и другого континентального материала ($\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}} = -25\dots-30\%$), высвобождающегося при таянии ледников.

Низкие скорости биогеохимических процессов обусловлены высоким содержанием аллохтонного ОВ, лишенного лабильных составляющих, и в связи с этим мало пригодного для жизнедеятельности гетеротрофов (сульфатредукторов).

Концентрация метана в поверхностном слое водной толщи на границе с атмосферой практически не изменялась в течение более 20 лет (1976–1997 гг.) и заметно выросла лишь с 1997 до 2017 гг. с 3.3 до 15.8 нМ СН₄·л⁻¹, т. е. выросла так же, как величины ОЧМ и биомассы, почти в пять раз (см. табл. 7.1.11).

Результаты работ 2017 г. говорят об изменениях в экосистеме водной толщи Баренцева моря, которые привели к росту метана, ОЧМ и биомассы микроорганизмов. Характер и масштабы этих изменений находятся в процессе исследований по материалам наших экспедиций 2015–2019 гг.

Финансирование. Исследования поддержаны РФФИ: проект № 20-04-00487 (микробиологические работы) и проект № 19-05-50090 (геохимические работы).

7.2. Грибы Баренцева моря

Е.Н. Бубнова¹, С.А. Бондаренко^{1,2}, М.Л. Георгиева^{1,3}

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва

² Федеральный исследовательский центр «Фундаментальные основы биотехнологии» РАН, г. Москва

³ ФГБНУ «Научно-исследовательский институт по изысканию новых антибиотиков имени Г.Ф. Гаузе», г. Москва

Роль морской микобиоты, к которой относятся морские грибы и грибоподобные, заключается, в первую очередь, в разложении детрита, а также в образовании симбиотических отношений с другими гидробионтами, и чаще всего это паразитизм или мутуализм. В работе представлено обобщение данных по микобиоте Баренцева моря как наиболее изученного из арктических морей, что позволило авторам оценить роль этого малоисследованного компонента экосистемы, а также определить будущие направления исследований морской микобиоты для арктического региона в целом.

Ключевые слова: морская микобиота, роль грибов, молекулярное разнообразие.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(24)

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О РАЗНООБРАЗИИ АРКТИЧЕСКОЙ МОРСКОЙ МИКОБИОТЫ

Морская микобиота включает в себя грибы и так называемые грибоподобные организмы [Kohlmeyer, Kohlmeyer, 1979; Biology of..., 2012; Marine fungi..., 2012; Hassett et al., 2019b]. Морские грибы (представители царства Fungi) – это разнообразные мицелиальные и дрожжевые формы, а также хитридиевые (Chytridiomycetes) – одни из зооспоровых представителей этого царства [Kohlmeyer, Kohlmeyer, 1979; Biology of Marine Fungi, 2012; Jones et al., 2015]. Морские грибоподобные – это, в основном, представители страменопил (супергруппа Stramenopiles, SAR), среди которых наиболее важны оомицеты [Oomycota] и лабиринтуломицеты – Labyrinthulomycota [Biology of..., 2012; Hassett et al., 2019b]. Роль морской микобиоты заключается, в первую очередь, в разложении различных остатков, а также в образовании симбиотических отношений с другими гидробионтами, и чаще всего это паразитизм или мутуализм. Традиционно, в силу методических особенностей работы с разными группами их, как правило, изучают отдельно: культивируемые мицелиальные грибы или дрожжи, грибы, образующие плодовые тела на субстрате, зооспоровые паразиты или сапротрофы и так далее. Исключения составляют метагеномные исследования последних лет [Hassett, Gradinger, 2016; Hassett et al., 2019a, b], но в большинстве из них рассматриваются представители царства Fungi или другие эволюционные ветви. Только в одной работе [Hassett et al., 2019b] есть указание на относительную долю оомицетов в микобиоте в целом.

В 1970-х годах в морскую микологию было введено разделение облигатных и факультативных морских грибов [Kohlmeyer, Kohlmeyer, 1979]: облигатные могут развиваться только в морских и эстуарных местообитаниях, факультативные – также и в пресноводных и почвенных. Примерно 60% видов грибов, известных из морей, являются облигатными [Jones et al., 2015]. При исследованиях их разнообразия применяются прямые методы для обнаружения плодовых тел на субстрате и влажные камеры для инкубации. Группа факультативных морских грибов отличается не только своей способностью расти в самых разных экотопах, но и тем, что для их обнаружения используют культуральные методы с выделением чистых культур и дальнейшей идентификацией. В современных исследованиях разнообразия как облигатных, так и факультативных морских грибов зачастую используют молекулярные методы для уточнения таксономического положения. В настоящее время разделение морских грибов на облигатные и факультативные используется реже. Это связано, в том чис-

ле, с развитием молекулярных методов исследования разнообразия (высокопроизводительное секвенирование участков ДНК из природных образцов, метагеномный анализ) и обнаружением большого скрытого разнообразия грибов в морских условиях. В работах этого направления среди выделенных клонов всегда присутствует большая доля тех, для которых невозможно определить точное таксономическое положение [Rämä et al., 2017; Hassett et al., 2019b] в связи с отсутствием необходимых данных в анализируемых базах. При депонировании в базе они именуется как “uncultured clone No...”, и большой удачей для исследователей является выделение культур, соответствующих этим клонам [Bubnova, Konovalova, 2019]. В исследованиях микобиоты арктических морей доля клонов неизвестного положения может достигать 90% [Hassett et al., 2019b].

Первые единичные сведения о микобиоте морей Северного Ледовитого океана относятся к концу XIX – началу XX века [Kohlmeyer, Kohlmeyer, 1979]. Более пристальный интерес к морским грибам Арктики стал проявляться, начиная с 1960-х годов. К настоящему времени по грибам и грибоподобным в Арктических и Субарктических водах выполнена и опубликована одна обзорная статья [Rämä et al., 2017] и всего 42 исследовательских работы [Bubnova, 2017; Bubnova, Nikitin, 2017; Бубнова, Коновалова, 2019; Bubnova et al., 2018; Khusnullina et al., 2018; Bubnova, Konovalova, 2019; Hassett, Gradinger, 2016; Hassett et al., 2017, 2019a, b]. Для сравнения, такое количество публикаций о грибном населении тропических вод выходит каждые 3–5 лет [Jones et al., 2015]. Рост интереса к изучению арктических морских грибов и грибоподобных организмов в последние годы носит взрывной характер: около 3/4 всех работ (30 статей) опубликовано меньше чем за 10 лет, начиная с 2010 г.

Абсолютное большинство работ по микобиоте Северного Ледовитого океана посвящено исследованиям разнообразия грибов и грибоподобных организмов. Многие из них выполнены традиционными методами микологии – прямыми наблюдениями или с помощью выделения чистых культур [Rämä et al., 2017]. Работы последних лет посвящены исследованиям разнообразия микобиоты с помощью метагеномных методов [Zhang et al., 2015a, b; Rämä et al., 2016; Hassett et al., 2017, 2019a, b]. В одной работе содержатся сведения о биомассе грибов в донных грунтах [Bubnova, Nikitin, 2017], определённой прямыми микроскопическими методами с окраской калькофлюором; ещё в одной [Hassett et al., 2019a] дана оценка биомассы грибов комбинацией методов флюоресцентной гибридизации *in situ* (FISH – fluorescence *in situ* hybridization) и определения эргостерина в

пробах. Одна работа посвящена экспериментальному выделению культур грибов из донных грунтов в природных условиях [Bubnova et al., 2018]. Важно отметить, что поскольку значительная часть микологических работ в морях Северного Ледовитого океана выполнена в последние 10–15 лет, здесь широко применяются самые современные методы и подходы. Несмотря на то, что число обнаруженных видов относительно невелико, другие аспекты исследования микобиоты выглядят более впечатляющими. Как пример – применение молекулярных методов для идентификации выделенных культур существенно расширяет представление о культивируемом разнообразии за счёт уточнения таксономического статуса многочисленных стерильных форм [Кирцидели и др., 2012; Rämä et al., 2014b; Bubnova, Konovalova, 2019]. Сравнительно большое количество работ, выполненных метагеномными методами, расширяет представление о скрытом разнообразии микобиоты и соотношении различных групп грибов и грибоподобных [Rämä et al., 2017; Hassett et al., 2019a, b]. Использование FISH в сочетании с другими методами оценки биомассы и численности грибов позволяет точнее определять содержание различных групп грибов в пробах и судить об их значении в экосистеме [Hassett et al., 2019a].

Моря Северного Ледовитого океана обследованы микологами очень неравномерно, о грибах большинства районов сведений в литературе нет или они фрагментарны. Но в Баренцевом море исследования грибов относительно многочисленны: есть сведения о микобиоте различных субстратов на северном побережье Норвегии, восточном побережье Шпицбергена, участке Кольского побережья, а также некоторых удалённых от берега районов (рис. 7.2.1). Грибы и грибоподобные – сложная в изучении группа организмов, распространённость, разнообразие и значение которой в арктических экосистемах только начинает исследоваться и осознаваться. Обобщение данных по микобиоте Баренцева моря как наиболее изученного из арктических морей позволит оценить роль этого малоисследованного компонента экосистемы, а также определить будущие направления исследований морской микобиоты в целом для арктического региона.

ОБЛИГАТНЫЕ МОРСКИЕ ГРИБЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Работы по исследованию облигатных морских грибов проводились только в Норвегии, они обобщены в обзоре Теппо Рама с соавторами [Rämä et al., 2014a]. Эта работа очень основательная и подробная, в ней приводится обзор всех опубликованных к тому времени исследований микобиоты морей Норвегии.

По крайней мере три из этих работ были выполнены на берегах Баренцева моря. Кроме того, приводятся сведения об обнаружении новых для Норвегии ксилотрофных морских грибов и общий чек-лист морских грибов Норвегии.

Для материковой территории представлены находки с привязкой к провинциям и, таким образом, довольно просто определить, какие из находок были сделаны на побережье Баренцева моря в провинции Финнмарк. По Шпицбергену сведения приводятся без указаний точных локаций, и все их мы приводим в табл. 7.2.1. Общее разнообразие облигатных морских грибов для этих районов не очень высоко: всего 12 видов и ещё несколько неидентифицированных морфотипов. Вместе с тем, заметим, что среди перечисленных видов есть



Рис. 7.2.1. География исследований разнообразия грибов в Баренцевом море:

1–4 – морфологические; 11–13 – молекулярные; 21–23 – наши собственные неопубликованные данные.

1 – северное побережье Норвегии [Rämä et al., 2014a, b]; 2 – Шпицберген [Rämä et al., 2014a]; 3 – губы Ярнышная и Дальнезеленецкая [Артемчук, 1981; Коновалова, 2012; Бубнова, Коновалова, 2018]; 4 – удалённый от побережья район [Bubnova, Nikitin, 2017]; 11 – [Rämä et al., 2016]; 12 – [Hassett et al., 2017]; 13 – [Hassett et al., 2019]; исследование микобиоты литоральных грунтов: 21 – Новой Земли; 22 – Земли Франца-Иосифа; 23 – Кольского побережья Баренцева моря. Нет точных указаний на районы исследований [Кирцидели и др., 2012]

два, описанных с побережья Шпицбергена [Pang et al., 2011] и не встречающихся в более тёплых областях океана. Исследование экофизиологических свойств этих видов свидетельствует об их психрофильности.

Таким образом, облигатная морская микобиота арктических областей уникальна и ещё катастрофически недообследована. Все выявленные виды, кроме одного, являются ксилотрофами. Они обнаружены

или на природной древесине в морской воде, или были «пойманы» на специально подготовленные деревянные панели-приманки. По другим субстратам данных почти нет, только один вид – *Pleospora triglochinicola* был обнаружен в 1895 году где-то на побережье Финнмарка как сапротроф на триостреннике. Этот вид является первой находкой грибов в арктических водах вообще [Rämä et al., 2014a].

Таблица 7.2.1. Общий список видов грибов, обнаруженных в Баренцевом море

Обнаруженные виды	Источник
1	2
ZYGOMYCOTA	
<i>Mucor hiemalis</i> Wehmer	1, 3
<i>Umbelopsis isabellina</i> (Oudem.) W. Gams	2
ТЕЛЕОМОРФЫ ASCOMYCOTA	
<i>Corollospora luteola</i> Nakagiri & Tubaki	4
cf. <i>Halobyssothecium obiones</i> (P.Crouan & H.Crouan) Dayar., E.B.G.Jones & K.D.Hyde	4
<i>Halosphaeria tubulifera</i> Kohlm.	4
<i>Lentescospora submarina</i> Linder	4
<i>Lulwoana uniseptata</i> (Nakagiri) Kohlm., Volkm.-Kohlm., J. Campb., Spatafora & Gräfenhan	4
<i>Nereiospora comata</i> (Kohlm.) E.B.G. Jones, R.G. Johnson & S.T. Moss	4
<i>Pleospora triglochinicola</i> J. Webster	4
<i>Pseudogymnoascus roseus</i> Raillo (включая анаморфные изоляты <i>Geomyces pannorum</i> (Link) Sigler et J. W. Carmich)	1, 3, 5
<i>Pseudeurotium hygrophilum</i> (Sogonov, W. Gams, Summerb. & Schroers) Minnis & D.L. Lindner	1
<i>Remispora spitsbergensis</i> K.L. Pang & Vrijmoed	4
<i>R. stellata</i> Kohlm.	4
<i>Stigmatidium ascophylli</i> (Cotton) Aptroot	5
АНАМОРФЫ ASCOMYCOTA	
<i>Acrostalagmus luteoalbus</i> (Link) Zare, W. Gams & Schroers	1
<i>Acremonium</i> cf. <i>alternatum</i> Link	5
<i>A. chrysogenum</i> (Thirum. & Sukapure) W. Gams	1
<i>A. fuci</i> Summerb., Zuccaro & W. Gams	1, 5
<i>A. furcatum</i> Moreau & F. Moreau ex Gams	1
<i>A. murorum</i> (Corda) W. Gams	1, 2
<i>A. potronii</i> Vuill.	1, 5
<i>A. roseolum</i> (G. Sm.) W. Gams	1
<i>A. rutilum</i> W. Gams	5
<i>A. salmoneum</i> W. Gams & Lodha	1
<i>A. tubakii</i> W. Gams	5
<i>Acrodontium album</i> de Hoog	5
<i>Alternaria alternata</i> (Fr.) Keissl.	2
<i>A. tenuissima</i> (Kunze) Wiltshire	3
<i>Aspergillus versicolor</i> (Vuill.) Tiraboschi	5

1	2
<i>Asteromyces cruciatus</i> Moreau & F. Moreau ex Hennebert	4
<i>Beaveria bassiana</i> (Balsamo) Vuillemin	5
<i>Broomella acuta</i> Shoemaker & E. Müll.	1
<i>Cadophora fastigiata</i> Lagerb. et Melin	2
<i>C. luteo-olivacea</i> (J.F.H. Beyma) T.C. Harr. & McNew	1, 5
<i>C. malorum</i> (Kidd & Beaumont) W. Gams	1, 3
<i>Cephalotrichum nanum</i> (Ehrenb.) S. Hughes	1
<i>Chrysosporium carmichaelii</i> Oorschot	5
<i>Cladosporium cladosporioides</i> (Fresen.) G.A. de Vries	1, 2, 5
<i>C. halotolerans</i> Zalar, de Hoog & Gunde-Cim.	5
<i>C. herbarum</i> (Pers.) Link	3
<i>Cladosporium</i> cf. <i>fusiforme</i> Zalar, de Hoog et Gunde-Cim.	2
<i>Cladosporium</i> cf. <i>psychrotolerans</i> Zalar, De Hoog et Gunde-Cim.	2
<i>C. sphaerospermum</i> Penz.	1, 2
<i>Debaryomyces hansenii</i> (M. Ota) Nakase et M. Suzuki	3
<i>Dipodascus geotrichum</i> (E.E. Butler & L.J. Petersen) Arx	1
cf. <i>Eionia tunicata</i> Kohlm.	4
<i>Engyodontium album</i> (Limber) de Hoog	5
<i>Exophiala heteromorpha</i> (Nannf.) de Hoog & Haase	1
<i>Havispora longyearbyenensis</i> K.L. Pang & Vrijmoed	4
<i>Fusarium oxysporum</i> E.F. Sm. & Swingle	1
<i>Gibberella gordonii</i> C. Booth	1
<i>Lecanicillium lecanii</i> (Zimm.) Zare & W. Gams	1
<i>Microascus chartarum</i> (G. Sm.) Sandoval-Denis, Gené & Guarro	1
<i>Nectria mauritiicola</i> (Henn.) Seifert & Samuels	5
<i>Paradendryphiella arenariae</i> (Nicot) Woudenb. & Crous	1
<i>P. salina</i> (G.K. Sutherl.) Woudenb. & Crous	1
<i>Penicillium atramentosum</i> Thom	1, 3
<i>P. aurantiogriseum</i> Dierckx	1, 3, 5
<i>P. brevicompactum</i> Dierckx	1, 3, 5
<i>P. chrysogenum</i> Thom	1, 3
<i>P. citrinum</i> Thom	1, 3
<i>P. corylophilum</i> Dierckx	5
<i>P. echinulatum</i> Raper & Thom ex Fassat.	1
<i>P. jensenii</i> K. M. Zalesky	3
<i>P. glabrum</i> (Wehmer) Westling	1
<i>P. lanosum</i> Westling	3
<i>P. madriti</i> G. Sm.	2
<i>P. nalgiovense</i> Laxa	1
<i>P. roseopurpureum</i> Dierckx	5
<i>P. simplicissimum</i> (Oudem.) Thom	1, 3

1	2
<i>P. spinulosum</i> Thom	1, 3
<i>P. thomii</i> Maire	1
<i>Phialophora cinerescens</i> (Wollenw.) J.F.H. Beyma	1
<i>Ph. fastigiata</i> (Lagerb. & Melin) Conant	1
<i>Phoma herbarum</i> Westend.	3
<i>Plectosphaerella cucumerina</i> (Lindf.) W. Gams	1
<i>Plectosporium tabacinum</i> (J.F.H. Beyma) M.E. Palm, W. Gams & Nirenberg	5
<i>Rhodotorula glutinis</i> (Fresen.) F. C. Harrison	3
<i>Sarocladium kiliense</i> (Grütz) Summerb.	1
<i>S. strictum</i> (W. Gams) Summerb.	1, 2
<i>Scopulariopsis brumptii</i> Salv.-Duval	1, 5
<i>Thelebolus microsporus</i> (Berk. et Broome) Kimbr.	3
<i>Thelonectria lucida</i> (Höhn.) P. Chaverri & C. Salgado	1
<i>Tolypocladium cylindrosporum</i> W. Gams	1
<i>T. geodes</i> W. Gams	1
<i>T. inflatum</i> W. Gams	1
<i>Trichoderma hamatum</i> (Bonord.) Bainier	1
<i>Tr. harzianum</i> Rifai	1
<i>Tr. polysporum</i> (Link) Rifai	1
<i>Tr. viride</i> Pers.	1, 5
<i>Trichurus spiralis</i> Hasselbr.	1
<i>Ulocladium chartarum</i> (Preuss) E.G. Simmons	2
<i>U. consortiale</i> (Thüm.) E.G. Simmons	1
<i>Verticillium dahliae</i> Kleb.	1
<i>Wardomyces ovalis</i> W. Gams	1

Примечание. 1 – [Бубнова, Коновалова, 2018]; 2 – [Бубнова, Никитин, 2017]; 3 – [Кирцидели и др., 2012]; 4 – [Rämä et al., 2014]; 5 – [Коновалова, 2012].

КУЛЬТУРАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРИБОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Первые сведения о разнообразии культивируемых грибов Баренцева моря содержатся в книге Нины Яковлевны Артемчук «Микофлора морей СССР» [Артемчук, 1981]. Здесь представлены данные о родовом составе грибов, выделенных из проб воды, грунтов и водорослей губы Дальнезеленецкой на Кольском полуострове (рис. 7.2.1). К сожалению, трудно сопоставить эти сведения с современными, так как таксономия всех упоминаемых автором родов за почти сорок лет сильно изменилась. Например, у Н.Я. Артемчук указан род *Cephalosporium*, который сейчас не используется, а его виды перенесены в несколько других родов; многие виды из родов *Fusarium* и *Verticillium* также перенесены в другие

рода [Domsch et al., 2007; www.indexfungorum.org] и т. д. Тем не менее, интересным является замечание автора о богатстве и разнообразии выделенной микофлоры по сравнению, например, с более тёплым Балтийским морем. Автор предполагает, что это связано с лучшей аэрацией вод Баренцева моря. Очень долгое время после выхода этой книги никаких микологических работ на Баренцевом море не проводилось. Интерес к исследованиям грибов в этом регионе возобновился только в XXI веке.

В работе И.Ю. Кирцидели с соавторами [Кирцидели и др., 2012] приводятся сведения о грибах, выделенных из приповерхностной толщи прибрежных и открытых вод некоторых морей Северного Ледовитого океана, в том числе Баренцева. Авторы отмечают, что в прибрежных водах и числен-

ность, и разнообразие грибов выше, чем в открытых. Общее число видов, обнаруженных в водах Баренцева моря – 18 (табл. 7.2.1), наиболее разнообразным был род *Penicillium*. Высокую встречаемость в исследованных пробах демонстрировали представители родов *Cadophora*, *Geomyces*, *Penicillium*, *Thelebolus* и *Phoma*, а также дрожжевой гриб *Rhodotorula glutinis*. По видовому богатству Баренцево море стоит примерно на уровне Белого, оно богаче моря Лаптевых, но несколько беднее Карского. Различия в разнообразии грибов между открытыми и прибрежными районами показаны для всех исследованных авторами морей.

В губе Ярнышной на Кольском полуострове (рис. 7.2.1) О.П. Коновалова исследовала микобиоту бурой водоросли *Ascophyllum nodosum* и сопутствующих грунтов [Коновалова, 2012; Бубнова, Коновалова, 2018]. Эта обычная на литорали холодных морей водоросль интересна тем, что живёт в облигатном мутуалистическом симбиозе с аскомицетным грибом *Stigmidium ascophylli* [Kohlmeyer, Kohlmeyer, 1979; Коновалова, 2012]. Кроме основного симбионта в талломе этой водоросли присутствуют многочисленные и разнообразные бессимптомные эндофитные грибы, а на его поверхности – эпифитные [Коновалова, 2012]. Данная работа важна в связи с большим значением этой водоросли для прибрежных экосистем холодных морей, а также с тем, что ранее все исследования этого симбиоза были сделаны в более тёплых водах (побережье Шотландии, Новой Шотландии); бессимптомные эндофиты из талломов этой водоросли были выделены впервые. Внутри талломов *A. nodosum* по разнообразию и численности преобладают виды рода *Acremonium* и некоторые другие *Cephalosporium*-подобные, значительно меньше представленные в сопутствующих грунтах [Коновалова, 2012]. Данные по микобиоте грунтов литорали губы Ярнышной были позднее опубликованы вместе с данными по литорали и сублиторали соседней губы Дальнезеленецкой [Бубнова, Коновалова, 2018]. Обнаружен богатый и разнообразный видовой состав грибов; с наибольшей частотой встречались виды *Tolypocladium cylindrosporum* и *T. inflatum*, последний был также и наиболее обильным видом в исследованных грунтах. Авторы отмечают, что численность колоний грибов в исследованных грунтах примерно такая же, что известна для прибрежных районов Карского моря, на порядок ниже, чем известно для Белого, и на 1–2 порядка ниже, чем в более тёплых морях, например, в Японском. Преобладание *T. cylindrosporum* и *T. inflatum* ранее уже отмечалось для других холодных морских районов, например, для донных грунтов Белого [Бубнова, 2009] и Карско-

го [Bubnova, 2010] морей. Вне морских экосистем они широко распространены в почвах от умеренных до холодных широт, а наиболее обычны в тундровых и высокогорных почвах [Bisset, 1983].

В одном удалённом от берега районе Баренцева моря (рис. 7.2.1) была исследована микобиота донных осадков на глубинах 128–472 м [Bubnova, Nikitin, 2017]. Кроме видового состава культивируемых грибов приводятся данные о содержании и структуре грибной биомассы, определённые прямыми микроскопическими методами с использованием флюоресцентной окраски. Культуральные исследования показали чрезвычайно низкую численность и разнообразие грибов: не более 13 колоний на 1 грамм, что на порядок ниже, чем в грунтах прибрежной зоны Баренцева моря [Бубнова, Коновалова, 2018]. Наиболее частыми были виды рода *Cladosporium* и стерильные изоляты. Исследование биомассы показало наличие мицелия и спор грибов также в очень низкой концентрации: от 0.1 до 0.6 мг/г субстрата, что на 1–2 порядка ниже, чем, например, в прибрежной зоне Белого моря. Это было первое исследование биомассы грибов в донных арктических грунтах, поэтому материал для сравнения отсутствует. Обращает на себя внимание абсолютное преобладание спор над мицелием грибов (88–99.7%). Авторы отмечают, что подобное соотношение спор и мицелия характерно для различных экстремальных местообитаний: высокогорных, мерзлотных и антарктических почв и почвоподобных образований. В целом, микобиота в грунтах удалённого от побережья района чрезвычайно бедна и малочисленна.

Ещё одна работа стоит несколько особняком. Она посвящена исследованию микобиоты погружённой в море древесины, собранной вдоль протяжённого участка побережья Норвегии [Rämä et al., 2014b]. Вся область отбора образцов разделена авторами на два района: западный и восточный; последний примерно соответствует баренцевоморскому побережью Норвегии (провинция Финнмарк). Собранные фрагменты древесины инкубировали в чашках Петри с мальт-экстракт агаром, а идентификацию выросших культур проводили исключительно с помощью молекулярных методов, в связи с большим количеством стерильных форм. Со всех фрагментов было выделено 577 культур грибов, которые при молекулярных исследованиях разделились на 147 кластеров (OTUs – operation taxonomical units) по генам ITS. Для части из кластеров в GeneBank было найдено соответствие на уровне вида, но для многих – только на уровне семейства или порядка. Определённо, это высокое разнообразие: выше, чем обнаруживалось культуральными методами в дон-

ных и литоральных грунтах Баренцева моря. Это связано, конечно, и с большим количеством образцов, и с широким географическим охватом. Авторы не указывают, в каком районе (западном или восточном) были обнаружены культуры, соответствующие определённым генетическим кластерам, поэтому мы не включили идентифицированные ими виды в таблицу. При этом была выявлена разница между районами. В частности, для западного района показано в целом большее количество OTUs, чем для восточного, хотя индексы разнообразия в обоих случаях почти одинаковы. Немного различается таксономическая структура микобиоты: например, в западном районе выше численность OTUs, принадлежащих к семейству Helotiales, а в восточном – к семейству Nurostreales. Но в целом отмечено, что преобладают представители Ascomycota, кроме них обнаружены в относительно небольшом количестве представители Basidiomycota (7% OTUs), Mucoromycota (3% OTUs) и Chytridiomycota (1% OTUs).

Таким образом, опубликованными культуральными микологическими работами охвачено три района: на небольшом участке Кольского побережья и в одном отдалённом от побережья районе исследована микобиота грунтов и, отчасти, водорослей-макрофитов; на побережье Норвегии – микобиота древесины. В работе о микобиоте воды [Кирцидели и др., 2012] районы работ не указаны. Общее разнообразие культивируемой микобиоты по всем перечисленным публикациям составляет 83 вида из 42 родов (табл. 7.2.1). В ней представлены зигомицеты (2 вида из 2 родов), телеоморфы аскомицетов (3 вида из 3 родов), а преобладают анаморфы аскомицетов (78 видов из 37 родов). Наиболее разнообразным является род *Penicillium* (17 видов), несколько меньше видов в родах *Acremonium* (10) и *Cladosporium* (6); в большинстве родов по 1–2 вида. Большинство видов упоминается только в какой-то одной публикации. Только четыре вида упомянуты в трёх публикациях и их можно считать обычными для вод Баренцева моря: *Pseudogymnoascus roseus*, *Cladosporium cladosporioides*, *Penicillium aurantiigriseum* и *P. brevicompactum*. Первый из перечисленных видов известен своей психро- и галотолерантностью, в целом он приурочен в основном к почвам и водоёмам холодных природных зон. Остальные распространены повсеместно и являются космополитами.

При исследовании микобиоты грунтов и водной толщи была обнаружена очень хорошо заметная разница в обилии и разнообразии грибного населения прибрежных и удалённых от берега районов. При удалении от берега и от устьев рек концентрация терригенных материалов падает, соответственно

падает и концентрация факультативных морских грибов, которые относительно несложно выделить в культуру. Кроме того, учитывая суровость условий Северного Ледовитого океана, можно предположить, что значительная часть пропагул просто погибает или не способна развиваться в таких условиях. Кроме собственно количественного показателя, микобиота прибрежных и удалённых от берега районов различается и качественными характеристиками. В грунтах удалённого от берега района относительно высоко обилие стерильных форм, которых значительно меньше в грунтах прибрежной зоны. Обычно это считается признаком экстремальности местообитания. Интересно, что в воде обнаружена высокая численность дрожжей, не показанная для исследованных грунтов.

ЧТО ИЗВЕСТНО О МОЛЕКУЛЯРНОМ РАЗНООБРАЗИИ МИКОБИОТЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Начало использования молекулярных методов для изучения разнообразия грибов в морских экосистемах позволило по-новому взглянуть на структуру микобиоты Мирового океана. Согласно традиционным представлениям, являющимся следствием применения культуральных или прямых методов исследований, абсолютными доминантами в морской среде являются грибы из отдела Ascomycota. Молекулярные методы также показывают высокое обилие аскомицетов, но, кроме того, демонстрируют заметное присутствие представителей Basidiomycota. В арктическом морском льду этими методами показано доминирование представителей Chytridiomycota [Hassett, Gradinger, 2016]. Таксономическая структура внутри аскомицетов, получаемая морфолого-культуральными и молекулярными методами, также различается [Rämä et al., 2016]. Кроме того, при использовании молекулярных методов в морской микобиоте можно обнаружить совершенно неизвестные ранее группы грибов, которые пока даже не совсем понятно как именно лучше классифицировать. Большинство из них неизвестно в культуре. Работы молекулярного направления, проводившиеся в Северном Ледовитом океане [Zhang et al., 2015a, b; Hassett, Gradinger, 2016], и, в частности, в Баренцевом море [Rämä et al., 2016; Hassett et al., 2019a, b], демонстрируют эти тенденции в полной мере.

Работа по исследованию молекулярного разнообразия микобиоты древесных фрагментов, собранных на норвежском побережье [Rämä et al., 2016], по району отбора материала примерно соответствует предыдущей работе этой группы [Rämä et al., 2014b], но сделана другими методами. Из 49

фрагментов древесины были выделены образцы тотальной ДНК и разделены на 807 кластеров (OTUs) по ITS2, которые были в дальнейшем исследованы. Обнаружено, что обилие OTUs аскомицетов несколько ниже, чем при культуральных исследованиях, и составляет 74%. Доля базидиомицетов, наоборот, выше (20%). При этом около четверти всех выделенных кластеров не удалось отнести ни к какой группе грибов. Авторы обнаружили, что при длительном экспонировании фрагментов древесины в природных условиях в них уменьшается доля базидиомицетных кластеров и увеличивается доля аскомицетных. Авторы отмечают высокое разнообразие исследованной ксилотрофной микобиоты и её отличие от подобной микобиоты в наземных экосистемах.

Одна работа посвящена исследованию распространения, сезонности и экологии оомицетов в донных осадках, воде и льду у берегов Аляски, Гренландии и Шпицбергена [Hassett et al., 2019b]. В Баренцевом море образцы были отобраны в его северной части. Работа по исследованию оомицетов проводилась молекулярными методами и показала стабильное, хотя и низкое (в среднем 1%, максимум в отдельных образцах до 6–10%) присутствие клонов, принадлежащих этой группе во всех пробах в общем пуле эукариотных гетеротрофных микробов. Среди оомицетов наиболее обильными (в среднем около 50%, в отдельных образцах от 30 до 75%) были клоны, принадлежащие виду *Miracula helgolandica*, недавно описанному паразиту диатомовых водорослей. Описан он был из более тёплых областей – из Балтийского моря и с побережья Канады, но, как выяснилось, уверенно чувствует себя и в высоких арктических широтах. При этом среди клонов, отнесённых к этому виду, обнаружено по крайней мере 2 группы, имеющие небольшие отличия, и, возможно, являющиеся новыми видами. Второй по массовости более-менее идентифицированной группой были клоны, относящиеся к также недавно описанному виду паразитов диатомовых водорослей *Olpidiopsis drebesii* и близкие к ним. *Miracula helgolandica* и *Olpidiopsis drebesii* примитивные внутриклеточные паразиты диатомовых, относящиеся к базальным группам оомицетов. Кроме того, были обильны клоны, которые на современном этапе невозможно точно классифицировать внутри оомицетов, и среди которых, предположительно, присутствуют новые таксоны высоких рангов. Таким образом, арктические морские оомицеты – ещё один огромный ресурс неисследованного разнообразия микобиоты.

ЧТО ИЗВЕСТНО О РОЛИ ГРИБОВ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Несмотря на то, что уже понятно широкое распространение в океане грибов и грибоподобных организмов, общего представления об их биологической роли в этих экосистемах до сих пор не сформировалось. В основном понятны какие-то отдельные, частные моменты. Например, очевидно, что аско- и базидиомицеты – основные деструкторы древесины в морской среде. Учитывая объёмы древесины, попадающие в Северный Ледовитый океан со стоком многочисленных рек Сибири, роль грибов в возвращении этого углерода в глобальный цикл чрезвычайно важна [Rämä et al., 2014]: только они могут сделать этот углерод доступным для других организмов. Есть сведения, что в морском арктическом льду преобладают хитридиевые грибы [Hassett, Gradinger, 2016], причём пик их численности связан с максимумом развития здесь диатомовых водорослей. Одна из многочисленных точек отбора образцов для этой работы была расположена на баренцевоморском побережье Шпицбергена (рис. 7.2.1). Для неё характерна такая же структура микобиоты морского льда, как и для остальных. Хитридиевые грибы паразитируют на крупных диатомовых, которые не могут быть съедены планктонными беспозвоночными из-за их больших размеров и прочных панцирей. Развиваясь, хитриды продуцируют многочисленные зооспоры, богатые питательными веществами, и их уже с удовольствием поедает зоопланктон. Таким образом, углерод, ассимилированный диатомовыми, через хитрид попадает к другим участникам пищевых цепей, а панцири отправляются на дно, в осадки.

Для того чтобы лучше понять роль организмов в экосистеме, хорошо иметь представление не только об их таксономическом составе, но и о численности, биомассе и особенностях экофизиологии. Попытка такого комплексного исследования микобиоты была предпринята как раз в арктических водах – у берегов Аляски и Шпицбергена, частично (рис. 7.2.1) – в северной части Баренцева моря [Hassett et al., 2019a]. Это уникальная, изящная и прогрессивная работа, в которой был использован широкий набор методов для максимально полной характеристики вклада грибов в экосистему Северного Ледовитого океана. Авторы использовали определение содержания эргостерина в пробах (стерина, характерного для мембран дикариомицетов, но отсутствующего у хитрид) – для определения биомассы аско- и базидиомицетов в пробах; флюоресцентную гибридизацию (CARD-FISH) со специфическими зондами для хитридиевых грибов – для подсчёта их клеток; определение функциональных генов в пробах, высокопроизводитель-

ное пирокселирование 18S рДНК; были проведены эксперименты по заселению фекальных пеллет грибами и по выживаемости спор грибов в холодной морской воде. Авторы обнаружили повсеместное распространение хитридиомицетов, в основном в связи с диатомовыми водорослями, а максимальные их концентрации обнаружены в морском льду. Биомасса аско- и базидиомицетов заметно превышает биомассу хитридиевых, а общая биомасса всех грибов составляет в среднем 1.77 мгС/м³ или от 1 до 15% общего углерода по данным для исследованных экосистем. Обнаружено высокое содержание ДНК грибов неизвестной таксономической принадлежности: в некоторых пробах её доля превышала 90%. Кроме того, показана высокая выживаемость спор грибов в холодной морской воде и способность грибов заселять фекальные пеллеты. Из всего перечисленного авторы делают вывод о том, что грибы определённо имеют значительный биологический потенциал в арктических морских экосистемах, у отдельных таксономических групп роли в экосистеме различаются. И, хотя исследования грибов и грибоподобных чрезвычайно трудоёмки, они необходимы для получения наиболее полной картины функционирования этих экосистем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Баренцево море – одно из немногих арктических морей, где проводились неоднократные микологические исследования. Данные по его микобиоте содержатся в десяти опубликованных работах. Эти работы бессистемны, посвящены исследованию различных субстратов и географических точек, выполнены различными методами. Большинство работ проведено на прибрежных территориях (рис. 7.2.1); в удалённом от берега районе выполнена только одна работа. Тем не менее, на фоне общей слабой изученности микобиоты арктических морей, исследования в Баренцевом море можно назвать многочисленными.

Работы по исследованию микобиоты этого региона продолжаются и в России, и в Норвегии. Нашей группой были получены данные (пока неопубликованные) по микобиоте нескольких неисследованных ранее районов (рис. 7.2.1): литорали Новой Земли и Земли Франца-Иосифа, а также на побережье Кольского полуострова (Териберская губа) и п-ова Рыбачий (губа Скорбеевская и губа Большая Волоковая).

При исследованиях микобиоты грунтов литорали Новой Земли и Земли Франца-Иосифа обнаружено, что численность прорагул грибов невысока и составляет в среднем 30–40 на 1 грамм грунта, на литорали Земли Франца-Иосифа она ниже. Это примерно столько же, сколько в грунтах литорали Кольского

полуострова [Бубнова, Коновалова, 2018]. Интересно, что в грунтах Новой Земли и Земли Франца-Иосифа чрезвычайно велика доля культур, которые невозможно идентифицировать морфолого-культуральными методами, а требуются генетические исследования: это многочисленные стерильные культуры и культуры, не подходящие под описания известных видов. Доля таких морфотипов в общем разнообразии превышает 70%, а их общее обилие – около 50%. Из тех грибов, которые могли быть идентифицированы, самым распространённым являлся *Pseudogymnoascus roseus*, в основном в анаморфной стадии.

На неисследованных ранее участках Кольского побережья была изучена микобиота песчаных грунтов. Работы в этом районе были частью комплексного исследования щелочеустойчивой и солеустойчивой микобиоты песчаных грунтов морей севера России (Балтийского, Белого и Баренцева). Исследования проводили культуральными методами, с использованием среды на основе морской воды и щелочной среды. Отмечено высокое обилие темноокрашенных грибов, в том числе стерильные морфотипы. Тенденция к преобладанию темноокрашенных грибов отмечена для песчаных грунтов всех исследованных морей. Среди щелочеустойчивых микромицетов были выделены культуры, предварительно отнесенные к группе *Acremonium (Emericellopsis)*-подобных грибов, а также представители семейства *Plectosphaerellaceae (Acrostalagmus luteoalbus и Furcasterigmium furcatum)*. В данном случае удивительным оказалось значительное отличие видового разнообразия и щелочеустойчивых, и не обладающих такими свойствами культур, обнаруженных ранее на литорали полярного острова Западный Шпицберген, где значительную часть выделенных изолятов формируют холодоустойчивые и приуроченные к морским местообитаниям виды, такие как *Pseudogymnoascus pannorum* и *Wardomyces inflatus* [Георгиева и др., 2019].

Может возникнуть вопрос: зачем вообще изучать микобиоту арктических морей? Ответ на него связан, во-первых, с возможной значительной ролью грибов и грибоподобных организмов в этих экосистемах. Показано, что в морях более тёплых регионов грибы чрезвычайно важны [Jones et al., 2015]: они разлагают всевозможные органические остатки, контролируют численность различных гидробионтов в качестве паразитов и в целом являются одним из факторов устойчивости морских экосистем. В Арктических морях в силу слабой изученности микобиоты пока сложно говорить о роли и значении здесь грибов. Пока слишком мало известно даже об их таксономическом разнообразии. Одни из немногих сведений

о роли микобиоты – это данные о роли хитридиомицетов и паразитических оомицетов в контроле численности популяций диатомовых водорослей во льдах [Hasset, Gradinger, 2017; Hassett et al., 2019a, b], а также аско- и базидиомицетов в разложении древесных остатков [Rämä et al., 2016]. Второй важный момент связан с тем, что в суровых условиях арктических морей могут и будут найдены новые для науки таксоны грибов как с уникальными особенностями

адаптации, так и обладающие высоким биотехнологическим потенциалом, образующие полезные для человека метаболиты.

Баренцево море совмещает в себе два выгодных качества: суровость Арктики и относительную доступность для исследователей. В связи с этим, а также с общей актуальностью работ в этих широтах, микологические исследования в этом регионе имеют несомненные перспективы в ближайшем будущем.

ГЛАВА 8. БИОРАЗНООБРАЗИЕ

8.1. Фитопланктон Баренцева моря

Л.А. Паутова

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

На основании анализа структуры летних планктонных фитоценов на акватории Баренцева моря выделены четыре района, представляющие различные стадии сукцессионного цикла. В наиболее продуктивных участках акватории уровень количественного развития фитопланктона соответствовал показателям мезотрофно-эвтрофных вод и был максимальным в северном районе. Основным регулятором цветения кокколитофориды *Emiliana huxleyi*, помимо температуры воды, была концентрация фосфатов. Присутствие в составе современных планктонных фитоценов северной части моря (80° с. ш.) атлантических видов, наряду с ежегодными цветениями *E. huxleyi* в юго-западной части моря, является показателем усиления «атлантификации» арктического региона.

Ключевые слова: фитопланктон, кокколитофоридное цветение, *Emiliana huxleyi*, атлантификация.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(25)

ВВЕДЕНИЕ

Трансформация структуры современных планктонных фитоценов Баренцева моря в последние годы вызывает большой интерес исследователей, поскольку может служить наиболее ярким примером усиления «атлантификации» (atlantification) Арктики. Речь идет, прежде всего, об уникальном явлении – ежегодных мощных цветениях кокколитофориды *Emiliana huxleyi*, которые начали фиксироваться около 20 лет назад благодаря информации, получаемой с искусственных спутников Земли [Smyth et al., 2004; Signorini, McClain, 2009; Burenkov et al., 2011; Novland et al., 2013].

Сокращение площади ледовых полей в арктическом регионе вследствие глобального потепления влечет за собой целый ряд радикальных изменений в морских экосистемах и, прежде всего, касается их важнейшего – автотрофного – звена [Baumann et al., 2000; Sambleten et al., 1995; Signorini, McClain, 2009; Smedsrud et al., 2013; Giraudeau et al., 2016; Oziel et al., 2017]. В этой связи регулярные полевые наблюдения за состоянием планктонных фитоценов различных широтных зон Арктики являются как никогда актуальными. Отклик фитопланктона на радикальное изменение климата может быть различным – от процессов деградации популяций, в наибольшей степени ответственных за качественные кормовые ресурсы (каковыми являются диатомовые водоросли), до усиления роли организмов, адаптированных к низким концентрациям элементов минерального питания – кокколитофорид [Silkin et al., 2014; Gerecht et al., 2018; Silkin et al., 2018]. Кокколитофоридам принадлежит важнейшая роль в круговороте углерода [Winter et al., 2014; Daniels et al., 2018; Gerecht et al., 2018; Walker

et al., 2018]. Поскольку оболочка этих клеток формируется из кальцита, кокколитофориды являются основными кальцификаторами в морских экосистемах. Благодаря постоянно функционирующей в поверхностных водах Мирового океана биологической карбонатной помпе, углекислый газ атмосферы в форме кальцита переносится в донные осадки. Одним из основных видов-кальцификаторов в Мировом океане является кокколитофорид *Emiliana huxleyi*.

Целью настоящего исследования был детальный анализ структуры планктонных фитоценов экологически разнородных районов Баренцева моря в период летнего цветения кокколитофориды *Emiliana huxleyi* летом 2017 года и выяснение механизмов его формирования. Особое внимание уделено районам максимального развития кокколитофорид и диатомовых водорослей, а также характерным особенностям структуры планктонных фитоценов в области Полярного фронта, установлению связи структуры планктонных фитоценов экологически разнородных районов Баренцева моря с модификациями основных типов водных масс.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Количественные и качественные характеристики фитопланктона Баренцева моря были изучены в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в июле–августе 2017 г. (рис. 8.1.1). Для регистрации температуры, солености и плотности использовался STD-зонд (Sea-Bird Electronics, Inc.). Пробы воды на фитопланктон отбирали с использованием 5-литровых батометров Нискина и фиксировали нейтрализованным формальдегидом (конечная концентрация 1%). При концентрировании проб использовался седиментаци-

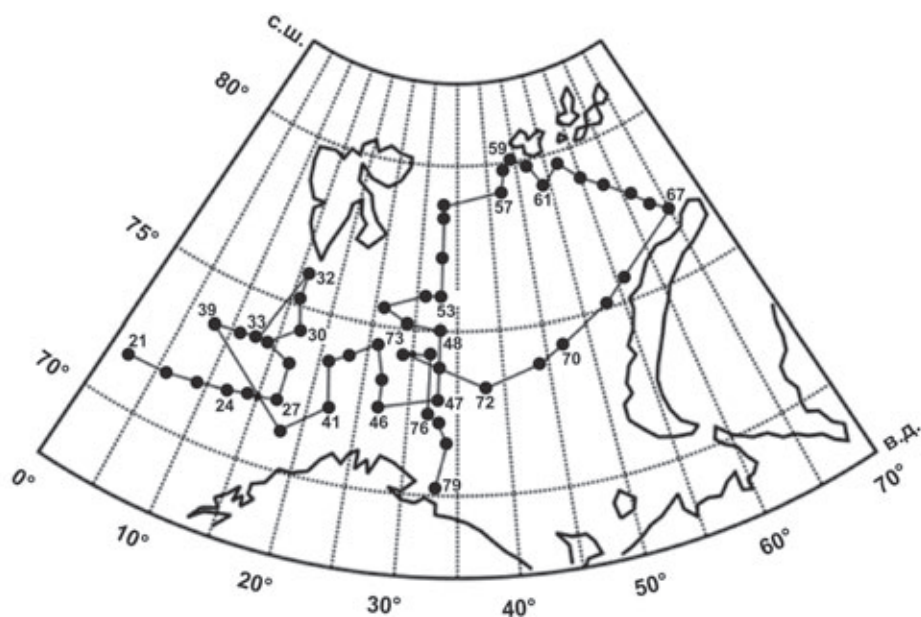


Рис. 8.1.1. Карта района исследований и расположения станций отбора проб

онный метод с последующим декантированием. Всего было собрано и обработано 134 пробы фитопланктона. Определение видов и подсчет числа клеток проводили на световом микроскопе «Эргавал» (Карл Цейс, Йена) в водном препарате при увеличении 16×20 и 16×40 . Клетки с линейными размерами менее 20 мкм подсчитывали в камере Ножотта объемом 0.05 мл. Для подсчета более крупных клеток применялась камера Наумана объемом 1 мл. Биомассу определяли объемным методом, приравнивая клетку по конфигурации к какой-либо геометрической фигуре. При расчете общей биомассы фитопланктона клетки с линейными размерами менее 2 мкм не учитывались. Клетки с неизвестной таксономической принадлежностью размером от 4 до 10 мкм были классифицированы как «мелкие жгутиковые». Идентификация видов основывалась на морфологии и проводилась с использованием источников [Tomas, 1997; World Register..., 2019].

Эколого-географические характеристики динофлагеллят даны по [Коновалова, 1998].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Видовая структура фитопланктона

Летний фитопланктон Баренцева моря характеризуется высоким видовым разнообразием, пестротой состава и сложностью происхождения. В июле–августе 2017 года в исследованном районе обнаружено 148 видов планктонных водорослей, относящихся к 8 систематическим группам (табл. 8.1.1). Был представлен практически весь спектр фитогеографических характеристик фитопланктона – от арктических и бореально-арктических до бореально-тропических. Среди основных видов, формирующих структурно-функциональные показатели сообщества (виды лидирующего комплекса), был высок процент океанических (панталассных) форм (64%).

Таблица 8.1.1. Таксономическая структура летнего фитопланктона Баренцева моря

Систематическая группа	Число родов	Число видов	% от общего числа видов
Bacillariophyta	23	52	35.1
Dinoflagellata	22	81	54.7
Haptophyta	3	3	2.0
Dictyochophyceae	4	5	3.4
Euglenophyta	1	1	0.7
Cryptophyta	2	2	1.45
Chlorophyta	1	1	0.7
Cyanophyta	3	3	2.0
всего	59	148	100

Наибольшим видовым разнообразием отличались динофлагелляты (22 рода, 81 вид, 54.7% от общего числа видов). По числу видов лидировали рода *Protoperidinium* (16 видов), *Gymnodinium* и *Ceratium* (по 9 видов). В составе родов *Dinophysis*, *Prorocentrum*, *Gyrodinium* и *Alexandrium* насчитывалось по 5 видов, в родах *Gonyaulax* и *Oxytoxum* – по 4 вида. В составе остальных 13 родов было по 1–2 вида в каждом.

Диатомовые водоросли были представлены 23 родами и 53 видами (35.1% от общего числа видов). На первом месте по числу видов были рода *Chaetoceros* и *Thalassiosira* (10 и 9 видов соответственно), четырьмя видами был представлен род *Navicula*, в состав остальных родов входило по 1–2 вида. В летнем фитопланктоне Баренцева моря зафиксировано 3 вида кокколитофорид – *Emiliana huxleyi*, *Coccolithus pelagicus* и *Rhabdosphaera sp.* Представители осталь-

ных системообразующих групп (*Cryptophyta*, *Euglenophyta*, *Cyanophyta*, *Chlorophyta*) в составе фитоценов были представлены 1–3 видами, золотистые – 5 видами. Анализ видового состава современного баренцевоморского фитопланктона характеризует его как типично морской, соответствующий зоне смешения флор, что согласуется с данными, полученными другими исследователями [Биология и океанография..., 2007; Wassmann et al., 1999; Rat'kova, Wassmann, 2002].

Состав доминант современного баренцевоморского фитопланктона в летний период разнообразен – от бореально-арктических диатомей в северном районе моря до космополитичных форм в центральной и юго-западной его части (динофлагеллята *Scrippsiella trochoidea*, кокколитофорид *Emiliana huxleyi*) (табл. 8.1.2).

Таблица 8.1.2. Доминанты и субдоминанты летнего фитопланктона Баренцева моря

Название вида	Максимальная численность (кл/л)	Фитогеографическая и экологическая характеристика	Район, станция, горизонт
Доминанты			
Мелкие флагелляты	8×10^5		Северный, ст. 5558, гор. 45 м
Пикопланктон	7×10^5		Северный, ст. 5558, гор. 45 м
<i>Emiliana huxleyi</i>	6.6×10^6	космополит	Юго-западный, ст. 5576, гор. 5 м
<i>Scrippsiella trochoidea</i>	2.8×10^5	космополит	Область Полярного фронта, ст. 5551, гор. 5 м
<i>Thalassiosira gravida</i>	6.1×10^5	бореально-арктический неритический	Северный, ст. 5556, гор. 22 м
<i>Eucampia groenlandica</i>	9.7×10^5	бореально-арктический неритический	Северный, ст. 5558, гор. 45 м
<i>Thalassiosira hyalina</i>	1.3×10^5	бореально-арктический неритический	Северный, ст. 5561, гор. 30 м
Субдоминанты			
<i>Prorocentrum minimum</i>	5.8×10^4	космополит	Область Полярного фронта, ст. 5544, гор. 5 м
<i>Pseudo-nitzschia delicatissima</i>	3.8×10^4	Бореальный панталассный	Западный, ст. 5527, гор. 5 м
<i>Proboscia alata</i>	2.9×10^4	бореально-тропический океанический	Западный, ст. 5527, гор. 5 м
<i>Rhizosolenia hebetata f. semispina</i>	1.0×10^4	бореально-тропический океанический	Юго-западный, ст. 5579, гор. 5 м
<i>Protoperidinium depressum</i> (по биомассе)	8.3×10^2	бореально-арктический панталассный	Область Полярного фронта, ст. 5548-А, гор. 35 м
<i>Dinophysis acuta</i> (по биомассе)	8.6×10^3	бореально-арктический неритический	Область Полярного фронта, ст. 5548-А, гор. 5 м
<i>Dinophysis norvegica</i> (по биомассе)	2.6×10^3	бореально-арктический неритический	Область Полярного фронта, ст. 5575, гор. 20 м
<i>Protoperidinium brevipes</i> (по биомассе)	4.8×10^3	бореально-арктический панталассный	Область Полярного фронта, ст. 5531, гор. 5–10 м

В лидирующем комплексе летнего фитопланктона Баренцева моря в июле–августе 2017 г. доля холодноводных видов составила немногим более 50%, при этом вклад океанических (панталассных) форм был достаточно высок (57%). Для западной части моря, находящейся под непосредственным воздействием атлантических вод, эти показатели составляли 50 и 67% соответственно. Особенно широким фитогеографическим спектром характеризовались субдоминанты, среди которых присутствовали как местные неритические холодноводные формы (*Dinophysis acuta*, *Dinophysis norvegica*), так и широко распространенные в бореальной и северной Атлантике [Околдов, 1996а, 1996б; Hegseth et al., 1995; Sambleten et al., 1995; Okolodkov, 1999; Hegseth, Sandfjord, 2008] океанические (панталассные) виды: бореально-арктические динофлагелляты *Protoperidinium brevipes* и *Protoperidinium depressum*, бореальная диатомея *Pseudo-nitzschia delicatissima*, бореально-тропические диатомовые *Proboscia alata* и *Rhizosolenia hebetata* f. *semispina*, космополит *Prorocentrum minimum*. Тепловодные диатомовые субдоминанты концентрировались в западной и юго-западной части моря, где в южной прибрежной ветви Нордкапского течения отмечалась самая высокая для поверхностного слоя температура воды (до 11°C) и повышенные (по сравнению с центральным и северным районами) концентрации основных биогенных элементов в поверхностном слое воды. В то же время холодноводные и широко распространенные формы миксо- и гетеротрофных динофлагеллят предпочитали центральный район моря в области Полярного фронта.

Лидирующий комплекс фитопланктона северного района Баренцева моря формируется исключительно за счет холодноводных арктических видов [Макаревич, Олейник, 2017; Hegseth et al., 1995; Markowski, Wiktor, 1998; Owrid et al., 2000; Oziel et al., 2017] как ассоциированных со льдами (бореально-арктические диатомовые *Thalassiosira gravida* и *Thalassiosira hyalina*), так и дающих мощные вспышки численности при открытой воде (*Eucampia groenlandica*). Здесь динофлагелляты не входили в состав лидирующего комплекса видов. В небольших количествах встречались холодноводные океанические (панталассные) виды *Dinophysis punctata*, *Dinophysis acuminata*, *Gyrodinium lachryma*, разнообразные крупно- и мелкоклеточные представители рода *Gymnodinium*. На арктической стороне Полярного фронта (ст. 5553, 5554) отмечен холодноводный *Alexandrium tamarense*. В целом, видовой состав динофлагеллят данного района был сходен с таковым западной части Норвежского моря и определялся воздействием арктических вод.

Напротив, лидирующий комплекс фитопланктона западной и центральной частей моря формировался в равной степени за счет холодноводных и умеренно-тепловодных видов с преобладанием панталассных форм, характерных для бореальной и северной Атлантики. Доминирующие виды этих районов моря – космополиты кокколитофорида *E. huxleyi* и динофлагеллята *S. trochoidea* также широко распространены в Атлантике. В данной части моря в зависимости от структуры лидирующего комплекса фитопланктона можно выделить 4 отдельных участка: 1 – зона дивергенции течений у западной границы баренцевоморского шельфа (ст. 5525, 5527, 5527А) с доминированием кокколитофорида *E. huxleyi* и умеренно-тепловодными диатомовыми *P. alata* и *P. delicatissima* в качестве субдоминант; 2 – фронтальная зона с доминированием миксотрофной динофлагелляты *S. trochoidea* (ст. 5551, 5531) и мелкой миксотрофной *P. minimum* в качестве субдоминанты (ст. 5531); 3 – область умеренного цветения *E. huxleyi* ($<2.0 \times 10^6$ кл/л) вблизи Полярного фронта (ст. 5544, 5548, 5548-А, 5550) с крупными холодноводными неритическими и панталассными динофлагеллятами *P. depressum*, *D. acuta*, *D. acuminata* и *P. brevipes* в составе субдоминант; 4 – район максимально высокого уровня цветения кокколитофорида *E. huxleyi* в юго-западной части моря (ст. 5576–5581, южная ветвь Нордкапского течения) с субдоминантами – диатомовыми *P. alata*, *R. hebetata* f. *semispina* (прибрежные воды, ст. 5579) и динофлагеллятой *D. acuta* (ст. 5578, область вклинивания холодных баренцевоморских вод).

Помимо видов, максимально ответственных за формирование продукционных показателей фитопланктона, в современном фитопланктоне Баренцева моря большой интерес представляют водоросли, которые могут служить индикаторами распространения атлантических вод как по его акватории, так и в высокие широты Арктики [Макаревич, Олейник, 2017; Barnard et al., 2004; Hegseth, Sandfjord, 2008; Dylmer et al., 2013]. Помимо кокколитофорида *E. huxleyi* это, прежде всего, группа тепловодных видов – океанические тепловодные динофлагелляты из рода *Ceratium* (*C. trichoceros*, *C. bucephalum*, *C. horridum*, *C. fusus*, *C. furca*, *C. tripos*), присутствие которых летом 2017 года было характерно для южной, наиболее теплой ветви Нордкапского течения. Экспансия данных видов на северо-восток – еще одно убедительное свидетельство усиления «атлантификации» арктических морей [Barnard et al., 2004]. В то же время в более холодных водах над Медвежинским желобом видовая структура фитопланктона была сходна с центральными районами Норвежского моря, характеризующимися низкими

количественными показателями фитопланктона, отсутствием диатомовой компоненты, преобладанием кокколитофорид и мелких миксотрофных динофлагеллят, главным образом *P. minimum*. Подобное сходство вполне объяснимо, поскольку и центральная часть Норвежского моря, и акватория Баренцева моря в районе Медвежинского желоба находятся в зоне действия Северо-Атлантического течения. В этом районе Баренцева моря влияние вод более теплого поверхностного Нордкапского (Норвежского) течения минимально – виды, характерные для него (*C. horridum*, *R. hebetata f. semispina*, *P. alata*), фиксируются здесь лишь единично и только на поверхности воды, их присутствие в фитопланктоне объясняется, по-видимому, дрейфовыми течениями под влиянием ветров с устойчивой западной и юго-западной составляющей. Таким образом, северная ветвь Нордкапского течения здесь проявляет себя слабо, лишь в поверхностном слое воды (0–5 м). Начиная с глубины залегания пикноклина, воды Баренцева моря в Медвежинском желобе по структуре своих планктонных фитоценов являются водами Северо-Атлантического течения. Видом-индикатором этого течения в Баренцевом море может служить крупноклеточная (диаметр клетки 14–16 мкм) холодноводная кокколитофориды *Coccolithus pelagicus*. Основным ареалом этого арктического вида является Гренландское море [Dymler et al., 2013]. С водами Северо-Атлантического течения из зоны Арктического фронта, расположенного над подводным хребтом Мона, разделяющего Гренландское и Норвежское моря, вид распространяется по акватории Норвежского моря, что подтверждается наблюдениями на широтном разрезе через центральную глубоководную часть моря (ст. 5516–5525). В Баренцевом море вид может служить индикатором проникновения вод Северо-Атлантического течения на северо-восток, вплоть до ст. 5553 и 5554, располагавшихся на арктической стороне Полярного фронта. Кроме того, вместе с другими атлантическими видами, характерными, в том числе, для Норвежского течения (*C. horridum*, *E. huxleyi*, *R. hebetata f. semispina*) и единично встреченными нами на самых северных станциях у берегов архипелага Земля Франца-Иосифа, вид может служить индикатором распространения атлантических вод в высокую Арктику (вплоть до 80° с. ш.) со Шпицбергенским течением. Воды этого течения, обгибая Шпицберген с севера, через глубоководный желоб Франц-Виктория заходят в северную часть Баренцева моря и фиксируются на глубинах свыше 50 м под более холодными и менее солеными арктическими водами. Присутствие *C. pelagicus* в составе

современных планктонных фитоценов северной части Баренцева моря отмечено и другими исследователями [Макаревич, Олейник, 2017].

За исключением кокколитофорид, способных сохранять жизнеспособность при отрицательных температурах воды, для остальных индикаторных видов (характерных для тепловодных комплексов), высокие широты, несомненно, являются стерильными областями выселения [Семина, 1974], куда клетки этих водорослей заносятся течениями и развиваться не могут.

Численность фитопланктона

Кокколитофориды. Количественные характеристики летнего фитопланктона Баренцева моря находились в прямой зависимости от гидрофизических и гидрохимических факторов среды. На фоне максимального прогрева верхнего слоя воды и низких (иногда вплоть до лимитирующих) концентраций основных биогенных элементов (Si, N, P) фитопланктон находился на поздних стадиях сукцессии. В западной половине моря при минимальном развитии диатомовой компоненты в сообществах верхнего продуцирующего 50-метрового слоя воды доминировали кокколитофориды, составляя до 98–99% от общей численности фитопланктона. Максимально высокая численность кокколитофорид, представленных единственным видом – *E. huxleyi*, отмечена в верхнем 5-метровом слое воды в пятне цветения, располагавшемся в юго-западной части моря в южной ветви Нордкапского течения при солености 33.9–34.66 епс и температуре 9.3–10.7°C ($1.6\text{--}6.6 \times 10^6$ кл/л, ст. 5576–5581). Абсолютный максимум численности *E. huxleyi* зафиксирован при температуре 9.3°C и солености 34.5 епс на ст. 5576. Существует устойчивое мнение, что уровень количественного развития *E. huxleyi* в Баренцевом море, как и в других районах Северной Атлантики, определяется температурой поверхностного слоя воды и максимален при максимально высоких ее значениях. Наши наблюдения подтверждают достоверность этой связи, однако это происходит не всегда. Так, летом 2017 года в Норвежском море при столь же высокой температуре поверхностного слоя воды (9.0–10.4°C, ст. 5519, 5523) уровень количественного развития *E. huxleyi* был очень низким, не превышая 10^4 кл/л. Очевидно, что существует еще один важный фактор, которому в современной литературе уделяется не столь большое внимание, – концентрация основных биогенных элементов и, прежде всего, азота и фосфора. По материалам 2017 года нами детально проанализированы структура фитопланктона и уровень количественного развития *E. huxleyi* в западной половине моря

в зависимости от концентраций минеральных форм азота и фосфора ($N-NO_3$, $P-PO_4$). Полученные данные, подкрепленные статистическим анализом, свидетельствуют о том, что для достижения максимальной численности *E. huxleyi* (способной развиваться при низких концентрациях питательных веществ благодаря уникальной ферментной системе ее клетки), помимо оптимальной температуры требуется еще одно условие – низкое соотношение N:P, исключая конкуренцию со стороны представителей других систематических групп фитопланктона. Так, в пятне максимального цветения кокколитофориды *E. huxleyi* концентрация нитратов (основной формы минерального азота в поверхностном слое воды летом 2017 г.) составляла 1.0–2.6 мкг-ат/л, фосфатов 0.04–0.12 мкг-ат/л при N:P = 1.1–5.2. Оптимальными для развития *E. huxleyi* были концентрации нитратов 0.15 мкг-ат/л и фосфатов 0.12 мкг-ат/л при N:P = 1.25. Эти данные хорошо согласуются с результатами, полученными для черноморской популяции *E. huxleyi* в ходе 10-летних судовых мониторинговых наблюдений и экспериментальных лабораторных исследований [Silkin et al., 2014; Silkin et al., 2018].

Еще одно пятно цветения *E. huxleyi*, но гораздо меньшей интенсивности ($1.2-1.8 \times 10^6$ кл/л), располагалось севернее, близ области Полярного фронта над выходом из Медвежинского желоба (ст. 5544, 5548, 5548-A, 5550, 5574). В конце июля максимальная численность вида на всех станциях наблюдений фиксировалась в верхнем 5-метровом слое воды, опускаясь через 2 недели до глубины 20 м, характеризующей нижнюю границу поверхностных вод (ст. 5548-A). Судя по показателям температуры (7.1–8.3°C) и солености (34.93–35.0 епс), данный участок акватории в наименьшей степени испытывал влияние теплых вод поверхностного Норвежского течения, а находился под воздействием более холодных и соленых вод Северо-Атлантического течения, входящих в Баренцево море по Медвежинскому желобу. При несомненной связи понижения температуры со снижением численности *E. huxleyi* сравнительный анализ вновь выделяет дополнительный фактор – концентрацию биогенных элементов, которая для N и P в северном пятне цветения была еще ниже, чем на ст. 5576–5581, а концентрация фосфатов в поверхностном слое воды, будучи повсеместно ниже лимитирующей, ограничивала рост популяции *E. huxleyi*. Еще одним примером, подтверждающим связь уровня количественного развития *E. huxleyi* с концентрацией биогенных элементов, является сравнение ситуации в северном пятне цветения со структурой фитоцена на ст. 5528–5528-A, располагавшихся в атлантических водах у западного края баренцевоморского шельфа

при входе в Медвежинский желоб. На ст. 5528–5528-A при значениях температуры (8.5–8.8°C) и солености (34.84–35.1 епс), сходных с этими параметрами в северном пятне цветения, численность *E. huxleyi* была крайне низкой и не превышала 5.0×10^4 кл/л во всем 100-метровом слое воды. Здесь концентрации азота и фосфора были выше лимитирующих, однако в данном случае развитие кокколитофорид блокировалось высокими концентрациями азота в поверхностном слое воды (0.9 мкг-ат/л, ст. 5545; 1.25 мкг-ат/л, ст. 5528; 2.8 мкг-ат/л, ст. 5528-A). Соотношение N:P, достигавшее 12.5 (ст. 5528), было в пользу диатомовой компоненты, а достаточно высокая концентрация кремния (до 1.32 мкг-ат/л) не лимитировала их рост. Таким образом, концентрация основных биогенных элементов является важным фактором регуляции численности кокколитофориды *E. huxleyi* – основного вида-кальцификатора в Баренцевом море [Паутова и др., 2020]. Вышеизложенное позволяет также объяснить незначительные модификации, принципиально не влияющие на общую структуру фитопланктона при абсолютном доминировании кокколитофорид в период их цветения и касающиеся степени участия тепловодных океанических диатомей *P. alata* и *R. hebetata* f. *semispina* в формировании структуры. Роль этих видов повышалась при увеличении концентрации нитратов в поверхностном слое воды в прибрежных участках (ст. 5579) за счет берегового стока, а также в зоне активного воздействия прибрежной южной ветви Нордкапского течения (ст. 5578). Что касается численности другого вида кокколитофорид – *C. pelagicus*, то она была невысока и не превышала 1.4×10^4 кл/л в водах Северо-Атлантического течения, входящего в Баренцево море через Медвежинский желоб (ст. 5543, 5944).

Диатомовые. Второй по значимости группой планктонных водорослей, достигавших наибольшей численности в летнем фитопланктоне Баренцева моря, были диатомовые водоросли. В отличие от кокколитофорид, цветение которых происходило в поверхностных слоях воды юго-западной части моря в атлантических водах, диатомовые достигали максимальной численности в арктических водах в северной части Баренцева моря. Скопления этих водорослей, как ассоциированных со льдами (ст. 5556), так и в массе развивавшихся в водах, свободных от ледового покрова (ст. 5557-A; 5558; 5561), во всех случаях представляли собой осевшее в нижние слои воды весеннее цветение, которое в высокой Арктике наблюдается в июне–начале июля. Обычно такие цветения связаны с процессом ледотаяния и формированием обогащенной биогенными элементами прикромочной зоны. Существует особая группа холодноводных

диатомовых водорослей, жизненный цикл которых связан со льдами. Такие организмы прикрепляются к нижней поверхности льда или же заполняют каналы и поры в самом льду. Так на ст. 5556, располагавшейся в зоне ледовых полей в области действия холодного течения Персея, видами, ответственными за цветение, были холодноводные арктические диатомеи из рода *Thalassiosira* (*T. gravida*, *T. nordenskiöldii*, *T. rotula*). Численность этих водорослей на горизонте подповерхностного максимума (22 м) составила 5.9×10^5 кл/л (88% от общей численности фитопланктона). На ст. 5561, находившейся в области Центрального холодного течения, поступающего из высокой Арктики, цветение формировалось другой ассоциированной со льдами центрической диатомеей – *Thalassiosira hyalina*. Скопления этой водоросли (до 1.3×10^5 кл/л, 50% от общей численности) зафиксированы на глубине 30 м. В обоих случаях основная масса водорослей находилась в подповерхностном слое арктических вод с характерной для них соленостью (34.4–34.5 епс) и температурой (–0.6–1.44°C). На ст. 5556 диатомовые заканчивали вегетацию в связи с истощением запаса биогенных элементов. Здесь концентрации всех без исключения биогенных элементов были лимитирующими (Si – 0.28 мкг-ат/л; N-NO₃ – 0.06 мкг-ат/л; P-PO₄ – 0.09 мкг-ат/л). На ст. 5561 на горизонте скопления диатомовых, напротив, располагался нутриклин; концентрации кремния, азота и фосфора были велики (1.13 мкг-ат/л; 3.37 мкг-ат/л; 0.31 мкг-ат/л соответственно) и не могли ограничивать дальнейший рост популяции *T. hyalina*.

На ст. 5557-А и 5558 глубинные максимумы численности еще одной бореально-арктической диатомеи – *Eucampia groenlandica* – располагались у нижней границы фотической зоны на глубине 52 и 45 м соответственно (1.4×10^5 кл/л, 44% от общей численности фитопланктона, ст. 5557-А; 9.7×10^5 кл/л, 37% от общей численности фитопланктона, ст. 5558). В обоих случаях клетки этой диатомеи находились в стадии деградациии, что объясняется как исчерпанием биогенных элементов и, прежде всего, кремния, так и недостатком освещенности. Поскольку повторный отбор проб не выявил скоплений *E. groenlandica* на ст. 5557, можно полагать, что популяция в данный район могла заноситься течениями. Наиболее мощное скопление диатомей, представленное *E. groenlandica*, было на ст. 5558, располагавшейся на выходе из глубоководного желоба Франц-Виктория и характеризовавшейся наличием вод атлантического генезиса (более теплых и соленых) на глубинах 100–200 м. Этим объясняется присутствие на данных глубинах единичных представителей холодноводного атлантического комплекса – золотистой водоросли *Phaeocystis*

rouchetii и динофлагелляты *P. minimum*, которые могут служить индикаторами атлантических вод. Таким образом, различия в составе диатомовых доминант на северных станциях обусловлены особенностями гидрологии и объясняются воздействием вод атлантического генезиса в области вхождения в северную часть Баренцева моря.

Что касается численности диатомовых в западной половине моря в атлантических водах, то наибольшая не превышала 1.2×10^5 кл/л (35% от общей численности фитопланктона) и была максимальной в зоне конвергенции течений (ст. 5527-А). Максимальных величин здесь достигала бореально-арктическая диатомея весеннего цветения – *E. groenlandica*, скопление которой фиксировалось у нижней границы фотической зоны на глубине 45 м. В верхнем 5–35-метровом слое воды, напротив, были сосредоточены виды атлантического тепловодного комплекса – широко распространенная в бореальной и северной Атлантике мелкая пеннатная диатомея *P. delicatissima* (4.0×10^4 кл/л) и бореально-тропическая *P. alata* (3.0×10^4 кл/л), единично были представлены виды холодноводного атлантического комплекса (*Rhizosolenia styliformis*, *Corethron criophilum*, *Pseudo-nitzschia seriata*). Развитие диатомовой компоненты в этом районе моря в верхнем продуцирующем слое воды ограничивалось лимитирующими концентрациями всех без исключения биогенных элементов, потребленных во время весеннего цветения неритических диатомей холодноводного комплекса.

В северной части Полярного фронта отмечено небольшое увеличение численности холодноводных атлантических видов *R. styliformis* (7.2×10^3 кл/л), *P. seriata* (9.8×10^3 кл/л), *Chaetoceros socialis* (3.0×10^3 кл/л), тепловодной, характерной для Норвежского течения *P. alata*, а также бореально-арктической, характерной для арктических вод, диатомеи *T. gravida* на горизонте 45 м в зоне контакта холодных вод Медвежинского течения и атлантических вод Шпицбергенского течения.

Кроме этого, небольшое увеличение численности бореальных и бореально-тропических видов диатомовых атлантического океанического комплекса (*P. delicatissima*, 2.3×10^3 кл/л, ст. 5573, гор. 5 м; *P. alata*, 2.2×10^4 кл/л, ст. 5578, гор. 5 м; *R. hebetata f. semispina*, 9.6×10^3 кл/л, ст. 5579, гор. 5 м) наблюдалось в юго-западной части моря в пятнах цветения кокколитофориды *E. huxleyi* и объяснялось локальным повышением концентрации нитратов. Небольшое скопление холодноводной *E. groenlandica* на глубине 48 м ст. 5578 у нижней границы фотической зоны свидетельствует о том, что данный вид ответственен за формирование весенних цветений и в этом районе моря.

Мелкие флагелляты и пикопланктон. Следующей по значимости группой фитопланктонных водорослей, достигавших наиболее высокой численности в атлантических водах к западу от Полярного фронта, являются мелкие флагелляты размером 4–10 мкм и пикопланктон (2–3 мкм). По сравнению с кокколитофоридами численность этих групп фитопланктона в верхнем продуцирующем слое воды была меньше на порядок. Наибольшая численность мелких флагеллят была отмечена у поверхности воды в зоне дивергенции течений у края западного шельфа Баренцева моря (6.0×10^5 кл/л, 45% от общей численности фитопланктона, ст. 5527, гор. 5 м). Кроме того, повышенная численность водорослей этой группы была характерна для южной части зоны Полярного фронта ($3-4 \times 10^5$ кл/л, 16% от общей численности, ст. 5548, гор. 5 м и ст. 5575, гор. 20 м). На остальной акватории западной части моря численность мелких флагеллят в верхнем 20-метровом слое воды находилась в пределах $6.0 \times 10^3-2.0 \times 10^5$ кл/л и была минимальной на входе в Медвежинский желоб в водах Северо-Атлантического течения (ст. 5528, 5528-А). Эти величины были сопоставимы с таковыми для центральной глубоководной части Норвежского моря ($3.0 \times 10^2-1.5 \times 10^4$ кл/л, ст. 5521, 5523). В арктических водах к северу от Полярного фронта максимальная численность представителей этой группы фитопланктона была обнаружена у нижней границы фотической зоны ст. 5558 на глубине 45 м (8.0×10^5 кл/л). В верхнем 20-метровом слое мелкие флагелляты характеризовались повышенной численностью в поверхностном 5-метровом слое воды ст. 5559 (1.0×10^5 кл/л), а также на участке, прилегающем к Полярному фронту с его арктической стороны (1.5×10^5 кл/л, ст. 5553, гор. 24 м). На остальных станциях наблюдения численность мелких флагеллят была низкой и не превышала $6.0 \times 10^3-6.0 \times 10^4$ кл/л (ст. 5557-А и ст. 5561, гор. 5 м соответственно). На всех станциях наблюдения численность мелких флагеллят уменьшалась с глубиной. Исключение составила ст. 5557 (5557-А), где максимумы численности, отмеченные на глубинах 45–52 м ($5-7 \cdot 10^4$ кл/л) были приурочены к термоклину между арктическими и располагавшимися ниже более солеными и теплыми водами атлантического генезиса (температура $+3.2^\circ\text{C}$ на глубине 80 м), поступающими, по-видимому, в этот район по глубоководному желобу Франц-Виктория).

Распределение численности водорослей пикопланктона в целом было аналогично таковому мелких флагеллят. Наиболее высокие концентрации клеток этих водорослей зарегистрированы в арктических водах (7×10^5 кл/л, ст. 5558, гор. 45 м) в зоне дивергенции течений (6×10^5 кл/л, ст. 5527, 5527-А,

гор. 5 м), а также в области Полярного фронта с атлантической его стороны (5×10^5 кл/л, ст. 5548, 5550, 5551, гор. 5–16 м). Кроме того, высокая численность пикопланктона сопутствовала цветению кокколитофорид ($4-7 \times 10^5$ кл/л, ст. 5574, 5577, 5578, 5580, 5581, гор. 5–48 м). В вертикальном распределении пикопланктона прослеживалось два максимума численности – у поверхности воды и у нижней границы фотической зоны.

Динофлагелляты. В западной части моря, несмотря на высокое видовое разнообразие, численность динофлагеллят была невелика и не превышала 1.0×10^4 кл/л в зоне конвергенции течений. Повсеместно эти водоросли были представлены крупными миксотрофными и гетеротрофными формами, что обусловило их достаточно весомый вклад в общую биомассу фитопланктона. По направлению на северо-восток численность динофлагеллят увеличивалась, достигая максимума ($1.0-2.8 \times 10^5$ кл/л) в зоне Полярного фронта и резко снижалась (менее 1.0×10^3 кл/л) в арктических водах северной части моря. По своим фитогеографическим и экологическим характеристикам динофлагелляты летнего фитопланктона представляют собой весьма сложную группу. Те из них, чья численность достигала наибольших величин, можно объединить в 4 комплекса (табл. 8.1.3).

Атлантический тепловодный океанический комплекс был представлен исключительно океаническими и панталассными видами рода *Ceratium* в зоне конвергенции и юго-западной части моря в области цветения кокколитофориды *E. huxleyi*. Атлантический холодноводный океанический комплекс, был представлен основными доминантами *S. trochoidea* и *P. minimum*, в массе развивавшимися в поверхностном слое воды в зоне Полярного фронта и достигавшими абсолютного максимума численности (2.8×10^5 кл/л, ст. 5551) в центральной его части. Атлантический холодноводный неритический комплекс состоял из крупных миксотрофов *D. acuta*, *A. tamarense*, гетеротрофа *P. depressum*, дающих наибольшую численность в южной части Полярного фронта на его атлантической стороне (ст. 5548, 5548-А). В то же время на арктической стороне фронта (ст. 5553) наибольшей численности достигали другие виды крупных холодноводных динофлагеллят – миксотрофный неритический *D. norvegica* и океанический *G. lachryma*. По мере удаления от Полярного фронта на север численность видов атлантического комплекса (*P. granii*, *P. brevipes*, *G. lachryma*) резко снижалась и на ст. 5554 была уже минимальной. Представители четвертого, арктического, комплекса были характерны для северных станций 5557–5560. Здесь обнаружен набор

крупноклеточных (диаметр клеток 60–90 мкм) эндемичных видов из родов *Gymnodinium* и *Gyrodinium*, а также мелкоклеточный *D. punctata*, по данным наших наблюдений входящий также в состав летних планктонных фитоценов открытых вод западной глубоководной части Норвежского моря.

Таблица 8.1.3. Основные эколого-географические комплексы динофлагеллят летом 2017 года (приведены максимальные значения численности, кл/л)

Виды	Максимальная численность, кл/л				
	Западная часть	Юго-западная часть	Фронтальная зона	Околофронтальная зона	Северный регион 80° с. ш.
<i>Атлантический тепловодный комплекс (океанический)</i>					
<i>Ceratium bucephalum</i>	24	12	6	6	0
<i>Ceratium furca</i>	24	12	0	0	0
<i>Ceratium fusus</i>	800	468	108	42	6
<i>Ceratium horridum</i>	318	270	30	72	6
<i>Ceratium trichoceros</i>	36	18	0	0	0
<i>Ceratium tripos</i>	60	84	18	18	0
<i>Атлантический холодноводный комплекс (океанический)</i>					
<i>Ceratium longipes</i>	42	138	222	54	132
<i>Gyrodinium lachryma</i>	12	18	300	228	500
<i>Prorocentrum minimum</i>	12	120	48000	57600	0
<i>Protoperidinium brevipes</i>	24	1872	4800	2600	84
<i>Protoperidinium granii</i>	120	324	600	1200	160
<i>Scrippsiella trochoidea</i>	6	3700	278400	86400	32
<i>Атлантический холодноводный комплекс (неритический)</i>					
<i>Alexandrium tamarense</i>	18	84	888	400	24
<i>Dinophysis acuta</i>	30	150	4300	350	0
<i>Dinophysis norvegica</i>	0	1300	4300	552	6
<i>Protoperidinium depressum</i>	6	84	828	600	48
<i>Арктический комплекс</i>					
<i>Ceratium arcticum</i>	0	12	42	0	120
<i>Dinophysis punctata</i>	0	0	0	0	108
<i>Gymnodinium sp¹, d = 80 мкм</i>	0	0	0	0	240
<i>Gymnodinium sp², d = 70 мкм</i>	0	0	0	0	132
<i>Gymnodinium sp³, d = 40 мкм</i>	0	0	0	0	120

За исключением гетеротрофа *P. depressum* все максимумы численности динофлагеллят в области Полярного фронта отмечались в поверхностном слое воды. Та же закономерность прослеживалась и в зоне дивергенции, где представители тепловодного комплекса были отмечены лишь в поверхностных водах Норвежского течения. В юго-западной части моря на ст. 5580 наибольшая численность *D. norvegica* фиксировалась в слое пикноклина на глубине 22 м и была связана с интрузией арктических вод. На северных станциях максимальная численность крупных энде-

мичных форм (за исключением ст. 5556 и 5561, где они отсутствовали) была приурочена к верхнему 15-метровому слою распресненных арктических вод с соленостью 32.4–33.9 епс.

Биомасса фитопланктона

Основная биомасса фитопланктона была сосредоточена в верхнем 50-метровом продуцирующем слое воды в фотической зоне. Показатели средневзвешенной биомассы были максимальными в северном районе моря на тех станциях, где в

нижних горизонтах у границы фотической зоны (глубина 45–52 м) концентрировалось осевшее весеннее диатомовое цветение (рис. 8.1.2). Наибольшая для моря средневзвешенная биомасса (2.1 г/м³, 109.2 мгС/м³) была зарегистрирована на ст. 5556, располагавшейся в прикромочной зоне, 99.2% ее составляли диатомовые водоросли арктического комплекса – *T. gravida*, *T. nordenskioldii*, *T. rotula*. Столь же высокий уровень средневзвешенной биомассы был отмечен на ст. 5558 (1.7 г/м³, 62.9 мгС/м³), где

на 96% она была сформирована другой холодно-водной диатомеей – *E. groenlandica*. Для ст. 5561, где доминировала еще одна диатомовая водоросль арктического комплекса – *T. hyalina*, и ст. 5557-А с доминированием *E. groenlandica* уровень биомассы фитопланктона был ниже и составил 0.44 г/м³ (16.2 мгС/м³) и 0.23 г/м³ (8.6 мгС/м³) соответственно. На остальных станциях северного района (ст. 5557, 5559, 5560) биомасса фитопланктона верхнего продуцирующего слоя была крайне низкой и не превы-

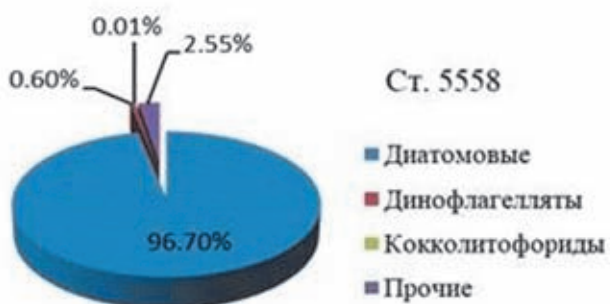
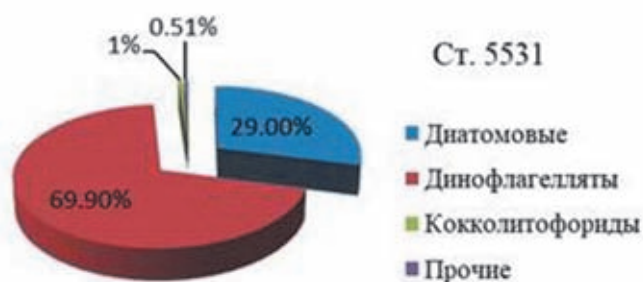


Рис. 8.1.2. Вклад водорослей различных систематических групп в биомассу фитопланктона в летний период 2017 года на ст. 5556, 5558, 5561

Рис. 8.1.3. Вклад водорослей различных систематических групп в биомассу фитопланктона в летний период 2017 года на ст. 5531, 5548A, 5551

шла 0.03 г/м³ при преимущественном вкладе динофлагеллят (от 62 до 76%).

В области Полярного фронта средневзвешенная биомасса в верхнем продуцирующем слое достигала 0.74 г/м³ и была максимальной в северной его части (ст. 5531). Здесь основу биомассы создавали динофлагелляты (70% от общей) при доминировании *S. trochoidea*, существенный вклад (25% от общей биомассы) вносили диатомовые как атлантического (*R. styliformis*, *P. alata*), так и арктического комплекса (*T. gravida*) (рис. 8.1.3). В центральной части Полярного фронта (ст. 5551) биомасса фитопланктона (0.62 г/м³, 81.9 мгС/м³) также формировалась динофлагеллятами при абсолютном доминировании *S. trochoidea*. В южной части Полярного фронта (ст. 5548, 5548-А) при столь же высокой биомассе (0.62 г/м³, 66.8 мгС/м³) и в прилежащем районе (ст. 5575), где общая биомасса в верхнем продуцирующем слое воды составила 0.2 г/м³ (21.0 мгС/м³), основу ее, в отличие от ст. 5531 и 5551, формировали крупные холодноводные неритические виды динофлагеллят атлантического происхождения – *D. acuta*, *D. norvegica*, *A. tamarense*, *G. lachryma*, *P. depressum*, представлявшие местный баренцевоморский комплекс. Вклад крупноклеточных динофлагеллят в средневзвешенную биомассу достигал 81–85%. Здесь же 11–18% от общей биомассы давала кокколитофориды *E. huxleyi*.

В юго-западной части моря, в пятне цветения *E. huxleyi*, средневзвешенная биомасса находилась в пределах 0.28–0.54 г/м³ (36.2–71.3 мгС/м³) (ст. 5581 и 5576 соответственно). Вклад *E. huxleyi* в общую биомассу составлял 58–91% и был максимален на ст. 5576, где наблюдалась максимально высокая (6.6×10^6 кл/л) численность данного вида (рис. 8.1.4). В случае сколь-либо существенного развития диатомовой компоненты (ст. 5578, 5579, 20–30% от общей биомассы сообщества) или увеличения вклада динофлагеллят (ст. 5578, 5580, 19–20% от общей биомассы), доля *E. huxleyi* снижалась до 58–80%.

В зоне конвергенции течений у западного края баренцевоморского шельфа (ст. 5527, 5527-А) средневзвешенная биомасса фитопланктона была существенно ниже (0.16–0.26 г/м³) и формировалась в большей или меньшей степени за счет атлантических диатомей как холодноводного, так и тепловодного комплекса. Наибольшую роль здесь играла холодноводная *E. groenlandica*, скопление которой было обнаружено на ст. 5527-А у нижней границы фотической зоны. Вклад этого вида в общую биомассу фитопланктона продуцирующего слоя воды достигал 85%. В это же время в верхнем 20–24-метровом слое воды ст. 5527 и 5527-А доминировали атлантические бореальные и тепловодные диатомеи *P. delicatissima*

и *P. alata*; вклад этих видов в общую биомассу на ст. 5527 достигал 56%.

Минимальный для моря уровень средневзвешенной биомассы для верхнего продуцирующего слоя зафиксирован на ст. 5528 и 5528-А (6.9–3.7 мг/м³, 0.6–0.2 мгС/м³) в западной глубоководной части моря на входе в Медвежинский желоб вод Северо-Атлан-

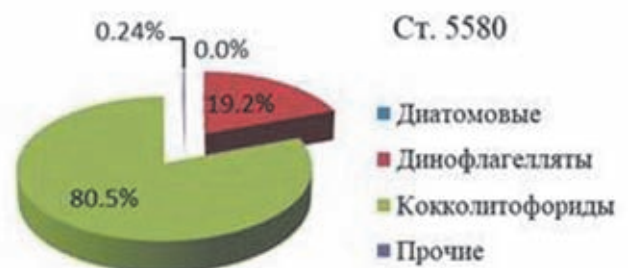
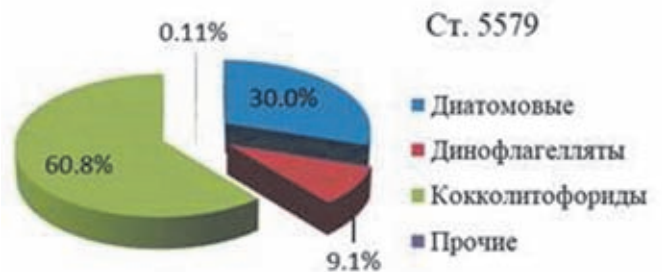


Рис. 8.1.4. Вклад водорослей различных систематических групп в биомассу фитопланктона в летний период 2017 года на ст. 5576, 5579, 5580

тического течения. При минимальном уровне развития *E. huxleyi* основной вклад в общую биомассу здесь вносили динофлагелляты (54–40%) и диатомовые водоросли (32%) атлантического комплекса, при этом на ст. 5528, где пробы были отобраны на 5 дней раньше, чем на ст. 5528-А, в поверхностном слое воды в значительном количестве обнаружена тепловодная диатомея *P. alata* (1.1×10^3 кл/л) и динофлагелляты *S. horridum* и *S. tripos*, характерные для южной прибрежной ветви Нордкапского (Норвежского) течения. Отсутствие данных видов в фитопланктоне ст. 5528-А свидетельствует о том, что влияние поверхностного Нордкапского течения в этом районе является эпизодическим, что, возможно, объясняется существованием здесь крупного антициклонального круговорота, который может захватывать поверхностные воды близлежащих акваторий.

Вертикальное распределение биомассы фитопланктона

Вертикальное распределение биомассы фитопланктона полностью соответствовало распределению общей численности и в высокопродуктивных районах практически повсеместно (за исключением южной половины Полярного фронта) определялось распределением доминирующих видов.

Наибольшие величины общей биомассы отмечены в северном районе моря в глубинных максимумах на горизонтах 45 м ст. 5558 и 22 м ст. 5556 (5.0 г/м^3 , 186.95 мгС/м^3 и 4.6 г/м^3 , 243.0 мгС/м^3 соответственно), что совпадало с максимальными концентрациями хлорофилла-*a* (5.06 и 3.4 мг/м^3) (рис. 8.1.5).

Вклад холодноводных диатомей арктического комплекса (*E. groenlandica* на ст. 5558, *T. gravida* +

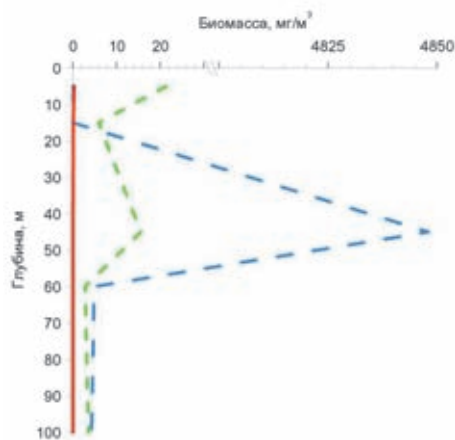


Рис. 8.1.5. Вертикальное распределение биомассы представителей основных систематических групп в летний период 2017 года на ст. 5558.

Диатомовые — синий цвет, динофлагелляты — зеленый, кокколитофорида — красный

T. nordenskiöldii + *T. rotula* на ст. 5556) в общую биомассу здесь составлял, соответственно, 97–99%.

На станциях 5557-А и 5561 глубинные максимумы биомассы располагались на горизонтах 52 и 30 м и были значительно меньше (0.74 г/м^3 , 27.6 мгС/м^3 и 0.96 г/м^3 , 16.2 мгС/м^3). Вклад бореально-арктических диатомей *E. groenlandica* и *T. hyalina* в общую сырую биомассу составил 97.7 и 98.4% соответственно.

В то же время в верхнем продуцирующем слое воды на всех северных станциях общая биомасса фитопланктона не превышала 23 мг/м^3 (2.23 мгС/м^3) и была максимальной на горизонте 5 м ст. 5558 при определяющей роли динофлагеллят арктического комплекса из рода *Gymnodinium* (93%). Глубже 50 м, в афотической зоне до 100-метровой глубины биомасса фитопланктона не превышала 10 мг/м^3 , а на горизонте 200 м составляла только 1.5 мг/м^3 . Здесь ее формировали мелкие динофлагелляты (до 60% от общей сырой биомассы) и диатомовые из рода *Thalassiosira* (22% от общей сырой биомассы), клетки которых сохраняли хроматофоры (данные приведены для ст. 5558).

В юго-западном районе моря в пятне цветения кокколитофорида *E. huxleyi* максимумы общей биомассы фиксировались в верхнем 20-метровом слое воды и находились в пределах 0.42 – 1.24 г/м^3 (ст. 5581, гор. 22 м и ст. 5576, гор. 5 м) при вкладе *E. huxleyi* в общую биомассу, достигавшем 90–91% (рис. 8.1.6). С увеличением доли диатомовых (ст. 5579, гор. 5–17 м; ст. 5578, гор. 5 м) вклад *E. huxleyi* в общую биомассу фитопланктона верхнего 20-метрового слоя воды снижался до 57% и резко падал в слое пикноклина на ст. 5578, где на горизонте 35 м вследствие интрузии холодных арктических вод в биомассе преобладали динофлагелляты *D. norvegica* и *D. acuta*, создавая до 79% общей биомассы фитопланктона. В афотической зоне на глубине 75 м биомасса фитопланктона была низкой, не превышая 4.7 мг/м^3 (0.39 мгС/м^3), и на 90% была сформирована динофлагеллятами.

В области Полярного фронта, где определяющую роль в формировании общей биомассы сообщества играли динофлагелляты, картина усложнялась. Максимальная общая биомасса была зафиксирована в центральной части фронта (ст. 5551) в поверхностном 5-метровом слое воды (1.54 г/м^3) за счет массового развития доминирующего вида — мелкоклеточной динофлагелляты *S. trochoidea* (до 97% от общей биомассы) (рис. 8.1.7). Вертикальное распределение общей биомассы в фотической зоне до глубины 38 м здесь определялось распределением этого вида, вклад которого в общую биомассу на всех горизонтах превышал 90%. В нижней части фотической зоны биомасса фитопланктона резко снижалась до 0.08 г/м^3 (7.1 мгС/м^3).

В северной части Полярного фронта (ст. 5531) биомасса фитопланктона достаточно равномерно распределялась в верхнем продуцирующем слое, немного увеличиваясь у нижней границы фотической зоны. Пределы колебаний общей биомассы в слое 5–45 м составили 0.6–0.89 г/м³ (37.3–47.2 мгС/м³). В верхнем 10-метровом слое воды она на 87–94% была сформирована динофлагеллятами при доминировании *S. trochoidea*. На горизонте 45 м половину биомассы фитоцена (50.5%) составляли диатомовые атлантического холодноводного (*R. styliformis*, *C. socialis*), атлантического тепловодного (*P. alata*) и арктического (*T. gravida*) комплексов. Вспышка численности этих видов ассоциировалась с очень высокими концентрациями основных биогенных элементов минерального питания (Si – 1.08 мкг-ат/л; N – 5.73 мкг-ат/л; P – 0.39 мкг-ат/л) и, прежде всего, нитратного азота за счет интрузии арктических вод в зоне контакта идущего из Арктики холодного Медвежинского течения с атлантическим Шпицбергенским течением. Глубже 45 м в афотической зоне биомасса фитоцена резко снижалась и на глубине 187 м составляла только 0.005 г/м³ (0.42 мгС/м³). Вклад динофлагеллят в общую биомассу здесь был определяющим.

В отличие от северного и центрального участков Полярного фронта, где биомасса фитопланктона формировалась за счет доминирующего вида – мелкой динофлагелляты *S. trochoidea*, на ст. 5548 и 5548-А, располагавшихся в южной его части, основу биомассы создавали крупные миксо- и гетеротрофные динофлагелляты, достигавшие в этом районе Баренцева моря в летний период 2017 года своего максимального развития. В продуцирующем слое

общая биомасса изменялась в пределах 0.52–1.23 г/м³ (77.7–127.8 мгС/м³) с максимумом на горизонте 35 м. В верхнем 20-метровом слое воды вклад динофлагеллят в общую биомассу был в пределах 73–75%; до 26% от общей биомассы здесь создавала кокколитофориды *E. huxleyi*, концентрируясь на глубине 20 м. В поверхностном 5-метровом слое воды при пониженной солености получали преимущественное развитие динофлагелляты баренцевоморского комплекса – *D. acuta*, *A. tamarensis*, *G. lachryma*. В нижних горизонтах на глубине 35–50 м при солености выше 35 епс, характерной для атлантических вод, в массе развивался крупный гетеротроф *P. depressum*, создавая до 98% от общей биомассы фитопланктона. С глубиной биомасса фитоцена резко снижалась и на горизонте 80 м составляла только 0.014 г/м³ (1.85 мгС/м³), на 80% формируясь за счет *E. huxleyi*.

У края баренцевоморского шельфа в западной части моря (ст. 5527, 5527-А) общая биомасса фитопланктона находилась в пределах 0.08–0.62 г/м³ (3.48–38.18 мгС/м³) и была максимальной на глубине 45 м ст. 5527-А у нижней границы фотической зоны, где на 93% была сформирована бореально-арктической диатомеей *E. groenlandica*. В то же время в поверхностном 5-метровом слое воды биомассу сообщества формировали кокколитофориды *E. huxleyi* (42%) и атлантические диатомеи *P. alata* и *P. delicatissima* (33% от общей биомассы сообщества). На горизонте 20 м у верхней границы пикноклина, отделяющего воды поверхностного теплого Нордкапского течения от холодных глубинных атлантических вод, доля кокколитофориды снижалась, и в биомассе преобладали диатомовые водоросли.

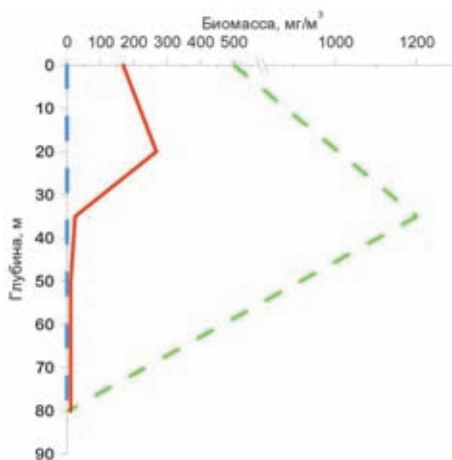


Рис. 8.1.6. Вертикальное распределение биомассы представителей основных систематических групп в летний период 2017 года на ст. 5548А.

Диатомовые – синий цвет, динофлагелляты – зеленый, кокколитофориды – красный

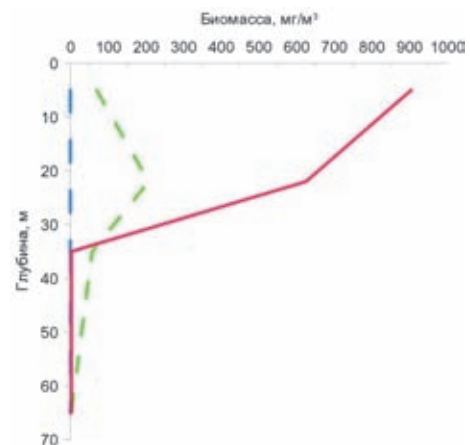


Рис. 8.1.7. Вертикальное распределение биомассы представителей основных систематических групп в летний период 2017 года на ст. 5580.

Диатомовые – синий цвет, динофлагелляты – зеленый, кокколитофориды – красный

На входе в глубоководный Медвежинский желоб (ст. 5528–5528-А) биомасса фитопланктона не превышала 0.03 г/м^3 (2.85 мгС/м^3) в верхнем 5-метровом слое воды, уменьшаясь до $0.004\text{--}0.002 \text{ г/м}^3$ к нижней границе фотической зоны и слегка возрастая на горизонте 100 м ($0.005\text{--}0.008 \text{ г/м}^3$) за счет динофлагеллят (ст. 5528, 89% от общей биомассы) или диатомовых (ст. 5528-А, 71% от общей биомассы сообщества).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученных данных позволяет выделить на исследованной акватории четыре района, имеющие принципиальные различия по структуре летних планктонных фитоценов: 1 – северный (ст. 5556–5561) с доминированием бореально-арктических диатомей из родов *Thalassiosira* и *Eucampia*; 2 – юго-западный, характеризующийся мощным (до 6.6×10^6 кл/л) цветением кокколитофориды *E. huxleyi*; 3 – область Полярного фронта с доминированием миксо- и гетеротрофных холодноводных динофлагеллят атлантического (ст. 5531 и 5551) и местного баренцевоморского неритического комплексов (ст. 5548–5548-А); 4 – зона дивергенции течений в западной части моря (ст. 5540, 5527, 5527-А) с доминированием кокколитофориды *E. huxleyi* и диатомовых бореального и тепловодного атлантического комплекса.

По показателю средневзвешенной биомассы, рассчитанной для верхнего продуцирующего 50-метрового слоя воды, вышеуказанные районы являются высокопродуктивными, имеющими характеристики мезотрофно-эвтрофных вод (до 2.1 г/м^3 сырой биомассы). Максимально высокий уровень общей биомассы фитопланктона отмечен для северного района (ст. 5556 и 5558).

Анализ вертикальной структуры свидетельствует о наличии глубинных максимумов численности и биомассы фитопланктона (совпадающих с максимумами концентрации хлорофилла-*a*) в северном районе, что объясняется оседанием в нижние слои воды весеннего диатомового цветения. В юго-западной части моря на акватории, охваченной цветением *E. huxleyi*, а также в области Полярного фронта, где доминировали динофлагелляты, максимумы численности и биомассы фитопланктона были приурочены к поверхностному слою воды. Большая глубина залегания скоплений диатомовых водорослей в северном районе моря и отсутствие хлорофилла в клетках крупных гетеро-

трофных динофлагеллят, достигавших максимального развития в южной части Полярного фронта, требуют коррекции данных о количественных характеристиках фитопланктона, основанных на спутниковых наблюдениях.

Цветение кокколитофориды *E. huxleyi* в юго-западной части моря достигало максимальных величин в наиболее теплых водах южной ветви Нордкапского течения. Наряду с температурой, основным фактором увеличения численности этого вида на фоне предельно низких концентраций основных минеральных форм биогенных элементов (N и P) в поверхностных слоях воды было повышение концентрации минерального фосфора при оптимальном соотношении N:P, равном 1.25. Цветению *E. huxleyi* сопутствовало развитие представителей тепловодного атлантического комплекса – динофлагеллят из рода *Ceratium* (*C. trichoceros*, *C. bucephalum*, *C. horridum*, *C. fusus*, *C. tripos*) и диатомовых *P. alata* и *R. hebetata* f. *semispina*, достигавших максимальной численности на участках акватории, находящихся под наибольшим воздействием теплых вод Нордкапского течения (ст. 5527-А, ст. 5576–5581).

В Баренцевом море основным видом-кальцификатором является *E. huxleyi*. Количественное развитие другого вида кокколитофорид – крупноклеточного холодноводного *C. pelagicus*, являющегося основным кальцификатором в фитопланктоне холодных вод Северной Атлантики (Гренландское море, Исландский регион), в Баренцевом море было незначительным. Клетки этого вида в небольшом количестве отмечались лишь в водах Северо-Атлантического течения, входящего в Баренцево море через Медвежинский желоб. Присутствие *C. pelagicus* в составе планктонных фитоценов 80-х широт в северном районе моря, наряду с единично встречаемыми здесь *E. huxleyi*, *C. horridum*, *R. hebetata* f. *semispina*, свидетельствует о глубине проникновения атлантических вод в высококую Арктику.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки России (тема № 0149-2019-0009). Экспедиционные исследования проводились при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций) и Российского научного фонда (проект № 14-50-00095). Отдельные этапы работы выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-50090).

8.2. Зоопланктон Баренцева моря

Е.Г. Арашкевич

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

Представлен обзор опубликованных данных по распределению биомассы зоопланктона и его основных групп: мезозоопланктона, меропланктона, рачкового макрозоопланктона и желетелого макрозоопланктона в Баренцевом море. Рассмотрены факторы, определяющие амплитуду и направление межгодовых изменений количества зоопланктона. Приведены результаты исследований роли зоопланктона в биотрансформации и вертикальном потоке органического вещества. Проанализированы данные о возможном влиянии потепления климата на баренцевоморскую экосистему.

Ключевые слова: биомасса зоопланктона, мезозоопланктон, меропланктон, макрозоопланктон, биотрансформация, влияние климата.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(26)

ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море – один из наиболее продуктивных районов Мирового океана [Зенкевич, 1963; Богоров и др., 1968] и самый изученный из пан-арктических шельфовых морей. Этот район представляет огромный интерес с точки зрения рыболовства, а так как зоопланктон является основным промежуточным звеном между первичными продуцентами и рыбами, его изучение представляет не только научное, но и практическое значение. Начиная с начала прошлого века, зоопланктонное сообщество Баренцева моря интенсивно исследовалось русскими учеными [Линко, 1907; Яшнов, 1939; Камшилов, 1952; Зеликман, Камшилов, 1960]. Многие данные по зоопланктону, полученные в регулярных рейсах ПИНРО и ММБИ, были обобщены в работах [Дегтерева, 1973; Дробышева, 1994; Тимофеев, 1997]. Начиная с 1980-х годов, к изучению зоопланктона в центральных и западных районах моря активно присоединились норвежские ученые [Hassel, 1986; Skjoldal et al., 1987; Tande, 1991; Pedersen et al., 1995; Loeng et al., 1997; Tande et al., 2000; Helle, 2000]. В последние десятилетия исследования экосистемы Баренцева моря проводились в рамках совместных Норвежско-Российских проектов и охватывали всю акваторию моря. Основные результаты этих исследований, касающиеся зоопланктона, представлены в работах [Dalpadado et al., 2014; Orlova et al., 2015; Eriksen et al., 2016].

В последнее время внимание многих исследователей привлечено к проблеме влияния климатических изменений на структуру и обилие зоопланктонного сообщества в Баренцевом море [Drinkwater, 2011; Wassmann et al., 2011; Dalpadado et al., 2012; Eriksen et al., 2017; Gluchowska et al., 2017].

Помимо исследований распределения зоопланктона много работ посвящено изучению физиологии

(питанию, дыханию, продукции яиц) баренцевоморских видов [Tande, 1988; Пастернак и др., 2013; Alcaraz et al., 2014; Grote et al., 2015], жизненных циклов ключевых видов [Hassel, 1986; Skjoldal et al., 1987; Tande, 1991; Melle, Skjoldal, 1998; Arashkevich et al., 2002; Falk-Petersen et al., 2009] и роли зоопланктона в трансформации органического вещества [Pasternak et al., 2008; Wexels Riser et al., 2007, 2008; Wassmann et al., 2006].

В данной главе будут рассмотрены основные опубликованные данные по распределению различных групп зоопланктона с анализом факторов, влияющих на обилие и структуру зоопланктонного сообщества в Баренцевом море.

МЕЗОЗООПЛАНКТОН

Состав мезозоопланктонного сообщества

Из более 100 видов мезозоопланктона, встречающихся в Баренцевом море, только несколько играют ведущую роль в формировании структуры и функционирования пелагического сообщества.

Ключевыми зоопланктонными видами баренцевоморской пелагической экосистемы являются крупные растительные копеподы *Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus* и *Metridia longa*. В весенне-летний период эти виды составляют до 90% общей биомассы мезозоопланктона [Tande, 1991; Pedersen et al., 1995; Melle, Skjoldal, 1998, Arashkevich et al., 2002]. Среди мелких копепод (размер тела ≤ 1 мм) доминируют по численности *Oithona similis*, *Pseudocalanus* spp. и *Microcalanus* spp. [Falk-Petersen et al., 1999; Arashkevich et al., 2002; Pasternak et al., 2008].

Пример сезонных и широтных изменений структуры мезозоопланктона на разрезе через центральную часть моря в разные сезоны представлен на рис. 8.2.1. В единицах сухого веса *Calanus* spp. был наиболее важной группой во всем исследованном

районе, составляя до 90% биомассы (рис. 8.2.1, левая панель). Вклад *Metridia longa* изменялся в разные годы. В марте и мае 1998 г. доля этого вида достигала 35% общей биомассы, а в июле 1999 г. его вклад был незначительным. Мелкие каланоидные копеподы, *Pseudocalanus* spp., *Microcalanus* spp. и циклопоиды (главным образом, *Oithona similis*) составляли менее 10% общей биомассы, обычно 2–4%.

В единицах численности копеподы *Oithona similis* были доминирующим видом, составляя до половины и более общей численности мезозoopланктона (рис. 8.2.1, правая панель). Вклад *Pseudocalanus* spp. и *Microcalanus* spp. в общую численность был существенным в марте во всем исследованном регионе (15–40%), а в мае и июле – только в северной части моря (10–20% общей численности мезозoopланктона).

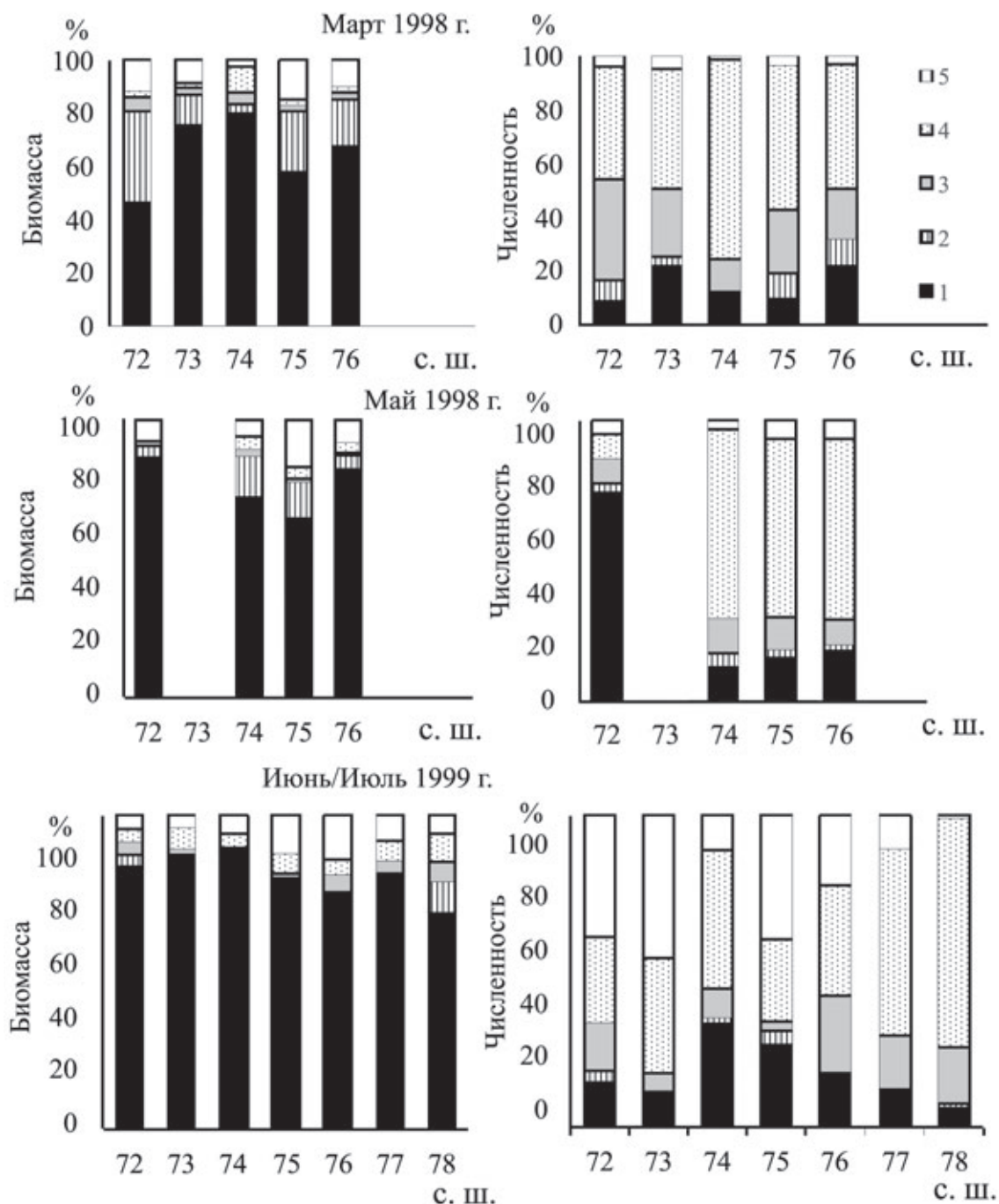


Рис. 8.2.1. Сезонные и региональные изменения структуры мезозoopланктона. Вклад различных групп в общую биомассу (слева) и общую численность (справа).

1 – *Calanus* spp.; 2 – *Metridia longa*; 3 – *Pseudocalanus* spp. / *Microcalanus* spp.; 4 – *Oithona* spp.; 5 – другие [Arashkevich et al., 2002]

В июле массовое развитие аппендикулярий (главным образом, *Fritillaria borealis*) наблюдалось в Атлантической и смешанной воде, где они составляли почти половину общей численности зоопланктона (рис. 8.2.1, группа «другие»).

Среди мезозoopланктонных хищников наибольшее значение имеют хетогнаты *Sagitta elegans*. В июле 1999 г. численность хетогнат в атлантической и смешанной воде составляла в среднем около 3000 экз/м² [Arashkevich et al., 2002]. В арктической воде их численность уменьшалась до 30–70 экз/м², что полностью соответствовало данным [Falkenhaus, 1991] для этого района. Из-за низких значений индивидуального сухого веса вклад хетогнат в общую биомассу мезозoopланктона не превышал 2–5%. Тем не менее, при массовом развитии они могут заметно сокра-

щать количество мезозoopланктона и изменять его структуру [Falkenhaus, 1991].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ *CALANUS* SPP.

Распределение видов рода *Calanus* интересно не только из-за их доминирующей роли в сообществе, но и как показателя различных водных масс. *C. finmarchicus* имеет североатлантическое происхождение и может быть использован в качестве вида-индикатора атлантической воды, а *C. glacialis* – типичный арктический вид [Яшнов, 1961]. Распределение двух видов *Calanus* на меридиональном разрезе в разные сезоны показано на рис. 8.2.2.

Можно выделить три района: в одном доминировал *C. finmarchicus*, в другом – *C. glacialis*, и в третьем оба вида были найдены почти в равной пропорции. Картина распределения этих видов хорошо совпадает с доминированием атлантической, арктической и смешанной воды в области Полярного фронта.

Сезонная изменчивость зоопланктонного сообщества связана с резкими сезонными изменениями окружающей среды, типичной для морей высоких широт [Зеликман, Камшилов, 1960; Hassel, 1986; Pedersen et al., 1995]. Короткий, двух-трех месячный вегетативный период, в течение которого происходит развитие и рост зоопланктона, сменяется длинным зимним периодом, сопровождаемым миграцией большинства массовых видов в глубокие слои моря [Falk-Petersen, 2009].

Вертикальное распределение зоопланктона отражает сезонные изменения продукционного цикла (рис. 8.2.3). Поскольку *C. finmarchicus* и *C. glacialis* доминируют в общей биомассе мезозoopланктона, можно предположить, что сезонная и региональная динамика вертикального распределения зоопланктона обусловлена, главным образом, распределением этих двух видов. В конце зимы (март 1998 г.) большая часть зоопланктона находится ниже 100 м, однако в южной части моря в атлантической воде начинается его подъем к поверхности. В популяции *C. finmarchicus* доминируют самки и самцы, готовые к размножению (рис. 8.2.4). Появление яиц и науплиусов *Calanus finmarchicus* в этом районе свидетельствует о начале его размножения в конце марта [Pasternak et al., 2002]. В северных частях моря низкая биомасса зоопланктона в столбе воды, по-видимому, связана с нахождением *Calanus* spp. в стадии диапаузы. Известно, что виды *Calanus* опускаются на глубину 1000 м и более для зимовки в океанических регионах [Hirche, 1991; Arashkevich et al., 2004]. Однако если они сталкиваются с препятствием (например, с дном), они образуют около дна узкие (5–10 м) плотные скопления [Sameoto, Herman, 1990]. Поскольку

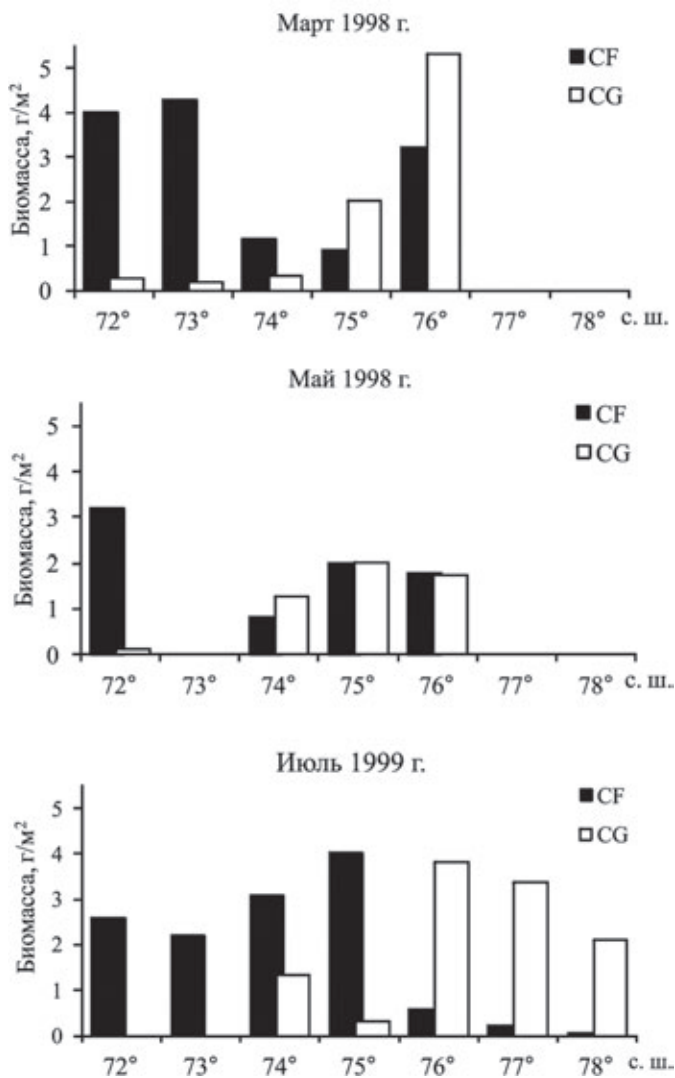


Рис. 8.2.2. Широтный градиент распределения биомассы (г сух. веса/м²) *Calanus finmarchicus* (CF) и *C. glacialis* (CG) в Баренцевом море по данным [Arashkevich et al., 2002]

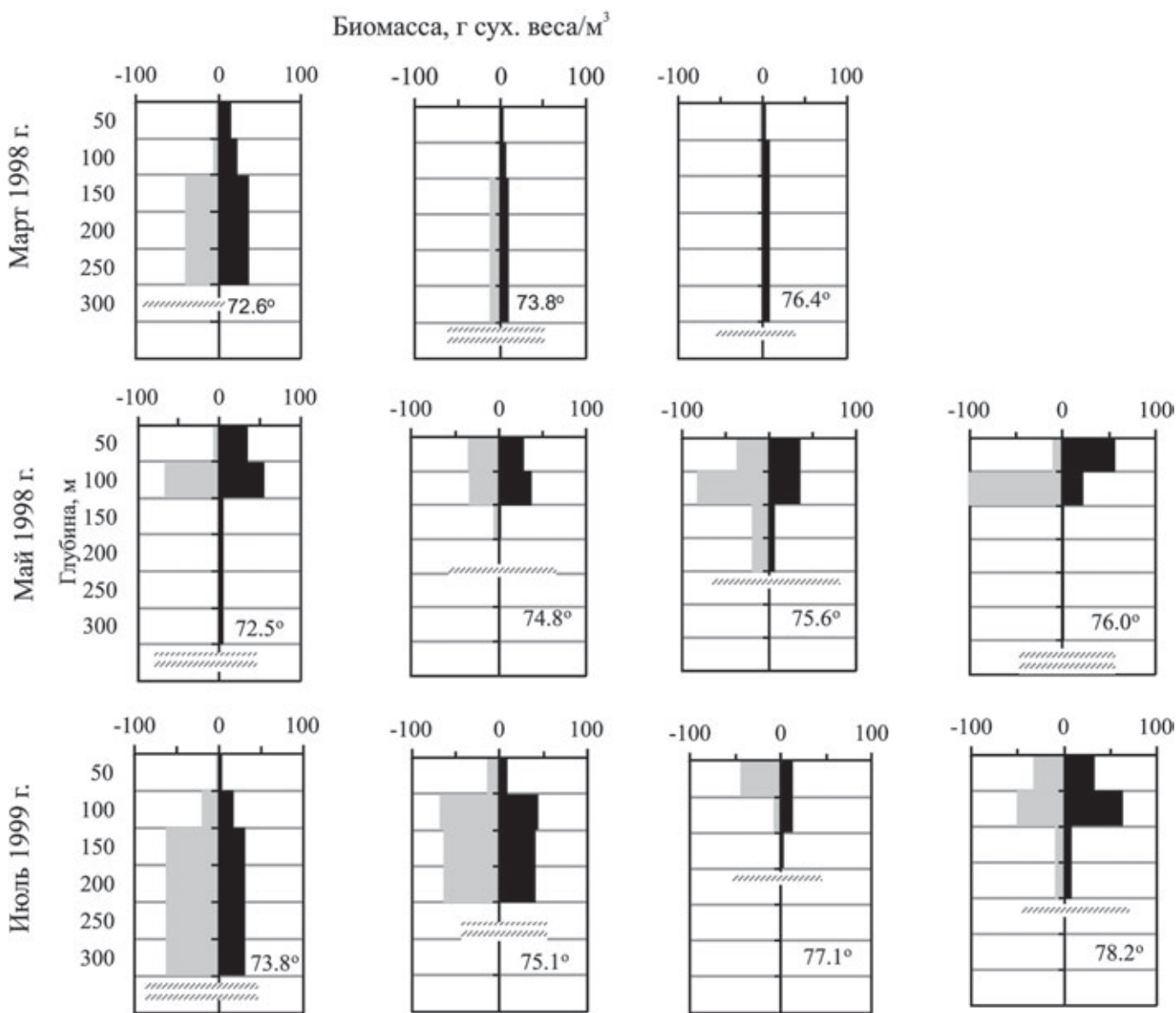


Рис. 8.2.3. Сезонные и региональные изменения вертикального распределения биомассы мезозoopланктона (г сух. веса/м³). Заштрихованная линия указывает положение дна. Широта места приведена на графиках [Arashkevich et al., 2002, fig. 8]

планктонные сети не облавливают 10–15-метровые слои воды над дном, основная часть зимующих на глубине зоопланктов в Баренцевом море может быть не учтена.

В мае во всем исследованном районе, а в июле только на северных станциях (к северу от Полярного фронта), зоопланктон населяет верхние слои воды. Различия дневного и ночного распределения зоопланктона в северных районах скорее свидетельствуют о пятнистости распределения, чем о вертикальных миграциях, так как в условиях полярного дня зоопланктон не совершает суточных миграций [Bogorov, 1946; Blachowiak-Samolyk et al., 2006].

В июле большая часть зоопланктона в атлантических водах опускается в глубокие слои. Можно предположить, что этот спуск обусловлен началом диапаузы у *C. finmarchicus*, CIV-CV копеподитные стадии которого доминируют здесь в зоопланктоне (рис. 8.2.4). В Норвежском море *C. finmarchicus* обычно зимуют на стадии CIV-CV, к июню–июлю накапливают большие запасы липидов, входят в диапаузу и опускаются на большие глубины [Arashkevich et al., 2004]. Скорее всего, такой же сценарий жизненного цикла у этого вида наблюдается в южных районах Баренцева моря.

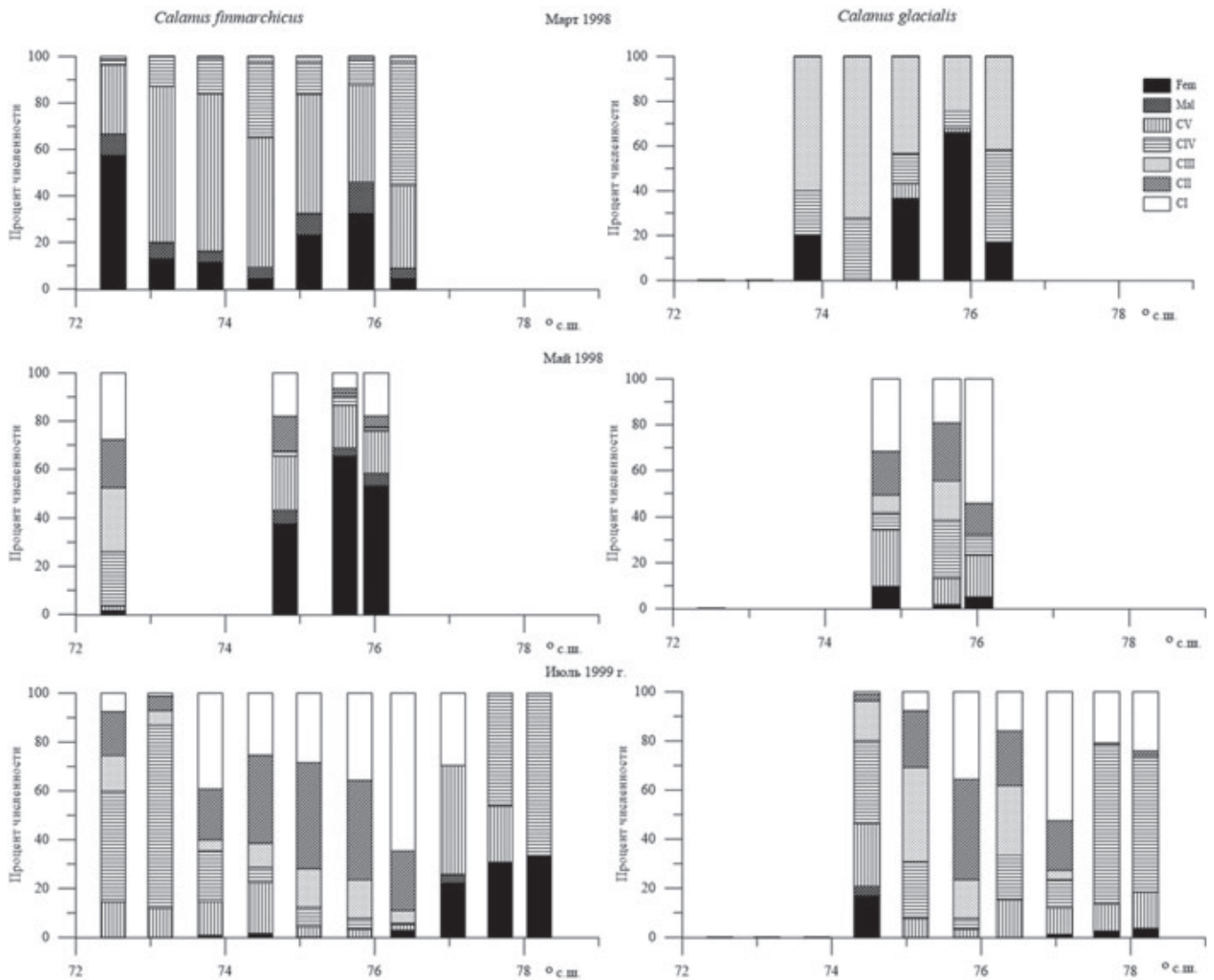


Рис. 8.2.4. Сезонные и региональные изменения возрастной структуры популяции атлантического вида *Calanus finmarchicus* и арктического вида *Calanus glacialis*. По данным [Arashkevich et al., 2002]

СЕЗОННОЕ РАЗВИТИЕ CALANUS SPP.

Жизненный цикл *Calanus* spp. в Баренцевом море обсуждался многими авторами [Hassel, 1986; Skjoldal et al., 1987; Tande, 1991; Melle, Skjoldal, 1998; Arashkevich et al., 2002; Falk-Petersen et al., 2009]. Коротко подытоживая эту дискуссию, жизненный цикл *C. finmarchicus* в Баренцевом море составляет один год, а *C. glacialis* – от одного до двух лет, в зависимости от условий обитания. В Баренцевом море *C. finmarchicus* зимует на копепоидитной стадии CIV-CV, а *C. glacialis* на стадии CIII-CVI [Falk-Petersen et al., 2009].

На фиксированном разрезе, покрывающем 4–6° широты и исследованном в разные сезоны, на основании изменения возрастной структуры можно проследить полный продукционный цикл двух

основных популяций *Calanus*, от глубокой зимней диапаузы в марте до появления новой генерации в мае и образования нового зимующего фонда в июле (рис. 8.2.4). В марте доминирование взрослых особей *C. finmarchicus* свидетельствует о том, что большая часть популяции выходит из диапаузы и готова к размножению. Популяция *C. glacialis* в это время, по-видимому, все еще находится в диапаузе. В мае в южной части разреза доминировали молодые стадии (CI-CIII) новой генерации, в то время как в северных районах их доля не превышала 15–30%. Запоздывание развития на севере по сравнению с югом характерно также для популяции *C. glacialis*. В июле широтные изменения возрастной структуры обеих популяций в направлении с севера на юг напоминают сезонный ход развития (рис. 8.2.4).

В июле большая часть зоопланктона в атлантических водах опускается в глубокие слои. Можно предположить, что этот спуск обусловлен началом диапаузы у *C. finmarchicus*, CIV-CV копеподитные стадии которого доминируют здесь в зоопланктоне (рис. 8.2.4). В Норвежском море *C. finmarchicus* обычно зимует на стадии CIV-CV, которые к июню–июлю накапливают большие запасы липидов, входят в диапаузу и опускаются на большие глубины [Arashkevich et al., 2004]. Скорее всего, такой же сценарий жизненного цикла у этого вида наблюдается в южных районах Баренцева моря.

Нахождение старших копеподитных стадий (CIV-CVI) *C. finmarchicus* в арктической воде (>77° с. ш.) отражает их глубинную адвекцию с атлантической водой. Арктические районы для этого вида являются зоной стерильной экспатриации [Kosobokova et al., 1998; Hirche, Kosobokova, 2007], что подтверждается отсутствием молоди (рис. 8.2.4).

Таким образом, начало развития двух видов *Calanus* синхронизировано по времени, но разделено по пространству. Размножение *C. finmarchicus* на широте 72.5° начинается в то же время, что и размножение *C. glacialis* на широте 75.5°, в конце марта – начале июня. Две волны новой генерации – первая, образованная популяцией *C. finmarchicus* в южной атлантической воде, вторая – популяцией *C. glacialis* в районе Полярного фронта – стартуют одновременно и развиваются в северном направлении [Arashkevich et al., 2002].

Ключевым процессом, влияющим на утилизацию и трансформацию первичной продукции и обеспечивающим успешный рост зоопланктона, является совпадение по времени развития зоо- и фитопланктона. Развитие весеннего цветения фитопланктона начинается после стратификации водной толщи, которая в южной части моря вызывается прогревом воды. На севере развитие стратификации связано с таянием льда. Следуя этим процессам, весеннее цветение фитопланктона начинается одновременно на юге и вблизи Полярного фронта [Skjoldal et al., 1987; Wassmann et al., 1999]. Следовательно, начало размножения у *C. finmarchicus* в атлантической воде и *C. glacialis* к северу от Полярного фронта совпадает по времени с весенним цветением фитопланктона, обеспечивая успешность этих популяций в Баренцевом море.

Региональные изменения распределения зоопланктона могут зависеть от локальных трофических условий [Зеликман, Камшилов, 1960], пресса планктоядных рыб [Hassel et al., 1991; Dalpadado, Bogstad, 2004] и зоопланктонных хищников [Зеликман, Камшилов, 1960; Swanberg, Våmstedt, 1991; Falkehaug, 1991].

На меридиональном разрезе, пересекающем центральную часть Баренцева моря, находящуюся под влиянием Атлантического течения, Полярный фронт и покрытые льдом арктические воды, наблюдались значительные колебания биомассы зоопланктона (г сух. веса/м²) во все исследованные сезоны (рис. 8.2.5) [Arashkevich et al., 2002]. Хотя и океанографические условия, и рельеф дна могут влиять на распределение зоопланктона [Skjoldal et al., 1987; Pedersen et al., 1995; Loeng et al., 1997], четкой закономерности изменений биомассы, прямо отражающих океанографию или топографию, не было обнаружено. Слабая тенденция увеличения биомассы над северо-западным склоном Центральной банки (между 75° и 76° с. ш.) наблюдалась во все сезоны. Топография

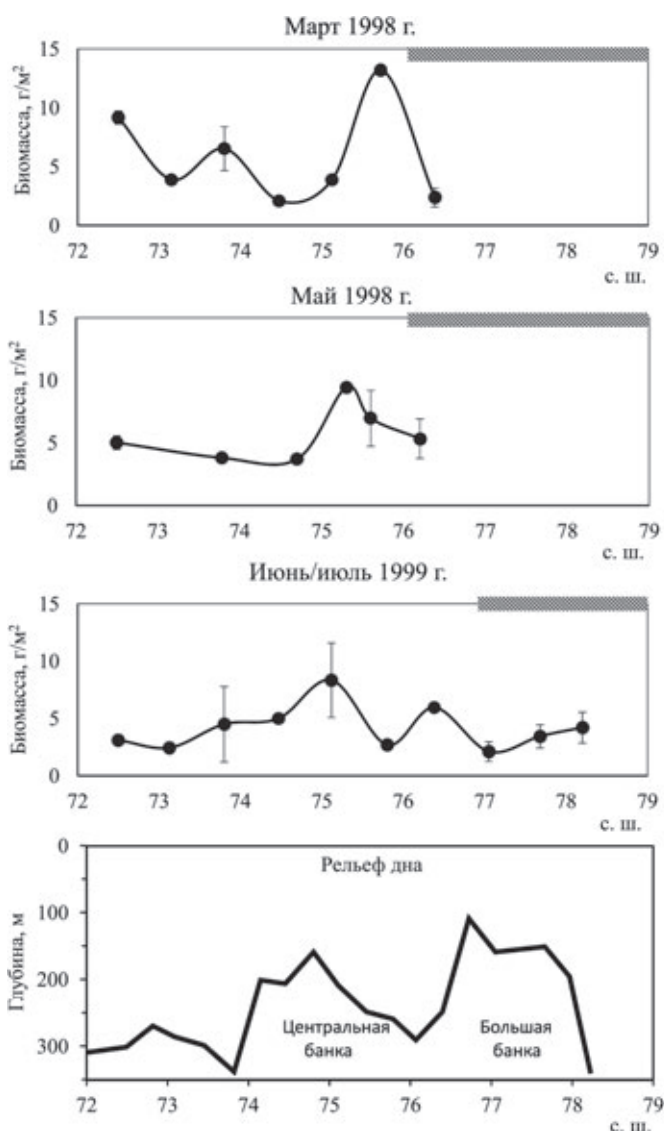


Рис. 8.2.5. Распределение биомассы (г сух. веса/м² ± SD) мезозоопланктона по меридиональному разрезу в разные сезоны. Заштрихованная область показывает зону, покрытую льдом [Arashkevich et al., 2002]

дна в этом районе способствует образованию постоянного антициклонического вихря [Loeng, 1991], и гидрологические процессы в конвергентной зоне, по-видимому, вызывают агрегацию зоопланктона.

Помимо этого, здесь отмечена самая высокая первичная продукция [Reigstad et al., 2002], что улучшает пищевые условия для растительного зоопланктона. Несмотря на большие локальные изменения, средняя биомасса зоопланктона в разные сезоны 1998–99 гг. была удивительно сходной (ANOVA, $F = 0.38$, $p = 0.69$), составляя около 5 г сух. веса/м² [Arashkevich et al., 2002].

Анализ среднемноголетних данных по распределению мезозоопланктона в осенний период 1998–2011 гг. на обширной территории моря не выявил значительных отличий величины биомассы между различными частями моря (рис. 8.2.6) [Dalpadado et al., 2014]. Средняя биомасса для исследованного периода была выше в прибрежных районах и в западной части атлантической воды (7.24–7.85 г сух. веса/м²), в арктической воде она составила 5.98 г сух. веса/м², а в восточной части атлантической воды – 5.37 г сух. веса/м².

Во всех районах, кроме восточного прибрежного, коэффициент вариации среднемноголетней биомассы был низким (1–6.33%), а для всего моря составил 14%, что свидетельствует о небольших межгодовых

колебаниях величины биомассы мезозоопланктона в исследованный период.

Межгодовые колебания биомассы мезозоопланктона многими исследователями были отмечены как значительные. Эти колебания могут определять различные процессы и факторы: температура [Тимофеев, 1997; Eriksen, Dalpadado, 2011], пресс хищников [Зеликман, Камшилов, 1960; Hassel et al., 1991] и адвекция зоопланктона из Норвежского моря с Атлантическим течением [Skjoldal et al., 1987; Loeng et al., 1997; Helle, 2000]. Локальные процессы, происходящие в Баренцевом море, также оказывают существенное влияние на обилие и продуктивность зоопланктона [Tande, 1991; Tande et al., 2000; Arashkevich et al., 2002].

В таблице 8.2.1 представлены данные по биомассе зоопланктона в Баренцевом море, полученные разными авторами на различных временных интервалах с 1953 по 2013 гг. Хотя использование различных методов оценки сухой биомассы затрудняет достоверное сравнение, тем не менее, эти данные дают общее представление о ходе многолетних изменений количества зоопланктона. В некоторые периоды наблюдалась высокая межгодовая изменчивость количества зоопланктона (до порядка величин). Однако можно считать, что в целом за последние 60 лет биомасса зоопланктона практически не изменилась.

Таблица 8.2.1. Многолетние данные по биомассе мезозоопланктона в различных районах Баренцева моря

Годы	Район	Биомасса, мг сух. веса/м ²	Источник	Метод
1953–1958	ДЗ	1.6–12.1	[Зеликман, Камшилов, 1960]	Волюметрия
1953–1958	Ю	1.1–5.2	[Зеликман, Камшилов, 1960]	Волюметрия
1959–1992	КМ*	1.1–9.5	[Тимофеев, 1997]	Волюметрия
1959–1992	Н–М*	0.5–6.1	[Тимофеев, 1997]	Волюметрия
1979–1984	Ц	9.42±7.38	[Rey et al., 1987]	Волюметрия
1998–1999	Ц	5.07±0.35	[Arashkevich et al., 2002]	Индивидуальный вес
1988–2013	Ц+З	6.96±1.97	[Knutsen et al., 2016]	Взвешивание пробы
1998–2011	БМ	6.71±0.95	[Dalpadado et al., 2014]	Взвешивание пробы

Примечание. ДЗ – Дальнезеленецкий разрез; Ю – южная часть (южнее 72.5° с. ш.); КМ – Кольский меридиан (33.5° в. д.); Н–М – разрез Нордкап – остров Медвежий; Ц – разрез через центр моря (72–77° с. ш.); Ц+З – центральная и западная часть; БМ – все Баренцево море; * данные получены для верхнего 50-метрового слоя.

МЕЛКИЙ ЗООПЛАНКТОН

Мелкие веслоногие ракообразные размером ≤1 мм (*Pseudocalanus acuspes*, *P. minutus*, *Microcalanus pusillus*, *M. pygmaeus* и *Oithona similis*) встречаются в большом количестве как в атлантических, так и в арктических областях [Hussel, 1986; Norrbin, 1991].

Их численность варьирует в зависимости от сезона, иногда составляя более 50% от общего числа мезозоопланктона [Hussel, 1986; Arashkevich et al., 2002; Pasternak et al., 2008]. Младшие стадии и науплии этих веслоногих слишком малы, чтобы их количество можно было правильно оценивать в ловах стандарт-

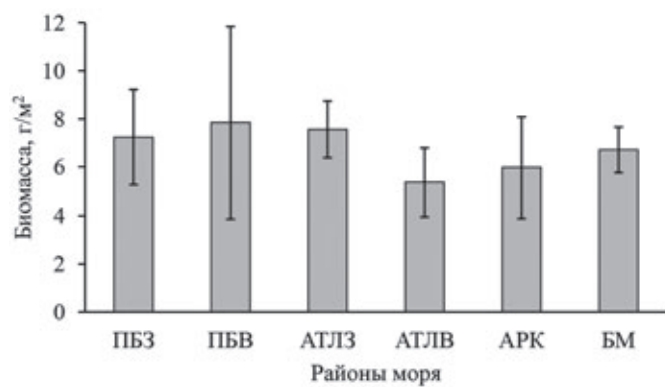


Рис. 8.2.6. Среднемноголетняя биомасса мезозоопланктона (г сух. веса/м³) в различных регионах Баренцева моря в августе–сентябре 1998–2011 гг. (среднее \pm SD).

ПБЗ – западный прибрежный район; ПБВ – восточный прибрежный район; АТЛЗ – западная атлантическая вода; АТЛВ – восточная атлантическая вода; АРК – арктическая вода; БМ – все Баренцево море [Dalpadado et al., 2014]

ными сетями с размером ячеек фильтрующего конуса 180 мкм, и их количество может быть недооценено. При сборе мелкочейстыми сетями или батометром общее количество мелких копепод возрастает в 3–7 раз по сравнению со сборами стандартными сетями [Arashkevich et al., 2002; Pasternak et al., 2008]. Численность мелких копепод в Баренцевом море обычно достигает пика 2–3 млн экз/м³ в сентябре–октябре [Norrbin, 1991]. Во второй половине лета, когда старшие стадии *Calanus* spp. начинают входить в диапаузу и опускаться на глубину, мелкие копеподы и науплии могут вносить до 50% общей биомассы зоопланктона в верхнем 100-метровом слое [Arashkevich et al., 2002]. Из-за их доминирования по численности (а иногда и по биомассе) и высокой удельной скорости метаболизма эти виды важны с точки зрения трофодинамики. После окончания цветения фитопланктона они переходят на питание гетеротрофными простейшими, вовлекаясь в трофическую цепь микробной петли.

МЕРОПЛАНКТОН

Многие бентосные морские животные продуцируют пелагические личинки, меропланктон, которые проводят в пелагиали от нескольких часов до нескольких месяцев перед тем, как осесть на дно [Thorson, 1950]. В течение этого времени меропланктон составляет значительную часть зоопланктонного сообщества, иногда превосходя по численности голопланктон, особенно в прибрежных районах [Stübner et al., 2016; Michelsen et al., 2017]. Это предполагает, что меропланктон, помимо его важности для воспроизводства бентосных организмов, может играть значительную роль в пелагической экосисте-

ме как потребитель фитопланктона и как корм для других зоопланктеров.

Одной из центральных теорий в биологии бентосных личинок высоких широт является «Правило Торсона» («Thorson's Rule») [Mileikovsky, 1971]. Согласно этому правилу, численность бентосных видов, имеющих пелагические личинки, сокращается с увеличением широты и глубины моря. Для Баренцева моря широтный градиент распределения меропланктона, а также уменьшение его численности в глубоководных частях моря по сравнению с мелководными, был описан в нескольких работах [Mileikovsky, 1968, 1971; Schlüter, Rachor, 2001; Arashkevich et al., 2002].

Данные по сезонной динамике меропланктона в центральных частях моря отсутствуют, но можно предполагать, что сезонный ход его развития не отличается от описанного для прибрежных районов и арктических фьордов. Максимум численности меропланктона приходится на весенне-летний период и совпадает по времени с цветением фитопланктона [Stübner et al., 2016; Michelsen et al., 2017].

Немногочисленные данные по распределению меропланктона в центральной и северной частях Баренцева моря были получены в мае–июле, то есть в период массового развития меропланктона. В это время в нем доминируют личинки двустворчатых моллюсков, полихет и иглокожих, главным образом, офиур. Личинки гастропод, немертин и асцидий встречаются редко [Schlüter, Rachor, 2001]. В прибрежных районах и фьордах Шпицбергена часто наблюдается массовое развитие личинок усоногих раков, циррипедий [Timofeev, 1998; Stübner et al., 2016].

Численность меропланктона в центральной части Баренцева моря в мае–июле по данным разных авторов для столба воды составляет в среднем 10–15 экз/м³, достигая в местах скопления 100 экз/м³ [Timofeev, 1998; Arashkevich et al., 2002; Schlüter, Rachor, 2001]. Эти скопления могут возникать вследствие циркуляции воды (например, вихрей) и над банками. В покрытых льдом северных районах меропланктон или малочислен, или отсутствует [Arashkevich et al., 2002; Schlüter, Rachor, 2001].

Согласно [Mileikovsky, 1968] основная масса личинок остается в том же районе, где обитают взрослые особи, их родители, а течения влияют на распределение личинок только во вторую очередь. Данные о характере распределения личинок офиур в июле 1999 г. полностью подтвердили это положение [Arashkevich et al., 2002, fig. 7]. Над Центральной банкой находился максимум численности личинок (свыше 100 экз/м³), и поскольку они были на самой ранней стадии развития, можно предположить, что это место их рождения. Далее на север их численность сокращалась,

а стадия развития постепенно возрастала, достигая свободно плавающих ювенильных офиуроид. Такая картина распределения численности и возрастного состава свидетельствует о важной роли течений в транспорте личинок и их расселения.

МАКРОЗООПЛАНКТОН

Рачковый макрозоопланктон

Среди рачкового зоопланктона эуфаузииды и амфиподы занимают второе место после копепод по численности и биомассе в пелагиали Баренцева моря. Они играют важную роль в экосистеме, являясь основной пищей многих видов рыб (трески, мойвы, сельди и молоди других видов рыб), морских млекопитающих и птиц, обеспечивая перенос энергии между различными трофическими уровнями [Lydersen et al., 1989; Orlova et al., 2013; Bogstad et al., 2015; Dalpadado et al., 2002].

Эуфаузииды

В Баренцевом море обычно встречаются четыре вида эуфаузиид: *Thysanoessa inermis*, *T. raschii*, *T. longicaudata* и *Meganocytiphanes norvegica*. *T. inermis* и *T. longicaudata* доминируют в центральном и западном районах моря, тогда как *T. raschii* обычно населяет прибрежные воды его восточной части [Dalpadado, Skjoldal, 1991; Дробышева, 1994]. Самый крупный вид – *M. norvegica* – принадлежит к бореальным формам, которые приносятся Атлантическим течением в западную часть Баренцева моря из Норвежского моря; вид встречается редко и в малых количествах [Дробышева, 1994; Dalpadado et al., 2008; Zhukova et al., 2009]. Эуфаузииды в основном обитают в Атлантической воде и в очень малой степени проникают в Арктическую воду в северной части моря. *Thysanoessa inermis* и *T. raschii* достигают размера 35 мм, *T. longicaudata* – 20 мм, а *M. norvegica* – 45 мм [Дробышева, 1994; Dalpadado, Skjoldal, 1996]. Эуфаузииды рода *Thysanoessa* питаются преимущественно фитопланктоном, а *Meganocytiphanes norvegica* – хищник, питающийся мезозоопланктоном [Falk-Petersen et al., 2000; Dalpadado et al., 2008].

Согласно [Dalpadado, Skjoldal, 1996] продолжительность жизни *Thysanoessa inermis* составляет 3–4 года, а *T. longicaudata* может жить до двух лет. Рост происходит с весны до осени и, по-видимому, прекращается зимой. Половое созревание и откладка яиц начинается в двухлетнем возрасте у *T. inermis* и в однолетнем у *T. longicaudata*. В экспериментах размер кладки *T. inermis* составляет 30–110 яиц на самку [Dalpadado, Skjoldal, 1991]. Основная продукция яиц происходит в мае–июне, совпадая с периодом цветения фитопланктона.

Данные по распределению науплиусов и личиночных стадий эуфаузиид *Thysanoessa* spp. в центральной части моря подтверждают это наблюдение. В Атлантической воде максимальная численность науплиусов была отмечена в мае (до 26400 экз/м²), а максимальная численность калиптоисов и фурцилий (до 9700 экз/м²) – в июле. В это же время в Арктической воде численность личинок не превышала 40 экз/м² (Е.А. Арашкевич, А.Ф. Пастернак, неопубликованные данные).

Количественная оценка обилия эуфаузиид по сборам зоопланктонными сетями и пелагическими тралами затруднена из-за их промежуточного размера между макрозоопланктоном и микронектоном. Эуфаузииды – хорошие пловцы и могут активно избегать планктонную сеть [Skjoldal et al., 2013]. Исследования в Баренцевом море показали, что в планктонных сетях меньше крупных эуфаузиид, а в пелагических тралах – меньше мелких [Орлова и др., 2008]. Эуфаузииды могут образовывать большие, но редко встречаемые пятна повышенной концентрации [Зеликман и др., 1978; Eriksen et al., 2016], которые имеют низкую вероятность отбора планктонными сетями. В то же время эуфаузииды слишком малы, чтобы их можно было собирать традиционными тралами, предназначенными для ловли пелагических видов рыб, что приводит к недооценке их численности.

Основной причиной межгодовых и пространственных изменений обилия эуфаузиид считается пресс хищников и колебания температурного режима [Skjoldal et al., 1992; Dalpadado, Skjoldal, 1996; Eriksen, Dalpadado, 2011].

Анализ данных по распределению *Thysanoessa inermis* и *T. longicaudata*, собранных сетью MOCNESS, показал высокие межгодовые изменения численности и биомассы обоих видов в западных и центральных районах моря в 1984–1992 гг. (рис. 8.2.7) [Dalpadado, Skjoldal, 1996]. Увеличение численности и биомассы эуфаузиид в 1987–1989 гг. совпало по времени с резким уменьшением биомассы мойвы (от 2.6 млн т в 1983 г. до 0.02 млн т в 1987 г.). Уменьшение запасов мойвы ослабило пресс хищников и привело к увеличению обилия эуфаузиид. Последующее уменьшение численности эуфаузиид в начале 1990-х годов было следствием быстрого восстановления биомассы мойвы и возросшим прессом хищников [Dalpadado, Skjoldal, 1996]. По мнению авторов, это указывает на то, что популяция эуфаузиид контролируется планктоядными рыбами.

Однако многолетние данные, полученные с использованием пелагических тралов в 1980–2009 гг. на более обширной акватории моря, выявили другие тренды изменчивости биомассы эуфаузиид [Eriksen, Dalpadado, 2011] (рис. 8.2.8).

Обратная связь между биомассой эуфаузиид и мойвы наблюдалась только для периода 1980–1998 гг., а затем была нарушена из-за повышения температуры, которое привело к увеличению популяции эуфаузиид [Eriksen, Dalpadado, 2011]. Начиная с 1999 г. биомасса эуфаузиид постоянно возрастала, несмотря на сильный пресс хищников (планктоядных рыб). Положительная линейная зависимость между среднегодовой температурой и биомассой рачков указывает на то, что потепление моря имеет положительное воздействие на популяцию эуфаузиид [Eriksen, Dalpadado, 2011] (рис. 8.2.9).

Регулярный мониторинг количества макрозоопланктона в Баренцевом море осуществляется ПИНРО с 1952 г. по настоящее время. Оценка численности эуфаузиид проводится ежегодно в осенне-зимний период на основании сборов сетью, прикрепленной к донному тралу. Поскольку зимой эуфаузииды концентрируются в придонном слое, полученные данные интерпретируются как показатель их обилия и используются для оценки межгодовой динамики численности в различных районах Баренцева моря [Дробышева, 1994; Orlova et al., 2009]. Пример таких данных для *Thysanoessa* spp. в 2007–2012 гг. приведен на рис. 8.2.10. В центральных и восточных частях моря среднегодовые индексы численности (даже без учета данных 2009 г.) почти в два раза выше, чем в других районах (1500–1600 и 700–900 экз/1000 м³ соответственно), хотя эти различия статистически недостоверны (ANOVA, $F = 1.96$, $p = 0.13$). Межгодовые изменения средних значений индекса числен-

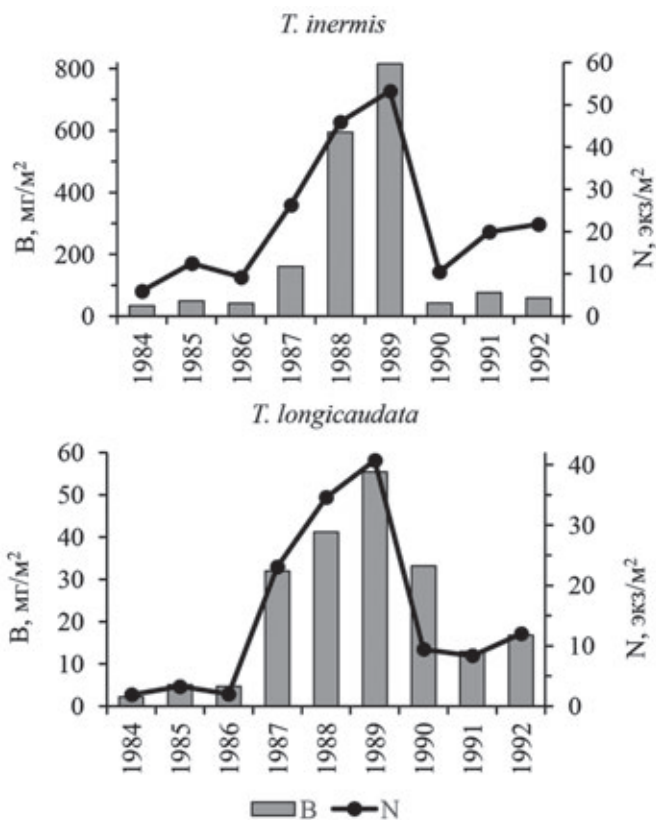


Рис. 8.2.7. Межгодовые изменения биомассы (B, мг сух. веса/м²) и численности (N, экз/м²) эуфаузиид *Thysanoessa inermis* и *T. longicaudata* в Атлантической воде Баренцева моря в 1984–1992 гг. Сборы планктонной сетью MOCNESS. По данным [Dalpadado, Skjoldal, 1996]

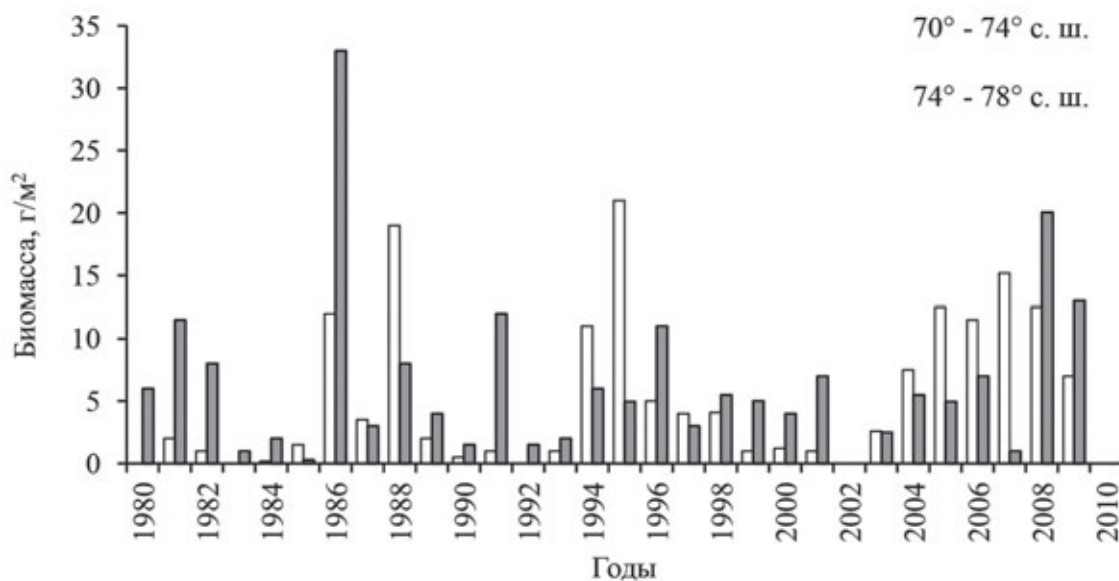


Рис. 8.2.8. Межгодовые изменения биомассы эуфаузиид (г сыр. веса/м²) по траловым сборам в верхнем 60-метровом слое в районах севернее и южнее 74° с. ш. в осенний период 1980–2009 гг. По данным [Eriksen, Dalpadado, 2011]

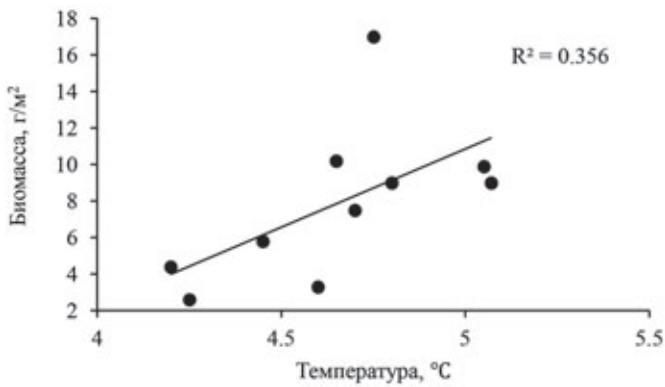


Рис. 8.2.9. Зависимость биомассы эуфаузиид в верхнем 60-метровом слое в ночное время суток (г сыр. веса/м²) от среднегодовой температуры в осенний период 1999–2009 гг. Температура приведена для разреза по Кольскому меридиану (33.5° в. д.) по данным ПИНРО [Eriksen, Dalpadado, 2011]

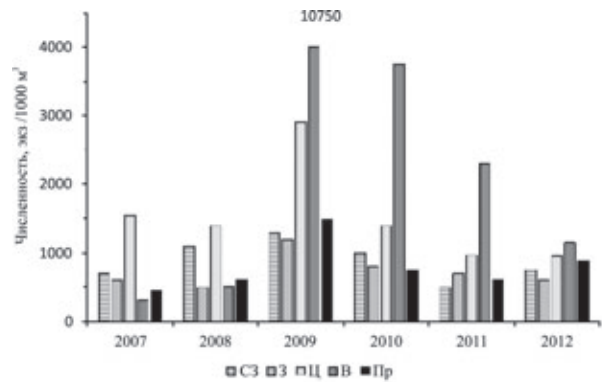


Рис. 8.2.10. Межгодовые изменения индекса численности эуфаузиид *Thysanoessa* spp. в придонном слое в различных районах Баренцева моря в осенне-зимний сезон 2007–2012 гг.

СЗ – северо-запад, З – запад, Ц – центр, В – восток, Пр – побережье. По данным [Orlova et al., 2009; Knutsen et al., 2013; Dolgov et al., 2016]

ности для всего моря также недостоверны (ANOVA, $F = 1.48$, $p = 0.23$), но для всех районов моря заметна тенденция к сокращению численности в 2010–2012 гг. по сравнению с 2009 г., когда она была максимальной.

В работе [Eriksen et al., 2016] были рассмотрены три массива данных многолетних мониторингов эуфаузиид в Баренцевом море, примеры которых приведены на рис. 8.2.7, 8.2.8, 8.2.10, и определены вероятные источники ошибок, связанных с отбором проб. Средняя биомасса эуфаузиид, отобранных сетью MOCNESS, составляла 2 г сыр. массы/м², что является недооценкой из-за избегания крупных особей. Средняя биомасса, полученная с помощью пелагического трала в верхних 60 м воды ночью во время осенней съемки, составила 10 г сырой массы под м². Планктонная сетка, прикрепленная на донном трале и собиравшая эуфаузиид у дна в зимнее время, дала значения 0.1–0.2 г сыр. веса/м³, аналогично значениям, найденным в верхнем слое осенью. Средняя концентрация эуфаузиид по данным пелагического трала возрастала с 2000 по 2011 год, а по данным придонных ловов – снижалась с 2000–2007 до 2011 г. [Eriksen et al., 2016] (смотри также рис. 8.2.8 и 8.2.10).

Оценка общего запаса эуфаузиид в южных и центральных районах моря, проведенная на основании сетных ловов, дала значения биомассы 2 млн т на площади 1 млн км², а на основании сборов пелагическим тралом – 10 млн т на площади 1 млн км² [Eriksen et al., 2016].

Амфиподы

Амфиподы – важный компонент зоопланктонного сообщества в северных и Арктических водах Баренцева моря [Богоров, 1940; Dalpadado et al.,

2001]. Виды гипериид рода *Themisto* абсолютно доминируют среди других амфипод. Из трех обычно встречаемых в Баренцевом море амфипод *Themisto abyssorum* и *T. compressa* по происхождению бореально-субарктические виды, а *T. libellula* – арктический вид. *T. libellula* считается хорошим индикатором присутствия арктических вод [Dunbar, 1957]. Гаммариды *G. wilkitzkii*, *Onisimus* spp. и *Apherusa glacialis* доминируют в сообществе ледовой макрофауны [Hop et al., 2000] и при таянии льда могут некоторое время существовать в планктоне.

Продолжительность жизни атлантического вида *T. abyssorum* составляет один год в южной части моря и два года в северных районах. Максимальная длина вида – 18 мм. Арктический вид *T. libellula* живет 2–3 года, достигая длины 31 см [Koszteyn et al., 1995].

Виды р. *Themisto* – живородящие организмы, вынашивающие свое потомство в специальной полости тела – марзупии и выпускающие в воду личинок длиной 2–3 мм. Вымет личинок у *T. abyssorum* происходит в мае–июне, что совпадает с массовым развитием молоди копепоид, основного корма этих амфипод [Dalpadado et al., 2008].

Численность трех массовых видов амфипод в различных районах Баренцева моря по осредненным многолетним (1984–1996 гг.) данным [Dalpadado et al., 2001] представлена на рис. 8.2.11. *Themisto abyssorum* доминировал в атлантической воде (24 экз/м²), а *T. libellula* – в арктической (17 экз/м²). *T. compressa* встречался редко и только в атлантической воде. Максимум общей численности амфипод наблюдался в области Полярного фронта (28 экз/м²). Межгодовые колебания численности амфипод во всем исследованном районе достигали порядка величин, в среднем

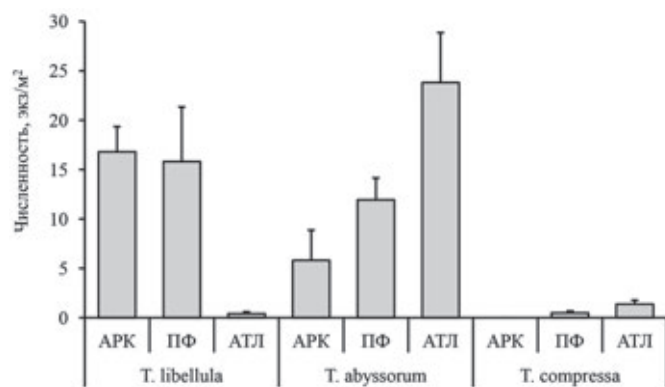


Рис. 8.2.11. Средняя численность (\pm SD) амфипод в период 1984–1996 гг. в арктической (АРК) и атлантической (АТЛ) воде, а также в области Полярного фронта (ПФ) [Dalpadado et al., 2001]

составляя 60 ± 38 экз/м². По-видимому, два основных фактора – пресс хищников и адвекция атлантической воды – оказывают влияние на направление и амплитуду этих колебаний [Dalpadado et al., 2001].

Желетельный макрозоопланктон Медузы, гребневики, сифонофоры

Эта группа организмов состоит из представителей различных классов и даже типов. Их объединяют две особенности: высокое содержание воды в теле и высокая активность питания. Все они принадлежат к универсальным планктонным хищникам, и при массовом развитии способны оказывать существенное влияние на структуру пелагического сообщества [Sullivan, Reeve, 1982; Greene et al., 1986; Vamstedt et al., 1998]. Основной пищей этих животных являются более мелкие зоопланктеры (копеподы, кладоцеры, хетогнаты, личинки донных животных и др.) [Madin, 1988]. Они могут негативно влиять на сообщество рыб, используя в качестве пищи икру и личинок, а также конкурируя за пищевые объекты [Purcell, 1985].

В Баренцевом море встречается 36 видов медуз, 4 вида гребневиков и три вида сифонофор [Zelickman, 1972]. Из наиболее массовых макрозоопланктонных видов медуз четыре вида (*Sarsia tubulosa*, *Tiaropsis multicirrata*, *Aglantha digitale*, *Aeginopsis laurentii*) относятся к гидроидным медузам (размер купола до 20–40 мм), два вида (*Aurelia aurita* и *Syanea cappilata*) – к сцифоидным медузам (размер купола – до 40–60 мм). Три других массовых вида гидроидных медуз (*Rathkea octopunctata*, *Obelia longissimi* и *O. geniculate*) имеют размеры менее 4–6 мм, и причисляются к мезозоопланктону. Массовым видом сифонофор в Баренцевом море считается *Dimophyes arctica*. Гребневики представлены четырьмя видами – *Pleurobrachia pileus*, *Beroe*

cicumis, *Bolinopsis infundibulum* и *Mertensia ovum*, все из которых в настоящее время встречаются в значительных количествах.

Адекватная оценка численности желетелого макрозоопланктона представляет определенную трудность. Обычные планктонные сети облавливают слишком малый объем воды и собирают статистически недостоверное число макропланктонных организмов, а буксируемые пелагические тралы разрушают их хрупкие тела, а кроме того, не долавливают мелкие экземпляры. Помимо этого, многие гребневики разрушаются при фиксации проб формалином. Тем не менее, в последние три десятилетия были проведены оценки численности и биомассы некоторых массовых видов [Swanberg, Båmstedt, 1991; Søreide et al., 2003; Eriksen et al., 2012] с использованием больших макрозоопланктонных сетей и специализированных пелагических тралов.

Для всей группы желетелого зоопланктона характерна высокая вариабельность их численности. Межгодовая изменчивость может быть связана с колебаниями регионального климата [Zelickman, 1972], наличием пищевых ресурсов [Eriksen et al., 2012], а в случае гребневиков – с массовым развитием *Beroe cucumtis* [Swanberg, Båmstedt, 1991], их облигатного хищника [Камшилов, 1960].

Значительные колебания показателей численности желетелых организмов в Баренцевом море могут служить предупреждающим сигналом в отношении климатических изменений [Zelickman, 1972]. В таблице 8.2.2 приведены данные о частоте встречаемости некоторых массовых видов желетелых в годы с различным гидрофизическим режимом в южной части Баренцева моря. Поскольку в очень теплый 1960 г. популяции холоднолюбивых видов увеличились в той же степени, что и теплолюбивых форм, Е.А. Зеликман сделала вывод о непрямом воздействии температурных условий на этих животных через улучшение пищевых условий [Zelickman, 1972].

Существует гипотеза, что значительные вариации обилия желетелого зоопланктона, отмечаемые в различных частях Мирового океана, связаны с изменением глобального климата [Mills, 2001; Purcell, 2005].

Медузы

Многолетние данные, собранные на сетке станций, покрывающих всю акваторию Баренцева моря, позволили оценить биомассу сцифоидных медуз *Aurelia aurita* и *Syanea cappilata* в слое 0–60 м для 1980–2010 гг. (рис. 8.2.12) [Eriksen et al., 2012].

Средняя биомасса медуз (в единицах сырого веса) была низкой в 1980-е годы (0.33 ± 0.23 г/м²), незначительно увеличилась в 1990-е гг. (0.47 ± 0.39 г/м²) и возросла в 2000-е годы до 1.61 ± 1.11 г/м². Макси-

Таблица 8.2.2. Встречаемость (%) некоторых массовых видов желетелых организмов в годы с различным температурным режимом [Zelickman, 1972]

Вид	Год и температурный режим		
	1958 (холодный)	1959 (умеренно теплый)	1960 (очень теплый)
<i>Aglantha digitale</i>	17.4	25.1	39.4
<i>Aeginopsis laurentii</i>	0	1.7	23.4
<i>Physophora hydrostatica</i>	0.4	8.0	11.4
<i>Dimophyes arctica</i>	0.4	14.6	54.2
Число станций	241	474	236

мальные значения были отмечены в 2001–2003 гг. с последующим уменьшением в 2009–2010 гг. до уровня 1980-х гг. Хотя наблюдается заметный тренд к увеличению биомассы медуз с потеплением климата, температура, по-видимому, не является единственным регулятором их обилия. Доступность кормовых объектов и степень напряженности конкурентных взаимоотношений могут вносить свой вклад в регуляцию численности этих организмов. Среднеголетняя биомасса медуз равнялась 0.78 ± 0.87 г сыр. веса/м² [Eriksen et al., 2012]. Принимая процентное содержание воды в теле медуз равным 98%, средняя биомасса в единицах сухого веса будет равна 15.6 мг/м², варьируя от 0.4 до 82 мг/м².

Распределение биомассы гидроидных медуз (главным образом, *Aglantha digitale* и *Aeginopsis laurentii*) на разрезе через центральную часть моря до кромки льда было исследовано в разные сезоны 1998–1999 гг. (рис. 8.2.13).

Во все сезоны высокая биомасса медуз была приурочена к району Центральной банки. В Атлантической и смешанной воде ее среднее значение возрастало с сезоном (17.0, 21.4 и 38.9 мг сух. веса/м² в марте,

мае и июле соответственно), хотя различия были недостоверны (ANOVA, $F = 1.21$, $p = 0.34$). Тенденция к увеличению биомассы желетелого зоопланктона от весны к осени была отмечена также [Зеликман, Камшилов, 1960] на основании анализа многолетних наблюдений.

В июле 1989 г. резко возросла численность медуз за счет массового развития ювенильных и молодых особей (средний размер купола 2.0 ± 0.6 мм), в то время как в марте и мае средний размер составлял 16.4 ± 4.7 и 11.2 ± 1.9 мм соответственно.

Сифонофоры, главным образом *Dimophyes arctica*, в северных районах Баренцева моря встречаются в пробах почти в два раза реже, чем гидроидные медузы такого же размера [Søreide et al., 2003], и количественные данные по их распределению чрезвычайно скудны. По данным [Søreide et al., 2003] в мае 1999 г. (весна) и марте 2000 г. (поздняя зима) их средняя численность была равна 3.6 ± 2.5 экз/м², а максимальные значения достигали 34 экз/м². Известно также, что в южной части моря их встречаемость увеличивается на два порядка в теплые годы по сравнению с холодными [Zelickman, 1972].

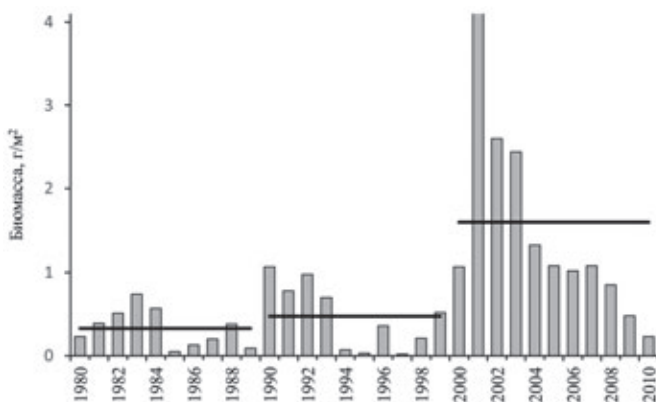


Рис. 8.2.12. Межгодовые изменения биомассы (г сыр. веса/м²) сифоидных медуз *Aurelia aurita* и *Cyanea capillata* в Баренцевом море. По данным [Eriksen et al., 2012]

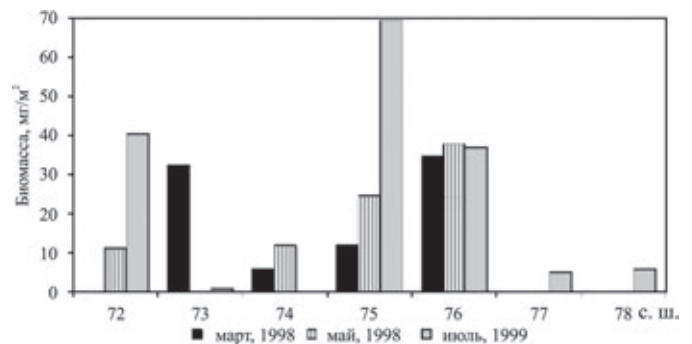


Рис. 8.2.13. Распределение биомассы (мг сух. веса/м²) гидроидных медуз на разрезе через центральную часть моря зимой (март), весной (май) и летом (июль) 1998–1999 гг. По данным [Arashkevich et al., 2002]

Гребневики

Количественная оценка распределения гребневиков представляет определенные трудности, связанные как с необходимостью облова больших объемов воды из-за их малочисленности, так и с разрушением их хрупких тел при фиксации. Для адекватного определения численности и биомассы гребневиков необходимо вынимать их, считать и измерять сразу после взятия сетных проб до фиксации формалином. Такой подход был использован в работе [Swanberg, Båmstedt, 1991] для оценки распределения двух видов гребневиков (*Mertensia ovum* и *Beroe cucumis*) в западной и центральной частях Баренцева моря весной–летом 1987–1988 гг. Среди других гребневиков *Mertensia* и *Beroe* наиболее обильны в Баренцевом море, причем численность *Mertensia* заметно увеличилась в последние десятилетия XX века. Так в 1950-е годы этот вид был отмечен как редкий [Zelickman, 1972]. Впервые его массовое развитие было зарегистрировано в 1985 г. [Skjoldal et al., 1987]. В 1987–1988 гг. средняя численность этого вида в центральных и северных районах составляла 1–2 экз/м² (0.2–0.5 г сухого веса/м²) [Swanberg, Båmstedt, 1991]. Примерно такая же численность (1±0.4 экз/м²) наблюдалась у кромки льда зимой–весной 1999–2000 гг. [Søreide et al., 2003].

Для пространственного распределения гребневиков характерна чрезвычайная пятнистость. Значения их численности меняются на порядок величин (и больше) на соседних станциях [Swanberg, Båmstedt, 1991]. Эти авторы отметили, что распределение численности и биомассы *Beroe*, облигатного хищника других гребневиков [Камшилов, 1960], обратно пропорционально численности *Mertensia* и предположили, что это результат выедания хищником популяции его жертв. Однако могут быть и другие объяснения, например, предпочтение разными видами определенных температурных условий.

Потенциальное воздействие *Mertensia* на популяцию зоопланктона было оценено в среднем как 0.7% биомассы копепод в сутки [Swanberg, Båmstedt, 1991]. Это значение кажется небольшим, но учитывая, что этот вид лишь один из многих желетельных хищников, каждый из которых выедает свою небольшую порцию жертв, сумма этих порций может оказаться вполне значимой.

РОЛЬ ЗООПЛАНКТОНА В ТРАНСФОРМАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Зоопланктон играет ключевую роль в трансформации и потоке вещества и энергии от водорослей к рыбам и морским млекопитающим, определяя высокий уровень продуктивности Баренцева моря. Ор-

ганические соединения, продуцируемые в процессе фотосинтеза, быстро конвертируются в специализированные липидные вещества растительным зоопланктоном [Falk-Petersen et al., 2000]. Органическая энергия, создаваемая во время весеннего цветения фитопланктона, передается в виде высококалорийных жирных кислот от фитопланктона к самым верхним трофическим уровням через зоопланктон в течение одного сезона (рис. 8.2.14) [Falk-Petersen et al., 1990].

Роль зоопланктона в выедании биомассы фитопланктона

Судьба фитопланктонного цветения определяется степенью его выедания планктонными фитофагами. Если съеденный фитопланктон дает начало потоку энергии по трофической цепи пелагиали, то неиспользованный фитопланктон или оседает на дно, обеспечивая пищей бентосных животных, или разрушается и реминерализуется в верхних слоях моря. Величина потребления фитопланктона зоопланктоном зависит от многих факторов, основные из которых – интенсивность питания фитофагов, которая в свою очередь зависит от концентрации фитопланктона, и численность фитофагов.

Величина суммарного потребления фитопланктона зоопланктоном изменяется по мере развития и затухания весеннего цветения. По данным [Pasternak et al., 2008] в северной части Баренцева моря в мае–июле 2003–2005 гг. до начала цветения потребление углерода зоопланктоном составило 176 мг С/м²×сут. На начальной фазе цветения потребление возросло до 528 мг С/м², а на пике цветения и на его поздней стадии достигло 930 и 1230 мг С/м² соответственно.

Степень (процент) выедания биомассы фитопланктона в Баренцевом море изменяется на разных стадиях развития фитопланктонного цветения (рис. 8.2.15).

При низкой концентрации фитопланктона в периоды до и после цветения суточное потребление фитопланктона составляло значительную долю (23 и 32% от общей биомассы фитопланктона соответственно). По мере развития цветения доля потребляемой биомассы фитопланктона за сутки снижалась от 10% в начале цветения до 4% в его пике. Во время максимального развития цветения выедание лишь небольшой доли фитопланктона приводит к массивному оседанию неиспользованной биомассы водорослей, составляющей основу вертикального потока углерода в этот период.

Вклад мелких фитофагов в выедание фитопланктона колебался в пределах 17–34% от общего потребления. Эти колебания были обусловлены как отно-

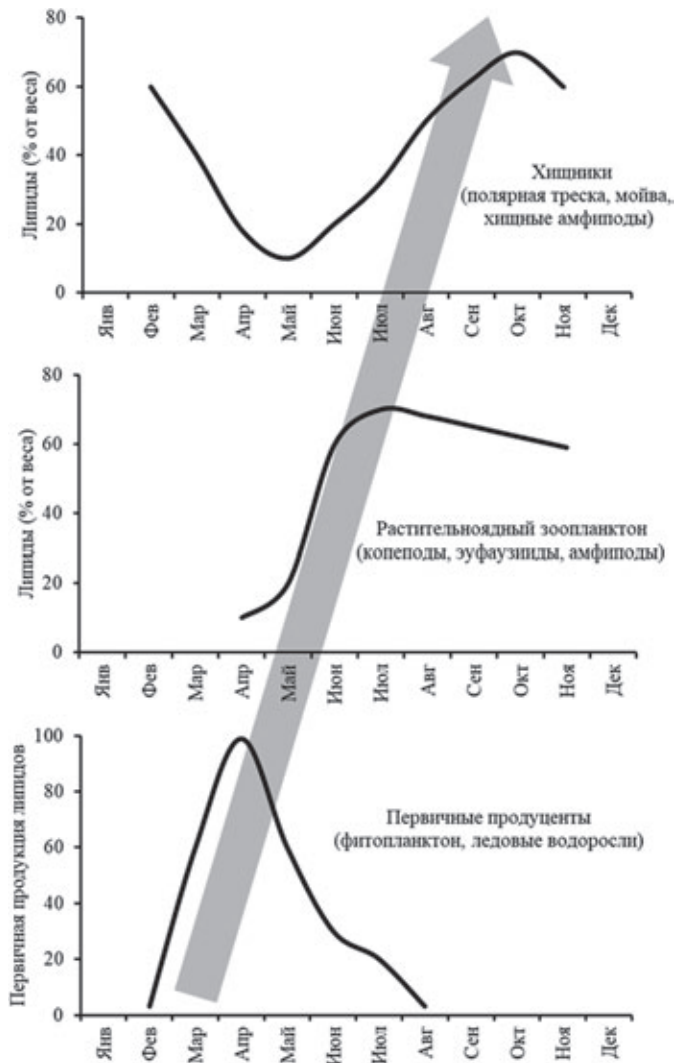


Рис. 8.2.14. Поток энергии через арктическую трофическую цепь от первичных продуцентов через растительноядный зоопланктон к хищникам [Falk-Petesen et al., 1990]

сительной численностью мелких зоопланктеров, так и различным размерным составом фитопланктона. До начала цветения относительно низкая численность мелких фитофагов [Pasternak et al., 2008], по-видимому, обусловила их небольшой вклад в выедание биомассы водорослей. В период пика цветения в фитопланктоне абсолютно доминировали крупные клетки (>10 мкм), составляя до 90% биомассы [Nodal, Kristiansen, 2008]. Можно предположить, что мелкие фитофаги не могут достаточно эффективно потреблять крупные клетки водорослей, что и привело к сокращению их вклада в общее потребление фитопланктона. Поскольку мелкие зоопланктеры продуцируют маленькие медленно тонущие фекальные пеллеты, скорость вертикального потока, помимо прочих факторов, может зависеть от размерного состава фито- и зоопланктона.

Роль зоопланктона в формировании вертикального потока органического вещества

В то время как величина вертикального потока органического вещества в океане изначально зависит от первичной продукции, зоопланктон играет важную роль в формировании этого потока [Bathmann et al., 1987; Wassmann, 1998]. Зоопланктон может редуцировать поток органики посредством выедания фитопланктона, но может также ускорять его, продуцируя большие быстро тонущие фекальные пеллеты. Относительный вклад фекальных пеллет (ФП) в вертикальный поток чрезвычайно изменчив и зависит от множества взаимодействующих факторов. Они включают вариабельность величины продукции, количества зоопланктона, его размерного и видового состава, а также трофических взаимосвязей между различными компонентами сообщества на разных временных и пространственных шкалах. Другие факторы включают различия в скорости продуцирования фекальных пеллет и скорости их оседания [Turner, 2002].

Копрофагия (поедание ФП) и, в гораздо большей степени, копрорексия (разрушение целостности и фрагментация ФП), документированная для многих зоопланктонных видов, могут сокращать вертикальный поток фекальных частиц через толщу воды. Копрорексия превращает пеллеты в более мелкие медленно тонущие частицы, легче поддающиеся деградации бактериями и протозоопланктоном [Lampit et al., 1990; Poulsen, Kiørboe, 2005; Iversen, Poulsen, 2007].

Существенную часть вертикального потока органического вещества могут составлять оседающие трупы планктонных животных. В осенне-зимний период в арктических морях их вклад может достигать 70–80% общего потока углерода [Sampei et al., 2009; Дриц и др., 2017].

В Баренцевом море вклад фекальных пеллет в общий поток органического вещества может достигать 40–42% и составлять до 150 мг С/м² сут [Olli et al., 2002; Wexels Riser et al., 2002].

Изменение с глубиной процентного содержания углерода, заключенного в фекальные пеллеты (ФПУ), в общем потоке взвешенного органического углерода (ВОУ) было детально исследовано в центральных и северных районах Баренцева моря в период цветения фитопланктона в июле 2003, 2004 гг. и мае 2005 г. [Wexels Riser et al., 2008]. На большинстве станций ФПУ/ВОУ было относительно низким в поверхностном слое и возрастало с глубиной (рис. 8.2.16): на 20–30 м оно составляло около 13%, увеличиваясь до 17% на 40–60 м. На глубинах >60 м вклад ФПУ в общий поток ВОУ сильно варьировал между станци-

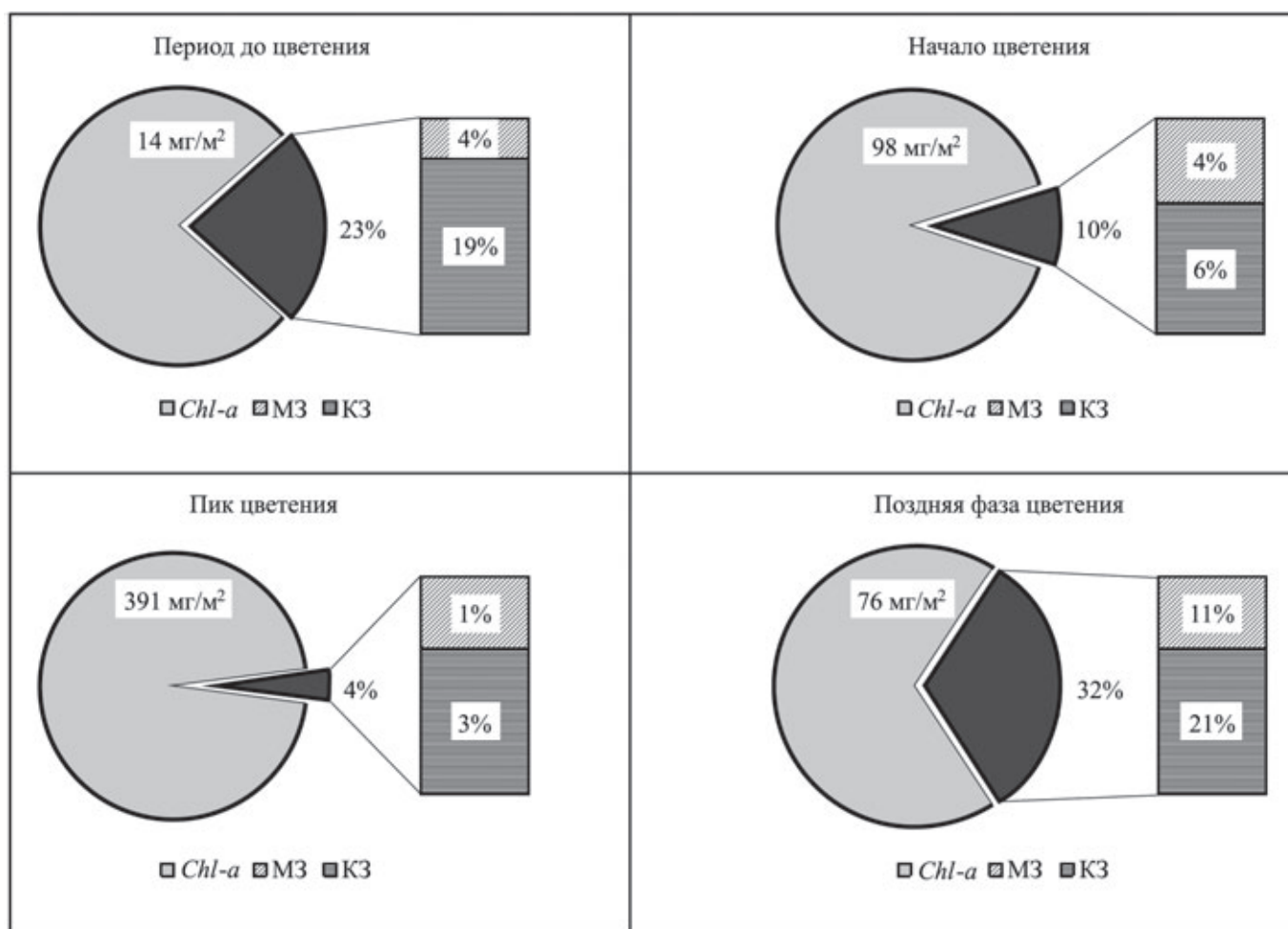


Рис. 8.2.15. Выедание биомассы фитопланктона (%) мелким (М3) (размер тела <500 мкм) и крупным (К3) растительноядным зоопланктоном на различных стадиях весеннего цветения в северной части Баренцева моря по данным [Pasternak et al., 2008].

Биомасса фитопланктона представлена как средняя концентрация хлорофилла-а в верхнем 100-метровом слое (мг Chl-a/м²), рассчитанная по данным [Hodal, Kristiansen, 2008]

ями, в среднем составляя 27% с максимальным значением 46% [Wexels Riser et al., 2008].

Продукция фекальных пеллет у растительноядных зоопланктеров зависит от интенсивности питания, которая, в свою очередь, зависит от концентрации съедобного фитопланктона [Арашкевич, Дриц, 1984; Pasternak et al., 2002; Wexels Riser et al., 2007].

В инкубационных экспериментах с использованием натуральной морской воды на станциях, различающихся стадией цветения фитопланктона в Баренцевом море, для копепод *Calanus* spp. была получена значительная положительная корреляция между концентрацией хлорофилла и продукцией фекальных пеллет (ФП) в единицах углерода ($r^2 = 0.83$) (рис. 8.2.17,а). Относительно меньшая корреляция ($r^2 = 0.62$) была получена для числа выделяемых ФП (рис. 8.2.17,б). Это предполагает, что увеличение концентрации хлорофилла как по-

казателя количества автотрофного фитопланктона приводит к выделению более крупных ФП в большей степени, чем к увеличению числа ФП [Wexels Riser et al., 2008].

В составе вертикального потока ФП различают три основные группы: цилиндрические ФП, продуцируемые копеподами; нитевидные ФП, продуцируемые эуфаузидами; и эллипсоидные ФП, продуцируемые аппендикуляриями. Состав и количество осаждаемого пеллетного материала в Баренцевом море были подробно исследованы в работе [Wexels Riser et al., 2002] на фиксированном разрезе через центральную и северную части моря в марте и мае 1998 г. и июле 1999 г. (рис. 8.2.18).

ФП копепод доминировали практически повсеместно, составляя до 95% общей массы. Второй по значению группой были пеллеты эуфаузиид, в то время как ФП аппендикуляриий вносили заметный вклад

в общую массу ФП только на некоторых станциях. Биомасса ФП была очень низкой в марте (0.1 мг С/м^3), отражая как отсутствие растительной пищи, так и наличие большинства фитофагов в зимней диапаузе. В мае концентрация ФП существенно возросла; максимальное значение (4.8 мг С/м^3) было найдено в арктической воде, где в это время наблюдался пик цветения фитопланктона, а в зоопланктоне преобладали крупные фитофаги. В июле максимальная биомасса ФП была найдена в районе Полярного фронта (до 9 мг С/м^3), обусловленная высокой концентрацией растительных зоопланктеров – копепоид и эуфаузиид. Таким образом, количество и состав оседающих ФП существенно меняются в зависимости от сезона и преобладающей водной массы [Wexels Riser et al., 2002].

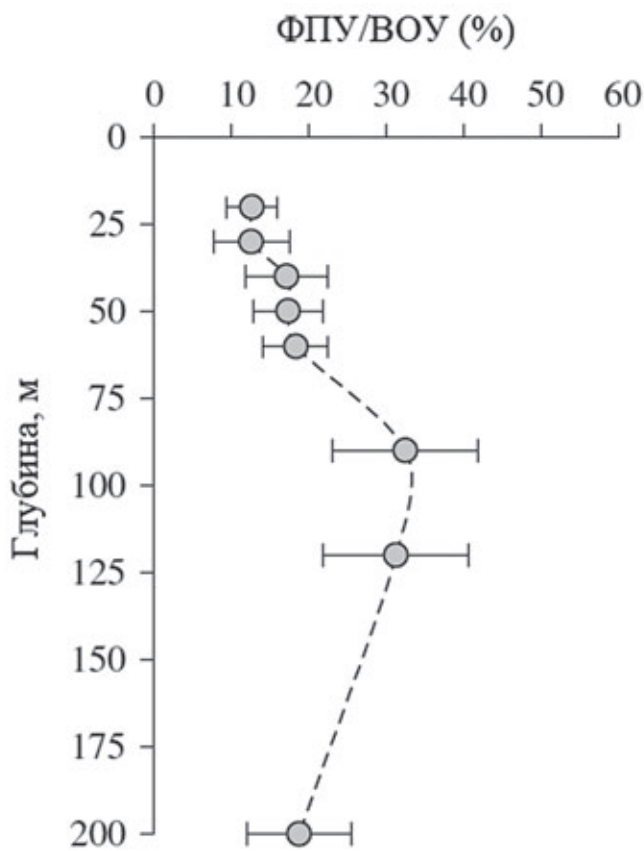


Рис. 8.2.16. Относительное количество углерода, заключенного в фекальные пеллеты зоопланктеров (ФПУ), в общем потоке взвешенного органического углерода (ВОУ) (%) на различных глубинах в центральных и северных районах Баренцева моря.

Средние значения для 12 станций \pm стандартная ошибка [Wexels Riser et al., 2008, fig. 6]

ВЛИЯНИЕ ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА НА ЗООПЛАНКТОННОЕ СООБЩЕСТВО

Потепление климата особенно заметно в Арктике, где скорость увеличения температуры в два–три раза выше, чем средняя скорость глобального потепления [IPCC, 2014].

Влияние температуры на скорость физиологических процессов у ключевых баренцевоморских видов *Calanus finmarchicus* и *C. glacialis* было исследовано экспериментально [Tande, 1988; Пастернак и др., 2013; Alcaraz et al., 2014; Grote et al., 2015]. Реакция на повышение температуры различна у бореального вида *C. finmarchicus* и арктического *C. glacialis*. Если у первого в температурном диапазоне от 0 до 10°C наблюдается увеличение скорости питания [Tande, 1988] и продукции яиц [Пастернак и др., 2013], то

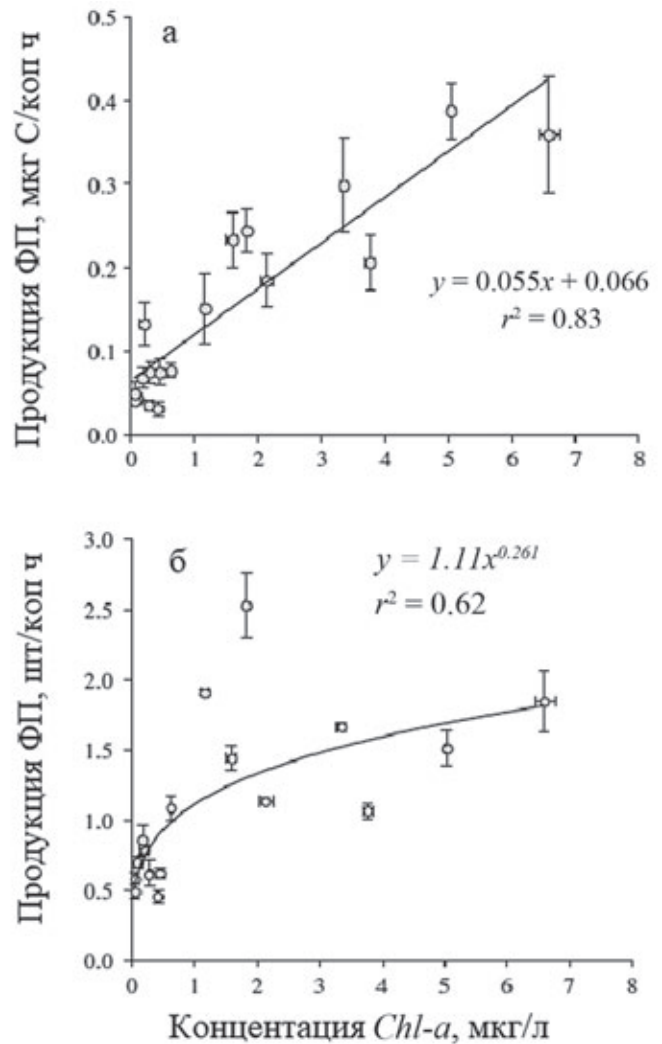


Рис. 8.2.17. Зависимость между концентрацией хлорофилла-а и продукцией фекальных пеллет (ФП) копеподами в единицах углерода (мкг С на копепода в час \pm стандартная ошибка (а) и числом ФП на копепода в час \pm стандартная ошибка (б) [Wexels Riser et al., 2007, fig. 6]

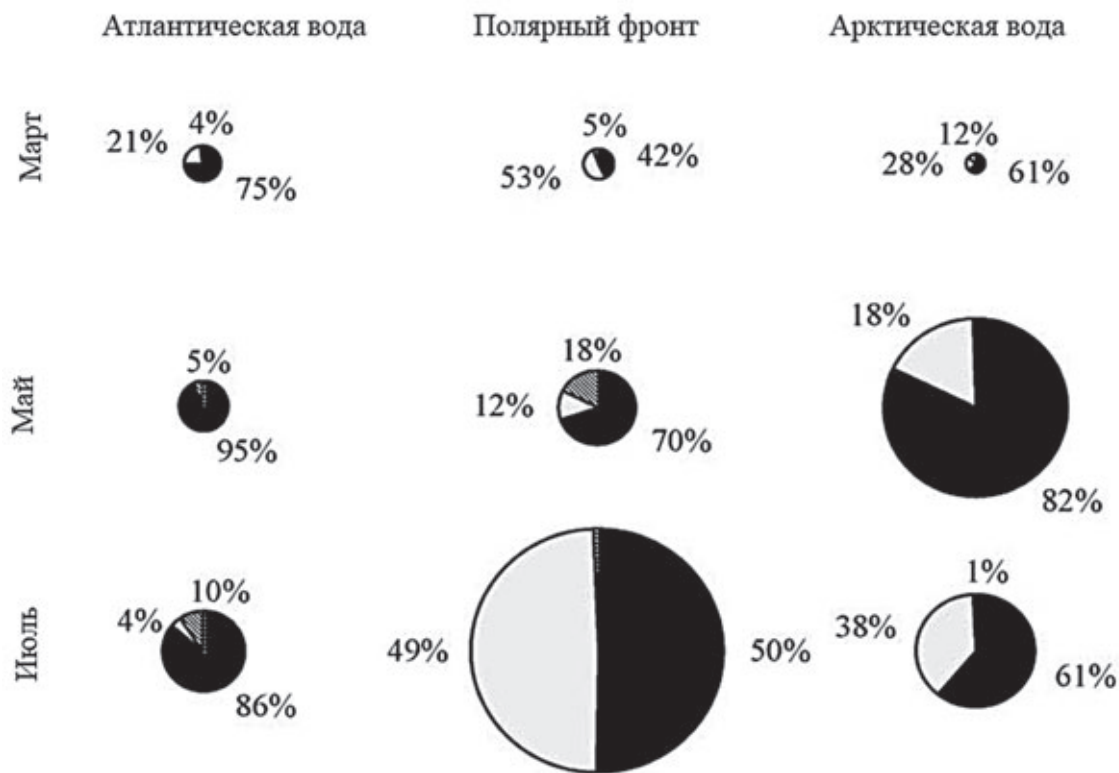


Рис. 8.2.18. Сезонные и пространственные изменения биомассы и состава фекальных пеллет (ФП) в слое 0–100 м [Wexels Riser et al., 2002, fig. 4].

Черный сектор – цилиндрические ФП, серый – нитевидные ФП, заштрихованный – эллипсоидные ФП. Размер круга пропорционален величине биомассы ФП

у второго при возрастании температуры выше 5°C происходит снижение скорости этих физиологических процессов [Пастернак и др., 2013; Grote et al., 2015]. При этом удельная интенсивность дыхания у обоих видов увеличивается по мере роста температуры с одинаковой скоростью [Ikeda et al., 2001]. Дисбаланс между потребленной пищей и тратами на метаболизм у *C. glacialis* может привести к исчезновению вида при существенном потеплении Арктики [Alcaraz et al., 2014].

Если непосредственное влияние температуры на физиологию планктонных организмов можно изучить экспериментально, то для прогноза возможного эффекта повышения температуры на пелагическое сообщество в целом требуются многолетние комплексные исследования. На основании анализа полевых наблюдений и спутниковых данных, полученных в последние десятилетия в Баренцевом море, сделаны следующие выводы: 1) заметное сокращение ледового покрытия приводит к росту первичной продукции; 2) увеличение адвекции атлантической воды вызывает изменение в видовой структуре зоопланктона, продвижение бореальных видов на север и вытеснение арктических видов из экосистемы

[Drinkwater, 2011; Wassmann et al., 2011]. Увеличение пропорции атлантических видов в сообществе, например, эуфаузиид *Meganycitophanes norvegica* [Eriksen et al., 2017], копепод *Calanus finmarchicus* и *Oithona similis* [Gluchowska et al., 2017] позволили авторам поддержать гипотезу «атлантификации» Баренцева моря, выдвинутую [Årthun et al., 2012] на основании увеличения свободной ото льда площади.

Математические модели предсказывают различные сценарии изменения арктической экосистемы в связи с дальнейшим потеплением климата. Например, прогнозируется изменение в фитопланктонном сообществе от доминирования крупных видов диатомовых к преобладанию мелкоклеточных водорослей (кокколитофорид и жгутиковых) и, как следствие, увеличение роли микрозоопланктона в структуре и функционировании экосистемы, то есть замена классической пищевой цепочки «диатомовые – крупные фитофаги» на «микробальную петлю» [Vernet et al., 2017; Olli et al., 2019].

Адвекция атлантической воды в Баренцево море увеличивается в теплые годы и уменьшается в холодные [Ådlandsvik, Loeng, 1991]. Однако количество зоопланктона, принесенного из Норвежского моря на

шельф Баренцева моря, зависит не только от объема, но и от времени адвекции [Skjoldal et al., 1992]. Если основная адвекция атлантической воды происходит в конце осени и зимой, то это не приводит к значительному увеличению зоопланктона в Баренцевом море. Если сильная адвекция происходит весной, после подъема зимующего фонда *Calanus finmarchicus* в Норвежском море, можно ожидать увеличение вносимого на баренцевоморский шельф зоопланктона. Однако эти события сильно модифицированы особенностями локальной циркуляции вод, местными трофическими условиями и/или прессом хищников [Зеликман, Камшилов, 1960; Skjoldal et al., 1987; Sakshaug et al., 1994; Eriksen, Dalpadado, 2011].

Влияние потепления климата на изменение количества зоопланктона, его направление и амплитуду трудно предсказать и интерпретировать, так как оно зависит от трофических условий и экологических взаимодействий. Многолетние данные (1988–2013 гг.) по распределению мезозоопланктона в центрально-западных частях моря, наиболее подверженных влиянию притока атлантической воды, не выявили связи между температурой и биомассой зоопланктона (рис. 8.2.19).

На основании среднегодовых данных по температуре можно выделить два периода: до 2004 г. со средней температурой $5.5 \pm 0.3^\circ\text{C}$, меняющейся в диапазоне $4.9\text{--}5.9^\circ\text{C}$, и после 2004 г. со средней температурой $6.1 \pm 0.3^\circ\text{C}$, меняющейся в диапазоне $5.8\text{--}6.5^\circ\text{C}$. Средние значения биомассы зоопланктона в эти периоды составили 7.1 ± 2.4 и 6.8 ± 1.0 г сух. веса/м² соответственно. Очевидная стабильность биомассы зоопланктона отражает компенсационные и демпинговые механизмы в пелагической экосистеме.

Климат оказывает влияние на все трофические уровни пищевой сети, а также на характер их взаимодействия, что может определять биомассу и продукцию фитопланктона, зоопланктона и рыб (рис. 8.2.20).

Между 1998 и 2009 гг. среднегодовая первичная продукция в Арктическом океане увеличилась на 20%. Тридцать процентов этого роста обусловлено редукцией площади льда в летний сезон, а 70% относится за счет увеличения вегетационного периода [Arrigo, van Dijken, 2011]. Ключевые виды копепоид (*Calanus* spp.) и эуфаузиид (*Thysanoessa* spp.) преимущественно фитофаги. Эти виды, в свою очередь, являются основным источником корма для более высокого трофического уровня хищников в экосистеме Баренцева моря. Можно ожидать, что изменение величины первичной продукции окажет значительное влияние на биомассу и продукцию зоопланктона, а следовательно, и рыб.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Количество и состав зоопланктона в Баренцевом море контролируются несколькими факторами: температурой, адвекцией атлантической воды, пищевыми условиями и прессом хищников. Эти факторы, в свою очередь, находятся во взаимодействии друг с другом и значительно варьируют в зависимости от сезона и региональных условий. Качественная и количественная оценки функционирования и динамики зоопланктона в Баренцевом море остаются важной задачей будущих исследований для понимания процессов, происходящих в экосистеме в целом.

Вызываемые климатом изменения могут привести к перестройке структуры и функционирования зоопланктонного сообщества, однако нелинейная природа изменений экосистемы не позволяет точно предсказать их траекторию. Прогноз событий при дальнейшем потеплении на основе настоящего понимания функционирования экосистемы остается маловероятным.

ВЫВОДЫ

Ключевыми зоопланктонными видами баренцевоморской экосистемы являются копепоиды *Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus* и *Metridia longa*, составляющие до 90% общей биомассы мезозоопланктона. Мелкие копепоиды (*Oithona similis*, *Pseudocalanus* spp и *Microcalanus* spp.) доминируют по численности. Во второй половине лета, когда старшие стадии *Calanus* spp. начинают входить в диапаузу и опускаться на глубину, мелкие копепоиды и науплии могут вносить до 50% общей биомассы зоопланктона в верхнем 100-метровом слое воды.

Распределение *Calanus* spp. может быть использовано в качестве индикатора различных водных масс. *C. finmarchicus* имеет североатлантическое происхождение и является видом-индикатором атлантической воды, а *C. glacialis* – типичный арктический вид.

Вертикальное распределение *Calanus* spp. отражает сезонные изменения продукционного цикла в пелагиали. В период цветения фитопланктона эти виды населяют верхний 100-метровый слой, где размножаются и накапливают липидные вещества для зимовки. Осенью они опускаются в нижние слои воды, где переживают зиму в состоянии диапаузы.

Начало развития двух видов *Calanus* синхронизировано по времени, но разделено по пространству. Две волны новой генерации – первая, образованная популяцией *C. finmarchicus* в южной части моря, вторая – популяцией *C. glacialis* в районе Полярного фронта – стартуют одновременно и развиваются в северном направлении.

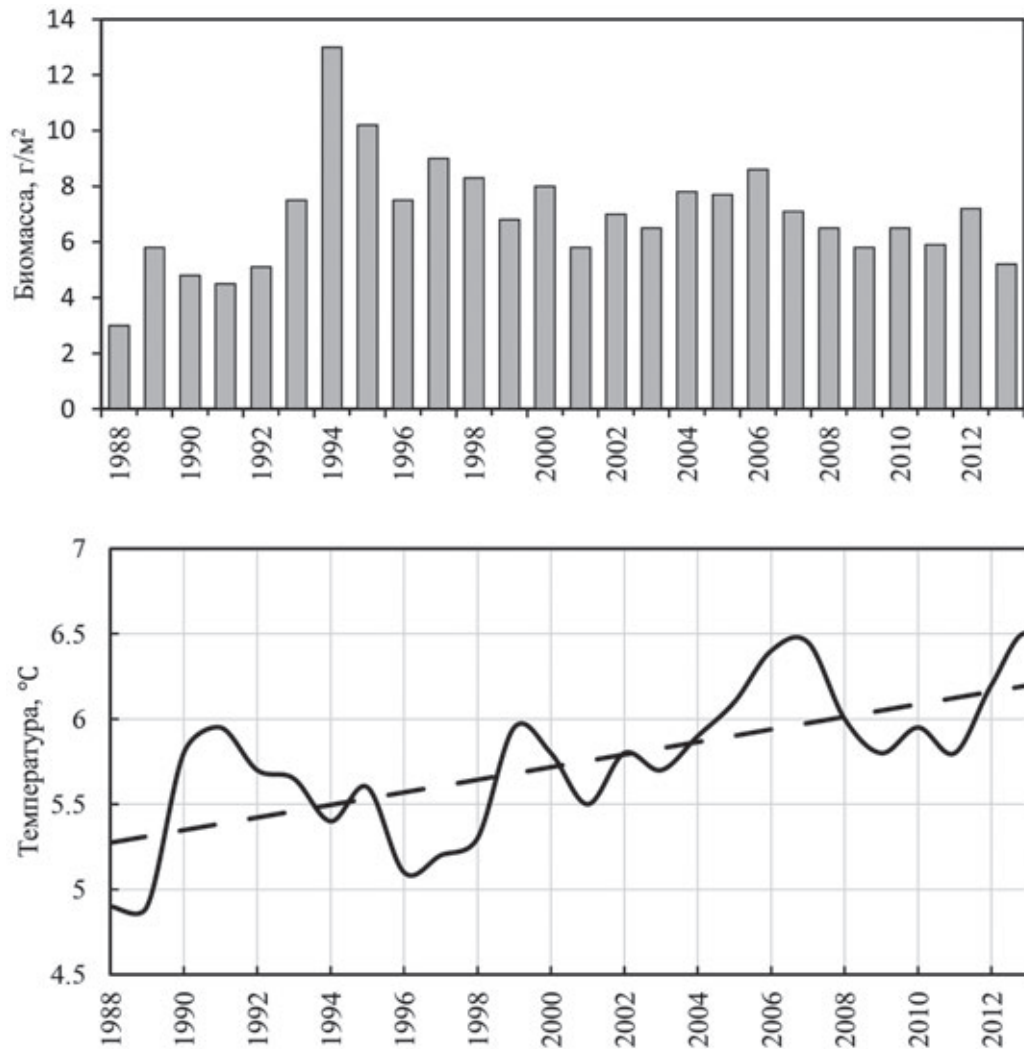


Рис. 8.2.19. Межгодовые изменения биомассы мезозoopланктона (г сух. веса/м²) в центрально-западных районах Баренцева моря по данным [Knutsen et al., 2016] (а) и среднегодовая температура на разрезе между о-вами Фулгёя и Медвежий [Eriksen et al., 2017] (б)



Рис. 8.2.20. Схематическое представление потенциально взаимодействующих процессов в экосистеме [Dalpadado et al., 2014, fig. 2].

Первичные продуценты определяют состояние более высоких трофических уровней – контроль «снизу» ("bottom-up" эффект); хищничество рыб создает каскад биотических воздействий, направленный вниз и отвечающий за состояние экосистемы в целом – контроль «сверху» ("top-down" эффект)

Анализ среднемноголетних данных (1998–2011 гг.) по распределению мезозоопланктона не выявил значительных различий величины биомассы между разными частями моря. Средняя биомасса в прибрежной и юго-западной частях составила 7.24–7.85 г сух. веса/м², в арктической воде – 5.98 г сух. веса/м², а в восточной части – 5.37 г сух. веса/м². Для всего моря средняя биомасса равна 6.71 г сух. веса/м².

Межгодовые колебания биомассы зоопланктона определяются многими факторами и процессами: пищевыми условиями, прессом хищников, температурой и адвекцией зоопланктона из Норвежского моря с Атлантическим течением. Хотя в отдельные периоды наблюдаются значительные межгодовые изменения, в среднем за последние 60 лет биомасса зоопланктона практически не изменилась.

Меропланктон Баренцева моря представлен, в основном, личинками двустворчатых моллюсков, полихет и иглокожих. В прибрежных районах наблюдается массовое развитие личинок усонюгих раков. В продукционный период численность меропланктона достигает 100 экз/м³ в центральной части моря.

В Баренцевом море обычно встречаются четыре вида эуфазиид, преимущественно растительноядные *Thysanoessa inermis*, *T. raschii*, *T. longicaudata* и хищные *Meganucliphanes norvegica*. Эуфазииды в основном обитают в атлантической воде и в очень малой степени проникают в арктическую воду в северной части моря. По данным сборов планктонной сетью MOCNESS их среднемноголетняя биомасса составляет около 2 г сырого веса/м², а по сборам пелагическим тралом – ~10 г сырой массы/м². Основными факторами, определяющими количество эуфазиид, являются температура и пресс хищников.

Из трех обычно встречаемых в Баренцевом море амфипод гиперииды *Themisto abyssorum* и *T. compressa* по происхождению бореальные виды, а *T. libellula* – арктический вид. По осредненным многолетним данным (1984–1996 гг.) в атлантической воде доминирует по численности *Themisto abyssorum* (24 экз/м²), а в арктической – *T. libellula* (17 экз/м²). Межгодовые колебания численности амфипод во всем исследованном районе достигают порядка величин, в среднем составляя 60±38 экз/м². Два основных фактора – пресс хищников и адвекция атлантической воды – оказывают влияние на направление и амплитуду этих колебаний.

В Баренцевом море встречается 36 видов медуз, 4 вида гребневиков и три вида сифонофор. Их объ-

единяют две особенности: высокое содержание воды в теле и высокая активность хищного питания. В 1980–2010 гг. среднемноголетняя биомасса сцифоидных медуз *Aurelia aurita* и *Cyanea cappelata* равнялась 15.6 мг сух. веса/м² с межгодовыми колебаниями от 0.4 до 82 мг/м². Биомасса гидроидных медуз *Aglantha digitale* и *Aeginopsis laurentii* в центральной части моря достигала в летний сезон 39 мг сух. веса/м². Средняя численность гребневиков *Mertensia ovum* составляла – 12 экз/м², а биомасса – 0.2–0.5 г сух. веса/м². Численность *M. ovum* обратно пропорциональна численности *Beroe cucumis* – облигатного хищника других гребневиков.

Величина суммарного потребления фитопланктона зоопланктоном изменяется по мере развития и затухания весеннего цветения. При низкой концентрации фитопланктона в периоды до и после цветения его суточное потребление составляет значительную долю (23 и 32% от общей биомассы фитопланктона соответственно). По мере развития цветения доля потребляемой биомассы фитопланктона за сутки снижается от 10% в начале цветения до 4% в пике цветения. Вклад мелких фитофагов в выедание фитопланктона меняется в пределах 17–34% от общего потребления.

Зоопланктон играет важную роль в формировании вертикального потока органического вещества. В Баренцевом море вклад фекальных пеллет в общий поток органического вещества может достигать 40–42% и составлять до 150 мг·С/м²·сут. Цилиндрические фекальные пеллеты копепод доминируют в вертикальном потоке практически повсеместно, составляя до 95% общей массы. Второй по значению группой являются нитевидные пеллеты эуфазиид, в то время как эллипсоидные пеллеты аппендикулярный вносят заметный вклад в общую массу потока фекальных пеллет только эпизодически.

Влияние потепления климата на изменение количества зоопланктона, его направление и амплитуду трудно предсказать и интерпретировать, так как оно зависит от трофических условий и экологических взаимодействий. Многолетние данные (1988–2013 гг.) по распределению мезозоопланктона в центрально-западных частях моря, наиболее подверженных влиянию притока атлантической воды, не выявили связи между температурой и биомассой зоопланктона.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-60069).

8.3. Зообентос Баренцева моря

С.Г. Денисенко, Н.В. Денисенко

Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург

На основе анализа ретроспективного и современного материала рассматривается видовое богатство донной фауны и многолетняя изменчивость количественных характеристик зообентоса Баренцева моря. Обозначена роль ключевых таксонов в формировании биомассы бентоса и его трофической структуры. Показано негативное влияние тралового промысла на донную фауну и выделены наиболее уязвимые районы в водоеме.

Ключевые слова: донная фауна, трофическая структура, биоразнообразие.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(27)

ВВЕДЕНИЕ

Фауна Баренцева моря, по сравнению с другими морями Северного Ледовитого океана, на сегодняшний день наиболее хорошо изучена, что во многом определяется историческими особенностями развития отечественной морской биологии, в которой исследование морского зообентоса занимает особое место. Большинство представителей этой экологической группы ведет малоподвижный образ жизни и имеет достаточно длительный жизненный цикл, почему их часто и успешно используют в качестве индикаторов и интеграторов многолетних изменений окружающей среды [Денисенко, 2013; АМАР, 2019; Jørgensen et al., 2017; 2019]. Донные беспозвоночные служат кормовой базой бентосоядных рыб, птиц, млекопитающих и являются самостоятельными хозяйственно-значимыми биоресурсами. Все это свидетельствует о существенной значимости зообентоса в морских экосистемах.

К категории зообентоса преимущественно относят беспозвоночных животных. Несмотря на то, что в прибрежных районах Баренцева моря в дночерпатели и драги часто попадают также мелкие бычки, камбалы и песчанки, исторически сложилось, что рыбы – даже ведущие исключительно придонный и оседлый образ жизни – не включаются в состав зообентоса и составляют отдельную категорию – донную ихтиофауну. Зообентос, в зависимости от задач исследования, обычно ранжируют по трем размерным группам, границы между которыми достаточно условны и могут существенно различаться при изучении разных водоемов.

В современных морских гидробиологических исследованиях обсуждается подразделение зообентоса на 4 размерные категории: микро-, мейо-, макро- и мега-. К микрозообентосу относятся одноклеточные простейшие (Protozoa) с размером менее 0.1 мм. Размеры организмов, относящихся к мейобентосу, ва-

рьируют от 0.1 до 5 мм, но большинство авторов считает, что размеры этой группы находятся в пределах 0.1–1.0 мм. Более крупные животные рассматривают как макробентос. При этом верхняя размерная граница макробентосных организмов практически никогда не оговаривается. Еще более расплывчата нижняя размерная граница организмов, подпадающих под понятие «мегафауна» («мегабентос»). Чаще всего к этой категории относят крупных беспозвоночных, облавливаемых тралами и драгами и редко попадающих в дночерпатели.

Вместе с тем, если воспользоваться опытом Л.Л. Численко [1981] по выявлению размерно-видовой структуры разных таксономических групп и населения разных биотопов, представляется более естественной следующая размерная шкала представителей зообентоса: микробентос – <0.1 мм, мейобентос – 0.1–1.5 мм, макробентос – 1.5–30 мм, мегабентос – 30–500 мм, гигабентос – >500 мм. В данном случае разница логарифмов соседних размерных классов примерно одинакова, что хорошо согласуется с современными представлениями о фрактальной размерности мироздания. Верхняя граница размеров мейобентоса близка к той, что принята в пресноводной гидробиологии (2–3 мм). Таким образом, к макробентосу будет относиться именно та размерная фракция организмов, которая облавливается преимущественно дночерпателем и остается на промывочной сетке со стороны ячеи – 1.0 мм.

Выполненные в Баренцевом море за последние 30 лет бентосные сборы на более чем 2000 станциях (рис. 8.3.1а, б) значительно добавили новой информации к данным предшествующих исследований и позволили сформировать более целостное представление о видовом богатстве и количественном развитии зообентоса в водоеме [Денисенко, 2007; 2013; Захаров и др. 2018; Jørgensen et al., 2017].

**ВИДОВОЕ БОГАТСТВО И
БИОРАЗНООБРАЗИЕ ЗООБЕНТОСА.
БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СТАТУС МОРЯ**

Современная фауна бентоса Баренцева моря сформировалась в голоцене после отступления ледников и становления гидрологических условий, сходных с нынешними. Однако и в настоящее время видовое богатство донной фауны не находится в состоянии стагнации, а подвержено изменениям, которые на современном этапе, в первую очередь, обусловлены климатическими флуктуациями [Galkin, 1998; Денисенко, 2007, 2013], влияющими как на объем, так и на теплосодержание поступающих в Баренцево море атлантических вод [Loeng, 1991; Drinkwater, 2011]. Нашими исследованиями было показано, что общее количество видов, обнаруженных в водоеме, статистически достоверно зависит от числа выполненных станций ($R = 0.884$) [Денисенко, 2013]. Причем общее количество таксонов в дночерпательных пробах зообентоса отличается в периоды потепления и похолодания (рис. 8.3.1).

Исторически накопление сведений о видовом богатстве зообентоса в Баренцевом море шло постепенно, и количество обнаруженных видов возрастало с увеличением степени изученности моря (табл. 8.3.1). Несмотря на постоянный рост числа зарегистрированных видов, соотношение основных таксономических групп зообентоса за последние десятилетия остается практически неизменным: наиболее значимы четыре группы донных беспозвоночных – Arthropoda (членистоногие), Annelida (кольчатые черви), Bryozoa (мшанки) и Mollusca (моллюски) (рис. 8.3.2). В раздел Varia включены мелкие немногочисленные группы донных беспозвоночных, например, такие, как морские пауки, геферыи, щетинкочелюстные, погонофоры и пр. таксоны.

Согласно последней сводке (табл. 8.3.1), основанной только на отечественных источниках, к 2000 г. в состав донной фауны Баренцева моря входило 2435 видов беспозвоночных. Иллюстрируемое таблицей 8.3.1 резкое возрастание видового богатства донного населения к началу текущего столетия, по сравнению с 1960-ми гг., определяется, главным образом, не только лучшей степенью изученности моря к концу XX в., но и применением более совершенных орудий лова, методов сбора, обработки бентосных проб, совершенствованием таксономической системы и ростом квалификации таксономистов. Кроме того, большое значение для анализа данных и сведения синонимии приобрело создание современных компьютерных программ, позволяющих оперировать большими массивами статистической и фаунистической информации, а появление крупных таксономиче-

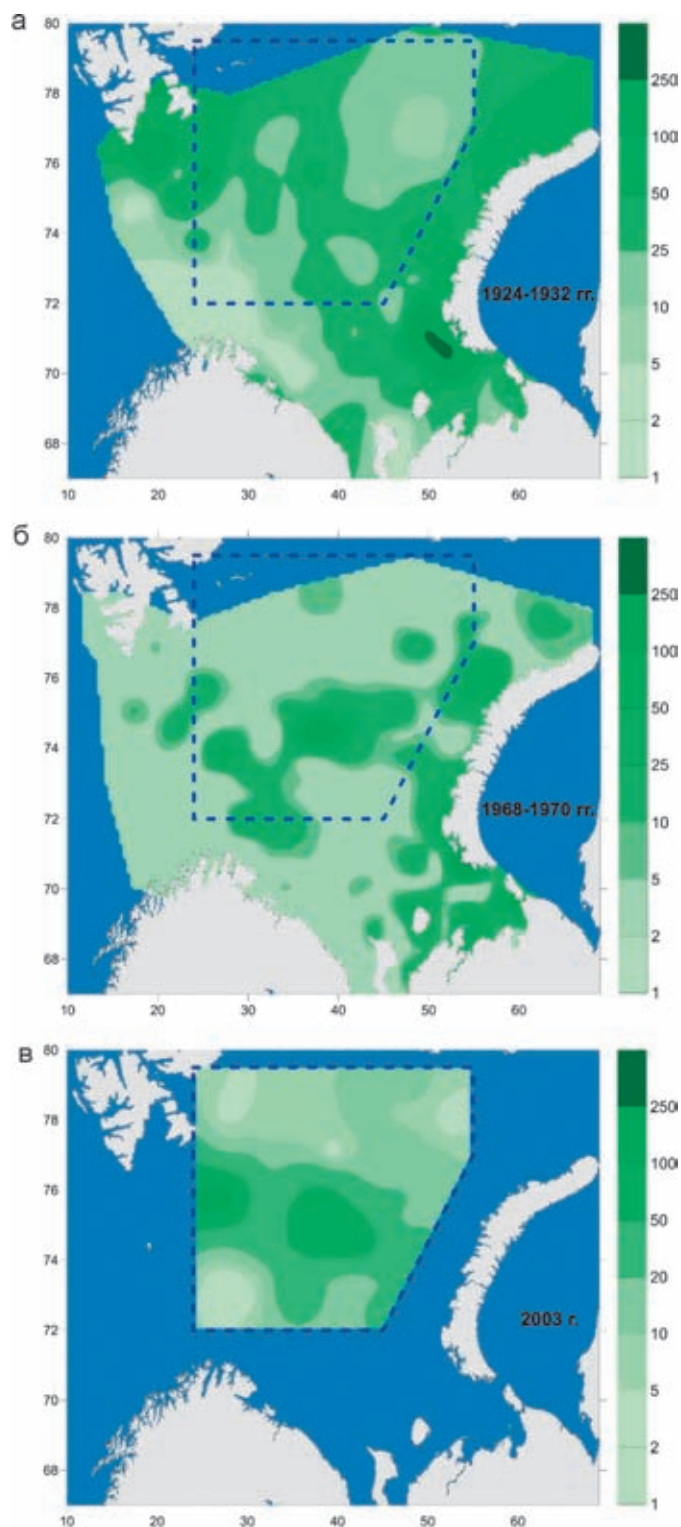


Рис. 8.3.1. Распределение числа видов (в стандартной дночерпательной пробе 0.1 м²) в Баренцевом море в периоды потепления (а – 1924–1932 гг., в – 2003 г.) и похолодания 1968–1970 гг. (б)

ских сайтов, как, например, World Register of Marine Species [WORMS, 2019], во многих случаях упростило работу по видовой идентификации.

Таблица 8.3.1. Видовое богатство донной фауны в Баренцевом море по литературным данным разных лет [Денисенко, 2013]

Архивные материалы	Число станций	Количество видов	Данные*
ПЛАВМОРИН, 1924–1935	475	1550	[Зенкевич, 1963]
ММБИ; ПИНРО; 1958–1970	542	1829	[Брызгин и др., 1981]
ММБИ; 1978–1984	422	1997	[Семенов, 1986]
ЗИН, 1895–1970	~900	2435	[Sirenko, 2001]

Примечание. *Каждая последующая публикация учитывает информацию предыдущих сводок.

Поскольку после 2001 г. более поздних каталогизаций видового состава донных беспозвоночных не проводилось, мы предположили, что возрастание видового богатства зообентоса следует ожидать в результате объединения российских данных с норвежскими сведениями о видовом богатстве бентофауны западной части моря. В частности, за счет включения в общий список баренцевоморских видов 1600 видов, которые были найдены на Медвежинско-Шпицбергенском мелководье [Gulliksen et al., 1999] и 1563 видов, обнаруженных на шельфе у берегов северной Норвегии, который также является частью Баренцева моря [Brattegard, Holthe, 1997]. После объединения указанных сведений с современными данными об обитании 768 видов в центральной части моря [Denisenko et al., 2006] число видов в Баренцевом море увеличилось до 3252 видов, только по одной группе Bryozoa (мшанки) список видов возрос на 30% [Денисенко, 2017]. Это в полтора раза больше, чем было зарегистрировано к началу 2000-х гг. [Sirenko, 2001].

Помимо объединения сведений из разных фаунистических сводок, постоянный рост видового богат-

ства донной фауны происходит благодаря находкам ранее не отмеченных видов и описаниям новых для науки видов. За годы текущего столетия таксономический состав зообентоса Баренцева моря пополнился несколькими десятками видов, принадлежащих к разным систематическим группам [Современный бентос Баренцева и Карского морей, 2000; Granovitch, Sokolova, 2001; Martynov, 2006; Kantor et al., 2008; Макаревич, Ишкулов, 2010; Ekimova et al., 2015; Zimina et al., 2015; Denisenko, 2016; Захаров, Йоргенсен, 2017]. К сожалению, сейчас невозможно назвать полное количество видов зообентоса, населяющих Баренцево море. Прогноз их конечного числа на основе учета не только интенсивности сборов, но и влияния факторов среды на биоразнообразие пока еще невозможен из-за отсутствия разработанных алгоритмов, однако предварительные оценки, имеющие ориентировочный характер, вполне возможны. Так, по нашим оценкам фауна донных беспозвоночных может насчитывать не менее 3500 видов [Денисенко, 2013].

Изучение биогеографии того или иного региона позволяет проследить историю формирования фауны и, напротив, знание биогеографического состава фауны позволяет восстановить отчасти геологическое прошлое того или иного района. Из всех арктических морей России для донной фауны Баренцева моря известно наиболее сложное сочетание биогеографических категорий, поскольку в море наблюдается взаимовлияние водных масс различного происхождения. Атлантические воды способствуют проникновению атлантических элементов донных беспозвоночных, арктические виды обитают преимущественно в зоне влияния Арктических вод, а широко распространенные бореально-арктические виды, наиболее многочисленные, обитают повсеместно. Встречаются в Баренцевом море также виды тихоокеанского происхождения, которые вселились в Северный Ледовитый океан из Тихого океана еще в доледниковое время, и во времена послеледниковой трансгрессии океана, благодаря существовавшим течениям западной направленности, распространились из

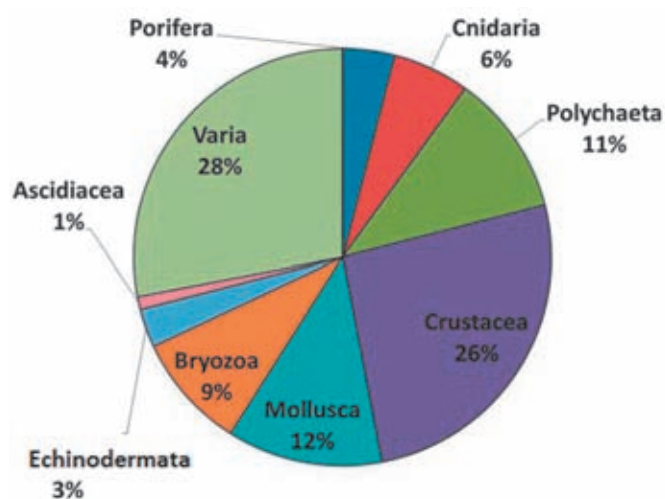


Рис. 8.3.2. Таксономический состав донной фауны в Баренцевом море (объяснения в тексте)

восточных районов Северного Ледовитого океана до юго-восточной части Баренцева моря.

Именно обнаружение в Баренцевом море вод различного происхождения побудило многих исследователей провести биогеографическое районирование его акватории. С начала прошлого века для разных систематических групп построено более 20 биогеографических границ между Арктической и бореальной Атлантической биогеографическими областями. Такое многообразие результатов было связано как со сменой биогеографических подходов к построению границ и выделению биогеографических выделов, так и с наблюдаемыми климатическими флуктуациями. К началу 1980-х гг. пришли к общему мнению о том, что море разделяется на две части условной границей, проходящей от южной оконечности Шпицбергена через о-в Медвежий к проливу Маточкин Шар в архипелаге Новая Земля [Голиков, 1980]. В конце 1980-х гг. по результатам биогеографического районирования для нескольких групп беспозвоночных был выделен Баренцев округ, имеющий низший

биогеографический ранг в рамках проведенного биогеографического районирования [Антипова и др., 1989; Денисенко, 1990]. Кроме того, в Баренцевом море была оконтурена переходная биогеографическая зона, в пределах которой в случае климатических флуктуаций наблюдается смещение границы между Арктической и бореальной Атлантической биогеографическими областями, соответствующей 50% соотношению бореальных и арктических видов [Антипова и др., 1989; Денисенко, 1990; Анисимова, 2000] (рис. 8.3.3).

К аналогичному выводу о присутствии переходной биогеографической зоны между биогеографическими областями пришел и А.Н. Миронов [Mironov, 2013], который сравнивал разные подходы к выявлению биогеографических границ в морях Арктического региона. В 2013 г. было показано, что расположение биогеографических границ и переходной зоны статистически достоверно соответствует пространственному распределению статистически сглаженных максимальных значений температурных

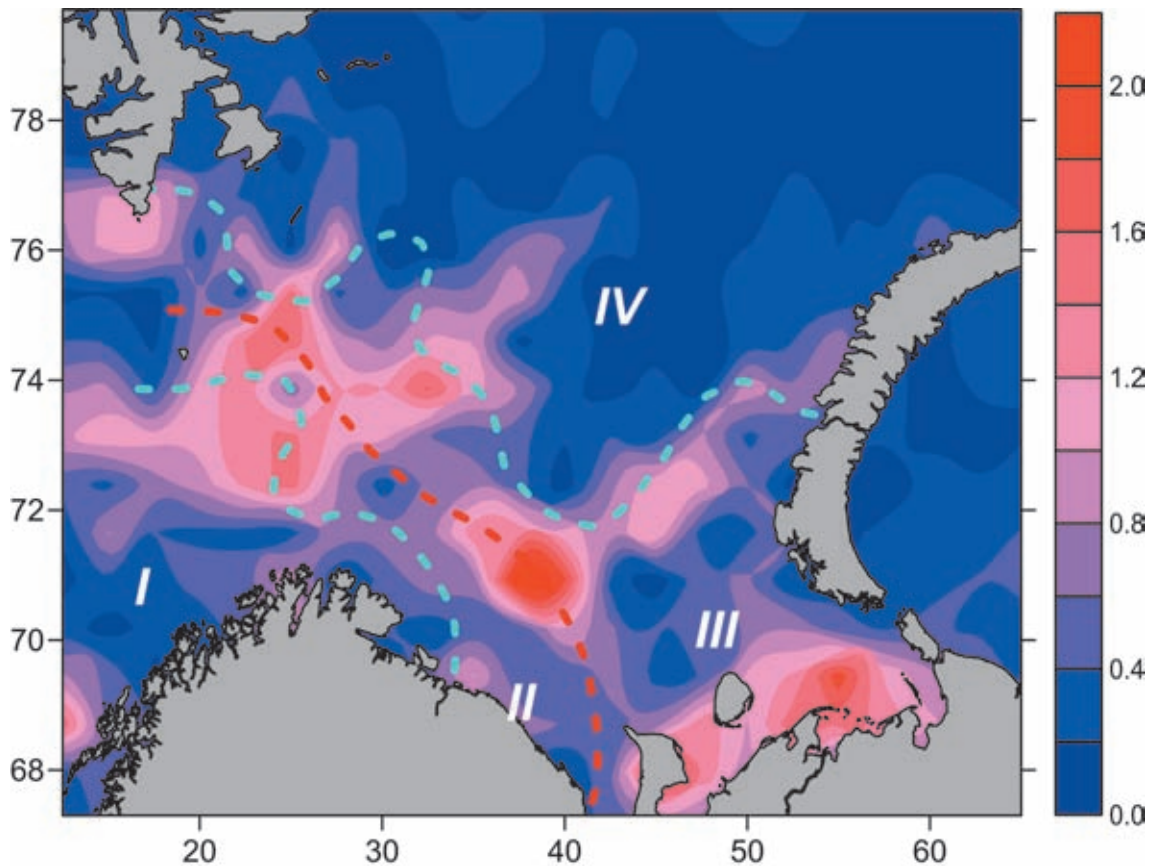


Рис. 8.3.3. Биогеографическое районирование Баренцева моря [Денисенко, 1990] и распределение среднегодовых среднееголетних градиентов ($0.2^{\circ}\text{C}/0.7\varphi$) придонной температуры (1925–1995 гг.) [Денисенко, 2007].

I – Норвежская провинция бореальной Атлантической биогеографической области; II – условная граница между бореальной Атлантической и Арктической биогеографическими областями; III – переходная зона; IV – Баренцев округ Западно-Сибирской провинции Арктической области. Шкала справа – величина градиента придонной температуры

градиентов для поверхностных и придонных вод Баренцева моря за последнее столетие [Матишов и др., 1998]. Температурный перепад в 2°C препятствует массовому проникновению бореальных видов на восток – северо-восток и арктических видов в западные районы [Денисенко, 2013]. Вполне закономерно смещение полей в указанных температурных градиентах, а также уменьшение самой среднегодовой аномалии в западных районах моря до 0.9–1.3°C, которое наблюдается в настоящее время [Карсаков и др., 2016] и способствует расширению ареалов тепловодных видов на восток и на север. Предположительно эти изменения охватывают сообщества мобильной эпифауны, которые способны быстро реагировать на изменения температурного фактора. В отношении беспозвоночных инфауны – животных, обитающих в поверхностном слое донного осадка, эти изменения должны происходить медленнее. Подобные изменения в видовом составе зообентоса вследствие флуктуаций термического режима в придонных слоях воды наблюдались и прежде, и на это указывают исследования донной фауны на разрезе Кольский меридиан (33°30' в. д.) [Галкин, 1984; Денисенко, 2013]. Недавно появилось сообщение о смещении границы к северу и к востоку [Zimina et al., 2015] от ее положения, выявленного на основе данных, собранных до начала резкого и устойчивого повышения придонной температуры воды в Баренцевом море в начале текущего столетия [Øigård et al., 2013], но пока это смещение все еще не выходит за пределы переходной зоны между биогеографическими областями [Антипова и др., 1989; Денисенко, 1990; Анисимова, 2000].

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАЗВИТИЕ И ТРОФИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЗООБЕНТОСА

В отличие от фаунистических и биогеографических исследований, изучение количественного распределения зообентоса в Баренцевом море и его структурно-функциональных характеристик [Броцкая, Зенкевич, 1939; Идельсон, 1930, 1933; Филатова, 1938; Ходкина, 1964; Антипова, 1975] вплоть до последней четверти предыдущего столетия испытывало определённые трудности, связанные с ручной обработкой больших массивов данных и несовершенством картографических методов. Появление соответствующих компьютерных технологий позволило одновременно обрабатывать информацию не только о таксономическом составе, но и о количественной представленности видов с огромного числа станций, что существенно повысило корректность конечных результатов.

Анализ данных по учету зообентоса на 550 дночерпательных станциях, выполненных в 1924–1932 гг., на

89 – в 1947–1959 гг., на 417 – в 1968–1970 гг., на 80 – в 1992–1995 гг. и на 215 – в 2003–2006 гг., показал, что количественное распределение биомассы зообентоса по акватории Баренцева моря крайне неоднородно и варьирует от нескольких граммов до 1 кг/м² [Денисенко, 2013]. На картосхемах генерального распределения зообентоса в разные годы наблюдений отчетливо выделяются зоны повышенных значений биомассы в районах Медвежинско-Шпицбергенского мелководья, на Надеждинском мелководье, у побережья Новой Земли, в Печорском море, на Центральной возвышенности и у Лофотенских островов (рис. 8.3.4).

Конфигурация этих зон напоминает таковую для биомасс мегабентоса, собранного с использованием тралов [Jørgensen et al., 2019], но практически не согласуется с ними пространственно.

Сравнение средних значений биомассы, рассчитанных по данным, полученным при использовании одинаковых орудий лова для разных периодов исследований, демонстрирует уменьшение биомасс макрозообентоса в прошлом веке почти в два с половиной раза: с 147 г/м² по данным 1924–1932 гг. [Зенкевич, 1970] до 59.5 г/м² – рассчитано по данным Т.В. Антиповой [1975]. По оценке С.Г. Денисенко [2013], обработавшего данные многолетних гидрологических наблюдений за последние 100 лет, наиболее существенное влияние на количественную и качественную структуру зообентоса из естественных факторов оказывают гидрологические условия. Их влияние имеет четкую региональную выраженность, температура наиболее значима для зообентоса в юго-западной, западной и юго-восточной частях моря, соленость – в юго-восточной.

Представляется немаловажным, что исследования ПИНРО и ЗИН РАН в 2003–2008 гг., позволившие получить новые сведения о количественном развитии зообентоса в Баренцевом море [Anisimova et al., 2010; Денисенко, Анисимова, 2013], свидетельствуют о сходных закономерностях распределения биомассы в разные периоды наблюдений [Антипова, 1975] и значительном ее снижении в отдельных районах Баренцева моря (в основном это касается его южных и юго-западных участков) по сравнению с исследованиями 1930-х гг. [Зенкевич, 1963]). Причины резкого сокращения биомассы будут объяснены ниже.

Несмотря на указанные различия в величине биомассы в разных районах моря, везде ее изменения демонстрируют четкое уменьшение с глубиной, что еще в 1930-е гг. объяснялось «уменьшением» количества органического вещества в придонном слое воды и грунте [Идельсон, 1933]. В 1970 г. Л.А. Зенкевич [1970] также пришел к выводу, что плотность

поселений зообентоса обуславливается количеством питательных ресурсов. Использование современных статистических подходов к оценке сопряженности количественного развития зообентоса с факторами среды показало достоверную корреляцию ($R > 0.5$) с глубиной, продолжительностью сезонного покрытия акватории моря льдом, придонной температурой, содержанием песка и пелита в донных осадках. Из биотических факторов, таких как органический углерод в донных осадках и величина первичной продукции, наиболее важен второй. Причем в районах квази-

перманентного расположения ледовой кромки поток фитодетрита, поступающий в бенталь из фотического слоя, максимален [Денисенко, Титов, 2003]. Построенные трендовые поверхности (рис. 8.3.5) демонстрируют насколько перечисленные факторы скоррелированы между собой [Денисенко, 2013], биомассой и продукцией зообентоса.

Справедливость выводов о зависимости величины биомассы зообентоса от рассмотренных выше факторов среды позже была подтверждена исследованиями, выполненными с использованием мате-

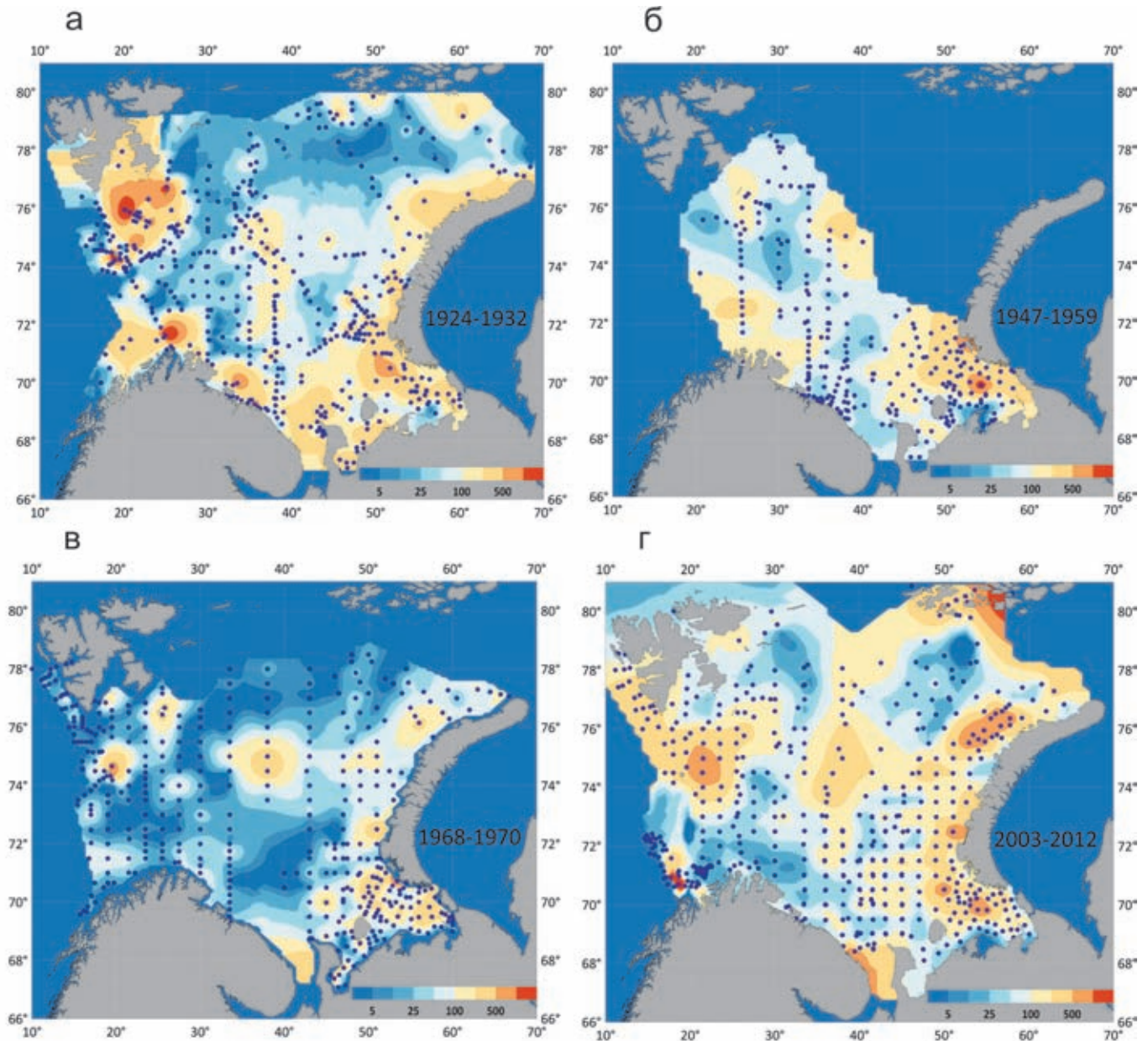


Рис. 8.3.4. Распределение влажной биомассы зообентоса ($\text{г}/\text{м}^2$) в Баренцевом море в разные периоды исследований: а, б, в – по архивным данным; г – по результатам наших собственных наблюдений в 2003–2005 гг. и по оцифрованным данным из публикаций [Фролова и др., 2014; Захаров и др., 2018; Anisimova et al., 2010; Wlodarska-Kowalczyk et al., 2016] и интернет ресурса MAREANO [MAREANO, 2019]

риалов, полученных при анализе траловых сборов [Jørgensen et al., 2017; 2019]. Все это позволяет сделать вывод о том, что при дальнейшем потеплении климата в северном полушарии и неизбежном сдвиге ледовой кромки в северо-восточном направлении произойдет соответствующее смещение зон повышенной первичной продукции, которое, в свою очередь, вы-

зовет перераспределение бентосных биоресурсов и смещение части из них на север. Такие изменения, безусловно, будут сопровождаться и сдвигом биогеографических границ на север и северо-восток [Galkin, 1998; Wassmann et al., 2006; Денисенко, 2007, 2013].

На настоящий момент установлено, что до 80% общей биомассы зообентоса Баренцева моря

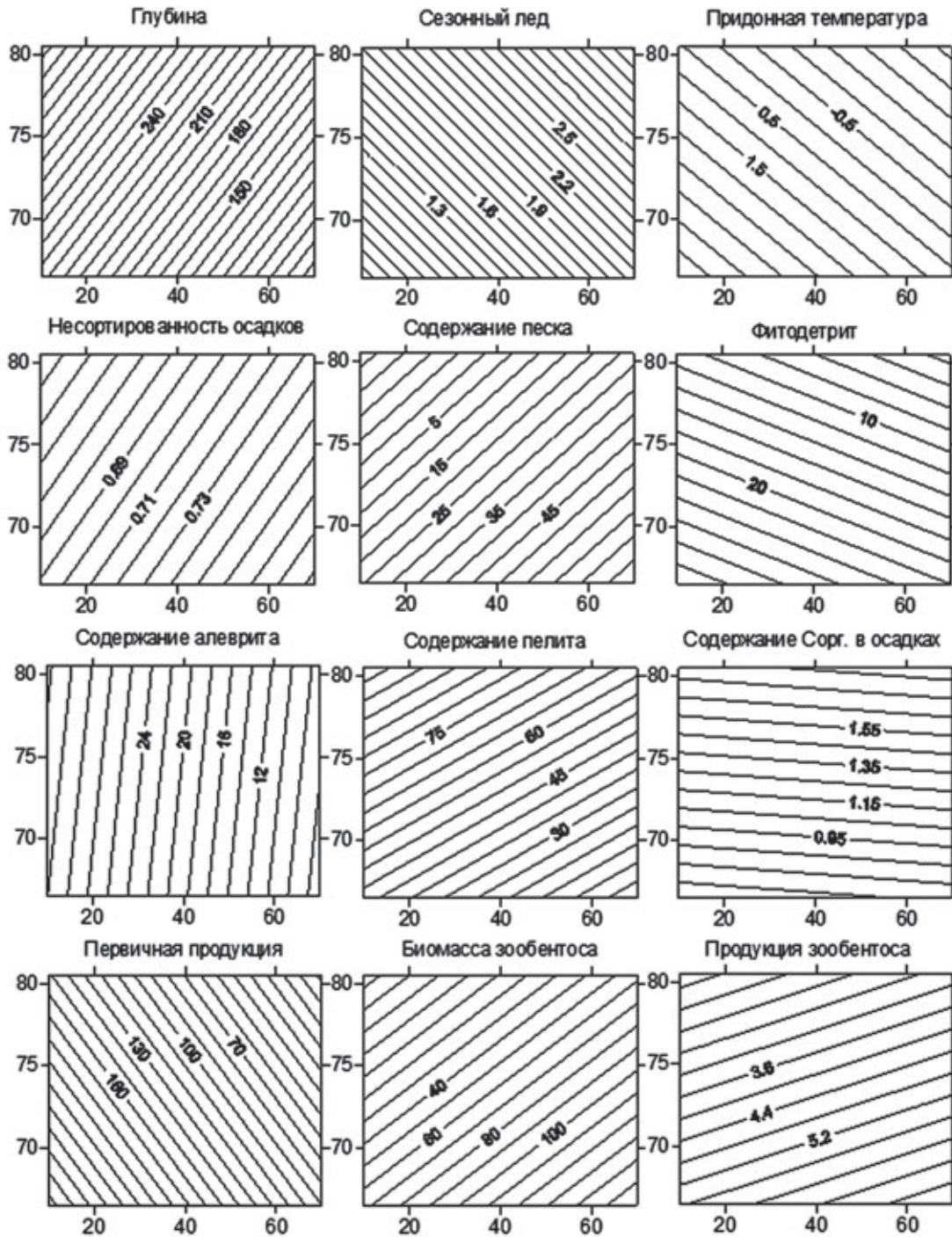


Рис. 8.3.5. Трендовые поверхности для основных абиотических факторов, первичной продукции, биомассы и продукции зообентоса в Баренцевом море [Денисенко, 2013].

По оси абсцисс – восточная долгота, град.; по оси ординат – северная широта, град.

формируют всего 22 таксона (преимущественно в ранге вида) донной фауны. При этом 50% общей биомассы приходится на 7–8 видов. Это двустворчатые моллюски – *Tridonta borealis*, *Macoma calcarea* и *Ciliatocardium ciliatum*, сипункулида – *Golfingia margaritaceum*, морские ежи – в основном *Strongylocentrotus pallidus*, усоногий рачок – *Balanus balanus*, и морская звезда – *Ctenodiscus crispatus*. Из крупных таксонов, преимущественно в ранге классов, выражено резкое преобладание двустворчатых моллюсков (более 40% от общей биомассы, как по влажной массе, так и по энергетическому эквиваленту). Группа усоногих ракообразных, никогда не рассматривавшаяся как более или менее значимая в совокупном зообентосе Баренцева моря, оказалась на втором месте (рис. 8.3.6). Удивительно малой оказалась доля Polychaeta, значимость Sipunculida существенно превзошла ожидаемую. Показано, что биомасса пропорциональна средней индивидуальной массе особей [Denisenko, 2004].

Как неотъемлемая составляющая морских экосистем, донное население широко представлено в различных пищевых сетях и цепочках и после зоопланктона является вторым по значимости потребителем первичной продукции. При этом многие виды бентоса – объекты питания демерсальных рыб [Planque et al., 2014]. В Арктике бенто-пелагическое взаимодействие наиболее ярко выражено в районах сезонно покрытых льдом [Денисенко, Титов, 2003; Wassmann et al., 2006; Cochrane et al., 2009; Anisimova et al., 2011]. В Баренцевом море наиболее высокая биомасса [Денисенко, 2013] и вторичная продукция зообентоса [Degen et al., 2016] наблюдаются именно в зонах наиболее продолжительного среднемноголетнего положения кромки льда. Современное сокращение площади морского льда и связанное с этим перемещение

ледовой кромки к полюсу [Алексеев, 2014; Алексеева и др., 2018; Wang et al., 2009] могут привести к заметному снижению в будущем продукции зообентоса и объемов вылова ценных бентосоядных рыб в традиционных промысловых районах водоема.

На поверхности морского дна в перераспределении и реминерализации органического углерода, поступающего из фитали, участвуют не только представители эпифауны, но и животные, обитающие в толще донного осадка: многощетинковые черви, моллюски, геферы [Bluhm et al., 2009; Blicher, Sejr, 2012]. По типу питания в общей биомассе зообентоса Баренцева моря доминируют неподвижные, малоподвижные, подвижные и необлигатные фильтраторы (62–68% от общей биомассы) (рис. 8.3.7), поселения которых по площади значительно уступают районам, занятым детритофагами и грунтоедом [Зацепин, Риттих, 1968; Кузнецов, 1970, 1980].

Оценка значимости разных трофических групп стандартными методами картографической интерполяции позволила подсчитать не только площади, занимаемые этими группировками, но и их среднюю биомассу на этих площадях (табл. 8.3.2).

Анализ количественных выборок продемонстрировал хорошую статистическую взаимосвязь биомассы, количества трофических групп, плотности поселений и количества видовых таксонов. Установлено, что биомасса пропорциональна средней индивидуальной массе особей, и чем больше количество таксонов и количество трофических групп, тем выше разнообразие видов по числу особей и биомассе, а также разнообразие трофических групп по количеству таксонов и биомассе. В то же время с ростом плотности поселений и биомассы возрастает только информационное разнообразие трофических групп, рассчитанное по численности таксонов [Денисенко, 2006].

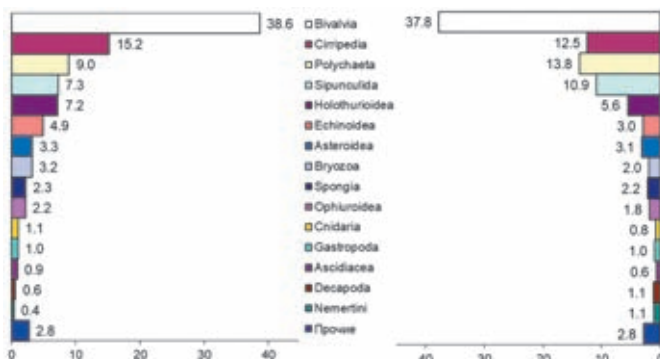


Рис. 8.3.6. Вклад крупных таксонов (%) в суммарную биомассу зообентоса в Баренцевом море в 1968–1970 гг.

Слева – влажная биомасса, справа – эквивалент биомассы в органическом углероде [Денисенко, 2013]



Рис. 8.3.7. Вклад разных трофических групп (%) в суммарную биомассу зообентоса в Баренцевом море в 1968–1970 гг.

Слева – влажная биомасса, справа – эквивалент биомассы в органическом углероде [Денисенко, 2013]

Отдельные из вышеперечисленных зависимостей не были обнаружены нами в некоторых других морских регионах [Денисенко, 2010; Denisenko et al., 2015], что указывает либо на возможность

существования пространственных фрактально-стей в структуре морского зообентоса, либо на наличие эффекта корреляций в неоднородных группах.

Таблица 8.3.2. Количественные характеристики основных трофических групп зообентоса в Баренцевом море [Денисенко, 2013]*

Пищевые группировки и типы питания донных беспозвоночных	Площадь группировки, млн км ²	Общая биомасса группировки, г×м ²	Биомасса данной группы в группировке, г×м ²	Биоресурсы в группировке тыс. т	Доля в биомассе других группировок				Биоресурсы в других группировках, тыс. т	Биоресурсы всей группировки или группы, тыс. т
					I	II	III	IV		
1) Неподвижные сестонофаги	154	394	300.0	46200	–	0.025	0.023	0.047	3317	50076
2) Подвижные сестонофаги	392	138	83.2	32614	0.089	–	0.165	0.047	8874	43854
3) Собирающие детритофаги	378	61	35.3	13343	0.06	0.129	–	0.171	14340	31318
4) Глотающие детритофаги	478	90	55.6	26576	0.006	0.083	0.111	–	5540	33979
Плотоядные**	–	–	–	–	0.06	0.116	0.073	0.098	12295	15824
Прочие**	–	–	–	–	0.024	0.044	0.05	0.02	4403	5799
Итого:	1402	–	–	–	–	–	–	–	–	180850

Примечание. * Данные для колонок 1–4 взяты из таблицы 17 в статье [Кузнецов, 1970], для колонки 6 – из таблицы 27 в монографии того же автора [Кузнецов, 1980] и стандартизированы по значениям колонок 3 и 4.

** Группа плотоядных животных и группы животных с другими типами питания не образуют самостоятельных группировок.

КЛИМАТИЧЕСКИ ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ЗООБЕНТОСА В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

В качестве реперного района для изучения многолетних флуктуаций зообентоса под воздействием изменений климата наиболее удобна юго-западная часть Баренцева моря, а точнее, 11 стандартных станций, расположенных на расстоянии 30 миль друг от друга вдоль разреза «Кольской меридиан», где отбор количественных проб бентоса выполнялся периодически. Постанционное сравнение биоразнообразия в 1990-е годы показало, что на обследованных станциях разреза наиболее богатая фауна обитает в его южной части, ближе к берегу, а с возрастанием глубины и удалением от берега количество видов уменьшается (рис. 8.3.8). Максимальное число видов – 90 (1995 г.) и 93 (1997 г.) – было зарегистрировано на прибрежной станции, расположенной на смешанных илисто-песчаных осадках с подстилающей глиной,

гравием и спикулами губок, приуроченных к местам размыва мелких фракций донного осадка.

Заметно большее разнообразие фауны на прибрежных станциях Кольского разреза в определенной степени можно объяснить не только лучшей уловистостью дночерпателя ван Вина, применявшегося при проведении отбора проб в 1997 г., хотя на остальных станциях разреза число видов в пробах оставалось практически прежним, но и увеличением в пробах числа бореальных и бореально-арктических видов. А их возрастание происходит, как уже отмечалось в литературе [Несис, 1960; Галкин, 1984], при повышении теплосодержания водных масс.

Как показали предшествующие исследования, среднее количество таксонов (видов), обнаруженных на первой станции Кольского разреза, вплоть до 1984 г. монотонно падало (1935>1947–1948>1957>1968–1969), а начиная с 1984 года, постоянно росло (1984<1995<1997). Кроме видового богатства фауны

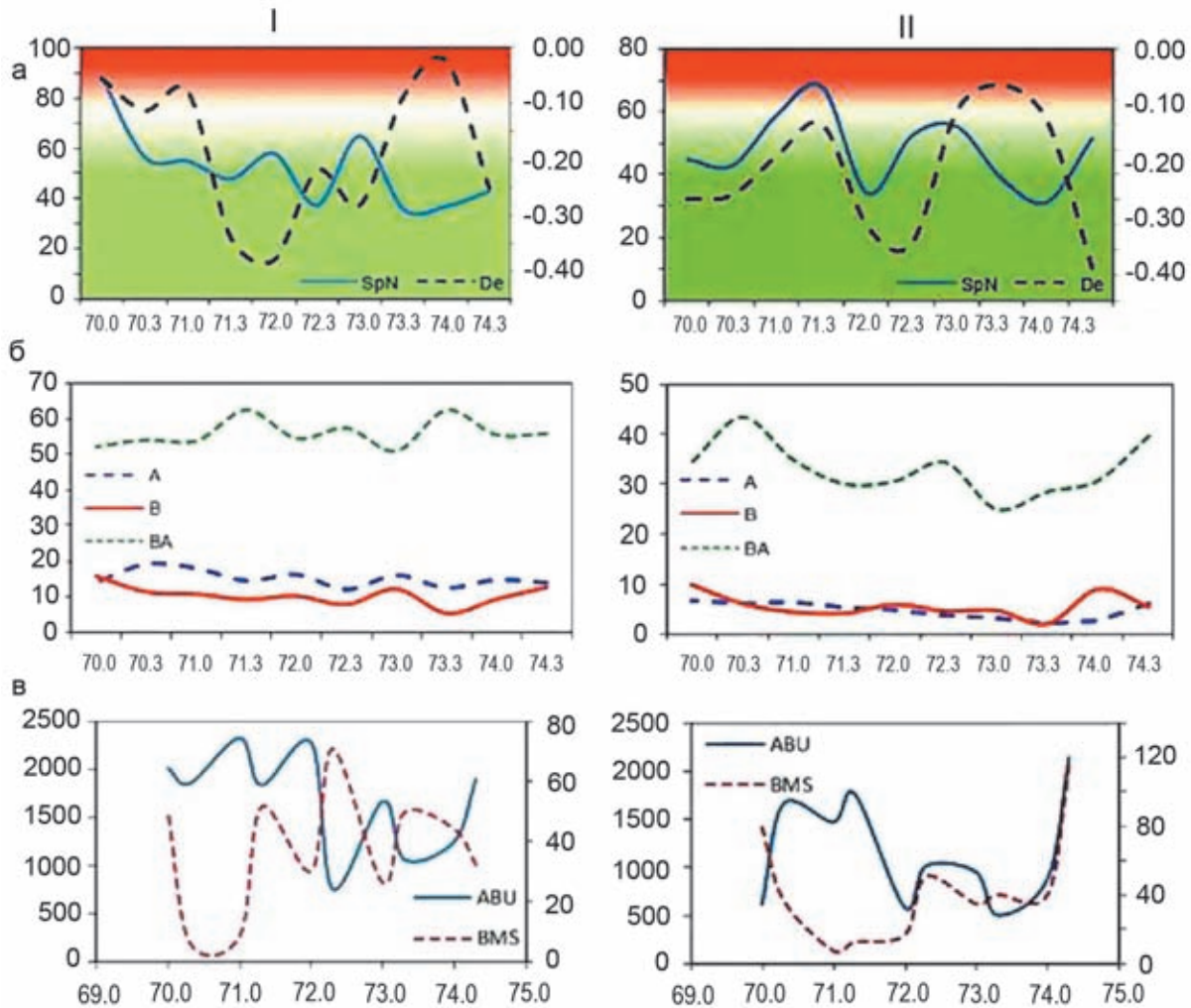


Рис. 8.3.8. Распределение общего количества видов зообентоса (SpN) и индекса D_E (а); относительного количества (%) арктических (A), бореальных (B) и бореально-арктических (BA) видов (б); общей численности (ABU , инд. $\times m^{-2}$) и биомассы (BMS , $г \times m^{-2}$) (в) вдоль Кольского разреза в 1995 г. (I) и в 1997 г. (II)

изменения затронули количественные характеристики зообентоса. При этом изменялась не только величина общей биомассы, но и биомасса основных фоновых видов, что сопровождалось сменой доминант [Denisenko, 2001]. Сопоставление изменений характеристик зообентоса с изменениями температурного режима придонного слоя воды позволило установить, что в периоды сравнительно устойчивого потепления (в середине 1940-х и конце 1980-х – начале 1990-х годов) видовой состав донной фауны в Баренцевом море вдоль Кольского разреза был сходным и характеризовался доминированием по биомассе *Spiochaetopterus typicus* (рис. 8.3.9). В 1935 г. этот вид также был среди наиболее массовых, но уступал бореально-арктической морской звезде *Stenodiscus crispatus* и субтропическо-бореально-арктической полихете *Maldane sarsi*. Непосредственно после похоло-

даний в 1960-е годы видовой состав зообентоса менялся, и по биомассе начинали преобладать *M. sarsi*, *Astarte crenata* и *Ophiura sarsi*. Эти три вида являются широко распространенными бореально-арктическими формами с достаточно широким температурным диапазоном толерантности. Их находки в сибирских морях [Sirenko, 2001] подтверждают возможность отмеченного выше доминирования в ряде районов Баренцева моря после похолоданий. На прибрежных станциях до 70° с. ш., расположенных вне прямого воздействия Мурманского прибрежного течения, *M. sarsi* преобладала по биомассе во все периоды наблюдений, что вероятно обусловлено там более низкой придонной температурой воды.

Отмеченная выше смена доминант происходила не между бореальными и арктическими видами, а между бореально-арктическими видами, что, скорее

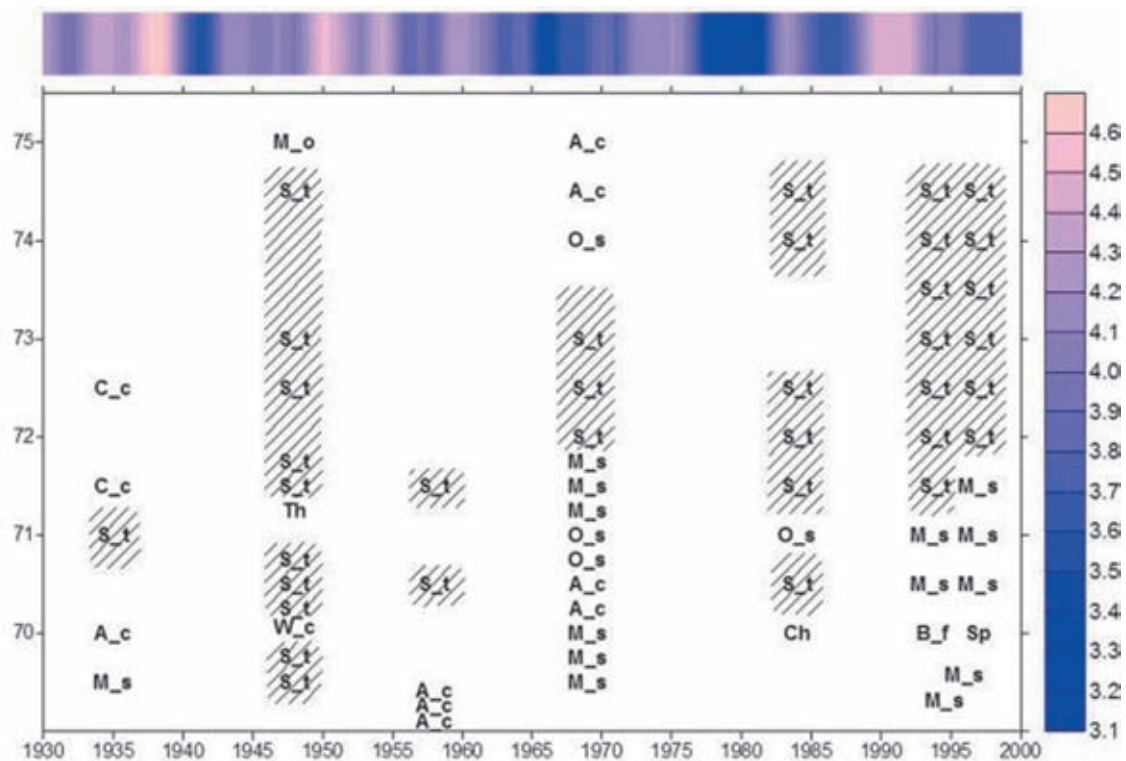


Рис. 8.3.9. Доминирующие виды на станциях Кольского разреза в разные периоды исследований. *C_c* – *Ciliatocardium ciliatum*, *S_t* – *Spiochaetopterus typicus*, *A_c* – *Astarte crenata*, *M_o* – *Myriochele oculata*, *Th* – *Thracia* sp., *W_c* – *Waldheimia cranium*, *O_s* – *Ophiura sarsi*, *M_s* – *Maldane sarsi*, *Ch* – *Chone* sp., *B_f* – *Brisaster fragilis*, *Sp* – *Porifera* sp.

Заштрихованные участки маркируют доминирование *Spiochaetopterus typicus*. Верхний индикатор и вертикальная шкала показывают многолетние вариации среднегодовой температуры воды в слое 0–200 м на Кольском разрезе

всего, обусловлено тем, что большая часть Кольского разреза находится в переходной зоне между Атлантической бореальной и Арктической биогеографической областями, где нет существенного (устойчивого) преобладания ни бореальных, ни арктических видов.

Несмотря на то, что небольшой объем материала, собранного в 1935 г., не позволяет однозначно судить о видовом составе и доминирующих формах зообентоса вдоль всего разреза в соответствующий период, можно, однако, утверждать, что на первых станциях южнее 72° с. ш. структура сообществ была промежуточной по своим характеристикам между 1947 и 1995 гг. Наблюдениям, выполненным в 1935 г., предшествовали годы как с позитивными, так и с негативными температурными аномалиями.

В настоящий момент преждевременно рассматривать те или иные доминирующие виды в качестве индикаторов периодов потепления или похолодания в Баренцевом море. Вполне возможно, что качественная и количественная структура донного населения, зарегистрированная в различные годы, отражает более тонкие гидрологические изменения, нежели анализируемые сейчас, либо является результатом

межвидовых взаимодействий или следствием антропогенного воздействия.

Это предположение в определенной степени подтверждают результаты исследований, представленные в более ранних публикациях [Blacker, 1957; Dyer et al., 1984], в которых показано, что прямое сопоставление материалов фаунистических сборов, выполненных в разные временные периоды, часто приводит к неправильным выводам. Так, Р. Блэкер [Blacker, 1957], сравнивая распределение атлантических и арктических видов зообентоса (по результатам наблюдений 1878–1914 (51 станция), 1923–1931 (129 станций) и 1949–1955 гг. (более 200 станций)), собранных с использованием разных методов отбора проб, пришел к выводу о расширении ареалов атлантических видов вокруг о. Медвежий и у западных берегов Шпицбергена в результате потепления. Однако позже, при сопоставлении данных, полученных в 1978–1981 гг. (период похолодания), с результатами Р. Блэкера [Blacker, 1957] 1949–1959 гг. (период потепления) эти выводы не подтвердились [Dyer et al., 1984]. Причины этого, по-видимому, могли заключаться не только в различиях орудий и методов сбора, но и в различной целенаправленности отдельных экспедиций.

Устойчивое потепление Баренцева моря, наблюдающееся в последние годы, сопровождается все большим количеством находок видов бореального происхождения. Однако, справедливости ради следует отметить, что это в основном виды, относящиеся к эпифауне, многие представители которой способны быстро реагировать на изменение условий среды. Кроме того, известно, что бореальные виды, многие из которых имеют планктонную личинку, реагируют на повышение температуры изменениями конфигурации и размеров районов обитания гораздо быстрее, чем арктические формы реагируют на понижение температуры, поскольку личинки последних обычно лишены продолжительных планктонных стадий [Thorson, 1950]. Необходимо также отметить, что жизнедеятельность организмов в большей степени зависит не от изменения среднегодовых температур, а от изменения биологически значимой температуры (температура созревания, размножения, личиночного развития и т. д.). Поэтому в результате климатических флуктуаций часто происходит не изменение границ или площадей районов обитания каких-либо видов, а изменение численности их особей в пограничных популяциях, с чем, в основном, и имеют дело большинство исследователей [Galkin, 1998].

Не всегда исследователи учитывают, что усиление или ослабление поступления атлантических вод в Баренцево море сказывается на температурных условиях северо-восточных районов Баренцева моря с задержкой в один год. Процесс охлаждения этих водных масс за счет теплообмена с атмосферой протекает относительно самостоятельно и преимущественно в зимний период [Матишов и др., 1998]. В результате, температурные аномалии атлантических вод, пересекающих с запада «Кольский меридиан», могут не соответствовать по времени температурным аномалиям в районах моря восточнее, особенно в придонных слоях. Хотя устойчивое потепление, начиная с 2010 г. [Карсаков и др., 2016] должно сглаживать разницу температур на юго-западе и северо-востоке.

Неверным выводам об изменениях в структуре донной фауны могут способствовать и мозаичность в распределении поселений многих видов зообентоса, несовпадение местоположения станций сбора материала, большие погрешности в определении местонахождения судов (раньше это часто имело место), а также использование в качестве индикаторных видов мелких форм, которые могли быть не замечены более ранними исследованиями в связи с несовершенством орудий лова.

АНТРОПОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ЗООБЕНТОС И ЕГО УЯЗВИМОСТЬ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Развитие нефтедобычи на шельфе, расширение сети транспортных систем и рост добычи рыбных и нерыбных ресурсов в Баренцевом море должны сопровождаться ростом антропогенной нагрузки на донную систему Баренцева моря. Еще в начале 1990-х гг. было выявлено и оценено негативное влияние промысла донных рыб на поселения донных беспозвоночных, биомасса которых существенно снижается в районах с интенсивной промысловой нагрузкой [Денисенко, Денисенко, 1991]. При этом зависимость величины общей биомассы зообентоса от интенсивности тралений оказалась практически функциональной (коэффициент линейной корреляции при запаздывающем смещении значений биомассы на четыре года составляет 0.994) [Denisenko, 2001] (рис. 8.3.10).

Общая биомасса изъятая донными тралами зообентоса также определяется интенсивностью промысловой нагрузки [Денисенко, Денисенко, 1991] и в разных районах моря неодинакова, но в целом может быть сопоставима с объемами ежегодного вылова демерсальных рыб.

Деградация донных экосистем Баренцева моря под влиянием тралового промысла продолжается и в текущем столетии [Манушин и др., 2008], хотя норвежскими и российскими исследователями уже начаты разработки щадящих методов лова рыбы буксируемыми орудиями лова с целью снижения негативного воздействия на биоту водоема [Денисенко, Згуровский, 2013; Голенкевич, 2013; Christiansen, 2013].

Помимо рыбного промысла свой вклад в деградацию поселений зообентоса в Баренцевом море внесла также и нерациональная добыча биоресурсов донных беспозвоночных. Оконтуренные в Баренцевом море в конце 1980-х годов [Денисенко, Близниченко, 1989] и вовлеченные в 1990-х годах в промысловую эксплуатацию поселения исландского гребешка *Chlamys islandica* (Müller) к 2010 г. оказались почти полостью истощенными, либо еще не восстановились после бесконтрольной работы иностранных судов (поселения на Медвежинско-Шпицбергенском мелководье и Гусиной банке) (рис. 8.3.11). Катастрофическое разрушение донных экосистем в основном районе (Святоносском) промысловой добычи этих ценных деликатесных моллюсков российскими судами обусловлено нерациональной эксплуатацией запасов [Баканев, Золотарев, 2012; Носова и др., 2018] и значительным превышением научно-обоснованной нормы вылова [Денисенко, 1989].

На материалах по учету распределения мегабентоса, полученных с применением тралов в послед-

ние годы, показана зависимость величины биомассы донных животных размером более пяти сантиметров от численности бентосных хищников-вселенцев: камчатского краба *Paralithodes camtschatica* и снежного краба *Chionoecetes opilio* [Захаров и др., 2016]. В Баренцевом море камчатский краб уже давно и регулярно попадает в рыбопромысловые тралы, налажен и промышленный вылов этих ракообразных [Беренбойм, Пинчуков, 2010]. Ареал другого вида-вселенца (краба-стригуна опилио) стремительно расширяется и занимает сейчас почти три четверти водоема с наиболее плотными скоплениями в восточной части моря [Павлов, Баканев, 2012; Захаров и др., 2018].

Предполагается реальная возможность развития жестких конкурентных отношений между названными крабами и другими потребителями зообентоса – бентосоядными рыбами, птицами и млекопитаю-

щими. Баренцево море в условиях продолжающегося современного потепления Арктики оказалось весьма благоприятным районом для их обитания, и это может крайне негативно сказаться на биоресурсах и промысловых запасах демерсальных рыб в водоеме.

Кроме деформации сложившихся трофических отношений в экосистемах потенциальная угроза от вселенцев заключается в распространении паразитарных инвазий в популяциях атлантической трески, поскольку камчатский краб является промежуточным организмом-хозяином паразита *Trypanosoma turmanense* данного вида рыб.

В настоящее время ведутся тщательные исследования по оценке воздействия тихоокеанских крабов на аборигенную биоту водоема, где эти виды не имеют естественных врагов, и их численность практически не регулируется. Угроза экосистемам и морским био-

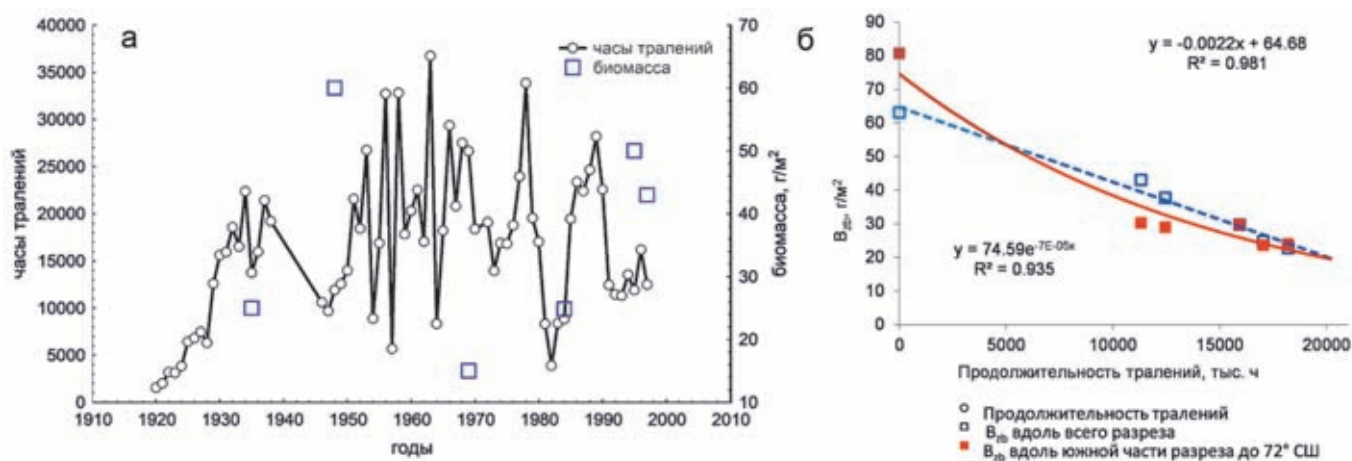


Рис. 8.3.10. Среднегодовая траловая активность (3-летние скользящие средние) и биомасса зообентоса вдоль разреза «Кольский меридиан» в период с 1920 по 1997 гг. (а) и соответствующая зависимость биомассы зообентоса (4-летнее запаздывание) от траловой активности (б) [Денисенко, 2013]

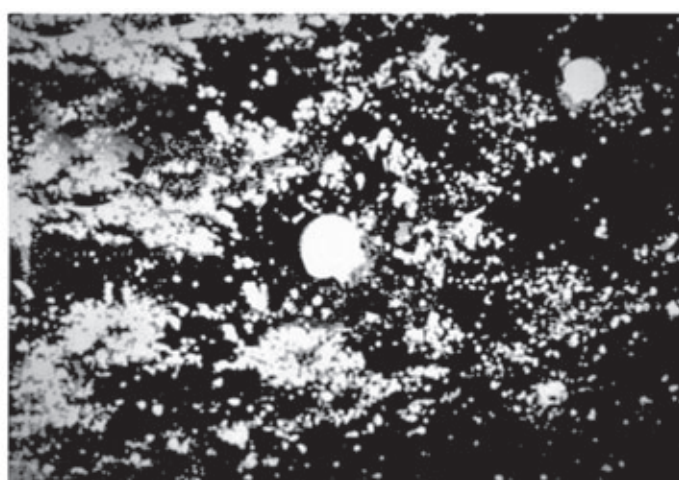
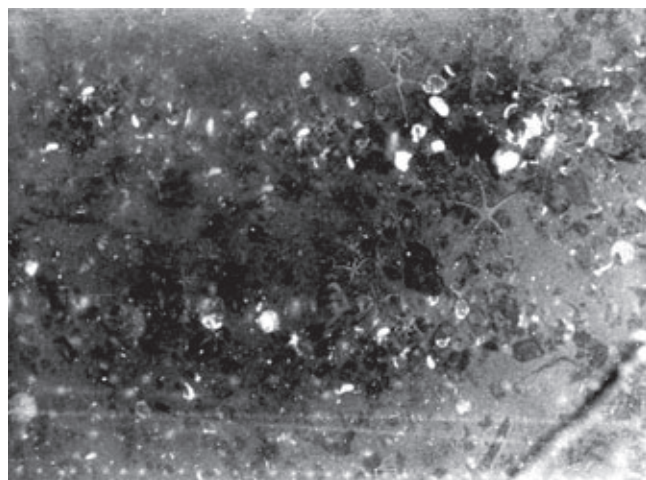


Рис. 8.3.11. Следы драги на дне (слева) и косвенная промысловая гибель гребешков (справа) на Северном склоне Гусиной банки в октябре 1988 г. [Денисенко, 2013]

ресурсам заключается не только в непосредственном подрыве кормовой базы рыб и соответствующем обострении пищевой конкуренции, но и в массовом уничтожении крабами ценных промысловых беспозвоночных и даже рыб [Кузьмин, Гудимова, 2002]. Вместе с тем информации о воздействиях, оказываемых тихоокеанскими вселенцами все еще недостаточно.

Наряду с нерациональной эксплуатацией биоресурсов, сознательным вмешательством человека в сложившееся биоразнообразие и естественным проникновением в фауну водоема чужеродных элементов к антропогенно-индуцированному угнетению или деградации донных сообществ обычно приводит и сильное загрязнение. При этом долгоживущие виды замещаются короткоживущими оппортунистическими формами, более приспособленными к неблагоприятным условиям окружающей среды. В связи с этим неотъемлемой процедурой при разведке и разработке морских нефтегазовых месторождений становится фоновая и мониторинговая оценка состояния донной фауны. Проведение таких исследований признано Министерством охраны окружающей среды и природных ресурсов Российской Федерации (в середине 1990-х годов) обязательной составной частью оценок воздействия на окружающую среду (ОВОС) любой хозяйственной деятельности в промышленных масштабах.

Существует несколько подходов к оценке состояния зообентоса, но для оценок воздействия на окружающую среду в основном используются методы, учитывающие биоразнообразие и количественную представленность. Для Баренцева моря в целом и отдельных его районов выполнены оценки состояния донных экосистем с применением индекса разности информационных выравниваний биомассы и численности таксонов [Де-

нисенко, 2006], на основании чего для 1920–1930-х и 1950-х гг. были выделены зоны стрессового состояния зообентоса в районах проливов Карские Ворота и Югорский Шар, Поморского пролива и острова Долгий (рис. 8.3.12) [Денисенко, 2013].

Проанализировав конфигурацию и возможные причины появления этих зон, можно сделать вывод, что в районе Карских Ворот и Югорского Шара стрессовое состояние зообентоса является результатом периодического затока холодных вод из Карского моря, усиливающегося в годы с ослабленной адвекцией атлантических вод в Баренцево море [Karcher et al., 2003]. Вместе с тем, эти зоны могут маркировать области штормовых поступлений больших объемов взвеси, высокие концентрации которой угнетают поселения животных с фильтрационным типом питания. Поступление взвеси из Белого моря и взмучивание осадков в результате длительных штормов юго-западных направлений имели, по-видимому, место и в районе Поморского пролива, и на мелководье вокруг о-ва Долгий, и к северо-западу от него. В этих же районах, по данным авиаучета, постоянно располагаются линные и предмиграционные скопления морских уток [Краснов и др., 2002], питающихся зообентосом и способных существенно снижать относительную численность крупных организмов в донных сообществах.

Антропогенный фактор в рассматриваемые периоды времени не мог быть причиной экологического стресса в Печорском море, поскольку активная хозяйственная деятельность в регионе началась лишь в конце 1960-х годов и стала более или менее значимой только в 1990-е годы.

Для начала текущего столетия аналогичным методом выявлены зоны загрязнения на выходах из

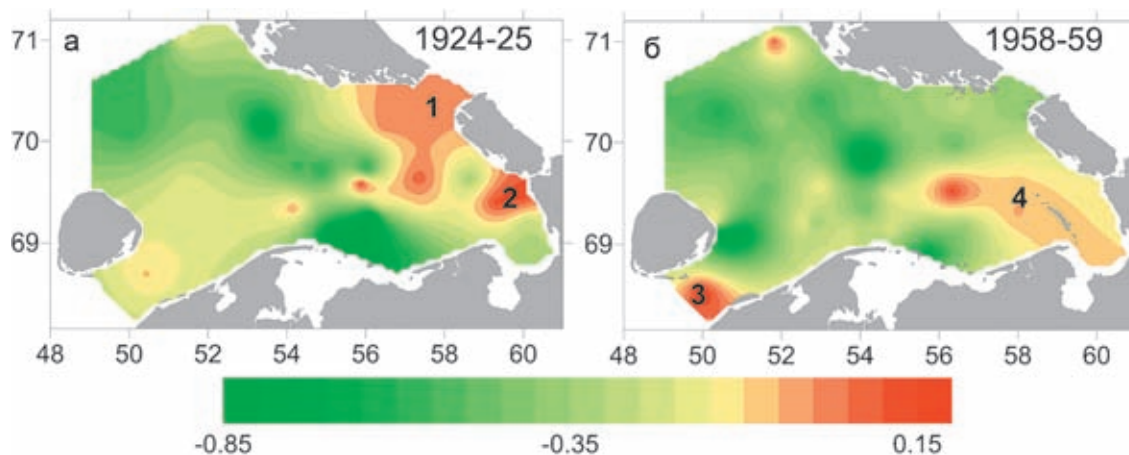


Рис. 8.3.12. Предварительно выделенные зоны неблагополучного состояния зообентоса в Печорском море в 1924–1925 гг. (а) и в 1958–1959 гг. (б) ($D_E > 0$, градиентная заливка [Денисенко, 2006; Denisenko et al., 2019]).

1 – Карские Ворота, 2 – Югорский Шар, 3 – Поморский пролив, 4 – Северо-Долгинское мелководье

губ восточного побережья п-ова Рыбачьего и в Мотовском заливе Западного Мурмана, которые маркируют места регулярных стоянок судов. В южной части Баренцева моря обнаружен район с неблагоприятным состоянием зообентоса на выходе из Воронки Белого моря, а участки околокритического состояния донных сообществ зообентоса (значения $-0.1 < D_E < 0.1$) – в районах наиболее интенсивного промысла донных рыб [Anisimova et al., 2010].

Развитие новых технологий, увеличение объемов промышленного и сельскохозяйственного производства, расширение транспортных сетей и систем передачи энергии и энергоносителей сопровождаются ростом техногенно-индуцированных рисков для биосферы, в том числе и в Арктике. Для донных экосистем Баренцева моря в настоящее время реальная угроза исходит преимущественно от рыбопромысловой активности, которая в результате плановой и поисковой деятельности флотов постоянно оказывает негативное воздействие на морскую биоту, вызывая определенные экосистемные нарушения [Денисенко, 2007]. Риск для здоровья людей – вероятность развития у местного населения неблагоприятных психофизиологических состояний в результате реального или потенциального загрязнения – отступает на второй план, поскольку сама среда обитания человека никоим образом не подвергается какому-либо существенному воздействию.

Опасность возникновения каких-либо масштабных загрязнений в настоящее время достаточно гипотетична, однако в ближайшие годы она может стать реальной в результате нефтяных разливов, часто сопровождающих разведку и промышленную эксплуатацию месторождений углеводородного сырья.

В настоящее время существует только одна карта, реально оценивающая уязвимость донных экосистем Баренцева моря для терминальных воздействий [Денисенко, Любин, 2013] (рис. 8.3.13). Несколько раньше была опубликована карта интегральной оценки уязвимости всей биоты Баренцева моря при нефтяных загрязнениях [Шавыкин, Ильин, 2010], которая была построена по упрощенной методике западных исследователей [Offringa, Lahr, 2007]. Интегральная уязвимость какого-либо участка на этой карте определяется как результат суммирования сезонных произведений ранжированной численности (биомассы) основных компонентов биоты в конкретный сезон на коэффициент уязвимости этого компонента от действия нефти (выводится с учетом летальных концентраций). При этом вышеназванные авторы рассматривают уязвимость организмов, слагающих конкретную популяцию или сообщество, обратно пропорциональной их способности к восстановлению.

К основным недостаткам вышеупомянутой карты А.А. Шавыкина и Г.В. Ильина [2010], кроме использования достаточно умозрительных и крайне обобщенных коэффициентов и показателей, можно отнести полное игнорирование биоразнообразия, которое является общепризнанной характеристикой благополучия окружающей среды.

Объем настоящего обзора не позволяет детально изложить имеющиеся предложения по совершенствованию существующих методик построения морских карт экологического риска и экологической уязвимости. Отметим, однако, что такие карты обязательно должны основываться не только на оценках возможного ущерба, но и на оценках необходимого времени восстановления доимпактного состояния биоты после терминального воздействия, включая биомассу и биоразнообразие. В связи с этим достаточно перспективным представляется метод, предложенный В.В. Дроздовым [2018], который предусматривает «интегральную оценку устойчивости шельфовых экосистем к техногенному воздействию на основе применения обоснованных структурных биоценотических, динамических гидрологических и океанологических индикаторов, обладающих высокой информативностью и относительной простотой определения».

В основу построенной нами карты уязвимости донных экосистем Баренцева моря при терминальных воздействиях положены данные о среднемноголетнем распределении биомассы, пространственном распределении биоразнообразия и продукционных возможностях макрозообентоса. Последний выбран нами из всех компонент морской биоты, как наиболее успешно используемый индикатор и интегратор естественных и антропогенно индуцированных изменений окружающей среды.

В рассматриваемом случае чувствительность экосистем при терминальных воздействиях (R_t) была приравнена к потенциальному времени их восстановления и вычислялась как константа пропорциональности k , помноженная на биомассу (B) и информативное биоразнообразие (H') бентоса по биомассе таксонов, отнесенная к скорости продуцирования биомассы донного населения (P):

$$R_t = k \cdot B \cdot H' / P.$$

Продукцию или скорость продуцирования биомассы бентоса вычисляли отдельно для каждого таксона (преимущественно в ранге вида) с учетом глубины и температуры обитания в конкретной точке [Brey, 1999].

Полученная нами карта экологической чувствительности донных экосистем Баренцева моря достаточно сильно отличается от построенной

А.А. Шавыкиным и Г.В. Ильиным [2010], где использовались экспертные, весьма ориентировочные балльные оценки способности к восстановлению (recoverability) таких крупных экологических групп как фито- и зоопланктон, фито- и зообентос, птицы, рыбы и т.п. На нашей карте наблюдается тенденция роста чувствительности в северо-восточном направлении, в то время как на всех сезонных картах вышеупомянутых коллег тенденция роста имеет только южное направление. Скорее всего, это связано с переоценкой уязвимости названными авторами таких компонент биоты, как рыбы, птицы и морские млекопитающие. Как было сказано выше, удельная биомасса последних (биомасса на единицу площади) несравненно мала по отношению к бентосу, но субъективно так называемый «фактор восприятия риска» заставляет экспертов оценивать ущерб от их гибели намного большим, нежели от гибели бентоса. Весте с тем, многие фонообразующие представители донного населения в высоких широтах имеют сопоставимую с рыбами, птицами и млекопитающими продолжительность жизни, а некоторые доживают даже до 250–450 лет [Wanamaker et al., 2008].

Зоны наибольшей чувствительности на нашей карте располагаются в основном на крупных подво-

дных возвышенностях, и такая их приуроченность к естественным геоморфологическим структурам с наибольшим биоразнообразием может свидетельствовать в пользу правдоподобности полученных нами результатов (рис. 8.3.13).

Карта экологического риска разрушения донных экосистем под влиянием рыбопромысловых тралений (рис. 8.3.14, а,б) была построена нами путем наложения карт распределения биомассы в 1968–1970 гг. и интенсивности донных тралений в эти же годы. На ней четко просматриваются зоны воздействия рыбопромысловых флотов на донные экосистемы Баренцева моря. Тенденция увеличения риска имеет выраженное юго-западное направление, что обусловлено расположением традиционных районов лова трески и других демерсальных рыб, а последние предпочитают большую часть года держаться в водах с положительной температурой.

Интересно, что преимущественно эти же районы населяют донные сообщества с минимальным временем восстановления после терминальных воздействий. По-видимому, они уже адаптировались к постоянным траловым воздействиям и представлены в основном видами-оппортунистами с жизненной *r*-стратегией.

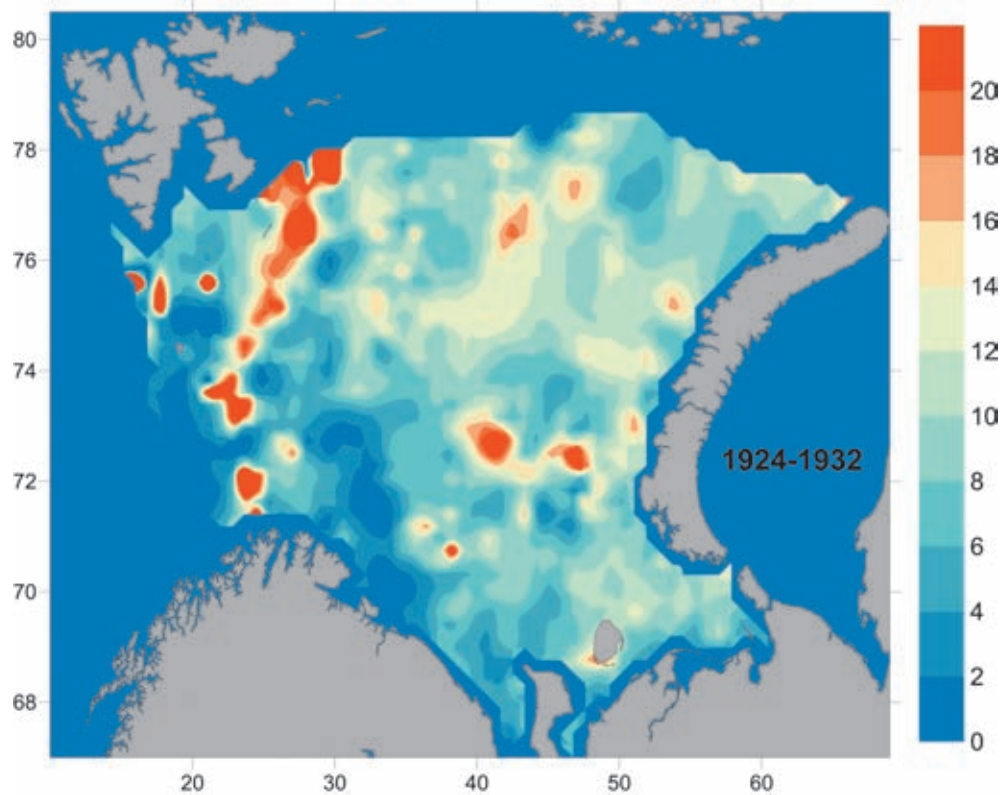


Рис. 8.3.13. Карта относительной экологической чувствительности донных экосистем Баренцева моря к терминальным воздействиям для 1924–1932 гг. [Денисенко, Любин, 2013]

Таким образом, предлагаемый нами подход к построению карт экологической чувствительности и наносимого ущерба представляется менее схематичным и тенденциозным, нежели метод, использован-

ный для построения карты интегральной уязвимости [Шавыкин, Ильин, 2010]. Главным его преимуществом является использование конкретной информации по биоразнообразию и биопродукционному

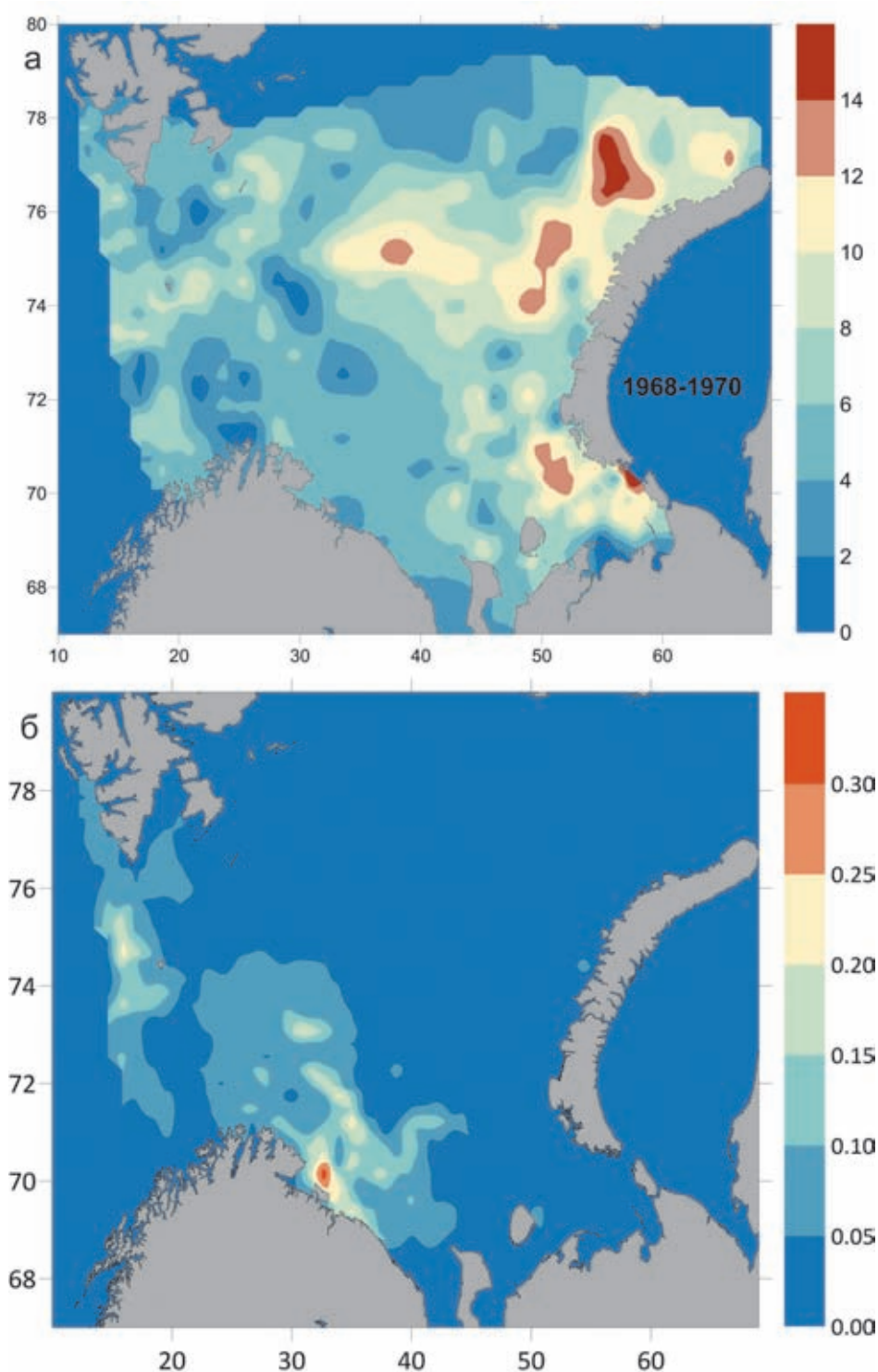


Рис. 8.3.14. Карта относительной экологической чувствительности донных экосистем Баренцева моря к терминальным воздействиям для 1968–1970 гг. (а) [Денисенко, Любин, 2013] и карта вероятности потери 15% биомассы зообентосом в результате донных тралений в эти же годы (б)

потенциалу морских экосистем. Выбранная в качестве примера компонента (бентос) отнюдь не означает, что построение карт должно ею и ограничиваться. Другие компоненты биоты также необходимо учитывать, но при этом целесообразно отказаться от использования каких-либо факторов психологического восприятия риска и оценивать воздействие на конкретные биологические объекты (хотя бы только фонообразующие виды), а не на категории, учитывая их реальные, а не экспертные, параметры и характеристики.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки (тема № АААА-А19-119020690072-9 «Таксономия, биоразнообразие и экология беспозвоночных российских и сопредельных вод Мирового океана, континентальных водоемов и увлажненных территорий»). Отдельные этапы работы были поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 18-05-60157 «Вековые изменения водных экосистем Арктических морей России, современное состояние и прогноз»).

ГЛАВА 9. ГЕОХИМИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ

9.1. Солевой состав и биогенные элементы в современных иловых водах Баренцева моря (данные 1997–2019 гг.)

А.Ю. Леин¹, М.Д. Кравчишина¹, Г.А. Павлова¹, А.Л. Чульцова¹, А.Н. Новигатский¹,
А.А. Клювиткин¹, А.С. Саввичев²

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

² Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, ФИЦ Биотехнологии РАН, Москва

Обсуждаются результаты анализа основных компонентов (Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Alk и биогенных элементов) солевого состава иловых вод и изотопного состава органического углерода во взвеси, наилке и поверхностных горизонтах (0–30 см) донных осадков Баренцева и Норвежского морей в период предполагаемого максимального потепления в Арктическом регионе в XXI веке, связанного с «атлантификацией» Северного Ледовитого океана.

Ключевые слова: иловая вода, биогеохимический барьер вода–дно, взвесь, наилок, солевой состав, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, седиментогенез, ранний диагенез, Арктика.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(28)

ВВЕДЕНИЕ

Удручающее таяние ледникового покрова в современной Арктике можно рассматривать в качестве современного периода регионального перигляциала, аналога неоднократно проявляющихся периодов потепления в голоценовое время. Явление перигляциала в геологическом прошлом отслеживается в колонках донных осадков по изменению солевого состава иловых вод, в частности, по понижению в них концентрации иона хлора. Понижение хлорности придонных морских и иловых вод Арктики связано, главным образом, с таянием ледового покрова. Концентрация иона хлора (Cl^-) в разных горизонтах осадков Баренцева моря изменялась от 485 до 543 мМ [Богданов и др., 2001]; от 471 до 540 мМ [Матишов, Павлова, 1999] и от 465.7 до 551 мМ [Леин и др., 2008]. Вероятно эти пределы были более значительными, поскольку чередование регрессий и трансгрессий моря приводило к выравниванию концентрации солей между иловой водой осадка и наддонной водой, в результате чего распресненные иловые воды становились менее пресными. Считается, что изучая состав современных иловых вод, можно получить данные о первичных изменениях морской воды в процессе ее захоронения и превращения в иловую. Состав иловой воды, отражая состав придонной воды бассейна седиментации, может давать ценную информацию о процессах седиментации и раннего диагенеза, основной реактивной силой которого является содержание и состав органического вещества (ОВ).

Важным подтверждением мощного таяния морских льдов и мерзлых пород может быть возрастающее

количество в арктических морях изотопно-легкого органического углерода материкового происхождения – растворенного (РОУ) и взвешенного (ВОУ).

В 2019 г. нашей задачей был сравнительный анализ солевого состава иловых вод, концентрации биогенных элементов и изотопного состава органического углерода во взвеси, наилке и в поверхностных горизонтах (0–30 см) осадков Баренцева и Норвежского морей в период предполагаемого пика потепления Арктического региона (XXI в., 1997–2017 гг.).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основной материал для исследования собран в июне–августе 2017 г. в экспедиции на НИС «Академик Мстислав Келдыш» («АМК») в Баренцевом море и в примыкающей к нему северной части Норвежского моря (рис. 9.1.1, табл. 9.1.1). При обсуждении будут использоваться результаты наших предыдущих работ и последнего 75 рейса НИС «АМК» в этих морях (табл. 9.1.1, рис. 9.1.1), а также данные литературы.

Отжим проб иловой воды проводился из кернов донных осадков, отобранных с помощью мультикорера фирмы KUM. В 68 рейсе НИС «АМК» наддонную воду отбирали из мультикорера в 30–10 см от поверхности осадка; в 75 рейсе НИС «АМК» мультикорер был оснащен литровым винипластовым батометром (рис. 9.1.2).

Пробы иловой воды получали центрифугированием (центрифуга ЦЛн-16 с ротором 6×50 мл, Поликом, Россия). Пробы осадков взвешивали, с помощью шпателя помещали в пластиковые пробирки объемом 50 мл и центрифугировали в течение 15 ми-

нут при 5000 об/мин. Отжатая иловая вода фильтровалась с помощью шприцевого фильтра Millex PVDF с диаметром пор 0.45 мкм (фирма Merck Millipore LTD). Концентрации щёлочности и биогенных элементов определялись в судовой лаборатории непосредственно после отжима иловой воды.

Таблица 9.1.1. Рейсы в Баренцево и Норвежское моря (1996–2019 гг.) с отбором проб иловой воды

Дата	Судно, № рейса	Глубины, м	Координаты	№ станций	Район	Литература
Баренцево море						
VI–IX.1996 28.06–21.09	НИС «Академик Курчатов», рейс 23	190–320	70°–79° с. ш.	1, 2, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 15	Субмеридиональный разрез Мурманск – Земля Франца-Иосифа	[Леин, Иванов, 2009]
VIII–IX.1997 27.08–15.09	НИС «Академик Вавилов», рейс 11	194–362	70°–80° с. ш. 40° в. д. 75°–80° с. ш. 60° в. д.	2014–2053	Субмеридиональный разрез Мурманск – желоб Франц-Виктория	[Леин, Иванов, 2009; Леин и др., 2012]
IX–X.1998	НИС «Академик Федоров», рейс 14	85–1054	79°39' с. ш. – 82° с. ш.	1–16	Субмеридиональный разрез по 38°38' в. д.–38°58' в. д. Материковый склон котловины Нансена. Профиль ЗФИ – о-в Виктория	[Богданов и др., 2001; Саввичев и др., 2001]
VI–VIII.2017	НИС «Академик Мстислав Келдыш», рейс 68	192–489	70°–82° с. ш. 10°–60° в. д.	5542, 5550, 5555, 5557, 5561	Профиль ЮЗ–СВ	[Кравчишина и др., 2019]
		230–317		5569, 5570, 5572, 5573, 5579	Профиль СВ–ЮЗ–Юг Кольский п-ов	
VI. 2019	НИС «Академик Мстислав Келдыш», рейс 75	194–842	60–80° с. ш.	2 разреза	IV – широтный разрез по 74° с. ш. V – меридиональный разрез по 33°40' в. д.	[Клювиткин и др., 2020]
Норвежско-Гренландский бассейн						
VIII.1996	НИС «Профессор Логачев», рейс 15	123–395	78°–80° с. ш.	70, 74, 78, 81, 82	Фиорды архипелага Шпицбергена и южная кромка льда (80° с. ш.)	[Леин и др., 2000; Шевченко и др., 1997]
VIII.2010	НИС «Академик Мстислав Келдыш», рейс 57	168–351	70°05.32' с. ш. –73°10.26' с. ш. 37°44.32' с. ш. –73°10.26' с. ш.	D–1–3 A–1–3 K–1–3 F–1–3	Юго-Восточный район покмарков и Штокмановского месторождения	[Леин, Немировская, Иванов, 2012]
VI–VII.2015	НИС «Академик Иоффе», 49 рейс	100–3084	59°30' с. ш.	3332–3410	СВ континентальный шельф; зона действия Сев.-Атлантического течения, Арктическая и Бореальная полярная зона	[Политова и др., 2018]
VI–VIII.2017	НИС «Академик Мстислав Келдыш», рейс 68	1981–1991	70°–82° с. ш. 10°з.д.–15° в. д.	5517, 5518, 5521, 5522, 5523, 5524, 5525, 5531, 5533, 5535–5536	Хребет Мона и Медвежинский желоб, район архипелага Шпицберген	[Кравчишина и др., 2019]
VI. 2019	НИС «Академик Мстислав Келдыш», рейс 75	194–842	70–80° с. ш.	3 разреза	I–III – вдоль северного САХ	[Клювиткин и др., 2020]

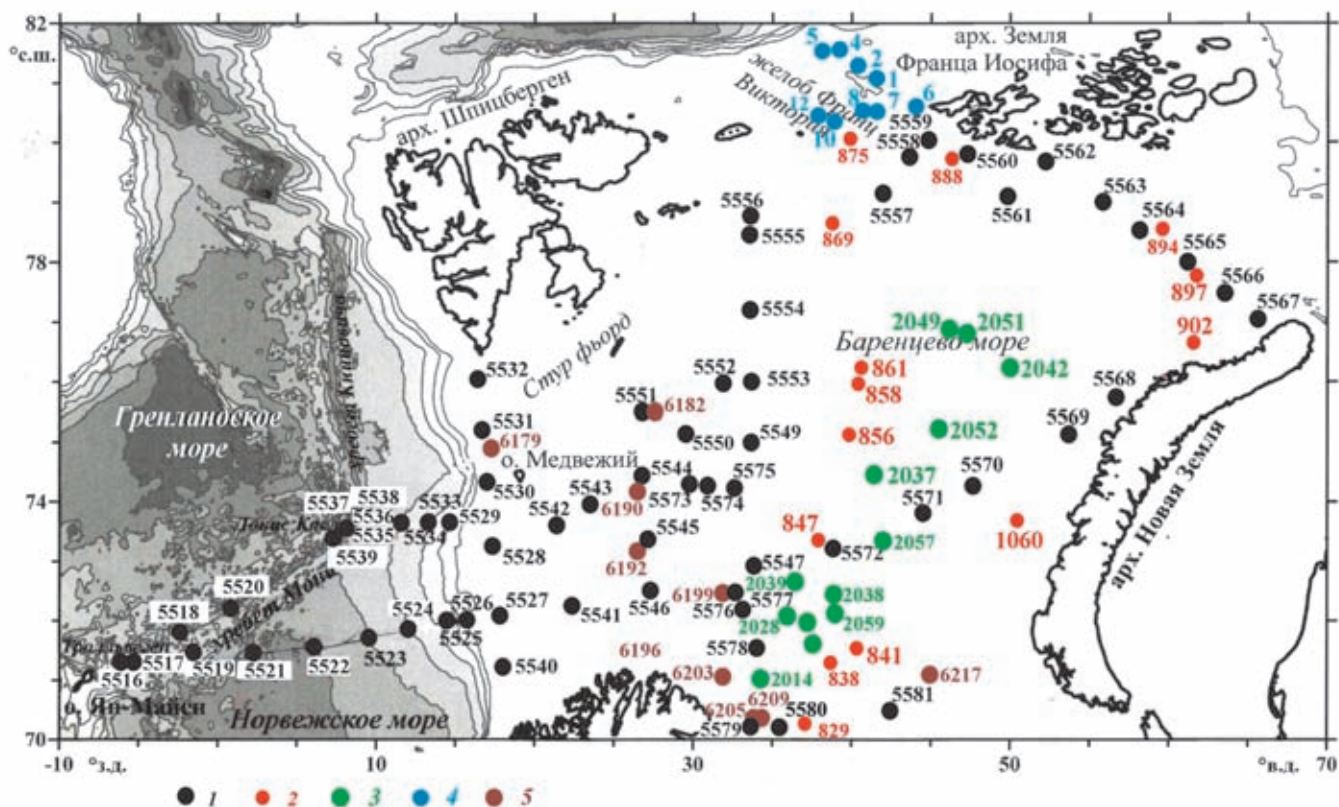


Рис. 9.1.1. Схема маршрутов и размещения станций в Баренцевом море:

1 – 68 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2 – 11 рейс НИС «Академик Сергей Вавилов», 3 – 23 рейс НИС «Академик Курчатов», 4 – 8 рейс НИС «Академик Федоров», 5 – 75 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»



Рис. 9.1.2. Мультикорер КУМ с закрепленным на нем батометром для отбора наддонного слоя воды (на палубе НИС «АМК» перед началом работ)

Оставшаяся порция пробы замораживалась и транспортировалась в ИО РАН для изучения солевого состава и хлорности.

Солевой состав иловых вод определялся методами классической химии (аналитик Г.А. Павлова) [Шишкина, 1972; Павлова, 1988]. Хлорность (Σ хлора, брома и йода) определялась прямым титрованием пробы раствором AgNO_3 при непрерывном перемешивании с помощью магнитной мешалки.

Широко применяются три способа выделения иловой воды: 1) отжим под прессом (традиционный метод, входящий в протоколы программы Глубоководного бурения), 2) центрифугирование и 3) система, состоящая из шприца, соединённого с пробоотборником Райзон. Сравнительный анализ этих трех методов показал завышение концентрации некоторых компонентов солевого состава иловой воды в пробах, полученных с помощью пробоотборника Райзон [Schrum et al., 2012; Steiner et al., 2018]. Сле-

дует заметить, что при центрифугировании не было выявлено существенных изменений концентрации по сравнению с отжимом осадков под прессом.

Для отбора проб морской воды использовался зондирующий комплекс SBE9p, включающий в себя 10-литровые батометры Нискина (24 шт.). Придонные пробы отбирали в 2–5 м от дна. CTD-зонд SBE-32 был оснащен датчиками температуры, электропроводности, давления, мутности, флуоресценции и кислорода. Все датчики калибровались согласно методике компании Sea Bird Electronics. В первую очередь проводился отбор воды в кислородную склянку для определения концентрации растворённого кислорода. Из батометров – в склянку объёмом около 100 мл, в наддонной воде из мультикорера – в склянку около 40 мл. Во вторую очередь отбиралась проба в стеклянный цилиндр для определения содержания аммонийного азота (батометры, наддонная вода из мультикорера). Пробы воды для определения биогенных элементов отбирались в пластиковые бутылки объёмом 0.5 л.

Определение величины щёлочности (Alk), растворённого кислорода, биогенных элементов в водной толще и в иловых водах выполнялось на борту сразу после получения проб морской воды из батометров и мультикорера (МК), а в пробах иловой воды – после отжима на центрифуге (аналитик А.Л. Чульцова).

Щёлочность определялась методом титрования с помощью КИТ Alkalinity Test MColortest™ 111109 (Германия). Диапазон определения от 0.1 до 10 ммоль/л при рН от 8.2 до 4.3. Точность измерений составляет 0.1 ммоль/л. Расчёт содержания щёлочности производился согласно формулам производителя:

$$4.3 < \text{pH} < 8.2 \quad K_{S_{4.3}} = \text{mmol/l} \quad (\text{mmol/l} \times 61.02 = \text{mg/l}),$$

$$\text{pH} > 8.2 \quad (K_{S_{4.3}} - K_{S_{8.2}} \times 12.01 = \text{TIC (CIT)} \quad [\text{mg/l C}].$$

Основное значение определения общей щёлочности состоит в том, что с её помощью можно отличить опреснение моря, вызванное стоком материковых вод, от опреснения, вызванного атмосферными осадками и таянием льдов; последние понижают солёность, но не изменяют общую щёлочность.

Растворённый кислород определялся с помощью объёмного метода Винклера [РД 52.10.243–92, 1993; Современные методы..., 1992; Руководство..., 2003].

При определении биогенных элементов анализ проводился не позднее 24 часов с момента отбора проб. Концентрации измерялись на спектрофотометре модели DR3900 фирмы «HACH-LANGE», Германия.

Определение концентрации растворённого кремния (силикатов, в основном, мономерно-димерных форм в пересчёте на кремний) (Si), фосфора фосфатного (P-PO_4^{3-}), азота аммонийного (N-NH_4^+), азота нитритного (N-NO_2^-) и азота нитратного

(N-NO_3^-) определяли по стандартным методикам [РД 52.10.243–92, 1993; Современные методы..., 1992; Руководство..., 2003].

Для определения концентрации взвешенного общего ($\text{C}_{\text{общ}}$) и органического ($\text{C}_{\text{орг}}$) углерода взвесь фильтровали под вакуумом 200 мбар через стекловолоконистые фильтры GF/F фирмы Whatman предварительно прокаленные при $t = 450^\circ\text{C}$ (эффективный размер пор 0.7 мкм, диаметр фильтра 47 мм). Концентрацию $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{C}_{\text{общ}}$ определяли методом высокотемпературного сожжения с регистрацией выделявшегося CO_2 автоматическим кулонометрическим методом до и после подкисления 1н HCl на отечественном анализаторе углерода АН 7560, точность метода 5–10% (аналитик Л.В. Демина).

Определение $\delta^{13}\text{C-C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{13}\text{C-C}_{\text{карб}}$ выполнено на масс-спектрометре Delta Plus (Германия) с использованием стандарта VPDB (аналитик Т.С. Прусакова, ИНМИ РАН, ФИЦ «Биотехнологии» РАН). Точность определения $\pm 0.2\text{‰}$ VPDB.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Баренцево море относится к окраинным шельфовым морям Северного Ледовитого океана (рис. 9.1.1). Общими чертами арктических морей является наличие мощного ледового покрова, постоянно низкие температуры, короткий полярный день и продолжительная полярная ночь, влияние процессов вымерзания и таяния льда на солевой состав водной толщи. Солёность поверхностного водного слоя (до ~30 м) в разных частях Баренцева моря изменяется от 25 до 35 епс.

По расчетам траекторий движения ледовых полей в Европейской Арктике принято считать, что основная поставка льда в Баренцево море происходит из Северного Ледовитого океана и Карского моря через южную ветвь Трансполярного Ледового Дрейфа [Pfirman et al., 1997].

Основной внешней источник вод Баренцева моря в позднечетвертичное время – относительно теплые соленые воды атлантического происхождения, определяющие строение водной толщи. В последнем роль атлантических вод менее существенна (см. раздел 4.1).

Термохалинная структура вод Баренцева моря состоит из верхнего квазиоднородного слоя (20–30 м); слоя скачка по температуре, солёности и плотности (~50 м), теплого промежуточного слоя (50–100 м), слоя глубинного и слоя придонных вод [Бышев и др., 2001; Klitzke et al., 2016]. Перечисленные слои представляют собой крупномасштабные элементы термохалинной структуры. С появлением приборов (трубка Неймисте, мультикорер), позволяющих отбирать пробы на границе вода–осадок, стало возможным выделять водный подслой – самый нижний горизонт

на границе с наилком или осадком. Этот слой воды называется наддонным.

Летом 2017 года (согласно данным 68 рейса НИС «АМК») адвекция арктических вод в северо-восточную часть акватории Баренцева моря происходила двумя потоками с севера и востока, а между ними существовал противоположно направленный поток на северо-восток, выносящий воду из Баренцева моря [Якубенко, Чульцова, 2019].

Полярный фронт разделяет Баренцево море на две основные области, одна из которых находится под преобладающим влиянием теплой и плотной атлантической воды, а другая – холодных и опресненных арктических водных масс. Наибольшая соленость на поверхности моря (35 епс) наблюдается в районе Нордкапского желоба, где проходят соленые атлантические воды и не бывает льдов. К северу и востоку соленость понижается до 34.5 епс в результате смешивания атлантических вод с арктическими. Наиболее опреснены (до 32–33 епс) воды в северо-восточной части моря вследствие поступления талой воды из центральной Арктики [Oziel et al., 2017]. Вот почему значительные внутригодовые изменения солености воды на поверхности моря имеют выраженный сезонный характер.

Обычно летом в Баренцевом море сокращается приток атлантических вод, тают льды, распространяется речная вода, поэтому повсюду соленость понижается. В юго-западной части моря соленость равна 34.5 епс, в северо-восточной – 29 епс, иногда понижаясь до 25 епс [Oziel et al., 2017].

Последнее десятилетие наблюдается смещение Полярного фронта в северном и северо-восточном направлениях, то есть преобладающая часть моря оказывается под влиянием атлантической воды (рис. 9.1.3). Вследствие относительно слабого развития ледового покрова в Арктике, количество холодной и опресненной воды, поступающей в Баренцево море с севера, заметно сократилось. При этом отсутствие сезонного таяния морского льда к югу от Полярного фронта привело к значительному увеличению солености и плотности баренцевоморской водной массы. Снижение доли талой пресной воды в водном балансе Баренцева моря привело к ослаблению стратификации водной толщи, усилению вертикального перемешивания и возрастанию восходящих потоков тепла и соли на границе контакта арктической и атлантической водных масс [Lind et al., 2018]. В конечном итоге баренцевоморская водная масса формирует основную часть Арктической промежуточной воды, а изменение ее характеристик влечет за собой последствия для циркуляции и климата всего Северного Ледовитого океана [Barton et

al., 2018]. Все это позволяет говорить об «атлантификации» не только Баренцева моря, но и Арктики в целом [Reigstad et al., 2002; Polyakov et al., 2017].

Дно Баренцева моря представляет собой чередование подводных плато, банок и желобов. Рельеф дна образован в результате движения материковых льдов (см. раздел 1.2). Баренцево море кардинально отличается от других шельфовых морей: во-первых, почти полным отсутствием речного стока и, во-вторых, уникальным температурным режимом в придонных водах Западной, Центральной и Восточной областей моря за счет поступления теплых вод из Атлантики (см. раздел 4.1).

Известно, что химический состав неметаморфизованных иловых вод из поверхностных осадков зависит от химического состава перекрывающих осадки придонных морских вод.

Основной солевой состав (SO_4^{2-} , Cl^- , Alk , Ca^{2+} , Mg^{2+}) водной толщи Баренцева и Норвежского морей близок по составу с океанской водой: соленость ~35 епс; концентрация 551 мМ в поверхностных слоях воды, а в придонных – 555 мМ [Павлова, 1988].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Водная толща

Наш интерес к геохимии водной толщи связан с тем, что именно в ней начинаются процессы метаморфизации, в первую очередь, за счет участия растворенного органического вещества в биогеохимических процессах.

Концентрация растворенного органического углерода в водной толще. Величины концентрации РОУ на всех станциях водной толщи Баренцева моря лежат в пределах 97–256 мкМ [Агатова и др., 2001]. Несколько отличаются от них величины концентраций РОУ (51.6–434 мкМ), полученные ранее для всех пяти морей российской Арктики [Агатова и др., 2001а].

Цитируемые авторы отмечают, что с 1988 г. интенсивное таяние льдов СЛО привело к увеличению концентрации РОУ в Арктическом бассейне (см. раздел 4.5). Холодные арктические воды обогащены РОУ. Они в основном распространяются в юго-западном направлении. Известно, что основными биохимическими компонентами РОУ в водах, участвующих в формировании водной толщи СЛО, являются углеводы и липиды, а ВОУ – углеводы и белок. На всех станциях 68 рейса «АМК», кроме станций (5562–5567) на профиле Земля Франца-Иосифа – Новая Земля, наблюдается слабое уменьшение концентрации РОУ в придонном слое относительно поверхностного (см. раздел 4.5). Уменьшение концентрации РОУ легко

объяснить его расходом в биогеохимических (микробных) процессах, происходящих в водной толще. Труднее понять за счет чего происходит увеличение РОУ с глубиной.

Увеличение концентрации C_{org} на разрезе Земля Франца-Иосифа – Новая Земля (ст. 5562–5567) сверху вниз в водной толще происходит в среднем в пределах от 188 мкМ в поверхностном 5-метровом слое до 196 мкМ – в придонном. Скорее всего, это происходит за счет поступления на дно холодных тяжелых

трансформированных арктических вод. А.И. Агатова с соавторами (см. раздел 4.5) связывают повышение РОУ в придонном слое с ростом концентрации растворенных углеводов в некоторых районах моря, что обусловлено поступлением углеводов метанового ряда из подстилающих донных отложений.

Наибольшая разница концентрации РОУ между фотическим и придонным слоями установлена на профилях глубоководных станций (5521–5526) Норвежского моря. В водной толще Медвежинского же-

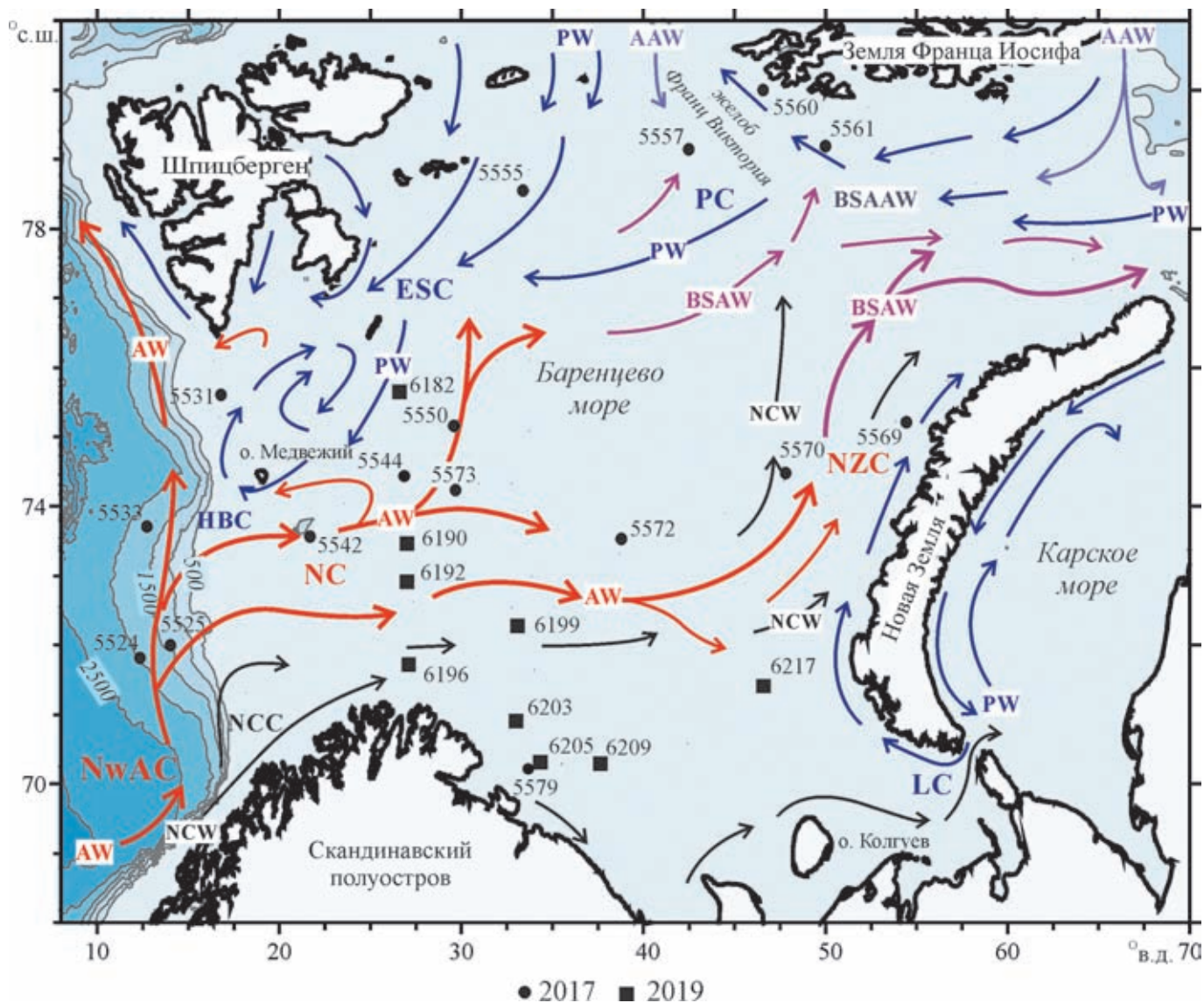


Рис. 9.1.3. Схема течений в Баренцевом море и станции отбора проб иловой воды в 2017 и 2019 гг. (68 и 75 рейсы НИС «Академик Мстислав Келдыш»).

Классификация водных масс и схема циркуляции взяты из опубликованных данных и уточнены в соответствии с недавними наблюдениями по [Laukert et al., 2019]. Аббревиатура основных течений и водных масс дана согласно [Laukert et al., 2019]. Течения: NwAC – Норвежское атлантическое, NC – Северного мыса, NZC – Новой Земли, PC – Персея, LC – Литке, ESC – Восточно-Шпицбергенское, HBC – Медвежинское, NCC – Норвежское прибрежное. Водные массы: AW – Атлантическая, AAW – Арктическая атлантическая, BSAW – Баренцевоморская атлантическая, BSAAW – Баренцевоморская арктическая атлантическая, PW – Арктическая полярная, NCW – Норвежская прибрежная

лоба концентрация РОУ в фотическом и придонном слоях примерно одинаковая, за счет, видимо, стремительного течения и перемешивания.

На хребте Мона (до 204 мкМ, ст. 5539) увеличение концентрации РОУ в придонном слое связано с деятельностью бентосного сообщества, живущего за счет процессов хемосинтеза на гидротермальных полях.

Биогенные элементы в водной толще. Летом 2017 г. воды из арктического бассейна поступали с севера и достигали 76° с. ш., то есть вплоть до ст. 5553 (рис. 9.1.1). Арктическая вода поступала на акваторию плато Виктории в надпикноклинном поверхностном слое в виде талой воды пониженной до 33–34 епс, смешанной с типичной арктической водной массой [Якубенко, Чульцова, 2019].

Гидрохимическая структура вод изучалась в 68 и 75 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш». В Баренцевом море на четырех разрезах: I – Кольский меридиан, II – Норвежско-Баренцевоморский, III – Земля Франца-Иосифа – Новая Земля и IV – разрез вдоль архипелага Новая Земля (рис. 9.1.1).

Величина щёлочности (Alk) на I и II разрезах несколько выше, чем в океанской воде (2.5–2.6 мМ) и практически не изменяется ни по вертикали водной толщи, ни по латерали (рис. 9.1.4, а; 9.1.5, а). На ст. 5528 у дна (глубина 464 м) отмечено понижение щёлочности до 2.3 мМ.

Концентрация растворённого кислорода (O_2) на разрезе I (Кольского меридиана) варьировала в поверхностных слоях водной толщи от 6.6 мл/л на юге до 9.7 мл/л на севере. Наиболее высокие концентрации O_2 достигались в подповерхностном слое (22–30 м) на севере разреза I (до 9.9 мл/л, ст. 5555). Насыщение вод кислородом здесь достигало 120%. Повышенные концентрации O_2 (7.2–9.2 мл/л) наблюдались и в глубинной водной толще на севере разреза в слое ~100 м. В придонных слоях водной толщи также заметна широтная зональность: концентрация O_2 в воде южной половины разреза меньше 7.0 мл/л, а в северной – более 7.0 мл/л (рис. 9.1.4, б).

В водах II (Норвежско-Баренцевоморского разреза) концентрация O_2 в поверхностном слое колеблется

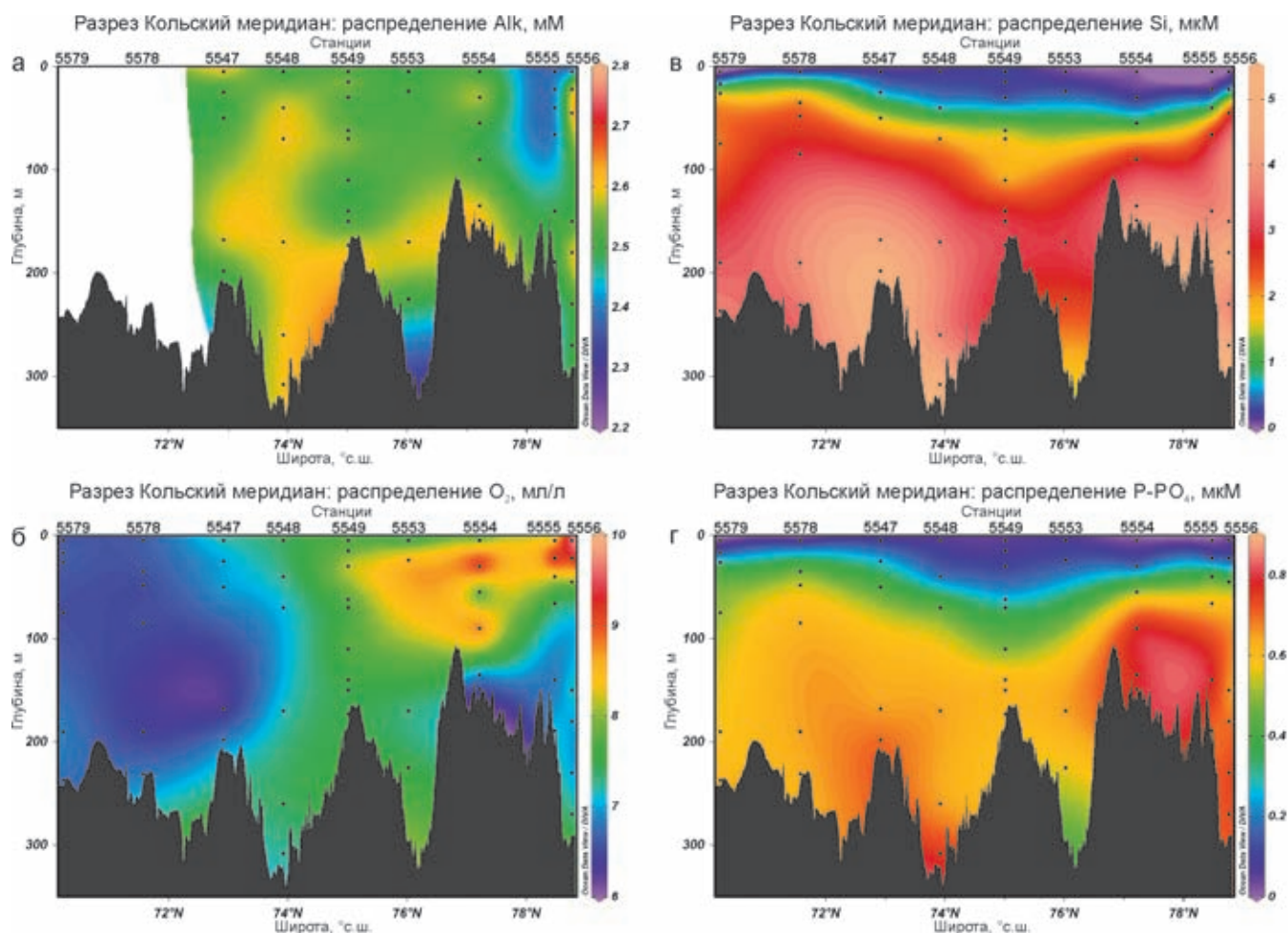


Рис. 9.1.4. Примеры распределения в водной толще величины общей щёлочности (Alk) (а), концентраций кислорода (б) и биогенных элементов: Si (в), P- PO_4^{3-} (г), N- NO_2^- (д), N- NO_3^- (е), N- NH_4^+ (ж) на разрезе Кольский меридиан.

Карты построены с помощью программного продукта ODV [Schlitzer, 2020]

от 6.7 мл/л южной части до 7.6 мл/л в северной. К придонному слою концентрация O_2 почти не изменяется по сравнению с поверхностным слоем водной толщи. На глубине 150–200 м обнаружен однородный по концентрации O_2 слой воды (7.0 мл/л) (рис. 9.1.5, б). Насыщение поверхностных вод растворённым кислородом находилось в пределах 107–110%, достигая 116% на ст. 5530, и уменьшалось с глубиной до 93–98%.

На разрезе III (Земля Франца-Иосифа – Новая Земля) наблюдалось увеличение концентрации O_2 в верхнем слое 0–30 м от 7.8 до 8.6 мл/л с ЮВ на СЗ (рис. 9.1.6, а). У дна концентрации O_2 , наоборот, уменьшались с ЮВ на СЗ от 7.3 до 6.3 мл/л. Насыщение поверхностных вод растворённым кислородом варьировало в пределах от 105% на ЮВ до 111% на СЗ разреза. Насыщение вод O_2 с глубиной уменьшалось от 87% на ЮВ (на мелководных станциях с глубиной до 200 м) до 78% на СЗ при глубине моря 430 м.

В северной части IV разреза (вдоль архипелага Новая Земля), на глубинах 18–50 м наблюдался слой с высокой концентрацией O_2 , который выклинивался

к югу (рис. 9.1.7, а), достигая максимальной величины 8.5 мл/л в слое 26–28 м. Насыщение морской воды растворённым кислородом было максимальным в этом слое и достигало 116%. С глубиной насыщение вод O_2 уменьшалось до 71–88%.

Концентрации растворённого кремния (Si) на разрезе I (Кольский меридиан) очень низкие и составляли на поверхности 0.05–0.1 мкМ, достигая минимума на юге разреза (ст. 5579) (рис. 9.1.4, в). Ко дну концентрация Si увеличивалась до 3.0–5.3 мкМ, но и эти величины относительно невысокие по сравнению с другими арктическими морями. На разрезе II наблюдалось аналогичное распределение Si в водной толще с минимальными значениями в поверхностном слое 0.05–1.3 мкМ и увеличением с глубиной (максимальная концентрация – 5.3 мкМ на ст. 5528, глубина 467 м) (рис. 9.1.5, в).

На III разрезе концентрации Si в поверхностном слое увеличивались с ЮВ на СЗ от 0.05 мкМ до 0.2 мкМ, а также с глубиной до 8.5 мкМ (ст. 5562, глубина 430 м) (рис. 9.1.6, б).

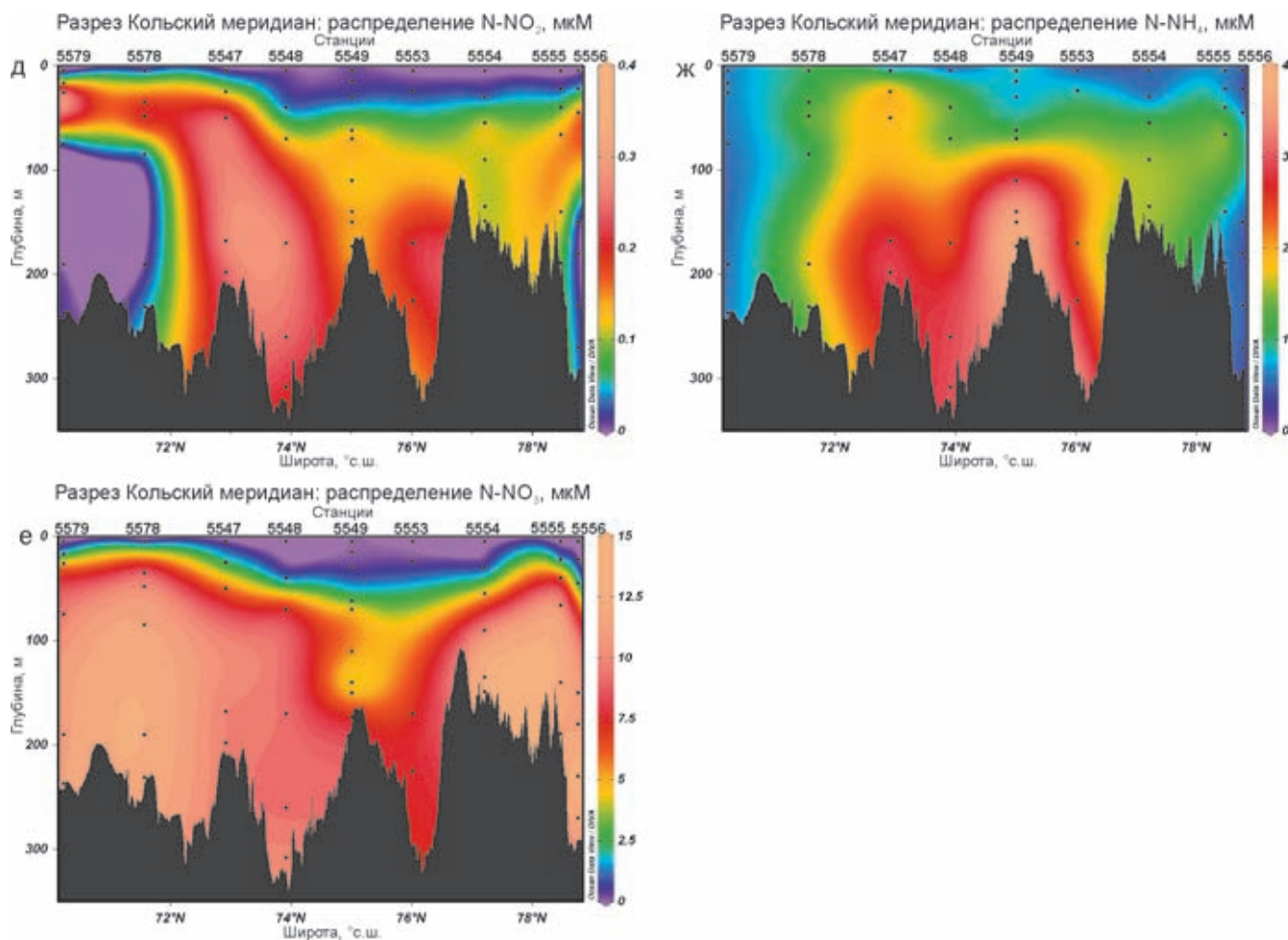


Рис. 9.1.4.

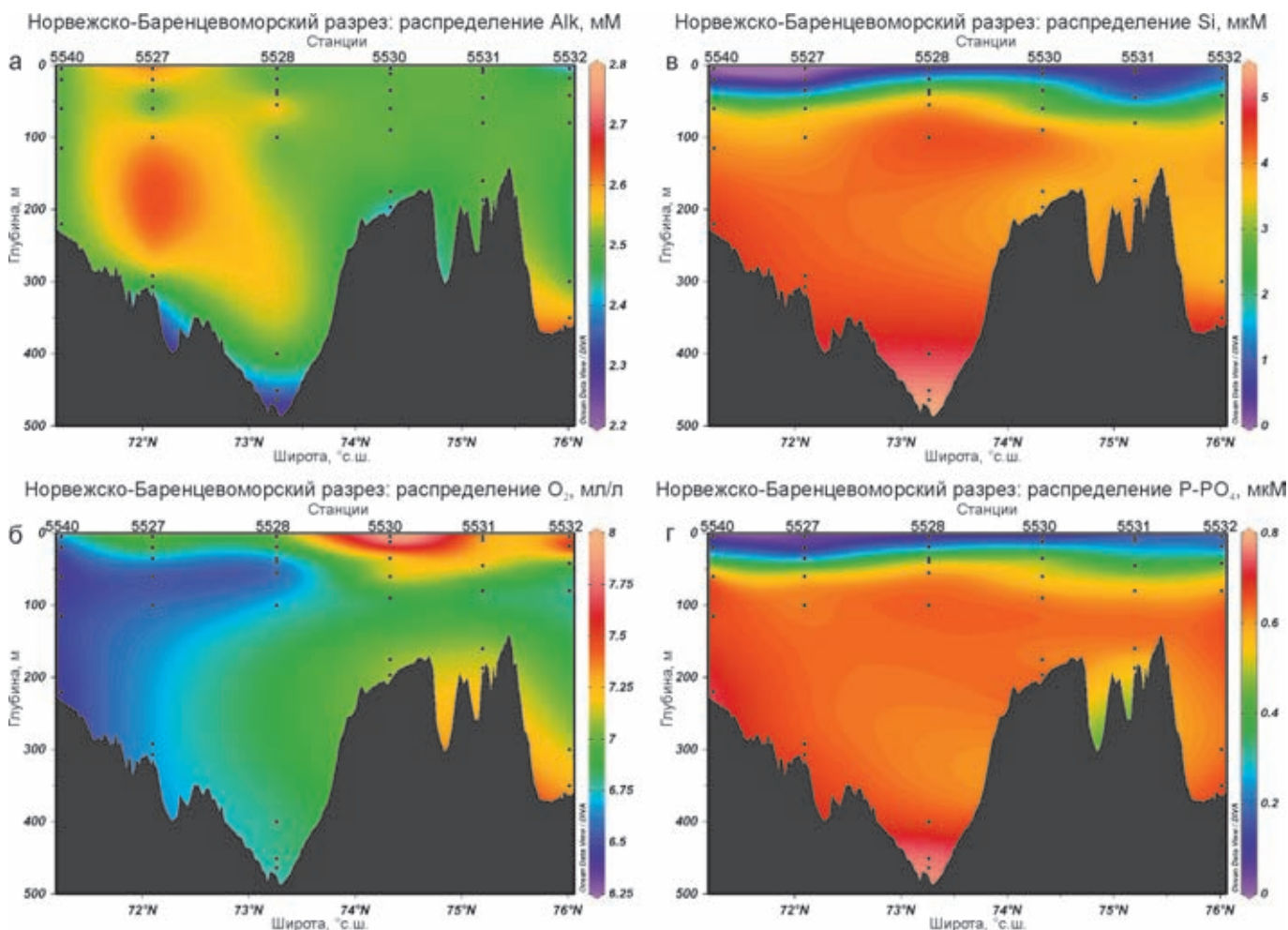


Рис. 9.1.5. Примеры распределения в водной толще величины щелочности (Alk) (а) и концентраций кислорода (б) и биогенных элементов: Si (в), $P-PO_4^{3-}$ (г), $N-NO_2^-$ (д), $N-NO_3^-$ (е), $N-NH_4^+$ (ж) на Норвежско-Баренцевоморском разрезе. Карты построены с помощью программного продукта ODV [Schlitzer, 2020]

На IV разрезе концентрации Si в поверхностном слое варьировали в пределах 0.2–0.6 мкМ, и увеличивались с глубиной до 7.6 мкМ (347 м) (рис. 9.1.7, б).

Концентрация фосфатного фосфора ($P-PO_4^{3-}$) в водной толще была очень низкая, но возрастала в зоне пикноклина и в придонных горизонтах (рис. 9.1.4, г; 9.1.5, г; 9.1.6, в; 9.1.7 в). На I–IV разрезах она варьировала от 0.03 до 0.3 мкМ в поверхностном слое, достигая 0.9 мкМ у дна.

Концентрации нитритного азота ($N-NO_2^-$) по всей водной толще были очень низкие и изменялись от аналитического нуля в поверхностном слое (северная часть разреза I и разрез III) до 0.7 мкМ (ст. 5568, глубина 155 м, разрез IV вблизи Новой Земли) (рис. 9.1.4, д; 9.1.5, д; 9.1.6, г; 9.1.7, г).

Концентрация азота нитратов ($N-NO_3^-$) изменялась в поверхностном слое от аналитического нуля до 2.85 мкМ (северная часть разреза II) и возрастала в слое пикноклина и в придонном слое на всех четырех разрезах и наиболее заметно (до 16.2 мкМ,

ст. 5562, 462 м) в районе Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) (рис. 9.1.4, е; 9.1.5, е; 9.1.6, д; 9.1.7, д).

Концентрации аммонийного азота ($N-NH_4^+$) в поверхностном слое изменялись от 0.4 до 1.0 мкМ. В основном, концентрации увеличивались с глубиной и в некоторых случаях достигали 3–4 мкМ. На II разрезе значения в поверхностном слое составляли 0.5–0.8 мкМ, у дна – 0.6–1.4 мкМ, в слое 40–60 м максимальные значения были 1.4–1.6 мкМ. На III разрезе значения в поверхностном слое составили 0.4–0.6 мкМ, у дна – 0.4–2.7 мкМ, а в промежуточном слое воды – 0.9–2.6 мкМ. На IV разрезе концентрации аммонийного азота в поверхностном слое были 0.4–0.9 мкМ, у дна – 0.7–3.9 мкМ, с повышенными значениями в слое 50–61 м до 2.8 мкМ на ст. 5570. Максимальные отмеченные концентрации в придонном слое составили 3.9 мкМ (разрез I, ст. 5549, глубина 173 м) и на станции у Новой Земли – 3.85 мкМ (разрез IV, ст. 5568, глубина 155 м) (рис. 9.1.4, ж; 9.1.5, ж; 9.1.6, е; 9.1.7, е).

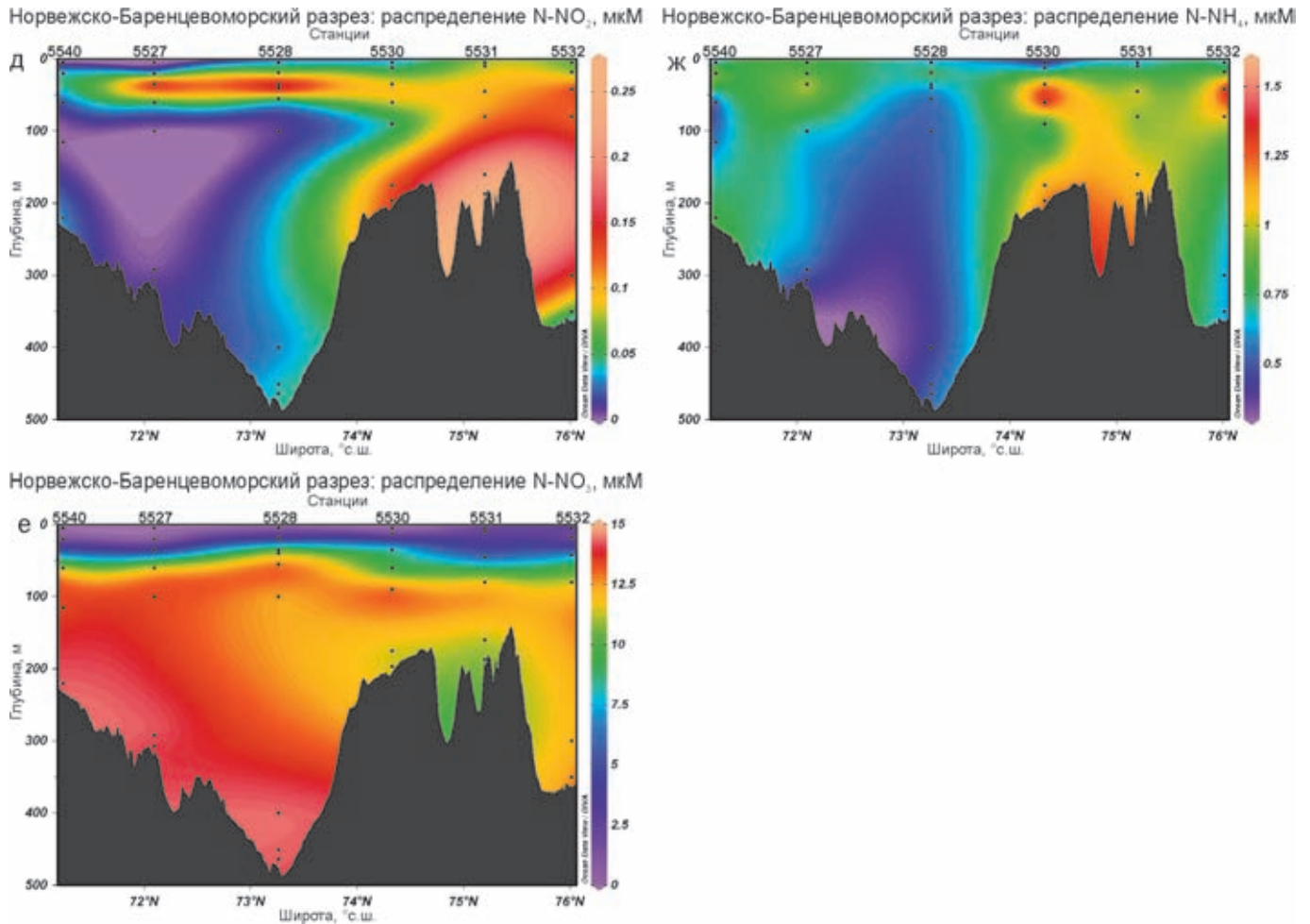


Рис. 9.1.5.

Таким образом, насыщение водной толщи растворенным кислородом до дна характерно на всей акватории Баренцева и восточных районов Норвежского моря. Материковый сток приносит стойкое к микробному разложению ОВ, что не способствует образованию биогенных элементов. Малые концентрации биогенных элементов в деятельном слое могут лимитировать развитие фитопланктона.

Взвесь

Поставка седиментационного материала в Баренцево море осуществляется, главным образом, припайными льдами, выводными ледниками, снегом, волновой и термической абразией берегов и отложений дна, эоловым переносом, синтезом органического вещества планктонным, бентосным и микробным сообществами. Органический углерод ($C_{\text{орг}}$) каждой составляющей седиментационного стока имеет свой характерный изотопный состав, что традиционно используется при разделении автохтонного и аллохтонного ОВ.

В 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» сбор взвеси проводился на тех же четырех разрезах, на которых определялись концентрации биогенных элементов в водной толще. В сентябре–октябре 1998 г. концентрация $C_{\text{орг}}$ взвеси в водной толще изменялась от 0.076 до 0.513 мг/л [Агатова, Лапина, 2001]. Концентрация взвеси во льдах колебалась в пределах 2–3 мг·л⁻¹, а содержание $C_{\text{орг}}$ во взвеси составляло 0.5–2.5% на сухой вес [Романкевич, Ветров, 2001]. Согласно измерениям в августе 2017 г. концентрация $C_{\text{орг}}$ взвеси варьировала в пределах от 0.05 до 0.48 мг/л (табл. 9.1.2).

Концентрация и поток эолового материала во льдах полярных областей варьируют от 0.36 до 27 мг/кг и от 3.3 до 14 мкг/см²/год соответственно [Шевченко и др., 2001].

18 лет назад (14 рейс НЭС «Академик Федоров») проводились работы по установлению природы $C_{\text{орг}}$ заключенного в эоловом материале – одном из главных составляющих потоков ОВ изо льдов и снега. Был изучен изотопный состав $C_{\text{орг}}$ во взвеси водной

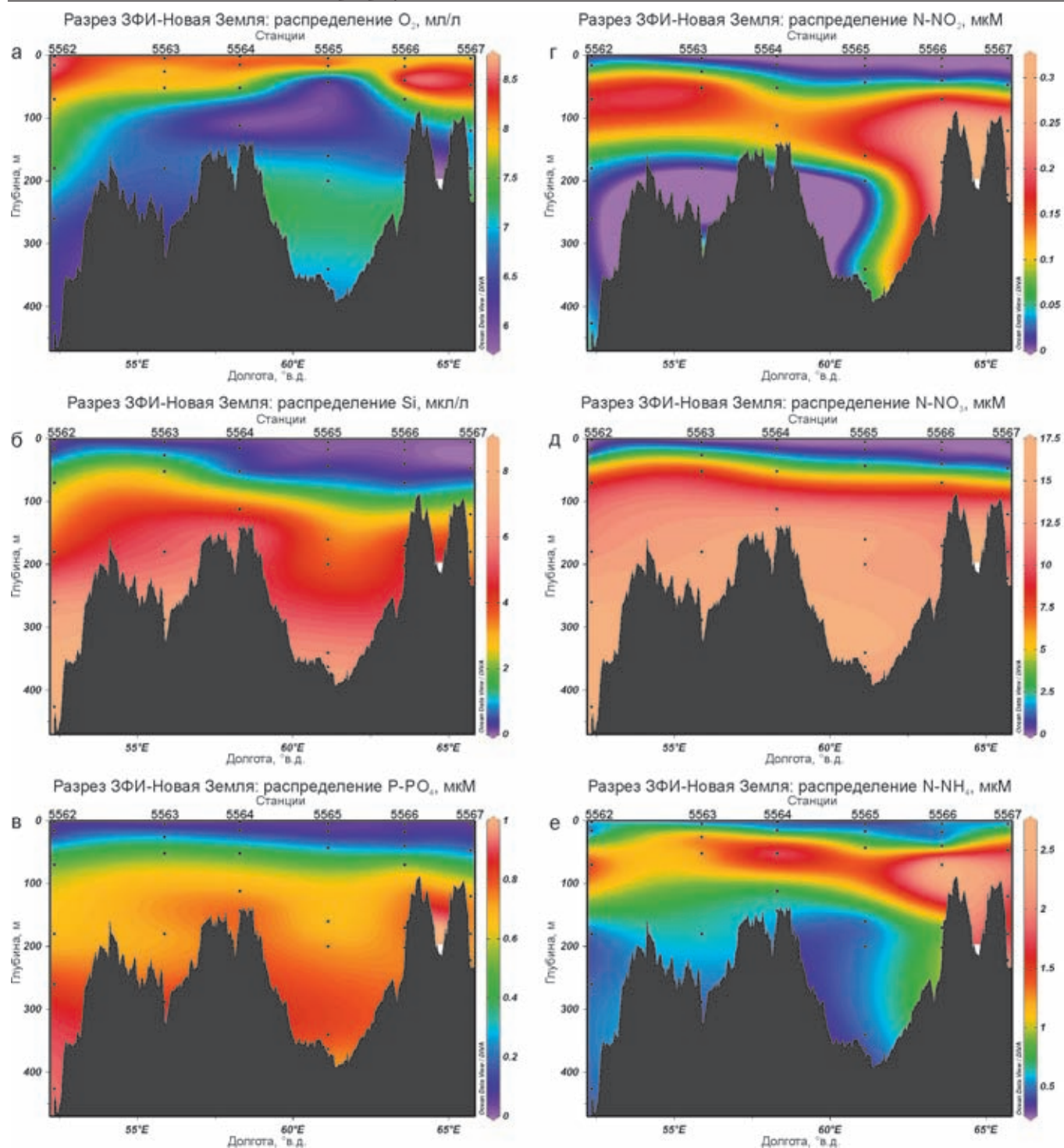


Рис. 9.1.6. Примеры распределения в водной толще концентраций кислорода (а) и биогенных элементов: Si (б), $P-PO_4^{3-}$ (в), $N-NO_2^-$ (г), $N-NO_3^-$ (д), $N-NH_4^+$ (е) на разрезе Земля Франца-Иосифа – Новая Земля. Карты построены с помощью программного продукта ODV [Schlitzer, 2020]

толщи, в колонках льда и в снежниках Баренцева моря (табл. 9.1.3). Было установлено, что $C_{\text{орг}}$ взвеси поверхностного слоя водной толщи вне зоны льдов ($\delta^{13}C-C_{\text{орг}}$ взвеси = $-23,6...-24,5\%$) изотопно-тяжелее, чем $C_{\text{орг}}$ взвеси из льда и снега ($-24,9...-27,5\%$), и только в период массового цветения диатомовых

$\delta^{13}C-C_{\text{орг}}$ взвесь во льду обогащается тяжелым изотопом ($\delta^{13}C_{\text{орг}} = -22,5...-23,8\%$ [Rau et al., 1997; Саввичев и др., 2001; Шевченко и др., 2001; Мельников, 1989; Кодина и др., 2001]).

В летне-осенний период (август, сентябрь) в снежниках и на поверхности льда развиваются пресновод-

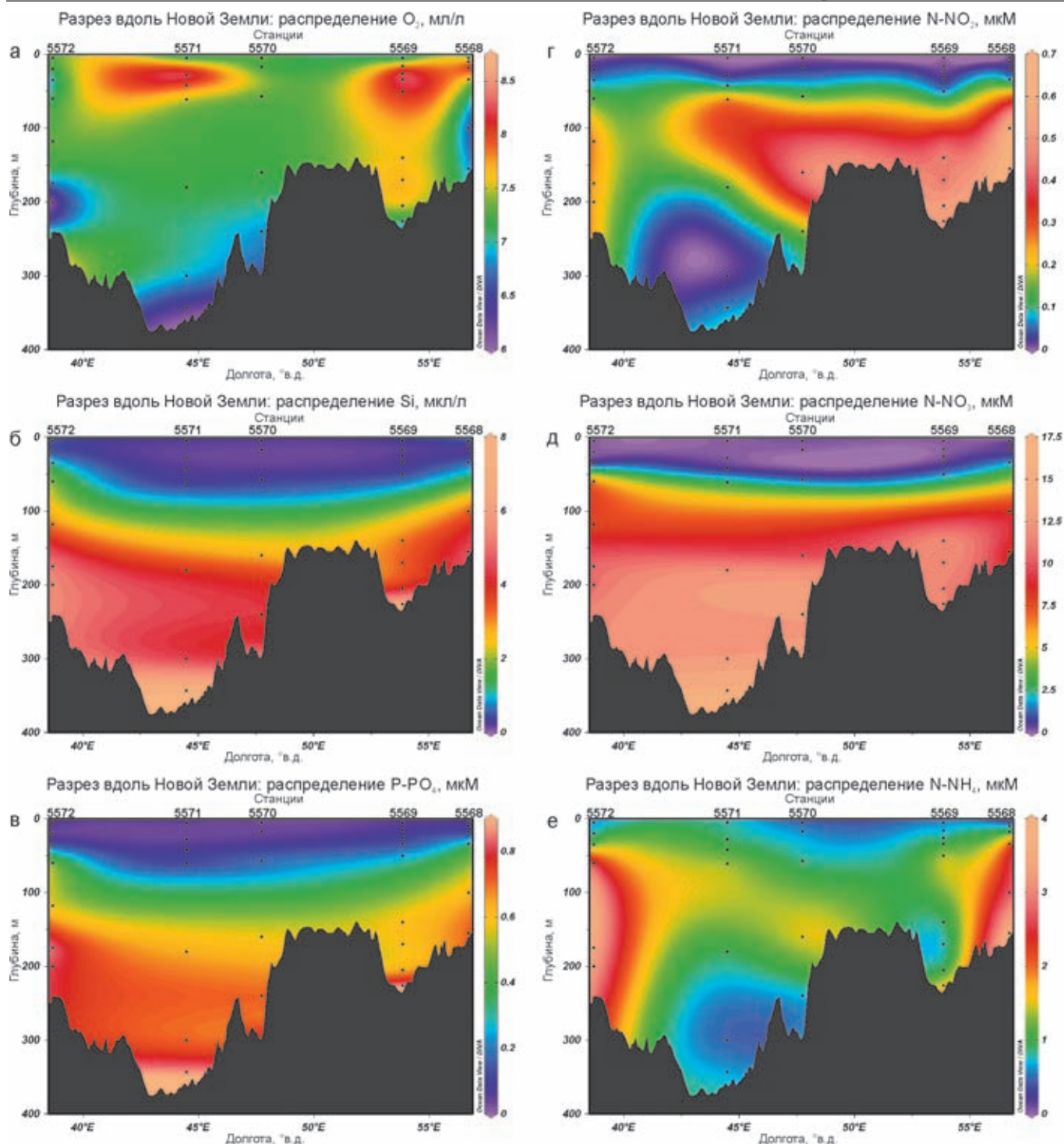


Рис. 9.1.7. Примеры распределения в водной толще концентраций кислорода (а) и биогенных элементов: Si (б), $P-PO_4^{3-}$ (в), $N-NO_2^-$ (г), $N-NO_3^-$ (д), $N-NH_4^+$ (е) на разрезе вдоль архипелага Новая Земля.

Карты построены с помощью программного продукта ODV [Schlitzer, 2020]

ные зеленые водоросли ($\delta^{13}C-C_{org} = -25.5...-22.5\%$), а на нижней поверхности льда – морские диатомовые ($\delta^{13}C-C_{org} = -23.8...-25\%$) [Кодина и др., 2001; Мельников, 1989; Саввичев и др., 2001; Шевченко и др., 2001] (табл. 9.1.3).

Кокколитофориды во взвеси. В августе 2017 г. (68

рейс НИС «АМК») был исследован изотопный состав взвеси в период цветения кокколитофорид и в другое время (табл. 9.1.2, см. раздел 8.1). $\delta^{13}C-C_{org}$ в поверхностном слое воды колебались от -25.7 до -25.8% (ст. 5548, 5578, 5581), а на ст. 5579 и 5580, где цветение не наблюдалось, $\delta^{13}C-C_{org} = -27.6...-27.2\%$, т. е. в

период цветения кокколитофорид изотопный состав взвеси утяжелялся (обогащался ^{13}C). На границе с донными осадками величины $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси (пробы из МК) изменялись от -24.9 до -28.3‰ , а на горизонте 17 и 22 м $\delta^{13}\text{C}$ составляли -27‰ (табл. 9.1.3).

Таким образом, легкий изотопный состав $\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси имеет аллохтонное происхождение, а тяже-

лый изотопный состав свойственен $\text{C}_{\text{орг}}$ планктона (кокколитофорид) особенно во время цветения.

Следует отметить, что в составе $\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси содержится очень немного свежего ОВ планктоногенного происхождения из-за нехватки биогенных элементов, образующихся при разложении аллохтонного органического вещества.

Таблица 9.1.2. Концентрация взвеси, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{C}_{\text{карб}}$ и изотопный состав углерода взвеси в поверхностном (5 м), придонном (2–5 м от дна) и наддонном (30–50 см от дна) слоях водной толщи Баренцева и Норвежского морей (по материалам 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»)

Станция глубина, м	Координаты, с. ш. в. д. / з. д.	Горизонт, м	Взвесь, мг/л	$\text{C}_{\text{орг}}$, %	$\text{C}_{\text{карб}}$, %	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$, ‰	Район
Юг Баренцева моря (район кокколитофоридного цветения)							
5548 312	73°54.97' 33°51.51'	5	0.76	29.7	1.5	-25.86	Центральная возвышенность
		308	0.23	10.4	3.5	-27.97	
		НВ	13.2	3.20	0.6	-24.91	
5578 235	71°34.04' 34°00.03'	5	0.66	16.4	15.9	-25.81	Демидовская возвышенность
		17	1.49	7.3	16.2	-	
5579 240	70°13.36' 33°40.42'	5	1.23	10.4	11.6	-27.60	Рыбачье плато
		17	1.49	7.3	16.1	-26.99	
		НВ	17.78	1.7	1.11	-24.48	
5580 165	70°12.89' 35°31.18'	22	2.71	6.2	13.1	-27.21	Мурманская возвышенность
		46				-28,26	
5581 50	70°30.48' 42°25.93'	5	1.33	8.0	2.3	-25.74	Южно-Каннинское плато
		22	1.01	8.9	6.1	-27.09	
		46	0.16	19.6	3.4	-28.26	
Северная часть Норвежского моря							
5516A 560	71°17.87' -05°46.38'	527	0.07	5.8	-	-22.9	гидротермальное поле вблизи о. Ян-Майен
		549	0.05	6.9	2.0	-20.4	
		556	0.06	19.7	6.7	-	
5518 1981	71°50.98' -02°28.11'	5	0.26	24.9	0.4	-27.9	хребет Мона
		25	0.23	29.9	0.4	-30.4	
		1930	0.09	3.20	-	-23,1	
5519 1681	71°27.77' -01°24.12'	5	0.25	19.7	0.8	-24,5	хребет Мона
		23	0.29	14.6	5.3	-22,3	
		1678	0.08	3.4	2.7	-22,1	
		НВ	2681	1.0	8.1	-25,3	
5521 2991	71°28.73' 02°11.52'	5	0.36	12.8	15.0	-27,4	Лофотенская котловина
		2925	0.09	2.3	4.0	-30,6	
		НВ	15.48	1.7	8.2	-26,4	
5523 2502	71°43.98' 09°27.61'	5	0.60	19.8	22.6	-27.9	Лофотенская котловина
		25	0.37	17.8	18.2	-25.9	
5525 1254	72°00.24' 14°43.31'	5	0.4	22.6	16.4	-27.2	Грязевой вулкан Хаакон Мосби
		1204	0.08	2.8	4.5	-27.1	

Примечание. НВ – наддонная вода из мультиторера.

Таблица 9.1.3. Концентрация взвеси, $C_{\text{орг}}$ и $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ взвеси в образцах снега, морского льда и в водной толще к северу от 78° до 82° с. ш.

Пробы снега, льда, № станции, глубина, м	Концентрация взвеси, мг/л	$C_{\text{орг}}$, мкг·С/л	$\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$, ‰
Образцы снега			
Снег 1	2.6	49	-25.4
Снег 2	2.8	41	-24.7
Снег 3	4.3	55	-25.8
Образцы льда			
Лед 1 верх	9.0	220	-24.5
Лед 1 низ	4.5	290	-23.8
Лед 3 верх	4.0	189	-24.6
Лед 3 низ	3.4	310	-24.1
Образцы водной толщи			
Ст. 1, 130	1.45	66	-24.9
Ст. 2, 100	1.05	54	-23.2
Ст. 2, подледн.	2.00	160	-22.6
Ст. 2, 400	0.90	35	-24.6
Ст. 5 100	1.21	54	-24.7
Ст. 5, 1050	1.41	90	-21.9
Ст. 6, 25	1.40	60	-23.3
Ст. 6, 50	1.49	50	-24.3
Ст. 6, 175	1.53	50	-24.9
Ст. 8, 15	1.00	69	-23.2
Ст. 8, 100	1.02	57	-23.8
Ст. 8, 150	1.05	49	-23.4
Ст. 10, 25	1.09	77	-24.7
Ст. 10, 90	1.11	97	-25.3
Ст. 10, 250	1.28	71	-25.5
Ст. 12, поверхность	1.03	109	-24.3
Ст. 12, придонный	1.13	97	-24.9
Ст. 15 поверхность	1.69	60	-25.5
Ст. 15, 100	1.19	103	-25.6
Ст. 15, 310	1.20	81	-24.1

Осадки

Позднечетвертичные осадки Баренцева моря имеют оливково-коричневый или серый цвет. Это окисленные терригенные сильно биотурбированные разномерные осадки подводных поднятий и тонкодисперсные осадки в депрессиях желобов нередко с крупными обломками материала ледового разноса (см. раздел 9.7), с невысоким содержанием ОВ (обыч-

но 1–3%). В поверхностном слое глубоководных (>1000 м) осадков вблизи срединных хребтов в Норвежском море количество $C_{\text{орг}}$ варьирует от 0.21 до 1.12%, а в собственно баренцевоморских отложениях от 0.55 до 2.88% (табл. 9.1.4). Наши исследования затрагивают зону контакта водной толщи и отложений дна в интервале от +50 см до -30 см (при опробовании мультиторером).

Таблица 9.1.4. Солевой состав иловых вод, а также содержание и изотопный состав углерода осадков (68 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», 27 июня – 18 августа 2017 г.)

№ станции глубина, м	Гори- зонг, см	Alk, мм	SO ₄ ²⁻ , мм	Cl ⁻ , мм	Ca ²⁺ , мкМ	Mg ²⁺ , мкМ	Si, мкМ	P-PO ₄ ³⁻ , мкМ	N-NO ₂ ⁻ , мкМ	N-NO ₃ ⁻ , мкМ	C _{опт} ³ , %	C _{карб} ³ , %	δ ¹³ C-C _{опт} ³ , ‰	δ ¹³ C-C _{карб} , ‰
иловая вода/НВ – вода														
5517 552	НВ	2.7	24.2	321	6.84	36.42	11.3	0.94	0.08	16.5	1.19	2.77		
	0-1	2.7	28.7	517	11.02	-	141	1.99	0.46	30.9	0.65	2.49	-20.0	+1.83
	1-3	2.7	28.7	527	-	-	255	2.94	0.11	36.9	0.63	2.23	-19.6	+1.46
	3-6	2.6	27.4	535	-	-	271	3.89	0.07	43.4	0.48	1.75	-19.0	+3.09
	6-10	2.7	26.6	441	-	-	291	4.74	0.11	25.8	0.31	1.93		
	10-13	2.7	28.7	537	-	-	285	5.21	0.04	28.8	0.28	1.96		
	13-24	2.8	28.1	359	-	-	285	3.32	0.15	27.3	0.28	1.50	-20.7	+3.86
5518 1981	НВ	2.5	28.5	534	-	-	10.9	0.86	0.02	15.9	2.84	3.58	-23.1	-
	0-1	2.6	27.8	-	-	-	116	2.75	1.63	57.3	0.36	4.03	-19.4	+1.90
	1-4	2.6	26.8	505	-	-	248	2.84	0.31	61.0	0.36	3.58		
	4-8	2.6	27.0	412	-	-	245	3.13	0.11	57.5	0.29	3.39		
	8-13	2.9	26.0	460	-	-	237	3.32	0.13	53.2	0.22	3.48		
	14-17	2.9	28.7	529	-	-	222	3.60	0.29	51.9	0.21	1.25	-19.7	+3.24
	5519 1681	НВ	2.4	27.0	455	-	-	10.9	0.86	0.03	17.7	1.04	8.08	-25.3
5521 2991	НВ	2.5	28.0	303	6.15	-	12.7	0.85	0.05	16.9	2.84	0.74	-26.4	-
	0-1	-	27.4	521	9.78	-	90.5	1.61	0.53	40.6	0.68	7.80	-21.53	-3.13
	1-3	2.6	28.5	536	-	-	102	1.52	0.07	38.1	0.48	7.88		
	3-7	2.4	26.0	532	-	-	111	1.52	0.02	25.8	0.23	6.03		
	7-10	2.8	27.8	520	-	-	120	2.09	0.07	33.6	0.23	2.64		
	10-15	2.8	28.9	532	-	-	119	2.46	0.02	28.8	0.21	1.11		
	15-20	2.7	26.2	533	-	-	124	2.18	0.02	25.8	0.25	0.87	-24.84	-0.37
5522 2928	НВ	2.6	27.2	453	8.60	43.5	12.8	1.06	0.11	15.7	-	-	-25.9	-
	0-3	2.6	23.1	407	7.50	40.7	98	1.61	0.31	24.4	0.48	5.53	-21.53	-0.75
	3-8	2.8	25.5	398	7.50	39.6	184	2.56	0.04	40.6	0.51	5.01		
	8-15	2.5	27.6	331	6.63	32.2	212	2.94	0.09	31.2	0.25	1.71		
	15-23	2.9	26.6	480	9.05	47.1	205	3.13	0.11	19.1	0.30	1.74	-22.62	-3.28

№ станции глубина, м	Гори- зонт, см	Алк, мм	SO ₄ ²⁻ , мм	Cl ⁻ , мм	Ca ²⁺ , мкМ	Mg ²⁺ , мкМ	Si, мкМ	P-PO ₄ ³⁻ , мкМ	N-NO ₂ ⁻ , мкМ	N-NO ₃ ⁻ , мкМ	C _{орг} ^а , %	C _{карб} ^а , %	δ ¹³ C-C _{орг} ^а , ‰	δ ¹³ C-C _{карб} , ‰
5523 2502	НВ	2.6	28.4	493	9.34	50.2	12.8	1.21	0.16	17.0	1.17	2.07	-	-
	0-1	-	27.5	531	9.75	53.6	105	1.99	0.18	27.3	0.55	4.62	-24.1	+2.39
	1-3	2.6	22.9	353	-	-	177	2.37	0.15	29.3	0.89	4.60	-22.7	+1.77
	3-5	2.7	25.0	-	-	-	242	2.75	0.18	27.1	0.40	4.08	-24.1	+0.82
	5-19	2.8	27.8	505	-	-	276	3.51	0.22	27.2	0.39	2.92	-23.8	+1.36
	19-28	2.9	26.0	548	-	-	273	4.36	0.07	28.0	0.31	6.36	-25.8	+1.96
	НВ	2.6	22.9	173	3.34	17.42	12.1	1.10	0.07	17.0	1.32	6.46	-	-
	МК-2 0-1,5	2.7	27.4	488	9.09	48.94	98	1.9	0.29	43.3	0.72	4.91	-20.9	-3.33
	1,5-3,5	2.7	27.8	536	10.1	52.86	186	2.9	0.04	50.5	0.58	5.02	-19.7	-3.02
	3,5-7,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.24	1.16	-21.9	-1.40
5524 1992	7,5-18,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.23	0.66	-21.0	+0.37
	18-29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.30	2.83	-23.4	-1.49
	ТБД 37-43	3.4	-	-	-	-	210	-	-	-	0.63	1.33	-22.4	-1.55
	48-51	5.2	-	-	-	-	106	2.28	-	-	-	-	-	-
	58-61	-	-	-	-	-	118	3.89	-	-	-	-	-	-
	69-72	3.9	-	-	-	-	158	3.60	-	-	-	-	-	-
	157-163	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.33	1.57	-24.1	+0.02
	207-213	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.34	1.49	-22.5	-3.63
	267-273	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.29	1.70	-22.5	-4.28
	НВ	2.7	24.4	270	5.13	28.17	15.8	0.04	0.31	14.8	1.81	1.22	-	-
5525 1254	0-1,5	9.3	22.3	516	9.28	42.2	307	2.7	0.07	14.9	0.82	0.69	-23.5	+2.13
	1,5-6,5	15.9	11.8	188	2.76	11.52	477	1.2	0.04	8.2	0.53	0.63	-21.6	-3.57
	6,5-14,5	22.7	5.95	418	2.52	12.68	569	1.8	0.04	8.4	0.60	0.62	-20.3	-3.10
	14,5- 19,5	24.9	0.43	418	1.50	9.06	650	2.0	0.07	8.2	0.59	0.60	-23.7	-2.76
	19,5- 27,5	27.4	1.28	384	-	-	642	2.9	0.11	5.4	0.31	0.89	-25.1	+0.58

№ станции глубина, м	Гори- зонг, см	Alk, мМ	SO ₄ ²⁻ , мМ	Cl ⁻ , мМ	Ca ²⁺ , мкМ	Mg ²⁺ , мкМ	Si, мкМ	P-PO ₄ ³⁻ , мкМ	N-NO ₂ ⁻ , мкМ	N-NO ₃ ⁻ , мкМ	C _{орг} ^г , %	C _{карб} ^г , %	δ ¹³ C-C _{орг} ^г , ‰	δ ¹³ C-C _{карб} , ‰
5531 190	НВ	2.5	26.6	453	8.41	46.96	4.2	0.64	0.27	11.2	8.62	-	-	-
	0-1	2.9	-	-	-	-	183	5.1	0.59	3.5	1.12	2.97	-25.9	+1.54
	2-4	-	-	-	-	-	121	2.5	0.34	1.0	0.99	1.36	-27.7	-2.36
5533 1678	НВ	2.5	25.9	469	8.90	48.24	11.7	0.81	0.00	16.8	1.04	4.11	-26.0	-
	0-1	2.6	27.8	534	-	-	247	6.2	0.20	33.8	0.53	3.62	-24.9	+0.11
	1-4	2.8	25.9	376	6.54	37.52	228	4.6	0.15	34.2	0.44	3.65	-	-
	12-17	3.0	28.6	538	-	-	147	3.1	0.07	50.4	0.20	1.23	-26.2	-1.16
	22,5- 26,5	3.1	28.6	543	-	-	86	2.1	0.26	17.4	0.15	0.50	-25.9	-3.06
5535 2110	ДЧ 0-1	2.5	28.0	-	-	-	156	2.18	0.22	30.6	0.40	5.64	-24.4	-3.87
	5-10	2.6	27.4	540	10.1	52.3	192	3.13	0.15	32.5	0.41	4.92	-25.4	-5.20
5536 2135	ТБД 21-28	2.8	27.0	542	10.2	-	150	3.13	0.18	34.1	0.13	1.56	-27.2	-3.71
	113-116	3.0	26.9	-	-	-	139	3.03	0.22	25.0	0.13	0.25	-28.7	+1.46
	199-208	3.0	26.3	519	10.1	-	124	3.60	5.74	6.9	0.18	2.27	-26.5	+0.25
	298-306	3.0	-	-	-	-	162	4.55	0.88	1.8	0.06	1.23	-25.4	+0.77
	414-423	3.0	-	-	-	-	101	1.80	0.24	1.1	0.41	0.50	-27.9	+1.62
5542 489	НВ	2.5	-	279	6.02	30.66	5.7	0.79	0.22	12.8	2.65	1.25	-32.7	-
	0-1,5	2.8	22.3	-	-	-	154	2.8	0.24	26.4	1.21	0.58	-23.1	-
	1,5-4	2.8	26.8	464	9.10	45.49	177	3.2	0.15	1.2	1.61	0.23	-26.2	-
	7-11	3.3	-	-	-	-	144	2.7	0.13	1.2	1.50	0.32	-	-
	16-20	3.6	27.4	-	-	-	150	3.4	0.18	1.2	1.19	0.41	-24.9	-
5550 350	ДЧ 0-1	2.5	-	-	-	-	161	2.65	0.24	5.6	2.19	0.27	-23.6	-
	1-5	2.9	-	-	-	-	123	3.89	0.46	8.1	2.20	0.11	-	-
	7-11	3.0	-	-	-	-	64	3.22	0.22	2.8	2.18	0.23	-	-
	12-15	2.7	-	-	-	-	57	3.22	0.21	2.7	1.89	0.30	-23.0	-
	НВ	2.5	25.9	409	-	-	5.0	0.70	0.09	12.8	3.68	2.45	-26.4	-
5555 192	МК наиллок	2.4	27.8	384	-	-	90	2.3	0.18	28.8	1.54	0.49	-27.7	-
	0-1	2.7	27.9	316	-	-	121	2.0	0.18	25.6	1.55	0.33	-30.4	-
	3-6	2.7	28.0	-	-	-	127	2.4	0.24	4.2	1.38	0.29	-	-

Продолжение таблицы 9.1.4

№ станции глубина, м	Гори- зонг, см	Alk, мМ	SO ₄ ²⁻ , мМ	Cl ⁻ , мМ	Ca ²⁺ , мкМ	Mg ²⁺ , мкМ	Si, мкМ	P-PO ₄ ³⁻ , мкМ	N-NO ₂ ⁻ , мкМ	N-NO ₃ ⁻ , мкМ	C _{орг} ^р , %	C _{карб} ^р , %	δ ¹³ C-C _{орг} ^р , ‰	δ ¹³ C-C _{карб} , ‰
557 365	7-12	3.0	27.9	530	-	-	74	4.6	0.29	1.2	1.44	0.07	-	-
	12-17	2.9	28.7	534	-	-	64	6.3	0.31	4.1	1.39	0.11	-	-
	17-22	3.0	23.8	493	-	-	76	1.5	0.35	4.0	1.30	0.30	-	-
	22-25	2.8	22.0	370	-	-	99	1.1	0.09	2.8	1.25	0.35	-28.9	-
	НВ	2.6	24.0	379	-	-	7.8	0.27	0.06	14.8	-	-	-28.8	-
	МК наилок	2.5	28.1	-	-	-	108	0.4	0.18	10.0	1.90	0.41	-25.7	-
	0-1	2.5	27.2	533	-	-	138	0.5	0.24	31.0	1.70	0.41	-25.2	-
	1-2	3.0	29.1	-	-	-	152	0.6	0.37	4.0	1.60	0.46	-	-
	2-4	3.0	28.0	534	-	-	131	1.0	0.11	9.9	1.68	0.17	-	-
	5-10	3.6	27.4	-	-	-	139	1.2	0.13	4.3	1.44	0.21	-	-
11-16	3.4	28.0	490	-	-	96	0.6	0.11	2.8	1.38	0.11	-	-	
16-22	3.4	27.9	539	-	-	111	0.5	0.09	2.8	1.31	0.19	-	-	
22-26	3.1	27.8	536	-	-	105	0.4	0.13	13.2	1.40	0.10	-27.2	-	
НВ	2.5	22.3	366	-	7.32	37.73	8.6	0.84	0.06	14.3	1.85	1.19	-25.8	-
наилок	2.6	27.8	301	-	6.36	30.04	177	2.7	0.68	8.2	1.73	0.59	-25.8	-
0-1	2.6	27.6	528	-	9.96	52.78	172	3.3	0.29	4.0	1.52	0.46	-29.1	-
1-2	3.0	27.4	451	-	8.11	44.90	128	2.1	0.15	4.3	1.49	0.28	-27.0	-
2-4	2.9	27.1	531	-	9.52	51.66	87	2.1	0.15	2.7	1.27	0.31	-27.2	-
6-11	3.0	27.7	539	-	9.62	52.29	101	1.9	0.13	2.8	1.30	0.30	-30.3	-
13-15	3.0	27.6	-	-	-	-	58	1.7	0.22	1.2	1.30	0.13	-27.7	-
15-18	3.0	27.4	503	-	8.80	47.36	73	2.1	0.11	1.3	1.18	0.230	-28.7	-
18-23	3.0	27.4	534	-	9.66	-	80	2.4	0.15	2.8	1.18	0.23	-29.2	-
ТБД 71-79	3.1	27.8	-	-	-	-	82	0.66	0.11	4.2	1.06	0.27	-26.0	-
115-122	2.8	26.9	-	-	-	-	113	1.99	0.09	1.4	1.66	0.26	-27.7	-
160-166	2.9	26.8	533	-	9.68	-	95	0.85	0.13	2.0	1.53	0.25	-29.3	-
252-258	3.1	25.7	-	-	-	-	85	0.38	0.09	4.2	1.37	0.49	-27.2	-
303-307	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.22	0.37	-27.6	-
5560 349														

№ станции глубина, м	Гори- зонг, см	Alk, мм	SO ₄ ²⁻ , мм	Cl ⁻ , мм	Ca ²⁺ , мкМ	Mg ²⁺ , мкМ	Si, мкМ	P-PO ₄ ³⁻ , мкМ	N-NO ₂ ⁻ , мкМ	N-NO ₃ ⁻ , мкМ	C _{орг} ² , %	C _{карб} ² , %	δ ¹³ C-C _{карб} , ‰
5561 340	ДЧ 0-2	2.4	28.2	373	7.42	35.15	147	3.03	1.01	9.4	1.07	0.40	-28.5
	2-5	3.0	28.2	523	9.96	50.13	122	4.08	0.13	4.2	0.98	0.22	-
	5-15	3.2	28.6	538	10.13	59.96	113	3.22	0.09	2.8	1.03	0.08	-27.7
	НВ	2.9	28.3	470	9.10	-	7.4	0.85	0.49	11.1	1.90	0.76	-
	МК наилок	2.4	27.5	500	-	-	108	3.2	0.40	30.8	2.39	0.40	-26.3
5569 230	0-1.5	2.8	-	-	-	-	154	3.3	0.37	8.3	2.38	0.34	-29.8
	1.5-4.5	2.8	27.5	529	-	-	221	2.5	0.15	4.1	2.29	0.38	-
	4.5-7	2.8	27.0	524	-	-	197	3.1	1.69	10.2	2.09	0.37	-
	7-15	2.8	26.7	535	-	-	130	1.7	0.97	6.3	2.08	0.30	-
	20-25	2.6	26.0	545	-	-	75	1.6	0.20	2.7	2.12	0.28	-27.3
	НВ	2.6	-	535	-	-	6.4	0.29	0.09	14.9	2.58	1.68	-
5570 317	МК наилок	2.3	-	535	-	-	163	3.0	0.73	12.6	2.88	0.38	-22.8
	0-1	3.0	27.9	535	9.67	-	189	1.9	1.14	11.9	2.56	0.46	-23.1
	1-3	2.6	27.3	537	-	-	159	2.1	0.33	6.8	2.76	0.19	-
	3-7	3.0	28.1	537	-	-	68	0.8	0.31	7.1	2.57	0.28	-
	9-14	3.0	27.4	542	-	-	60	0.4	0.31	4.0	2.57	0.13	-
	15-20	2.8	27.2	543	-	-	97	1.3	0.20	4.1	2.14	0.48	-
	20-25	3.5	27.2	543	-	-	145	9.6	0.20	5.7	2.36	0.24	-23.5
5572 246	НВ	2.4	26.6	332	9.7	-	6.3	0.75	0.25	11.6	4.38	1.56	-
	наилок	2.5	28.1	-	-	-	180	4.5	0.84	17.0	1.80	1.17	-28.0
	0-1	2.6	27.3	534	-	-	221	4.3	0.46	2.4	1.76	1.04	-30.5
	1-3	2.6	27.6	539	-	-	182	4.9	0.35	3.9	2.73	0.49	-28.9
	4-7	2.6	27.8	526	-	-	134	4.7	0.24	2.7	2.36	0.23	-
	9-16	2.8	27.3	539	-	-	81	7.5	0.29	3.3	2.42	0.24	-
19-24	2.8	27.5	540	-	-	106	3.2	0.18	2.7	1.93	0.44	-26.1	

Продолжение таблицы 9.1.4

№ станции глубина, м	Гори- зонг, см	Алк, мМ	SO ₄ ²⁻ , мМ	Cl ⁻ , мМ	Ca ²⁺ , мкМ	Mg ²⁺ , мкМ	Si, мкМ	P-PO ₄ ³⁻ , мкМ	N-NO ₂ ⁻ , мкМ	N-NO ₃ ⁻ , мкМ	C _{орг} ^п , %	C _{карб} ^п , %	δ ¹³ C-C _{орг} ^п , ‰	δ ¹³ C-C _{карб} , ‰
5573 345	НВ	3.0	27.3	329	6.58	-	7.0	0.69	0.15	11.5	2.90	1.04	-	-
	наиллок	2.6	28.2	546	-	-	166	3.1	0.26	32.4	1.36	0.84	-28.6	-
	0-1	2.8	27.3	517	-	-	179	3.7	0.68	22.5	1.26	0.66	-30.6	-
	1-5	2.8	27.6	483	8.96	-	126	4.7	0.18	2.0	1.24	0.51	-	-
	15-20	3.0	27.2	508	-	-	84	2.5	0.15	5.8	0.89	0.28	-	-
	20-25	3.1	27.6	544	-	-	122	2.4	0.13	3.5	0.98	0.15	-30.7	-
	НВ	2.5	28.5	490	-	-	4.1	0.54	0.01	12.0	1.72	1.11	-24.5	-
	МК наиллок	2.5	27.8	-	-	-	102	3.1	0.26	63.6	0.55	0.39	-29.5	-
	0-1	2.7	28.0	530	-	-	137	4.4	2.51	25.0	0.34	0.56	-29.6	-
	1-2	2.9	27.6	530	-	-	207	6.6	0.24	3.3	0.75	0.44	-30.9	-
5579 240	2-5	2.9	27.6	535	-	-	156	5.7	0.22	4.2	0.45	0.38	-30.2	-
	5-8	3.3	27.9	538	-	-	139	6.0	0.20	4.2	0.48	0.28	-	-
	13-17	3.3	27.9	435	-	-	122	7.0	0.15	3.4	0.34	0.31	-	-
	17-20	3.3	27.8	358	-	-	130	5.5	0.13	3.6	0.37	0.24	-27.7	-

Солевой состав иловых вод и изотопный состав $C_{орг}$ в осадках

Солевой состав иловых вод Баренцева моря изучен недостаточно. Результаты анализа иловых вод содержатся в нескольких работах [Кленова, 1948; Горшкова, 1960; Павлова, 1988; Богданов и др., 2001; Леин и др., 2008]. Сравнение данных литературы с теми, что получены нами в 67, 68 и 75 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш», не вполне корректно. В работах прошлых лет не анализировался состав иловых вод в зоне контакта наддонная вода – наилкок – поверхностные осадки.

Опресненность современного Баренцева моря из-за потепления в Арктическом регионе в 2016 и 2017 гг. установлена с помощью определения концентрации элемента-индикатора в пробах из МК с ненарушенным контактом триады «наддонная вода (30–50 см от дна) → наилкок (0–1–3 см) → иловые воды поверхностных осадков (до 30 см)» (табл. 9.1.4). Выделение иловых вод проводили методом центрифугирования.

Осадки Баренцева моря отлагаются, в основном, на центральной равнине и в желобах. На поверхности банок и других возвышенностей дна осадки не накапливаются, поскольку сносятся сильными придонными течениями.

Солевой состав иловых вод изучен на 26 станциях Баренцева моря, из них на семи станциях на профиле Кольский полуостров – архипелаг Шпицберген (глубина 1678–2928 м), на четырех станциях в западной области моря (глубина 350–489 м) и на восьми станциях в восточной области моря (глубина 230–365 м), включая район архипелагов Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, и у берегов Кольского полуострова (табл. 9.1.4, 9.1.5). Отбор проб осуществляли мультикорером (МК), реже дночерпателем (ДЧ) и трубкой большого диаметра (ТБД). Во всех пробах ДЧ и ТБД, кроме образцов, полученных МК, отсутствует реальный поверхностный слой. Наиболее явные отличия химического состава иловых вод Баренцева моря от океанических сводятся к изменению концентрации ионов: Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Si , PO_4^{3-} , NO_2^- , NO_3^- , NH_4^+ и величины щелочности (Alk) (табл. 9.1.4, 9.1.5).

Хлор-ион (Cl^-). Выбор Cl^- для изучения изменения солёности иловой воды баренцевоморских осадков в связи с массовым таянием льдов в 2000-х годах объясняется особыми свойствами этого элемента-индикатора [Бруевич, 1978; Шишкина, 1972]. Cl^- мало изменяется во времени, не является сорбентом, не образует нерастворимых соединений, устойчив при изменении окислительно-восстановительных условий в процессах диагенеза ввиду его большого ион-

ного радиуса 0.181 нм и отрицательного заряда. Установлено, что чем ниже концентрация Cl^- , тем выше опресненность воды.

На плато Виктории в Северо-Баренцевской области к северу от Полярного фронта (недалеко от границы с Северо-Баренцево-Карской областью, ст. 5555) концентрация Cl^- -иона в наддонной воде из МК составила 508 мМ и в наилке 389 мМ (табл. 9.1.4). Эта акватория моря находится под преобладающим влиянием баренцевоморской водной массы, содержащей трансформированные атлантические и арктические воды [Laukert et al., 2019].

Значение $\delta^{13}C-C_{орг}$ из наилка (-27.7%) свидетельствует о преобладании аллохтонного органического вещества (ОВ).

На юго-западе от Земли Франца-Иосифа в желобе Альбанова (Северо-Баренцевоморская область, ст. 5560) наддонная вода характеризуется низкой концентрацией Cl^- . В наилке содержится аллохтонная взвесь ($\delta^{13}C-C_{орг} = -25.8\%$), но ее меньше, чем на плато Виктории. Под наилком на горизонте 0.5–1 см концентрация значительно выше, чем в нем (536 мМ), и характерна для иловых вод Баренцева моря [Павлова, 1988; Леин и др., 2008]. Значения $\delta^{13}C_{орг}$ из колонки осадков ст. 5560 варьируют от -25.8 до -30.3% (среднее из 8 проб = -28.1%), что также свидетельствует о значительном присутствии континентального ОВ в осадках горизонта 0–23 см (табл. 9.1.4) вблизи островов Земли Франца-Иосифа.

Опресненными (по Cl^-) оказались также иловые воды осадков Западно-Новоземельского желоба (ст. 5569), находящиеся, очевидно, под влиянием теплого Новоземельского течения [Laukert et al., 2019]. Водные массы из Атлантики распространялись в западной части моря во всем исследованном диапазоне глубин от 0 до 200 м вплоть до ст. 5572 (37° в. д.), а в верхнем 50-метровом слое достигали ст. 5569 (52° в. д.). В подпикноклинном слое арктические воды распространялись во всей восточной части моря вплоть до 37° в. д. (ст. 5572) [Якубенко, Чульцова, 2019]. В наилке концентрация Cl^- меньше средней величины его концентрации (478 мМ) в поверхностных горизонтах илов Баренцева моря, а на горизонте 0.5–1.0 см концентрация Cl^- упала до 389 мМ (табл. 9.1.4). Изотопный состав $C_{орг}$ в наилке ($\delta^{13}C = -26.3\%$) свидетельствует о накоплении аллохтонного ОВ в осадках этого района моря (табл. 9.1.4).

В пробах из поверхностных слоев водной толщи вблизи Земли Франца-Иосифа и северной оконечности Новой Земли отмечено уменьшение солёности по сравнению с другими районами моря за счет талой воды арктических льдов и рост солёности от поверхности водной толщи ко дну.

В южной и юго-западной областях моря соленость в поверхностных слоях водной толщи колебалась от 34.5 до 35.0 епс, т. е. опреснение поверхностных и придонных вод не существенно, но проявлялось в центре моря и на востоке.

Слабое опреснение водной толщи в восточной части моря мало сказалось и на концентрации Cl^- в зоне современного контакта вода – донные отложения (табл. 9.1.4, 9.1.5). Глубже, в разрезе осадков наблюдалось незакономерное распределение концентрации Cl^- , которое в колонках осадков Баренцева

моря отметили еще Л.Г. Павлова [1988] и О.В. Шишкина [1972], объясняя этот факт, в первую очередь, дегляциацией в эпохи потепления и таяния льдов. Изучение колонок осадков горизонта 0–30 см позволяет судить об изменениях палеоусловий за сравнительно большой отрезок геологического времени. Концентрация Cl^- в иловой воде, составляющая в настоящее время, например, 457 мМ, могла быть значительно меньшей и приобрела свое значение в результате диффузного выравнивания концентрации.

Таблица 9.1.5. Солевой состав и биогенные элементы иловых вод (75 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», июнь 2019 г.)

№ станции глубина, м	Горизонт, см	Alk, мМ	SO_4^{2-} , мМ	Cl^- , мМ	Ca^{2+} , мкМ	Si, мкМ	P- PO_4^{3-} , мкМ	N- NO_2^- , мкМ	N- NO_3^- , мкМ
6182 242	НВ (батометр)	–	–	–	–	6.28	0.75	0.32	9.2
	НВ (МК)	–	–	–	–	6.56	0.75	0.30	9.9
	0–1 наилок	2.8	27.0	563	10.27	214	4.77	0.36	1.6
	3–5	2.8	27.4	561	10.10	155	3.26	0.15	4.9
	11–13	3.0	27.2	555	10.08	64.5	14.55	0.17	4.4
	19–21	3.2	27.6	559	10.12	134	5.02	0.04	аналит. «0»
6190 406	НВ (батометр)	2.5	24.0	448	8.39	6.51	0.74	0.14	146.7
	НВ (МК)	2.5	25.1	454	7.40	6.56	0.74	0.14	146.8
	0–1 наилок	2.6	28.3	539	10.06	128	2.51	0.30	318.0
	1–2	3.0	28.7	532	10.26	181	3.26	0.32	320.4
	5–7	3.1	29.3	556	10.16	236	4.01	0.13	101.5
	12–14	3.5	29.2	561	10.31	279	4.77	0.13	аналит. «0»
	19–21	3.5	–	547	9.70	283	4.51	0.11	аналит. «0»
6192 330	НВ (батометр)	–	23.7	427	8.14	6.22	0.60	0.09	11.1
	НВ (МК)	2.2	23.8	453	7.64	6.34	0.60	0.09	11.5
	0–1 наилок	4.1	29.1	539	10.22	131	6.52	0.35	43
	1–2	3.6	29.8	536	10.09	225	6.52	–	–
	4–6	4.6	28.7	558	10.16	247	9.03	0.13	0.5
	12–14	5.2	28.9	559	10.08	297	6.02	0.11	–
	20–22	5.3	28.7	558	10.02	252	5.52	0.13	–
6196 329	НВ (батометр)	–	25.3	517	9.27	5.88	0.64	0.04	11.3
	НВ (МК)	2.6	23.8	423	7.58	6.05	0.61	0.03	11.7
	0–1 наилок	3.1	28.9	536	10.22	129	3.5	0.58	46
	5–8	3.0	28.3	557	10.08	277	11.5	1.13	8.7
	17–19.5	3.2	28.0	559	10.11	303	10.0	0.11	2.6
	23–25	3.8	29.1	556	10.12	312	8.3	0.09	5.6
6199 287	НВ (батометр)	–	28.7	483	8.22	6.51	0.83	0.18	10.4
	НВ (МК)	2.1	24.2	356	7.02	6.91	0.79	0.17	10.6
	0–1 наилок	2.5	29.3	535	10.27	141	4.51	0.38	36

№ станции глубина, м	Горизонт, см	Alk, мМ	SO ₄ ²⁻ , мМ	Cl ⁻ , мМ	Ca ²⁺ , мкМ	Si, мкМ	P-PO ₄ ³⁻ , мкМ	N-NO ₂ ⁻ , мкМ	N-NO ₃ ⁻ , мкМ
	1–3	2.6	29.8	538	10.32	121	4.77	0.73	11.6
	8–9	2.9	29.6	555	9.92	75	8.03	0.34	–
	15–19	2.8	29.6	562	10.08	108	4.26	0.13	8.4
6203 236	НВ (батометр)	–	24.8	439	8.12	6.11	0.76	0.14	10.7
	НВ (МК)	2.9	25.0	459	8.70	6.3	0.74	0.12	10.7
	0–3.5	1.6	28.0	527	9.78	136	4.51	0.36	12.3
	6–8.5	2.8	28.0	558	10.26	184	6.52	0.21	7.1
	13–15	2.8	28.0	544	9.78	174	6.77	0.32	аналит. «0»
6205 254	НВ (батометр)	–	25.3	462	8.85	5.9	0.70	0.10	8.6
	НВ (МК)	–	28.3	512	9.83	5.76	1.07	0.11	9.5
	0–1 наилок	2.5	28.9	527	10.02	156	3.01	0.30	18.7
	5–7	2.5	28.9	550	10.20	237	4.77	0.17	аналит. «0»
	17–19	3.3	21.0	556	10.06	285	8.78	0.09	аналит. «0»
	26–30	3.8	28.3	560	9.81	282	12.3	0.09	аналит. «0»
6209 194	НВ (батометр)		25.3	414	7.54	6.2	0.84	0.21	137
	НВ (МК)	2.5	28.7	539	10.56	6.3	0.79	0.19	141
	0–1 наилок	2.7	30.0	539	10.50	201	2.76	1.64	366
	5–7.5	2.7	28.3	518	9.68	150	4.51	0.17	аналит. «0»
	16–18	3.4	28.5	527	10.02	103	14.3	0.11	аналит. «0»
	21–25	3.3	28.7	526	10.17	85	8.28	0.09	аналит. «0»
6217 240	НВ (батометр)	–	29.8	536	9.96	7.7	0.63	0.36	11.4
	НВ (МК)	2.3	25.7	457	8.06	8.2	0.68	0.36	11.3
	0–1 наилок	2.6	27.0	497	9.39	140	1.25	0.38	0.5
	1–3.5	2.5	20.6	406	7.46	157	1.00	0.38	0.8
	5–7.5	2.8	27.4	535	9.88	121	1.25	0.13	0.2
	13–15.5	2.8	30.4	555	10.36	71	1.76	0.06	1.5
	25–27.5	3.1	28.9	539	10.60	133	8.28	0.09	аналит. «0»

Примечание. НВ – наддонная вода.

Полученные в 2017 г. (68 рейс НИС «АМК») величины концентрации Cl⁻ в наддонной воде лежали в пределах от 389 до 542 мМ, т. е. весьма разнообразны. Ряд данных говорит о заметном опреснении наддонных вод по сравнению с придонными, а также о существенном участии пресных вод в составе иловых вод наилка и современных поверхностных осадков.

Аналогичные концентрации Cl⁻ обнаружены в наддонных водах, наилке и в поверхностных осадках 22 станций не только в 68, но и в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Баренцевом море (рис. 9.1.8) при отборе мультикорером и заверены результатами анализа концентрации Cl⁻ в 2019 г. (75 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш») (табл. 9.1.5,

9.1.6). Этот факт делает не убедительным предположение о возможных лабораторных артефактах при отборе, подготовке и анализе проб (табл. 9.1.5). Используемая методика работы была апробирована авторами многократно во многих арктических и субарктических морях: от Белого и Баренцева до Чукотского моря [Леин и др., 2000; 2012; 2013; Lein et al., 1999 и др.].

Сульфат-ион (SO₄²⁻) – второй важный компонент солевого состава вод. В морской воде концентрация SO₄²⁻ составляет 27 мМ и связана с концентрацией константным отношением SO₄²⁻/Cl⁻ = 0.14 (коэффициент Кнудсена) [Шишкина, 1972]. В случае опреснения вода теряет некоторое количество, но эта потеря не сопровождается ростом величины Alk. В иловых

водах концентрация SO_4^{2-} сверху вниз по колонке обычно уменьшается в результате процесса бактериальной сульфатредукции с образованием H_2S и CO_2 . При образовании этой дополнительной углекислоты растет величина Alk, сопряженно с падением концентрации SO_4^{2-} . Процесс сульфатредукции напрямую связан с содержанием и составом ОВ. В глубоководных осадках пограничной зоны между Норвежским и Баренцевым морями в наилке, поверхностном горизонте осадков по колонке содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ изменялось от 0.21 до 1.12%. В этих осадках ОВ, в основном, морское автохтонное, с $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ изменяющимся от -19.0 до -24.0‰ (табл. 9.1.4).

Активные процессы сульфатредукции с потреблением и ростом величины Alk наблюдались в отложениях глубоководной ст. 5525 в осадках грязевого вулкана Хаакон Мосби в Норвежском море.

Для осадков даже с высоким содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ (более 1%) характерна очень низкая скорость сульфатредукции, что связано с преобладанием в них ОВ материкового генезиса, утратившего лабильную составляющую, пригодную для гетеротрофных микроорганизмов.

В целом, в иловых водах Баренцева моря наблюдается такое же, как для Cl^- , незакономерное распределение SO_4^{2-} и Alk сверху вниз по колонкам. Соотношение ионов в иловых водах и в зоне контакта вода–осадок остается, как правило, постоянным.

Катионы кальция (Ca^{2+}) – еще один компонент основного солевого состава морских и иловых вод. В поверхностной морской воде содержится в среднем ~ 400 мг/кг или 20.5 мг-экв/л кальция, а в придонной морской воде ~ 21.0 мг-экв/л кальция [Бруевич, 1978].

В наддонной воде Норвежского моря концентрации Ca^{2+} на глубоководных станциях изменяется от 3.34 мг-экв/л (ст. 5524) и 5.13 мг-экв/л (ст. 5525) до 8,6 мг-экв/л (ст. 5522) (табл. 9.1.4).

В иловых водах из осадков Медвежинского желоба Баренцева моря концентрация Ca^{2+} составляет 6,2 мМ (табл. 9.1.4).

Отношение $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ равно 0.019 в слабо опресненных глубоководных пробах (ст. 5522, 5524). В иловых водах желобов величина $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ (ст. 5542) подтверждает неравномерное распределение элементов солевого состава по горизонтали и вертикали бассейна. Концентрация Cl^- рассматривается как показатель опреснения пограничного слоя вода–осадок.

Биогенные элементы в иловой воде и придонном слое воды. На 15 станциях в августе 2017 г. изучено распределение биогенных элементов в придонном (5–15 м от дна) и наддонном (30–50 см от дна) горизонтах воды и в иловых водах наилки и поверхностного слоя (0–30 см) осадков: концентрации O_2 , Alk, Si, $\text{P}-\text{PO}_4^{3-}$, $\text{N}-\text{NO}_2^-$, $\text{N}-\text{NO}_3^-$ и $\text{N}-\text{NH}_4^+$ (табл. 9.1.4, рис. 9.1.4–9.1.7).

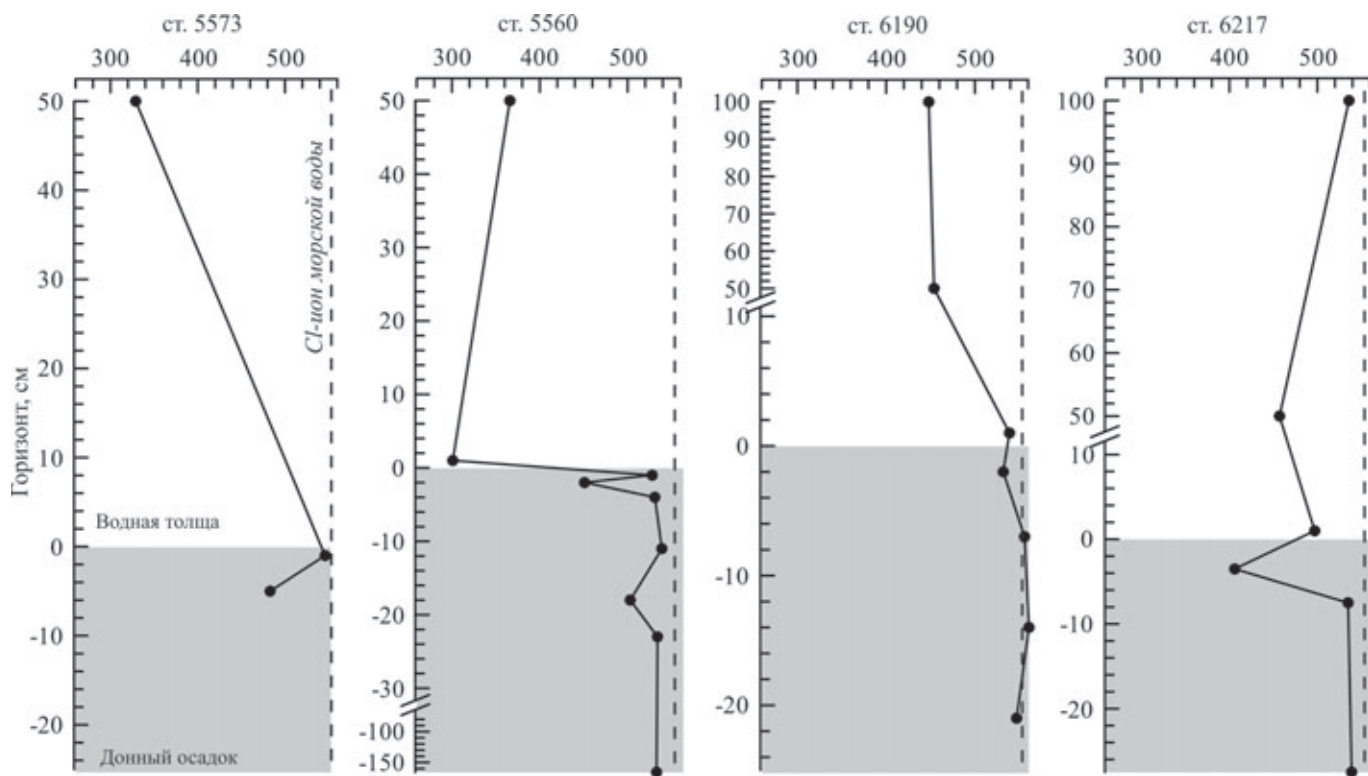


Рис. 9.1.8. Примеры распределения концентрации Cl^- на контакте вода–осадок в Баренцевом море

Таблица 9.1.6. Концентрация Cl⁻ (мМ) в зоне контакта вода–донные отложения (67, 68 и 75 рейсы НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2016–2019 гг.)

67 рейс, 2016 г.																	
Проба	Станция													Среднее			
	5418	5432	5437	5441	5442	5444	5448	5450	5452	5453	5454	5456					
Наддонная вода (МК)	451	533	554	525	513	491	512	–	537	547	444	441	504 (11)				
Наилот (0–2 см)	–	502	562	542	517	541	517	401	542	514	448	478	514 (11)				
Осадок (2–9 см)	440	545	520	494	449	534	492	529	538	515	512	538	512 (12)				
68 рейс, 2017 г.																	
Проба	Станция													Среднее			
	5542	5555	5557	5560	5569	5570	5572	5573	5579	5579	549	540	516 (7)				
Наддонная вода (МК)	–	508	384	446	–	–	–	535	549	536	540	–	484 (5)				
Наилот (0–2 см)	436	389	510	471	478	551	549	536	540	540	–	–	496(9)				
Осадок (2–9 см)	520	–	516	481	510	535	527	540	–	–	–	–	516 (7)				
75 рейс, 2019 г.																	
Проба	Станция													Среднее			
	6192	433	459	547	544	6217	548	463	504	497	6199	490	455		460	466	529
Наддонная вода (МК)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Наддонная вода (батометр)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Наилот (0–1 см)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Осадок (1–9 см)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

На глубоководной (>1000 м) ст. 5518 в Норвежском море вблизи Срединного хребта концентрация растворённого кислорода не менялась в наддонной воде по сравнению с придонной, обеспечивая нормальный кислородный режим в поверхностных осадках (0–14 см).

Величина щелочности в иловых водах практически не изменялась от придонного слоя до горизонта 14–17 см (табл. 9.1.4, 9.1.5). Формы азота вели себя по-разному. Например, концентрация нитритов в наддонной воде по сравнению с придонным слоем могла незначительно повышаться и понижаться, оставаясь близкой к аналитическому нулю. Концентрация нитратов заметно выше в иловых водах по сравнению с придонной и наддонной водой. Содержание аммонийного азота, как правило, незначительно увеличивались от придонного слоя к наддонному. Это связано с накоплением и окислением органического вещества.

Концентрация фосфатов в иловых водах выше, чем в водной толще, так же как и концентрация растворенного кремния, который, в свою очередь, является преобладающим биогенным компонентом иловых вод (табл. 9.1.4, 9.1.5).

На мелководной ст. 5531 в западной области Баренцева моря (где отмечались сравнительно повышенные концентрации растворенного метана в осадках и водной толще) в иловых водах заметно преобладал растворённый кремний по сравнению с другими биогенными элементами.

Величина гидрокарбонатной щелочности имела близкие значения в водной толще и иловой воде поверхностных осадков (табл. 9.1.4, 9.1.5).

В целом концентрации растворённого кремния и фосфатов в придонной и наддонной воде мелководной станции имеют близкие значения, но в иловых водах наилка и верхнем (0–1 см) слое осадков наблюдается заметное увеличение концентраций всех изученных биогенных элементов.

На всех шельфовых станциях с глубинами 192–460 м наблюдалось увеличение концентрации растворённого кремния и других элементов (кроме нитритов) в иловых водах наилка и осадков по сравнению с наддонной водой и нижележащими осадками (ст. 5573) (табл. 9.1.4). Следовательно, именно на границе вода–дно происходят наиболее активные гетеротрофные процессы разложения ОВ с выделением биогенных элементов.

Следует подчеркнуть три обстоятельства, вытекающие из приведенного материала: 1) кислород присутствует на всем профиле от придонной воды до горизонта осадков 1.5–7 см, реже до 20–30 см осадков; 2) низкие значения величины гидрокарбонатной

щелочности также свидетельствуют об отсутствии или об очень слабых восстановительных процессах в поверхностных осадках; 3) низкие концентрации аммонийного азота в наддонной воде говорят о слабом разложении органического вещества осадков.

ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Проблема потепления климата Земли и Арктического региона, в частности, одна из самых обсуждаемых человечеством тем в последние годы. Принято считать, что солёность иловых вод отражает солёность придонных вод палеобассейнов. Баренцево море, пережившее уже в позднечетвертичное время несколько периодов ледового плена и периодов дегляциации [Богданов и др., 2001; см. раздел 1.2], может служить моделью литолого-геохимических процессов, протекающих в осадках. Например, неоднократно повторяющееся присутствие в позднечетвертичных разрезах горизонтов опресненных (по Cl^-) отложений, несмотря на известное диффузионное выравнивание по глубине колонок концентрации Cl^- иловых вод [Шишкина, 1972].

Низкая концентрация биогенных элементов в воде объясняется «древностью» органического вещества водной толщи, лишённого лабильных ингредиентов.

Участие теплых атлантических и холодных арктических водных масс, изменчивость в направлении течений и сложная морфология дна приводят к заметным различиям в солевом составе придонной, наддонной и иловой воды на барьере вода–дно (табл. 9.1.4–9.1.6). Лучше всего эти различия видны при анализе распределения концентрации элемента-индикатора Cl^- на этом барьере (табл. 9.1.5, 9.1.6).

Полученные в 68 рейсе НИС «АМК» (2017 г.) результаты определения концентрации Cl^- были сопоставлены с результатами предыдущего рейса (1996 г.), заверены специальными работами (с навесным на мультикорер батометром) в 2019 г. (табл. 9.1.5, 9.1.6). Во всех трех экспедициях в зоне барьера присутствовали опресненные воды с концентрацией Cl^- от 310 до 562 мМ.

Наличие пониженных концентраций Cl^- в иловых водах различных горизонтов верхнечетвертичных отложений [Матишов, Павлова, 1999] свидетельствует о неоднократном опреснении вод Баренцева моря.

Вероятно, опреснение наддонного слоя воды, наилка и верхнего слоя осадков, которое мы наблюдаем сегодня, связано с потеплением климата Арктического региона и может свидетельствовать о слабой трансгрессии, вызванной таянием льдов реликтов многолетнемерзлых пород.

Изучение пограничной зоны вода–дно стало возможным после введения в практику экспедиционных

работ приборов (трубка Неймисте, мультикорер), позволяющих без нарушения стратиметрии поднимать на борт наддонную воду и поверхностный слой осадков [Леин и др., 2011; Кравчишина и др., 2019].

Солевой состав морской воды Баренцева моря мало отличается от океанской воды. В придонном горизонте соленость воды варьирует в пределах 34–35 епс.

Установлены основные источники баренцевоморской воды: атлантические воды, таяние сезонного ледового покрова, воды Северного Ледовитого океана и небольшой материковый сток при очень малом участии речных вод.

Нам удалось подтвердить наличие таких источников с помощью анализа изотопного состава $C_{\text{орг}}$ взвеси. Очень высокое содержание изотопа ^{13}C характерно для взвеси с $C_{\text{орг}}$ материкового (аллохтонного) генезиса [Rau et al., 1997; Romankevich et al., 2000; Shubert Calvert, 2001]. Это в основном эоловая взвесь из тающих льдов и абразионная взвесь. Планктоногенной (автохтонной) составляющей во взвеси заметно меньше. Органический углерод планктона обогащен изотопом ^{12}C (табл. 9.1.2).

В 2016–2019 гг. впервые удалось измерить концентрацию Cl^- не в 5–10 м и более от дна, а в наддонном слое водной толщи, непосредственно контактирующим с отложениями дна Баренцева моря. Оказалось, что наддонная вода, иловые воды наилка и поверхностных горизонтов осадков содержали в своем составе в разной степени пониженные концентрации Cl^- на большой акватории моря (табл. 9.1.4–9.1.6).

Значения концентрации Cl^- в наддонной воде изменялись от 401 до 562 мМ (табл. 9.1.6). В иловых водах наилка концентрация Cl^- лежала в пределах 389–562 мМ (среднее 506 мМ) и в Восточном секторе – 305–541 мМ (среднее 440 мМ). В иловых водах поверхностных горизонтов осадков разброс данных по концентрации Cl^- составил от 356 до 544 мМ (табл. 9.1.6).

Таким образом, проведенные исследования пограничного слоя вода–осадки в Баренцевом море свидетельствуют о существовании маломощного (≤ 0.5 м), динамичного, недолговечного слоя опресненных вод, непосредственно контактирующего с отложениями дна. Реже уменьшение концентрации Cl^- наблюдалось в иловых водах поверхностных нескольких сантиметров осадков.

Подтверждением присутствия пресных вод в солевом составе водной толщи и в осадконакоплении служат изотопные данные по $C_{\text{орг}}$ осадка. Значения $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ свидетельствуют о материковом происхождении органического углерода и о его транспортировке в водоем в составе ледового и эолового и/или

абразионного материала. Речной сток в Баренцево море очень ограничен.

В иловых водах осадков фиксировалась концентрация Cl^- , характерная для придонных вод в момент формирования донных осадков.

Следовательно, в последние годы осадконакопление в Баренцевом море происходит, с одной стороны, под влиянием осолонения водной толщи (ввиду «атлантификации» и сокращения ледового покрова), а, с другой стороны, завершающий этап седиментогенеза и начальные стадии раннего диагенеза в пограничном слое вода–донные осадки протекают в заметно опресненных условиях. Соленость придонных вод на расстоянии 5–10 м и более от дна, составляет ~34–35 епс или по Cl^- 543 мМ. Это означает, что опресненные воды формируются под толщей соленых вод на дне, независимо от солености этой водной толщи. В таком случае следует искать источник пресных вод непосредственно в отложениях дна. Им могут быть тающие реликты льдов прошлой эпохи регрессии моря, вовлеченные в диффузионные процессы за счет потепления водной толщи. Установлен существенный рост температуры воды Баренцева моря (на $\sim 0.2^\circ\text{C}$ за 10 лет) за последние десятилетия (см. раздел 4.2).

Другое предположение дискуссионного характера: опреснение зоны контакта вода–осадок за счет диффузии пресных вод в результате диссоциации приповерхностных газгидратов, т. е. за счет изменения термобарических условий их залегания. Особенностью Баренцева моря в отличие от других районов Арктики является отсутствие отрицательных температур в придонном слое на большей части акватории моря за счет теплых атлантических вод, охватывающих практически всю южную часть моря.

В российской акватории Арктики газгидраты пока не обнаружены, но в Норвежском море они встречены в колонках к западу от архипелага Шпицберген на дне ряда покмарков (хребет Вестнесса), на северо-западе Баренцева моря в Стур-фьорде чуть ниже границы морского дна и на континентальном склоне к юго-западу от Баренцева моря у грязевого вулкана Хаакон Мосби [Muhre et al., 2016; Serov et al., 2017; Lein et al., 1999]. В юго-западной части Баренцева моря задокументировано положение нижней границы гидратонасыщенных пород – границы BSR (hydrate bottom simulating reflectors) по данным многолучевой сейсмической съемки [Vadakkepuliyambatta et al., 2017; Bogoyavlensky et al., 2018; Minshull et al., 2020]. BSR часто приурочена к системам вертикальных потоков флюидов, скоплениям газа на мелководном шельфе, тектоническим разломам и трещинам. Газгидраты обычно встречаются в консолидирован-

ных отложениях юрского и более молодого возраста, а также в ледниковых отложениях плейстоцена и голоцена [Andreassen et al., 1990; Vadakkepuliambatta et al., 2017]. Несмотря на то, что в юго-западной части Баренцева моря было обнаружено множество холодных метановых сипов, образец газгидрата извлечь до сих пор не удалось. Однако данные [Chand et al., 2008; Vadakkepuliambatta et al., 2017] указывают на преобладание в этом регионе термогенного метана и углеводородов метанового ряда, формирующих газгидрат.

Нам удалось отобрать газгидраты метана в колонках отложений грязевого вулкана Хаакон Мосби и исследовать состав флюида [Vogt et al., 1994; Lein et al., 1999]. Это пресные (без и) воды, содержащие CH_4 , H_2S и другие газы, а также своеобразный состав макро- и микрокомпонентов и изотопный состав углерода $\text{C}_{\text{орг}}$, CH_4 и аутигенных карбонатов, образованных в процессе анаэробного окисления метана [Lein et al., 1999; Леин и др., 2000]. Аномально повышенные концентрации растворенного CH_4 прослеживались в 40 м над дном в районе кальдеры вулкана.

Относительно повышенные концентрации CH_4 наблюдались в Стур-фьорде вблизи акватории метановых сипов (до $30 \text{ нмоль}\cdot\text{л}^{-1}$ в воде у поверхности и до $4140 \text{ нмоль}\cdot\text{л}^{-1}$ в осадках). Обычные для Баренцева моря концентрации метана в верхнем слое воды ($2.9\text{--}19.5 \text{ нмоль}\cdot\text{л}^{-1}$) и осадков ($50\text{--}800 \text{ нмоль}\cdot\text{л}^{-1}$) близки к фоновым значениям [Кравчишина и др., 2019]. Не зафиксировано увеличение концентрации растворенного CH_4 даже в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения и в зоне покмарков [Леин и др., 2012]. В целом, в Баренцевом море в придонном слое существенное повышение концентрации CH_4 не зафиксировано, за исключением бухты Русская Гавань, где на горизонте 100 м концентрация CH_4 достигала 1719 нМ [Саввичев и др., 2001; Леин, Иванов, 2009], т. е. была на три порядка выше средних значений во всех других изученных районах моря.

Среди отложений баренцевоморского шельфа сохранялись реликтовые льды, образовавшиеся в результате ледниковой деятельности [Матишов, Павлова, 1989].

Разные и низкие концентрации, наблюдающиеся в современных отложениях дна Баренцева моря, могут свидетельствовать об очередной фазе распреснения бассейна, связанного с заметным региональным потеплением, что приводит к деградации реликтовых льдов, заключенных в отложениях дна, а не только к деградации современного ледникового покрова архипелагов и сокращению образования морского льда, но и к опреснению наддонных и иловых вод. Колебания хлорности в иловых водах связаны с изменением физико-химических условий, в первую очередь,

климатических (T°C придонной воды), повлекших за собой таяние реликтовых льдов и мерзлых пород в поверхностных донных отложениях и близких к поверхности дна скоплениях газгидратов.

Широкое распространение покмарков в Баренцевом море известно уже несколько десятилетий. Наибольшее их количество закартировано в норвежской зоне южной части моря к востоку от 26° в. д. [Rise et al., 2015]. Множество данных свидетельствует о том, что покмарки образовались в результате таяния газгидратов. Диссоциация газгидратов, вероятно, началась 14.5 тыс. лет назад после того, как ледяная шапка растаяла и температура воды на дне и, следовательно, температура морского дна увеличились из-за притока теплой атлантической воды.

Гидрат метана может быть нестабилен в большинстве районов Баренцева моря, в основном из-за мелководности шельфа, глубина которого не превышает 350 м. Изменения геотермического градиента, галотектоники и притока теплой атлантической воды также влияют на стабильность газгидратов в Баренцевом море [Chand et al., 2008; Vadakkepuliambatta et al., 2017]. Температура воды придонного слоя в области Норвежского течения достигает 4°C . Было показано, что отклик зоны стабильности газовых гидратов (GHSZ) на изменения этой температуры в середине XX – начале XXI вв. происходил исключительно на мелководье и только при наличии приповерхностных газовых гидратов. Обратная реакция GHSZ на потепление или охлаждение придонной воды связана с кратковременной (менее одного года) задержкой [Ferré et al., 2012].

Следует отметить, что спутниковые данные для Северного полушария (к северу от 45° с. ш.) показали рост скорости концентрации метана в тропосфере от $4\text{--}9 \text{ ppbv/год}$ в 2010–2013 гг. до $12\text{--}17 \text{ ppbv/год}$ в 2015–2016 гг. [Юрганов и др., 2017]. По данным этих же авторов на западе от архипелага Шпицберген концентрация метана оказалась выше, чем на востоке, а минимальная концентрация метана (9.4 ppbv/год) обнаружена спутниками к западу от архипелага Новая Земля.

В последние тысячелетия оледенение отступило, и уровень Мирового океана поднялся на $\sim 120 \text{ м}$ [Mienert, 2009]. Начался процесс постепенной деградации субаквальных многолетних мерзлотных пород. Низкая отрицательная температура придонной воды сохранила часть многолетних мерзлотных пород. Это говорит о том, что в настоящее время на шельфе до глубины 130 м можно прогнозировать распространение реликтовых метастабильных газгидратов.

Благодарности. Авторы благодарят Б.В. Баранова, А.С. Соломатину, Е.О. Золотых и А.И. Коченко-

ву за помощь при отборе проб иловой воды, а также всех участников экспедиций и экипаж НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Источники финансирования. Подготовка статьи проводилась при поддержке Российского научного фонда (проект 20-17-00157); обработка результатов гидрохимических исследований выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект

№ 19-05-50090); изучение стабильных изотопов углерода поддержано Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 20-04-00487). Экспедиционные исследования выполнены при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций) и Российского научного фонда (проект № 14-50-00095 – 68 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»; проект № 19-17-00234 – 75 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»).

9.2. Гранулометрический и минеральный состав верхнего слоя осадков Баренцева моря

Н.В. Политова, Т.Н. Алексеева, Н.В. Козина, М.Д. Кравчишина, О.М. Дара

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

В работе приводятся данные гранулометрического и минералогического анализов проб поверхностных донных осадков, полученных в нескольких рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2016–2018 гг.) из разных частей Баренцева моря. Галечный и гравийный материал встречается в поверхностных осадках в виде примесей, рассеянных по всей акватории моря. Такой хаотичный характер распространения, по-видимому, связан с ледовым разносом. Грубообломочный материал чаще встречается в Баренцевом море у берегов Кольского полуострова, у берегов Новой Земли, Шпицбергена, где он накапливается благодаря абразии берегов. Кроме того, фракция >1 мм фиксируется на глубинах, где происходит взмучивание и вымывание тонких фракций. Наиболее распространенными осадками на прибрежном мелководье являются пески, протянувшиеся широкой полосой в южной и юго-восточной области моря, в районе Печорского полигона, Канинского мелководья, Кольского полуострова и на северо-западе, у берегов Шпицбергена. С увеличением глубины песчаные осадки сменяются смешанными с невысокой примесью пелита. В центральной части моря располагаются в основном пелитовые осадки. Осадки с содержанием пелитовой фракции (<0.01 мм) более 50% занимают около 70% площади Баренцева моря. Они широко распространены в глубоководных впадинах и желобах, а также в многочисленных фиордах Северного острова Новой Земли и Земли Франца-Иосифа. Поверхностные осадки имеют преимущественно терригенный состав, лишь на границе с Норвежским морем увеличивается доля биогенного материала. В минеральном составе осадков преобладают кварц и полевые шпаты, глинистые минералы представлены преимущественно иллитом, смектитом и каолинитом.

Ключевые слова: донные осадки, гранулометрический состав, минеральный состав.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(29)

ВВЕДЕНИЕ

Для осадочного процесса в арктических морях характерен особый тип седиментогенеза – ледовый морской [Лисицын, 1994а, 2010; Lisitzin, 2002], который характеризуется наличием преимущественно терригенных осадков, специфичных по способам подготовки осадочного вещества, его транспортировки и отложения, и большим влиянием ледового разноса.

Изучение осадков Баренцева моря началось еще в 1920-х годах [Дерюгин, 1924; Кленова, 1960]. Институт океанологии им. П.П. Ширшова работает в Баренцевом море более 40 лет, изучая процессы осадкообразования [Айбулатов, 2000; Арктический..., 1987; Калинин, 1985, 2001; Мурдмаа, Иванова, 1999; Павлидис, 1995; Павлидис, Ионин, 1982]. Постоянные ра-

боты в данном регионе ведут такие организации как Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН [Тарасов, 1974; Матишов, 1977; Матишов и др., 1999; Процессы седиментации..., 2000], ВНИИОкеангеология [Андреева и др., 2000; Иванов и др., 2005], ВСЕГЕИ [Рыбалко, 1999], Морская арктическая комплексная экспедиция [Бадюков, 1998], Зоологический институт РАН [Денисенко, 2013], в западной части моря – зарубежные ученые [Elverhøi et al., 1989; Vogt, Knies, 2009 и др.].

Терригенный материал поступает в акваторию Баренцева моря в результате речного стока, размыва материковых, островных и подводных поднятий, абразии берегов, а также при участии ледниковой экзарации. По оценкам [Shevchenko, 2010], за счет

эолового привноса в Баренцево море также поступает дополнительно 0.904 т/год твердого осадочного вещества.

Для Баренцева моря характерно разнообразие береговых процессов и типов берегов. Наибольшую протяженность имеют абразионные берега, мало измененные или практически не измененные морем. На севере Скандинавского полуострова и на архипелагах побережье изрезано фьордами, побережье Кольского полуострова, сложенное преимущественно гранито-гнейсами, мало расчленено. Берега о. Северного арх. Новая Земля, арх. ЗФИ, о-вов Западный Шпицберген и Северо-Восточная Земля в большей части представлены ледниками [Геология СССР, 1970]. Берега юго-восточной части моря и о. Колгуев низменные, пологие, среди них преобладают термоабразионные и выровненные аккумулятивные.

Ложе Баренцева моря представляет собой сложно расчлененную подводную равнину с неровной поверхностью, несколько покатой к западу и северо-востоку. В целом для водоема характерно чередование подводных плато и желобов, пересекающих его в разных направлениях и имеющих ступенчатые, обрывистые или пологие склоны. Средняя глубина моря составляет 200 м, но при этом в Медвежинском желобе она достигает 600 м, а на прибрежных мелководьях не превышает 100 м [Матишов, 1977; Денисенко, 2013].

Пересеченный рельеф дна существенно сказывается на гидрологическом режиме Баренцева моря, который формируется под воздействием циркуляционных процессов различного происхождения: теплых атлантических и речных вод, холодных полярных и местных вод [Геоэкология шельфа и берегов морей России, 2001].

Ледовый режим играет весьма важную роль и в значительной степени определяет особенности седиментации и рельефообразования в Арктических морях. При этом стоит отметить, что Баренцево море, в отличие от других морей Арктики, никогда полностью не замерзает, и около ¼ его площади (юго-западная часть моря) остается свободной ото льда в течение всего года [Геоэкология шельфа и берегов морей России, 2001]. Наибольшего распространения ледяной покров достигает в апреле, когда около 75% поверхности моря занято плавучими льдами. На северо-западе и северо-востоке моря льды держатся обычно круглый год, но в отдельные благоприятные годы море практически полностью освобождается ото льдов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Работы проводились практически по всей акватории Баренцева моря, карта-схема станций отбора проб представлена Приложении 1.

Отбор проб осадка производили с помощью дночерпателя (ДЧ) «Океан-50», для изучения собирали по возможности самый верхний слой (0–5 см), еще не затронутый или слабо затронутый процессами диагенеза. Литологическое описание осадка проводили на борту судна по методике А.П. Лисицына и Петелина [1956]. Определение цвета осадка выполнено с помощью каталога для определения цвета почв: Munsell soil-color charts with genuine Munsell® color chips 2009 year revised production.

Гранулометрический состав определяли в Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН по методике В.П. Петелина [1967]. Гранулометрический анализ – важный инструмент в познании седиментационных процессов. Результаты его позволяют охарактеризовать фракционный состав осадка, сделать выводы о генезисе и осадконакоплении [Свальнов, Алексеева, 2005]. Тип осадка определяли согласно классификации морских донных осадков [Безруков, Лисицын, 1960].

Проводились микроскопические исследования: непосредственно в экспедициях изучались слайды осадков под поляризационным микроскопом ПОЛАМ Л-213М с объективами $\times 2.5$, $\times 10$, $\times 25$, $\times 40$ и $\times 60$, в лабораторных условиях под биноклем Bresser Advance ISD с камерой Levenhuk C310 NG изучались мелкопесчаные фракции.

Для получения данных о минеральном составе пробы донных осадков изучались на рентгеновском дифрактометре D8 ADVANCE (Bruker AXS), несколько проб исследовалось при помощи рентгеновского дифрактометра ДРОН-3 для получения сведений о составе глинистых минералов.

Проводился анализ тяжелой и легкой подфракций (выделялись с использованием тяжелой жидкости) песчано-алевритовой фракции осадков с помощью иммерсионного метода (аналитик С.М. Исаченко, ИО РАН).

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Самыми распространенными осадками в Баренцевом море являются пелитовые илы (преобладающая фракция < 0.01 мм), занимающие более 50% его площади [Павлидис, 1995; Павлидис и др., 1998; Elverhøi et al., 1989] (рис. 9.2.1). Высокий процент тонкого материала объясняется следующими причинами:

- основная осадкообразующая роль в восточной части Баренцева моря принадлежит тонкому материалу, поставляемому ледниками Новой Земли;
- гидродинамическая обстановка в бассейне такова, что силы течений хватает для переноса только тонкого материала;

– система течений в Баренцевом море имеет замкнутый циклонический характер, поэтому тонкий материал не выносится за пределы шельфа [Павлидис и др., 1998].

Распределение типов осадков по площади дна в целом подчиняется правилам вертикальной и циркумконтинентальной зональности: на малых глубинах или вблизи берегов распространены пески, глубже и дальше от берега алевриты и илы. Но часто, особенно это заметно для районов юга и юго-востока моря (Печорского моря), площадное распределение осадков на поверхности отличается пятнистостью, связано это с гидродинамическими факторами, ледовым режимом, рельефом дна. Поэтому крупнозернистые отложения могут быть встречены в любой части шельфа независимо от глубины.

Рассмотрим гранулометрические типы осадков по районам, где проводились исследования последних лет (Приложение 1, табл. 9.2.1).

Печорское море. Печорское море представляет собой субгоризонтальную аккумулятивную равнину с глубинами до 90 м и протяженностью 100–140 км с севера на юг и 350–400 км с запада на восток. В Печорском море, в отличие от открытой акватории Баренцева моря, определенное влияние на процессы современного осадконакопления оказывают ледовый режим, наличие многолетней мерзлоты на берегах, а также процессы солифлюкции и термоабразии [Павлидис и др., 2007]. Одним из источников поступления осадочного материала в Печорское море является река Печора. Осадочный материал речного происхождения после прохождения маргинального фильтра [Лисицын, 1994б] поступает в акваторию Печорской губы, а затем уже часть его выносится в море с помощью стоковых и приливно-отливных течений. Распределение осадков в Печорском море представляет собой достаточно мозаичную картину [Денисенко, 2013]. Для осадков, сформированных на малых глубинах, характерным является обогащение их песком.

На полигоне в Печорском море поверхностный слой донных осадков представлен отложениями преимущественно песчаной и алевритово-песчаной размерности (табл. 9.2.1), коричневого цвета (10YR/4/3) с примесью незначительного количества гравийного и галечного материала. В осадке присутствует примесь раковинного материала, целые створки раковин моллюсков 3–5 см и их обломки. В осадках на ст. 5407, 5408 отмечено большое количество полихет и их чехлов. Среди песков преобладают мелкозернистые разности, в которых большую часть составляет фракция 0.25–0.1 мм. Среди песчаных отложений Печорского моря по гранулометрическому составу выделяются «чистые» пески, суммарное содержание

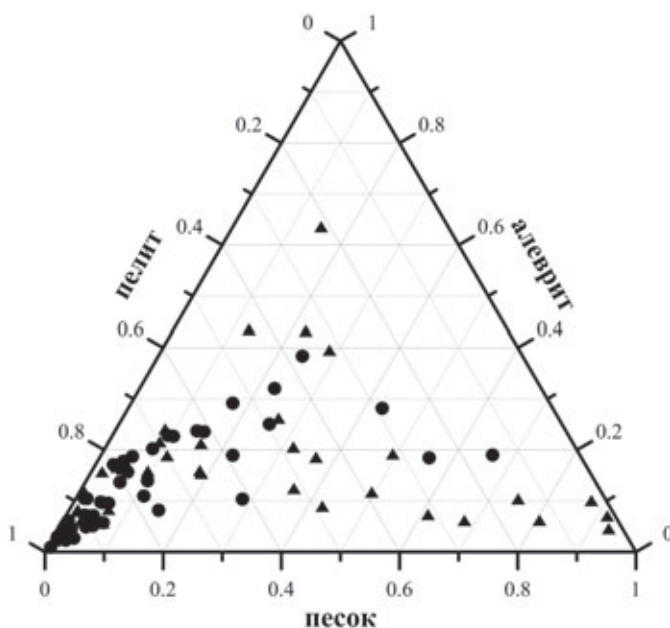


Рис. 9.2.1. Гранулометрический состав поверхностных отложений Баренцева моря, изученных в 67 (треугольники) и 68 (кружки) рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2016–2017 гг.

песчаных фракций в которых составляет более 90% (на ст. 5405 пески составляют 92.87%, а на ст. 5409 – 91.57%) (рис. 9.2.2). Нижняя граница распространения «чистых» песков ограничивается изобатой 50 м, что соответствует зоне максимального волнового воздействия на дно [Геоэкология шельфа и берегов морей России, 2001].

Одновершинные гистограммы с максимумом в мелких песках (до 87.33%) характеризуют хорошо сортированные осадки, что говорит о нормальном ходе механической дифференциации и стабильном гидродинамическом режиме (рис. 9.2.2). Кумулятивные кривые, построенные по гранулометрическим анализам осадков Печорского моря (за исключением осадков на ст. 5408), также подтверждают их хорошую сортированность ($S_0 < 2$), близкие значения моды M_0 и медианы M_d (рис. 9.2.3).

На ст. 5408 «чистые» разности сменяются смешанными осадками, где преобладают алеврит (43.18%), причем, в основном крупный (33.67%), и пелит, преимущественно мелкий (34.16 и 23.29% соответственно), коричневого (10YR/4/3) и оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3), окисленный, с примесью гравийного и галечного материала, каменный материал ожезелен. Такие миктиты в целом более крупнозернистые (песчаные) отмечались в Печорском море и другими исследователями [Левитан и др., 2003]. Их образование чаще всего объясняется наличием разных источников сноса.

Меридиональный разрез «Норвегия–Шпицберген». На этом разрезе осадки имеют разную структуру: некоторые содержат до 80.08% песков (табл. 9.2.1, рис. 9.2.4), другие пробы имеют смешанную структуру со значительной примесью гравийно-галечного материала до 17.04%. Содержание пелитовой фракции иногда достигает 93%.

Таблица 9.2.1. Координаты станций, глубина, содержание гранулометрических фракций и статистические показатели поверхностного слоя осадков Баренцева моря

Станция	Широта, с. ш.	Долгота, в. д.	Глубина, м	Гранулометрический состав, %				Md	So	Sk
				Гравий (1–10 мм)	Песок (0.1–1 мм)	Алеврит (0.01–0.1 мм)	Пелит (<0.01 мм)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
67 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2016 г.										
Полигон «Печорское море»										
5405	69°25.02'	55°15.01'	33	0.27	92.87	4.55	2.31	0.157	1.30	1.00
5406	69°03.04'	56°27.99'	17	0.06	87.37	10.04	2.53	0.150	1.31	1.00
5407	70°00.00'	57°58.00'	47	0.28	74.64	10.38	14.7	0.139	1.39	0.99
5408	69°42.50'	57°33.00'	42	0.17	22.49	43.18	34.16	0.057	8.17	0.04
5409	69°21.30'	56°55.00'	20	0.09	91.57	7.03	1.31	0.155	1.30	1.00
Полигон «Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)»										
5411	71°21.00'	38°27.00'	346	4.19	10.76	18.12	66.93	0.002	8.37	7.03
5412	72°53.97'	44°02.44'	268	0.78	31.49	20.39	47.34	0.050	10.39	0.06
5413	73°30.02'	47°00.20'	324	0.37	6.89	5.67	87.07	0.001	2.52	3.39
5414	74°30.30'	51°05.00'	138	2.18	27.74	38.69	31.39	0.059	5.12	0.16
5415	75°00.00'	54°00.00'	241	11.28	4.04	4.83	79.85	0.001	3.10	3.84
5416	75°30.00'	54°00.00'	133	74.32	3.28	11.18	11.22	9.106	6.66	0.03
5417	76°23.60'	51°00.00'	330	0.63	1.4	8.25	89.72	0.001	2.49	3.22
5418	75°30.00'	50°00.00'	270	1.99	4.92	15.91	77.18	0.002	3.45	2.32
5421	75°59.80'	42°47.64'	376	7.77	0.74	3.15	88.34	0.001	2.77	3.70
5422	76°30.03'	60°00.10'	149	14.04	3.36	14.28	68.32	0.001	9.35	26.93
Залив Русская Гавань (Новая Земля)										
5423	76°17.89'	62°36.16'	151	13.42	1.23	9.4	75.95	0.001	3.64	6.65
5424	76°12.25'	62°29.19'	176	0	0.14	5.88	93.98	0.001	2.77	2.41
5425	76°11.50'	62°29.91'	153	0	0.11	3.69	96.2	0.001	2.19	2.52
5427	76°17.55'	62°18.34'	60	30.04	13.12	10.76	46.08	0.051	>10	2.47
Разрез «Медвежинский желоб»										
5429	76°22.96'	33°37.79'	278	0.39	18.17	15.91	65.53	0.002	9.85	10.62
5430	75°00.00'	29°50.21'	389	0	3.03	6.05	90.92	0.001	2.77	3.96
5431	73°40.03'	25°00.23'	462	0	1.35	7.93	90.72	0.001	2.37	3.09
5433	72°40.02'	14°40.11'	773	11.46	43.79	10.38	34.37	0.001	2.40	2.89
5434	71°37.82'	11°57.01'	2223	0.48	6.58	8.3	84.64	0.113	8.54	0.04

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Меридиональный разрез «Норвегия – Шпицберген»										
5435	71°00.00'	17°30.00'	236	17.04	35.21	7.43	40.32	0.001	2.79	2.41
5436	71°45.11'	17°30.29'	308	7.53	62.79	5.71	23.97	0.109	>10	0.08
5437	72°30.00'	17°30.11'	353	1.94	35.23	12.19	50.64	0.144	3.90	0.16
5438	74°00.01'	17°29.88'	212	2.65	59.54	7.16	30.65	0.010	>10	1.53
5439	74°45.21'	17°31.59'	276	0.58	80.08	6.17	13.17	0.123	6.94	0.05
5440	75°30.00'	17°30.36'	166	69.01	8.19	8.13	14.67	0.145	1.35	1.00
5441	76°10.17'	17°29.69'	316	0.58	1.39	5.15	92.88	10.000	8.53	0.01
Разрез «Кольский меридиан»										
5442	74°00.03'	33°30.06'	329	0	9.47	15.9	74.63	0.001	2.40	2.73
5443	75°00.04'	33°30.09'	148	17.66	40.56	15.81	25.97	0.001	3.94	7.77
5444	76°00.03'	33°30.11'	308	3.25	8.32	20.93	67.5	0.132	6.87	0.19
Широтный разрез «Шпицберген – Земля Франца-Иосифа»										
5445	80°30.00'	27°30.06'	175	76.59	3.5	14.88	5.03	0.003	5.47	2.10
5446	80°29.96'	30°54.02'	181	2.22	15.42	20.79	61.57	8.355	1.63	0.54
5447	80°29.99'	34°17.67'	135	30.24	25.53	12.96	31.27	0.002	9.16	8.02
5448	80°30.02'	36°00.00'	272	0	0.57	2.16	97.27	0.145	>10	0.57
5450	80°30.02'	40°55.89'	318	0	8.28	24.09	67.63	0.001	2.44	2.78
5452	80°30.04'	43°38.00'	384	0.34	0.97	5.67	93.02	0.001	5.96	9.13
Пролив Кембридж (Земля Франца-Иосифа)										
5453	80°19.99'	46°26.76'	404	1.49	1.78	15.48	81.25	0.001	3.09	2.35
5454	80°35.60'	47°42.14'	638	0.95	1.17	5.73	92.15	0.001	2.22	2.67
5455	80°32.02'	47°24.39'	548	0.35	0.99	5.37	93.29	0.001	2.34	3.06
5456	80°36.83'	48°15.17'	594	0.52	0.33	12.2	86.95	0.001	2.81	4.10
68 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2017 г.										
Разрез «Кольский меридиан»										
5547	72°54.97'	33°50.08'	200	0.53	25.32	24.89	49.25	0.014	11.13	0.45
5548	73°54.97'	33°51.51'	312	1.07	3.02	16.90	79.00	0.001	3.29	2.72
5553	76°01.27'	33°43.50'	288	2.82	13.49	23.04	60.65	0.003	9.32	4.80
5554	77°12.79'	33°43.68'	152	27.41	7.55	10.13	54.91	0.006	44.07	35.85
5555	78°28.30'	33°43.55'	192	1.72	4.60	6.99	86.69	0.001	2.49	3.25
5556	78°45.76'	33°43.26'	272	6.31	4.58	9.06	80.05	0.001	3.05	4.73
5578	71°34.05'	34°00.03'	235	0.16	42.93	28.10	28.81	0.076	5.27	0.14
5579	70°13.36'	33°40.42'	240	0.25	15.10	23.48	61.17	0.003	8.56	5.71
Разрез «Земля Франца-Иосифа – Новая Земля»										
5562	79°39.53'	52°20.13'	430	0.00	1.89	10.43	87.68	0.001	2.33	2.88
5563	79°00.68'	55°52.64'	292	0.00	0.96	6.09	92.95	0.001	2.17	2.48
5564	78°33.69'	58°17.28'	148	0.96	9.33	22.60	67.11	0.003	6.21	3.58
5565	77°59.98'	61°07.05'	368	0.00	1.44	4.04	94.52	0.001	2.08	2.31
5566	77°29.45'	63°00.80'	205	29.03	20.04	7.33	43.60	0.087	54.10	0.38
5567	77°02.36'	65°41.85'	226	0.00	1.08	5.43	93.49	0.001	2.13	2.43

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Меридиональный разрез «Норвегия – Шпицберген»										
5530	74°19.69'	17°04.46'	200	0.12	66.17	18.99	14.72	0.126	1.58	0.81
5531	75°10.85'	16°43.84'	190	0.15	5.41	18.72	75.72	0.002	3.59	3.01
5532	76°00.85'	16°22.83'	352	0.34	1.35	10.48	87.83	0.001	2.79	4.09
5540	71°14.00'	18°09.89'	225	13.42	48.29	15.96	22.33	0.144	3.17	0.60
Медвежинский желоб										
5528	73°15.64'	17°24.74'	467	7.72	20.57	17.49	54.22	0.007	11.65	2.10
5529	73°39.12'	17°24.71'	1044	5.51	23.05	36.25	35.19	0.055	6.62	0.10
5533	73°42.84'	13°14.66'	1678	0.19	4.37	17.75	77.70	0.001	3.35	6.07
5534	73°38.57'	11°35.57'	2009	0.32	5.56	5.08	89.04	0.001	2.29	3.02
5542	73°37.38'	21°22.52'	490	5.53	21.58	30.26	42.63	0.050	9.75	0.05
5544	74°26.18'	26°51.80'	390	0.00	0.61	2.97	96.42	0.001	1.75	1.83
5550	75°09.49'	29°35.47'	350	0.27	6.95	5.72	87.06	0.001	2.90	4.22
5551	75°33.27'	26°51.91'	205	0.00	2.20	4.54	93.26	0.001	2.11	2.59
5552	76°01.22'	31°57.91'	317	0.44	4.44	4.88	90.24	0.001	2.19	2.56
Северная часть моря у Земли Франца-Иосифа										
5557	79°07.68'	42°06.88'	365	0.00	0.51	0.90	98.59	0.001	1.96	2.11
5558	79°47.93'	43°34.77'	343	0.00	1.17	5.67	93.16	0.001	2.18	2.57
5559	80°03.76'	44°51.56'	326	1.27	17.00	28.78	52.95	0.008	9.43	1.19
5560	79°48.28'	47°20.31'	349	0.78	3.85	7.01	88.36	0.001	2.43	3.04
5561	79°05.00'	49°52.10'	340	0.23	2.35	2.30	95.12	0.001	2.03	2.24
Центральная часть моря										
5568	75°44.47'	56°42.42'	157	4.93	5.70	9.09	80.28	0.001	3.04	4.29
5569	75°09.04'	53°50.83'	230	1.10	3.54	2.65	92.71	0.001	2.14	2.51
5570	74°17.85'	47°44.31'	317	0.31	3.12	7.21	89.36	0.001	2.41	3.10
5571	73°49.99'	44°28.84'	347	0.79	15.02	8.10	76.09	0.001	3.58	4.06
5572	73°15.20'	38°41.06'	246	0.14	6.15	15.66	78.05	0.001	3.36	5.69
5573	74°14.99'	29°59.96'	336	0.00	5.87	13.69	80.44	0.001	3.15	5.01
Разрез по 71.5° с. ш.										
5524	71°51.26'	12°07.29'	1992	0.82	11.19	10.85	77.14	0.001	3.30	5.90
5525	72°00.25'	14°43.31'	1254	1.28	7.99	19.97	70.76	0.001	5.21	14.02
5527	72°05.65'	17°48.92'	311	0.36	4.53	9.75	85.36	0.001	2.68	3.63
5541	72°15.33'	22°30.22'	311	0.59	4.90	16.76	77.75	0.001	3.41	5.00
5546	72°32.95'	27°20.58'	294	0.06	10.39	22.64	66.92	0.003	6.61	3.85

Осадки ст. 5435 (236 м), 5436 (308 м), 5438 (212 м), 5439 (276 м) имели оливково-серый (5Y/4/2), серый (5Y/5/1), серо-коричневый цвета (2.5Y/4/2), примесь гравийного, галечного и валунного материала, обломков и целых раковин моллюсков и их детрита. На поверхности осадка обнаружены губки, мшанки. На ст. 5437 (353 м) отложения представлены гравий-

но-песчаным пелитовым илом темно серо-коричневого цвета (2.5Y/4/2) с небольшой примесью галечного материала. Осадок заполнен спикулами губок.

Осадки ст. 5440 (166 м), расположенной на склоне Медвежинского мелководья, имеют грубообломочную структуру (до 69% гравийно-галечного материала).

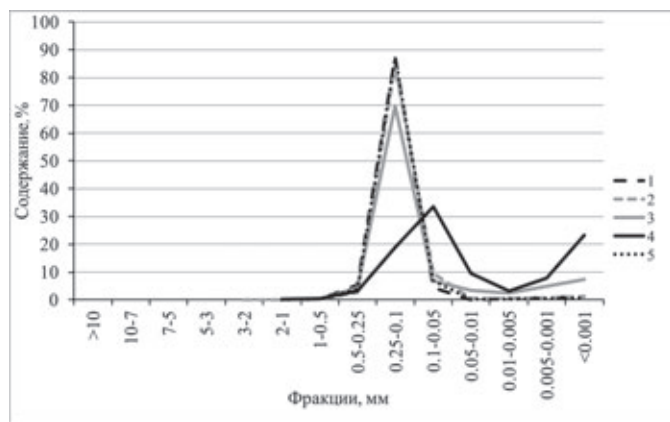


Рис. 9.2.2. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое осадков на Печорском полигоне. Станции: 1 – 5405, 2 – 5406, 3 – 5407, 4 – 5408, 5 – 5409

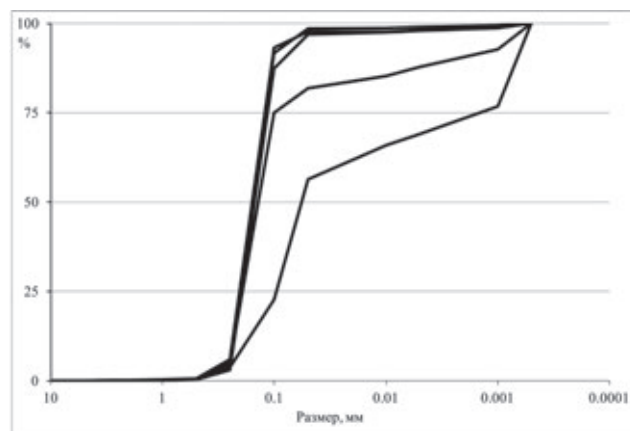


Рис. 9.2.3. Примеры кумулятивных кривых гранулометрического состава поверхностных донных отложений Печорского моря

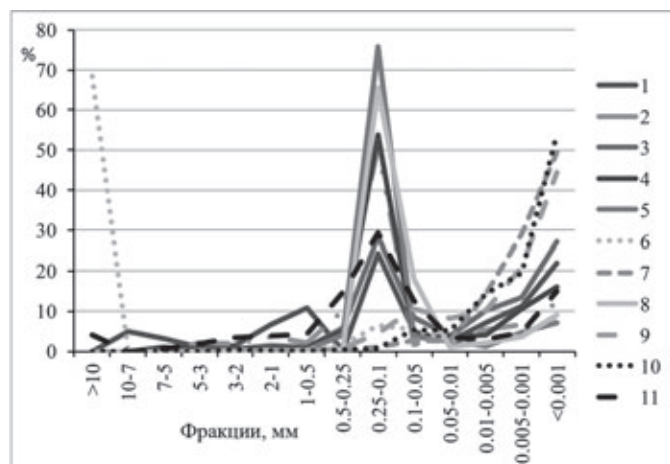


Рис. 9.2.4. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое на меридиональном разрезе Норвегия–Шпицберген.

Станции: 1 – 5435, 2 – 5436, 3 – 5437, 4 – 5438, 5 – 5439, 6 – 5440, 7 – 5441, 8 – 5530, 9 – 5531, 10 – 5532, 11 – 5540

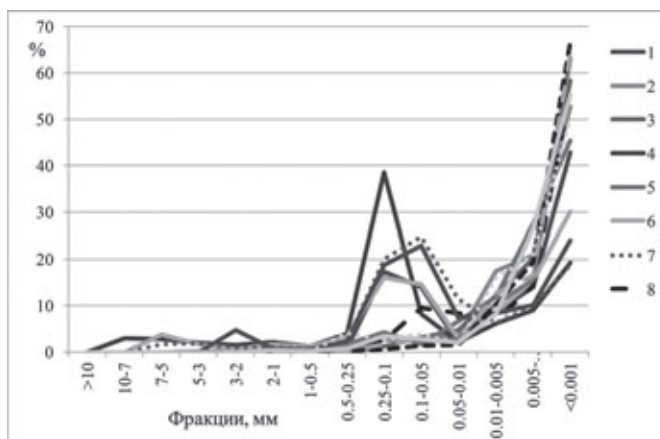


Рис. 9.2.5. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое осадков в Медвежинском желобе.

Станции: 1 – 5429, 2 – 5430, 3 – 5432, 4 – 5433, 5 – 5434, 6 – 5528, 7 – 5529, 8 – 5533, 9 – 5534, 10 – 5542, 11 – 5544, 12 – 5550, 13 – 5551, 14 – 5552

В желобе Стур-фьорд, ближе к берегам Шпицбергена, на ст. 5441 (316 м) и 5532 (352 м) осадки представлены пелитовым илом темного серо-коричневого (2.5Y/4/2) и темного зелено-серого цветов (Gley1/4/5GY), наблюдается небольшое количество полихет и их чехлов и гидротроилитовые примазки. Вероятно, это можно объяснить спокойной гидродинамической обстановкой в данном районе.

Медвежинский желоб. Желоб находится в западной части Баренцева моря и охватывает наиболее глубоководную его часть, представляет собой широкую асимметричную долину, тальвег которой прижат к северному борту. Простирается северо-восточное. Глубина его осевой части в целом понижается с востока на запад, а дно представляет собой сложное сочетание макроформ рельефа. Севе-

ро-западный борт желоба относится к крутым подводным склонам ступенчатого строения, юго-восточный борт пологий [Матишов и др., 2002]. Краевые шельфовые желоба являются основными путями транзита осадочного вещества с шельфа в область континентального склона [Котенев, 1979; Матишов, 1984], поэтому в этих районах значима роль гравитационных литодинамических процессов [Процессы седиментации..., 2000]. Есть данные, что крупные депрессии в краевых желобах Баренцева моря являются ловушками, где аккумулируется большое количество осадочного материала [Митяев и др., 2007].

Донные отложения ст. 5429 в вершине желоба представлены алеврито-песчано-пелитовым илом оливково-серого цвета (5Y/4/2). Осадки Медвежинского желоба в его средней части в основном пред-

ставлены пелитовым илом (ст. 5430, 5431, 5544, 5551, 5552), окисленным, оливково-серого (5Y/4/2) и темно-серого цвета (5Y/4/1), наблюдается большое количество полихет и их чехлов, гидротроилитовые прослои, ожелезненные стяжения и трубки. Содержание фракции <0.001 мм более 90% (табл. 9.2.1, рис. 9.2.5). Интересно, что по соотношению фракций 0.01–0.005 мм, 0.005–0.001 мм и менее 0.001 мм осадки этих станций почти не отличаются друг от друга, что позволяет говорить об общем их источнике и механизме поступления. На ст. 5433, 5528 на перегибе континентального склона залегают донные осадки смешанного типа (гравий – 11.46%, песок – 43.79%, алеврит – 10.38%, пелит – 34.37%). Их образование, возможно, связано с изменением динамических скоростей придонных течений при резком падении глубин. Пелитовый ил представлен на ст. 5434, 5533, 5534, расположенных практически у подножья континентального склона на глубинах более 1500 м, на границе Баренцева и Норвежского морей. Ил серого цвета (2.5Y/5/1), в нем наблюдаются полихеты и их чехлы, стяжения и трубки, встречаются фораминиферы песчаной размерности.

Разрез «Кольский меридиан». Для поверхностных донных осадков на Кольском меридиане характерно преобладание пелитовой фракции в осадках впадин, огрубление и несортированность отложений на возвышенностях.

Так, например, осадки ст. 5442 (329 м) и 5444 (308 м) представлены алеврито-пелитовым илом (табл. 9.2.1, рис. 9.2.6) темного серо-коричневого цвета (2.5Y/4/2), с большим количеством полихет и их чехлов, каверн. В осадке присутствует примесь гравийно-галечного материала и единичные раковины моллюсков. От-

ложения ст. 5443 (148 м) имеют смешанную структуру: алеврито-пелитово-песчаный ил оливково-серого цвета (5Y/4/2) с примесью гравийно-галечного материала (окатанной и средне-окатанной формы) и обломков раковинного материала (<1%). В осадке наблюдается большое количество Fe-Mn корок, трубок. Эта станция находится на Центральной возвышенности, где, вероятно, сильнее проходят процессы донной эрозии и вымывание тонкого материала, тогда как две другие расположены в глубоководье.

Север Баренцева моря. Осадки на разрезе Шпицберген–Земля Франца-Иосифа по 80°30' с. ш. имели разнообразную структуру. Содержание пелитовой фракции в отложениях менялось от 5 до 97.27% (табл. 9.2.1, рис. 9.2.7). На станциях вблизи островов архипелага Шпицбергена, где глубины не превышали 200 м, осадки грубозернистые или смешанные, тогда как, приближаясь к желобу Франц-Виктория, в отложениях происходит увеличение содержания тонких фракций.

В полосе глубин 175 м (ст. 5445) осадок представлен гравийно-галечно-валунным материалом с примесью песчано-алеврито-пелитового ила темно-серого цвета (5Y/4/1). Смешанные осадки, практически не сортированные обнаружены на ст. 5447 (135 м). Они представлены алеврито-песчано-пелитовым илом темного серо-коричневого (10YR/3/2) и серого цвета (5Y/5/1) с примесью гравийно-галечно-валунного материала. В осадке встречены Fe-Mn корки, трубки. Весь каменный материал неокатанной формы. Содержание гравийно-галечной фракции в отложениях меняется от 30.24% (ст. 5447) до 76.59% (ст. 5445). Преобладающими в осадках на ст. 5445 являются фракции >10 мм (25.6%) и 10–7 мм (48.41%).

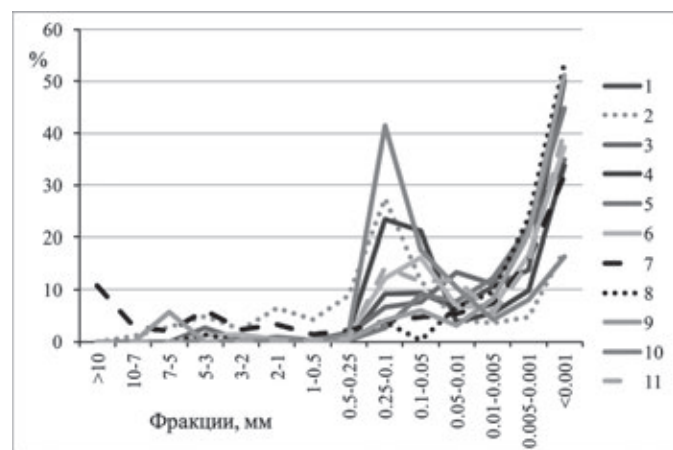


Рис. 9.2.6. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое на профиле Кольский меридиан.

Станции: 1 – 5442, 2 – 5443, 3 – 5444, 4 – 5547, 5 – 5548, 6 – 5553, 7 – 5554, 8 – 5555, 9 – 5556, 10 – 5578, 11 – 5579

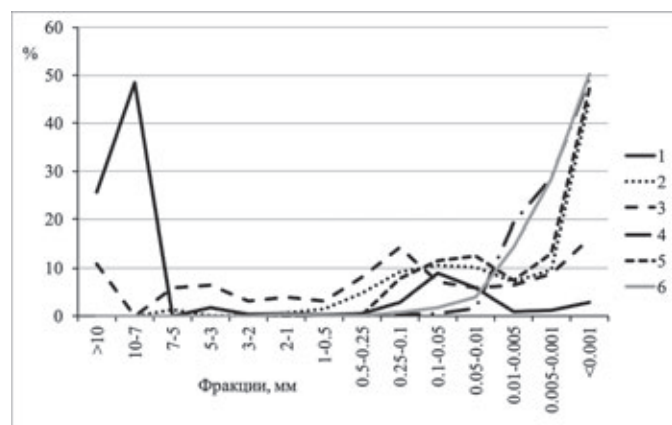


Рис. 9.2.7. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое донных осадков на широтном разрезе Шпицберген–Земля Франца-Иосифа.

Станции: 1 – 5445, 2 – 5446, 3 – 5447, 4 – 5448, 5 – 5450, 6 – 5452

Отложения ст. 5446 (181 м), 5448 (272 м), 5450 (318 м), 5452 (384 м) отнесены нами к пелитовым илам серо-коричневого (2.5Y/4/2) и зелено-серого цвета (Gley1/4/10Y) с примесью алевритового и песчаного материала, т.к. преобладает фракция <0.01 мм (61.57–97.27%). В осадке можно наблюдать обломки раковин моллюсков (<3%), полихет и их чехлов, Fe-Mn корки, трубки, мшанки. Осадки на ст. 5446 и 5450 содержат 15.42 и 8.28% песков, это достаточно высокое содержание для таких глубин. Возможно, здесь пески спускаются на такие же глубины, как илы, из-за высокой гидродинамической активности в данных районах.

Поверхностные осадки, отобранные вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа, имели преимущественно пелитовую размерность с незначительной примесью более крупнозернистого материала. Лишь на ст. 5559, находящейся на восточном склоне желоба Франц-Виктория, обнаружены смешанные осадки, где содержание пелита чуть превышает 50%. На станциях, расположенных южнее архипелага, подняты осадки, на поверхности которых обнаружены крупные железомарганцевые стяжения. Железомарганцевые стяжения, корки и конкреции, в зависимости от их состава, служат индикаторами определенных физико-химических условий седиментации. На ст. 5561 и 5562 железомарганцевые корки (стяжения) развивались по алевритово-пелитовому илу темно-коричневого цвета с включениями окатанной гальки, очевидно, по ходам илоедов.

Пролив Кембридж (Земля Франца-Иосифа). Этот пролив расположен между островами Земля Александры и Земля Георга. Глубины в нем достигают 640 м при относительно небольшой ширине в 10 км (рис. 9.2.8). Острова покрыты ледниковыми шапками, спускающимися в море. Именно ледники являются здесь основными поставщиками осадочного материала.

Наиболее распространенными отложениями в проливе Кембридж являются пелитовые илы окисленные, темно-серо-коричневого (10YR/4/2) или темно-зелено-серого цвета (Gley1/3/10Y) с небольшой примесью алевритового, песчаного или гравийно-галечного материала, а также обломков раковин моллюсков (1–2%). В осадке наблюдаются ожелезненные пятна, стяжения, трубки. Осадки содержат от 81.25 до 93.29% фракции <0.01 мм (табл. 9.2.1, рис. 9.2.8), причем около или более 50% приходится на субколлоидную фракцию <0.001 мм.

Центр Баренцева моря. В центре моря поверхностные осадки представлены преимущественно тонкими и средними пелитовыми илами оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3) с примесью песчаного, гравийного, галечного и валунного материала с боль-

шим количеством полихет и их чехлов (табл. 9.2.1, рис. 9.2.9). Содержание пелитовых фракций на станциях в центре моря колеблется от 11.22 до 96.2%. Осадки средней (S_0 около 2) или плохой ($S_0 > 3$) сортированности (рис. 9.2.10).

Осадки на ст. 5412 и 5414 имеют смешанный гранулометрический состав, представлены алеврито-пелитовым илом темно-серо-коричневого цвета (5Y/3/2) с примесью большого количества хорошо окатанного песчаного, гравийного, галечного и валунного материала. Осадки ст. 5416 содержат 74.32% крупнозернистого материала (>1 мм). Возможным способом его переноса является ледовый разнос. Эти

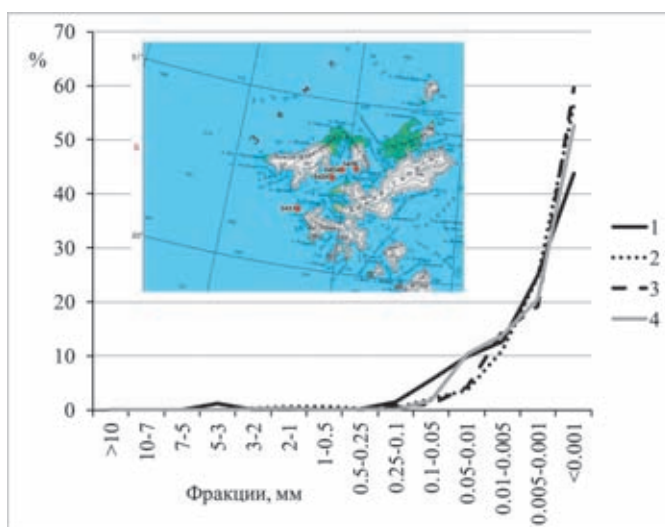


Рис. 9.2.8. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое осадков в проливе Кембридж, Земля Франца-Иосифа.

Станции: 1 – 5453, 2 – 5454, 3 – 5455, 4 – 5456. На вкладке – карта-схема расположения станций в проливе

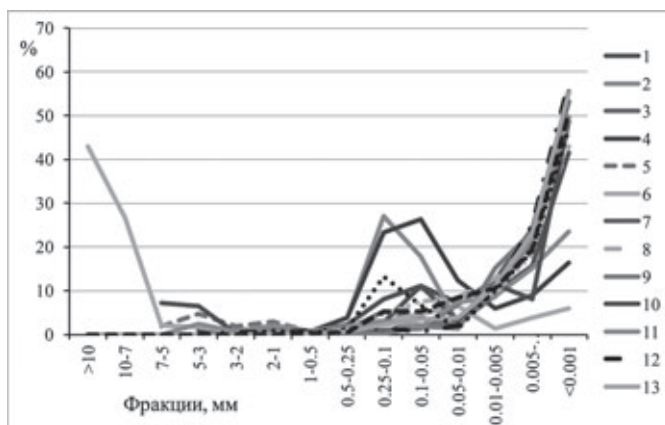


Рис. 9.2.9. Содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое осадков в центральной части Баренцева моря.

Станции: 1 – 5411, 2 – 5412, 3 – 5413, 4 – 5414, 5 – 5415, 6 – 5416, 7 – 5417, 8 – 5418, 9 – 5421, 10 – 5422, 11 – 5568, 12 – 5569, 13 – 5570, 14 – 5571, 15 – 5572, 16 – 5573

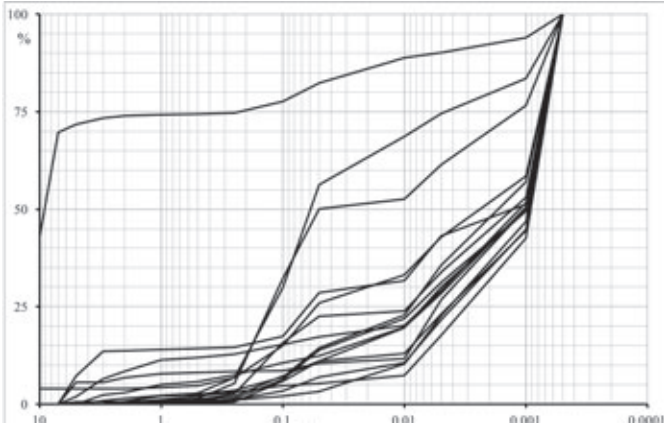


Рис. 9.2.10. Примеры кумулятивных кривых гранулометрического состава поверхностных донных отложений центра Баренцева моря

станции находятся вблизи архипелага Новая Земля, который поставляет грубообломочный материал как водотоков, так и ледников, а также ледового припая. Хорошая окатанность крупных обломков может быть обусловлена волновым воздействием на них в пляжевой области, откуда далее они могли бы переноситься с припайными льдами и захораниваться в центре моря.

Залив Русская Гавань (Новая Земля), расположенный на севере архипелага, состоит из двух бухт (Воронина и Откупщикова), разделенных полуостровом

Горякова. Бухта Откупщикова в своей кутовой части представлена крутым обрывом ледника Шокальского – одного из выводных языков области покровного оледенения Северного острова архипелага [Корякин, 1988]. Именно ледник является самым значимым источником осадочного вещества для залива.

В заливе Русская Гавань осадки отобраны на глубинах 60–176 м (табл. 9.2.1, рис. 9.2.11, 9.2.12). Донные отложения более глубоководных станций внутри залива: 5424 (176 м) и 5425 (153 м) – представлены однородным, мягким, пластичным пелитовым илом серого цвета (5Y/5/1), в них присутствует гидротроилит, зафиксированы крупные полихеты без чехлов.

Гранулометрический анализ этого материала показал, что доля песчаных и алевритовых фракций в нем очень мала, основную часть терригенного материала составляют пелитовые илы. Это наиболее тонкий тип осадков, содержащий от 93.98 до 96.2% фракции <0.01 мм. Гравийные отложения встречаются на глубинах 60 и 151 м на станциях, расположенных вне залива. Осадки ст. 5427 представлены песчано-алеврито-пелитовым илом темного зелено-серого цвета (Gley1/4/10Y) с примесью гравийного и галечного материала. Большая часть обломков пород имеет хорошую окатанность, материал покрыт розовой карбонатной коркой, красными водорослями. На обломках пород наблюдаются баянусы и мшанки. Осадки ст. 5423 – это песчано-алеврито-пелитовый ил темно-

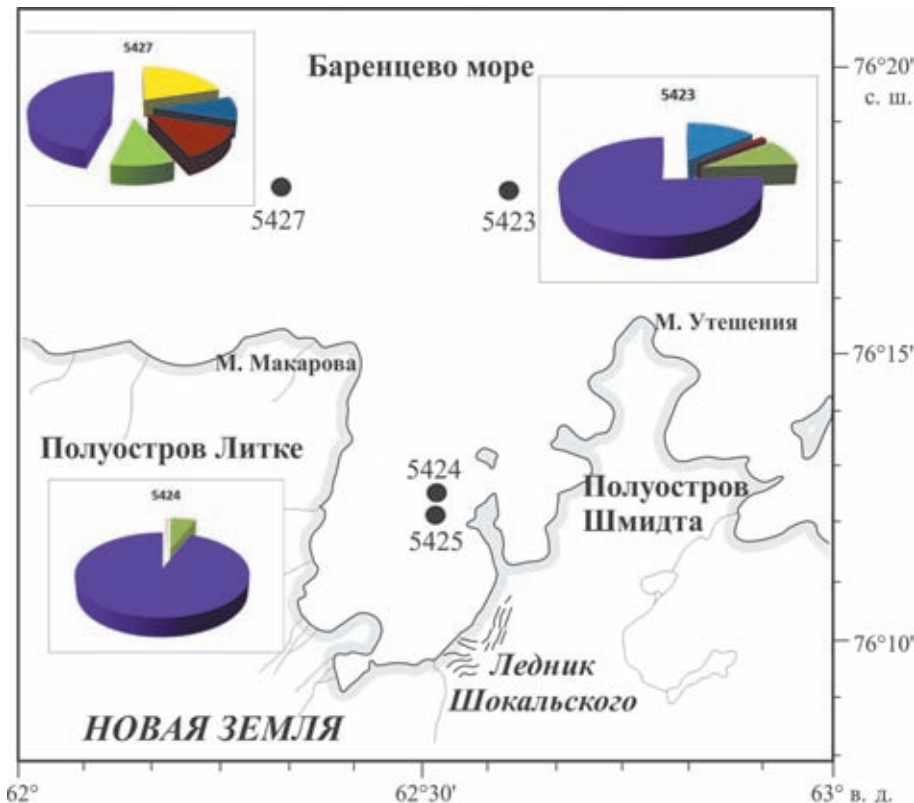


Рис. 9.2.11. Карта залива Русская Гавань (архипелаг Новая Земля) и содержание гранулометрических фракций в поверхностном слое донных осадков на ст. 5423, 5424, 5427.

Фракции: желтый – галька, голубой – гравий, красный – песок, салатный – алеврит, фиолетовый – пелит

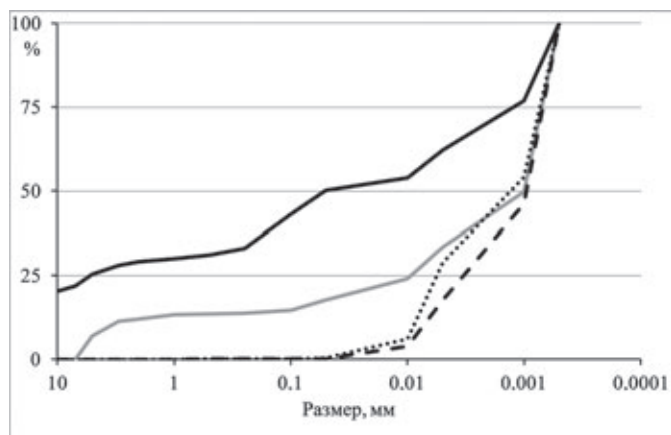


Рис. 9.2.12. Примеры кумулятивных кривых гранулометрического состава поверхностного слоя донных осадков залива Русская Гавань (Новая Земля)

серого цвета (5Y/4/1) с примесью гравийного материала, в осадке наблюдаются полихеты и их чехлы.

Таким образом, влияние ледников Новой Земли на осадкообразование в северной части бассейна достаточно велико, оно проявляется не только в разном обломочном материале ледниковыми глыбами, но и поступлением в море тонкодисперсного материала при таянии ледников [Павлидис и др., 1998; Politova et al., 2012].

Восточная граница моря. На востоке, между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа, преобладали пелитовые осадки (табл. 9.2.1, рис. 9.2.13). Примеси алевритового или песчаного материала отмечены на станциях с меньшими глубинами (5564 и 5566), где, вероятно, гидродинамический режим более активен.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Минеральный состав осадков изучался различными взаимодополняющими методами. По результату экспресс-анализа было выявлено, что он зависит от гранулометрического состава и географического расположения проб.

В Медвежинском желобе состав осадка полевошпатово-кварцевый с небольшой примесью слюд и обломков пород. В сторону Норвежского моря идет увеличение количества фораминифер в смер-слайдах. На ст. 5434 количество фораминифер достигает четверти от площади всего смер-слайда, а на ст. 5429–5431 встречены только единичные фораминиферы. Другие органические компоненты представлены редкими спикулами губок, иглами радиолярий и небольшим (до 1%) количеством органического детрита. Минералы тяжелой фракции присутствуют в малых количествах и в основном представлены руд-

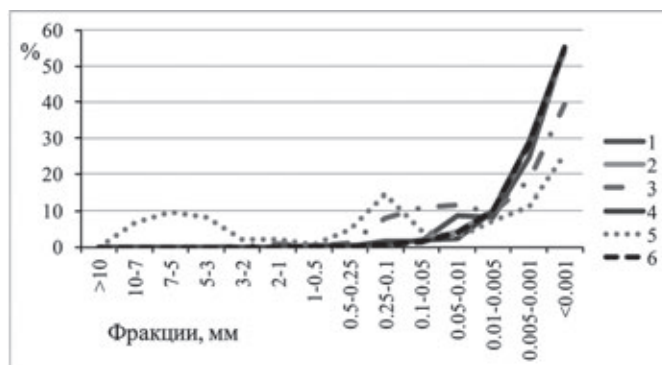


Рис. 9.2.13. Гранулометрический состав поверхностных донных осадков на северо-восточной границе Баренцева моря.

Станции: 1 – 5562, 2 – 5563, 3 – 5564, 4 – 5565, 5 – 5566, 6 – 5567

ными минералами, эпидотом, гранатом и роговой обманкой. Также встретились апатит, циркон, сфен, авгит и турмалин. Компоненты осадка железнены (рис. 9.2.14, 9.2.15).

На Норвежско-Шпицбергенском разрезе минеральный состав осадка схож, но отмечено большее количество обломков горных пород. Органические компоненты встречаются на каждой станции в значительном количестве от 5 до 15% и представлены фораминиферами, спикулами губок и редкими иглами радиолярий (рис. 9.2.16).

Осадок в заливе Русская Гавань Новой Земли по составу минералов легкой подфракции – полевошпатово-кварцевый. Были найдены редкие неопределенные обломки органического карбоната, единичные иглы радиолярий и спикулы губок, также в небольшом количестве присутствуют органический детрит (до 1%), рудные минералы и обломки пород. Минералы тяжелой фракции были найдены в единичном количестве – циркон, эпидот, турмалин, апатит (рис. 9.2.17).

Северный разрез Шпицберген – Земля Франца-Иосифа аналогично с другими районами обладает полевошпатово-кварцевым составом минералов легкой подфракции. В осадке присутствуют следы окисления. Органические компоненты представлены редкими радиоляриями, их иглами и спикулами губок, присутствуют обломки карбонатных организмов. Минералы тяжелой фракции представлены роговой обманкой, чернорудными минералами, пироксенами. На ст. 5448 и 5450 присутствует гранат. На ст. 5448 и далее по разрезу в сторону Земли Франца-Иосифа появляются железо-марганцевые микроконкреции (рис. 9.2.18).

Если сравнивать результаты исследования смер-слайдов и изучения крупноалевритовой фракции

под бинокляром, заметно, что доля полевых шпатов существенно понижается после фракционирования. Это, вероятно, связано с большей устойчивостью кварца к разрушению (в смер-слайдах есть возможность просматривать более тонкий материал). При просмотре фракций под бинокляром подтвердилась зависимость минерального состава от положения изучаемого материала в Баренцевом море. Наиболее явно зависимость проявилась в минералах тяжелой подфракции.

В Медвежинском желобе состав фракции преимущественно кварцевый. Количество полевых шпатов невелико и достигает 6%, обломки пород встречаются повсеместно в малых количествах (1–4%),

присутствуют слюды (рис. 9.2.19). Органогенные компоненты в малом количестве представлены фораминиферами, спикулами губок и редкими остракодами. Минералы тяжелой фракции представлены эпидотом, гранатом, магнетитом, роговой обманкой, единичными пироксенами и сфеном. Осадок на ст. 5434 – исключение; здесь фракции почти целиком состоят из фораминифер.

На Норвежско-Шпицбергенском разрезе от станции к станции прослеживается тенденция изменения состава минералов тяжелой подфракции. У побережья Скандинавии в составе присутствуют гранат, магнетит, роговая обманка, единичные пироксены и эпидот. К Шпицбергену пропадает гранат и появ-

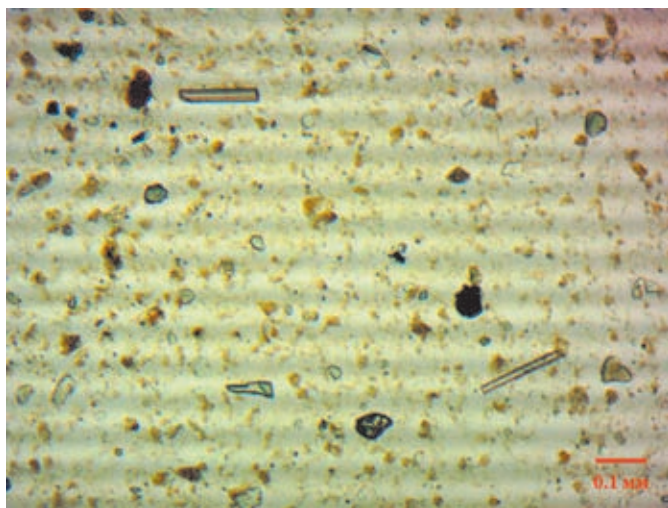


Рис. 9.2.14. Спикулы губок, органические включения, зерна кварца, ПШ, обломки пород, эпидот, слюда, роговая обманка

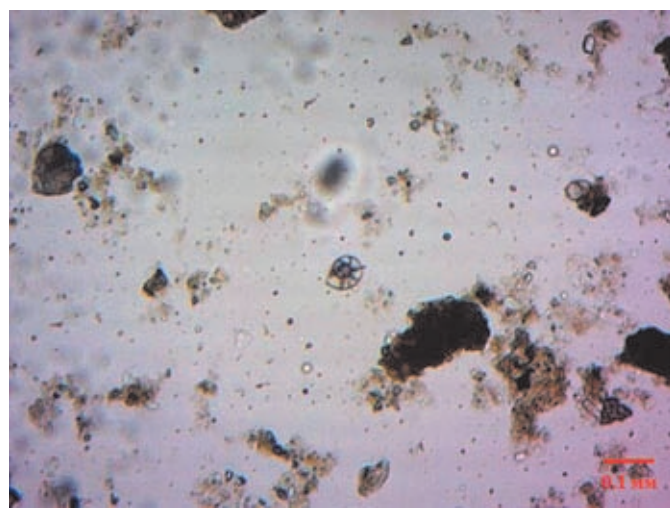


Рис. 9.2.15. Раковины фораминифер, органические включения, зерна кварца, обломки пород. Ожелезнение, рудные минералы

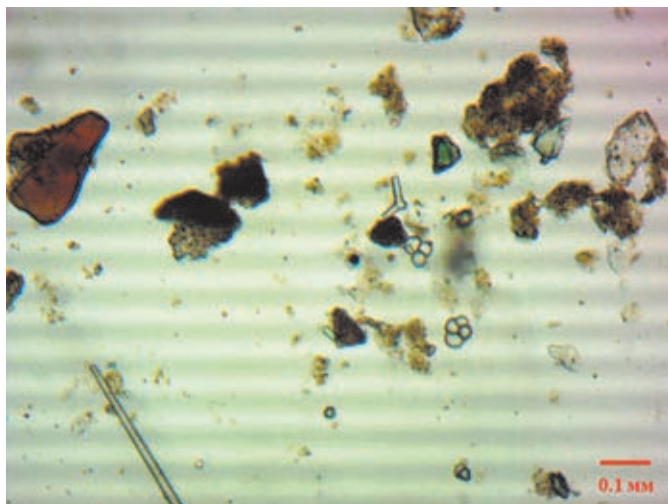


Рис. 9.2.16. Целые раковины форминифер и их обломки, спикулы губок, зерна кварца, обломки пород. Ожелезнение

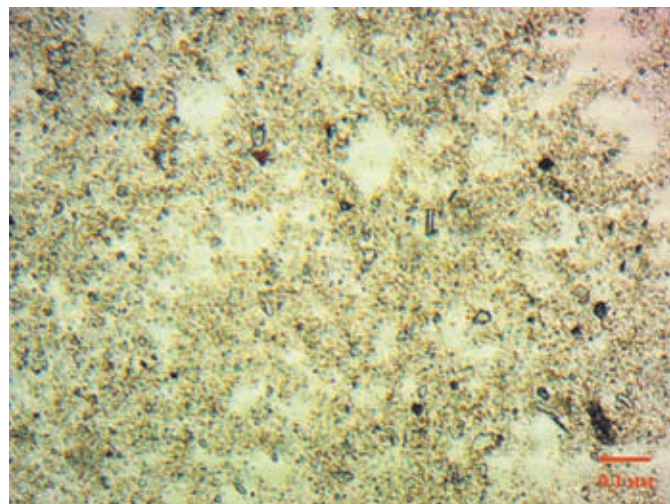


Рис. 9.2.17. Пелитовый материал с включениями органики, кварца, рудных минералов, роговой обманки, слюды мелкоалевритовой размерности

ляется хлорит, увеличивается количество пироксенов. На ст. 5441 встречаются единичные зерна сфена и турмалина. Состав минералов легкой подфракции преимущественно кварцевый, у побережья Скандинавии присутствуют полевые шпаты в количестве до 5%. Небольшое количество обломков горных пород увеличивается к Шпицбергену. Органогенные компоненты наиболее разнообразны и многочисленны у побережья Скандинавии на ст. 5435. Они представлены фораминиферами, раковинным детритом, остракодами, остатками иглокожих и спикулами губок. На остальных станциях органогенные компоненты присутствуют в виде фораминифер, спикул губок и редких остракод (рис. 9.2.20, 9.2.21).

Изученная фракция осадков на северном разрезе Шпицберген – Земля Франца-Иосифа также обладает

преимущественно кварцевым составом в легкой подфракции. Содержание полевых шпатов здесь выше, чем в остальных изученных районах и варьирует в пределах от 3 до 11%. Присутствуют редкие чешуйки слюд. Этот район наиболее беден органогенными компонентами, здесь встречаются в крайне малых количествах фораминиферы и спикулы губок. На ст. 5448, 5450, 5452 и 5456 встречаются корки и трубочки ожелезнения. На ст. 5456 в осадке в большом количестве присутствуют железо-марганцевые конкреции. Тяжелая подфракция представлена хлоритом, роговой обманкой, магнетитом и пироксеном. Встречаются единичные зерна сфена, турмалина и циркона. На ст. 5448, 5450 и 5452 тяжелая подфракция представлена гранатом, магнетитом, пироксеном и эпидотом (рис. 9.2.22, 9.2.23).

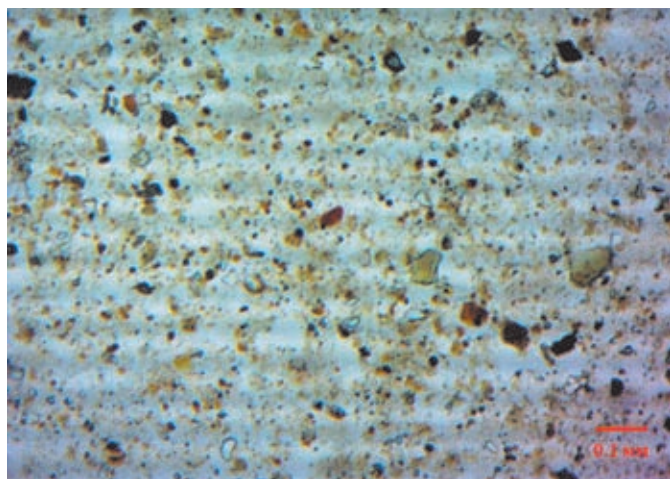


Рис. 9.2.18. Пелитовый материал с примесью органики, зерен кварца, ПШ, роговой обманки, обломков пород, слюды, ЖМК



Рис. 9.2.19. Фракция мелкого песка в осадках Медвежинского желоба



Рис. 9.2.20. Фракция мелкого песка в осадках разреза Норвегия – Шпицберген

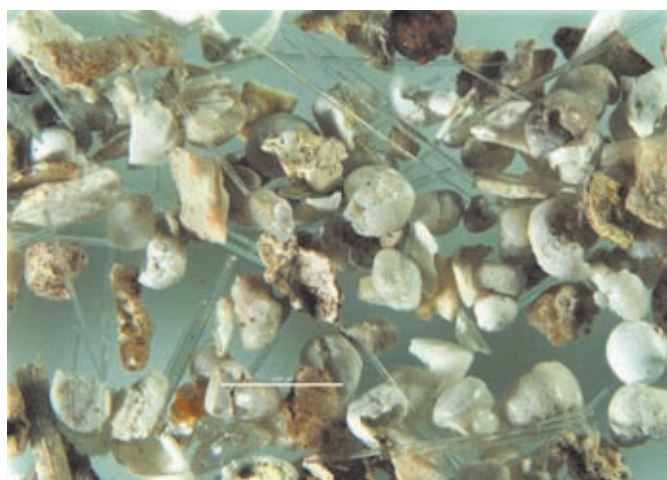


Рис. 9.2.21. Органогенные компоненты в осадках разреза Норвегия – Шпицберген



Рис. 9.2.22. Мелкопесчаная фракция на западе субширотного разреза Шпицберген – Земля Франца-Иосифа

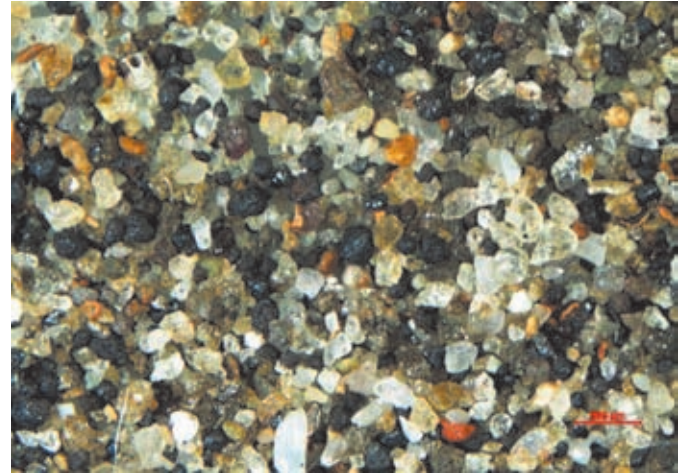


Рис. 9.2.23. Мелкопесчаная фракция на востоке субширотного разреза Шпицберген – Земля Франца-Иосифа (пролив Кембридж)

Анализ содержания глинистых минералов в верхнем слое донных осадков показал, что в них преобладает иллит, на западе моря появляются смектиты (в основном щелочного типа, т. е. с преобладанием одновалентных межслоевых обменных катионов K^+ и Na^+) и каолинит, в Русской Гавани отмечено резкое увеличение содержания хлорита (железистого, хорошо раскристаллизованного). В осадках пролива Кембридж глинистые минералы имеют смешанный состав с преобладанием иллита и смектита (двух типов – щелочного и щелочноземельного).

В табл. 9.2.2 приведены результаты рентгенофазового анализа по валовому образцу, а в табл. 9.2.3 – результаты по исследованию глинистых минералов на нескольких станциях ключевых районов. Можно отметить, что образцы различаются как внутри одного района, так и между ними.

На ст. 5424 в Русской Гавани осадки хлорит-иллитовые, около четверти составляет кварц, присутствуют полевые шпаты в пределах 14–15%. Полевые шпаты представлены КПШ и альбитом. Присутствует мусковит, причем в значительных количествах на поверхности (15%), на горизонте 1–2 см его содержание сокращается более чем в 2 раза. В концентрации не более одного процента были найдены эпидот, кальцит, доломит и смешаннослойные глины.

В Медвежинском желобе преобладающим минералом является кварц за исключением ст. 5434, там преобладают карбонаты. Полевые шпаты представлены КПШ и альбитом, суммарное количество которых изменяется по станциям от 21 до 28%. В осадке также присутствует мусковит в количестве до 13%, кроме горизонта 0–1 см колонок 5431 и 5434. Состав глин аналогичен результатам рентгенофазового ана-

лиза пелитовой фракции. Анализ показал наличие амфиболов и пироксенов в составе осадка. Во всех колонках кроме колонки со ст. 5429 были найдены карбонаты.

Осадки на ст. 5436, 5437 и 5441 существенно различаются между собой. На ст. 5436 – это карбонатно-глинисто-мусковит-полевошпатово-кварцевый осадок с незначительной амфиболовой примесью. Полевые шпаты здесь представлены КПШ, альбитом и анортитом. Состав глин хлорит-иллитовый с примесью каолинита и смешаннослойных глин.

Осадок на ст. 5437, по данным анализа, глинисто-кварц-полевошпатово-карбонатный с примесью мусковита. Полевые шпаты представлены КПШ и альбитом. Состав глин каолинит-хлорит-иллитовый с примесью смешаннослойных глин.

На ст. 5441 осадок различается на обоих изученных горизонтах. На горизонте 0–1 см он полевошпатово-кварцево-глинистый с незначительной примесью пироксена, эпидота и карбонатов; а на горизонте 1–2 см – полевошпатово-глинисто-кварцевый с незначительной примесью пироксенов и амфиболов. Полевые шпаты здесь представлены КПШ и альбитом, на горизонте 0–1 см присутствует анортит. Состав глин каолинит-иллит-хлоритовый на горизонте 0–1 см и смектит-каолинит-хлорит-иллитовый на горизонте 1–2 см.

В осадках северного разреза также есть различия от станции к станции, но не такие существенные. На ст. 5448 – это полевошпатово-глинисто-кварцевый осадок с незначительной примесью амфиболов и эпидота. Полевые шпаты здесь представлены КПШ и альбитом. Состав глин смектит-каолинит-хлорит-иллитовый с примесью смешаннослойных глин.

Таблица 9.2.2. Результаты рентгенофазового анализа проб донных осадков

Кварц	5407	48	28	44	49	41	30	26	27	32	22	40	34	37	26	12	42	18	38	35	41	35	49	25	27	20	23	5456
	5411	8	9	13	7	13	6	9	6	6	3	8	7	6	9	7	10	8	6	6	9	8	8	6	4			5454
Альбит	5412	12	20	19	16	23	14	17	19	15	12	18	15	18	19	9	8	13	18	21	17	15	21	14				
	5413															5	4									есть	9	5453
Анортит	5414																											
Андезин	5415																											
Амфибол	5416	3	3	3	3		2	4	3	3		2	2	2	3	2	2	2	3	2	2	2						
Пироксен	5417	2	4		2	2	2	3		2		2	2	1	4				2	2	2			2	4	6	8	
Мусковит	5418		11				9	7		9	7	9	10	10	13	10	12	7		9	8							
Эпидот	5419						3	1	3		1												4					
Кальцит	5420	1						1			1	1	1	1	4	39	9	37			1							
Арагонит	5421												1				1	1										
Доломит	5422	1	1	1	1			1			1		1	1	1	1	1	1	1	1	1	2						
Смектит	5423	4	5	1	1	2		8	5	5		4	5	4		2			5	4	3	4	2	7	10	18	17	
Иллит	5424	9	10	14	10	13		18	13	10		8	10	9	14	5	8	6	12	8	8	14	10	11	8	12	11	
Хлорит	5425	9	4	3	7	3	27	7	12	9	48	4	6	6	3	3	2	3	8	4	6	10	5	9	7	10	13	
Каолинит	5426	1	4	2	4	2	5	7	6	6		4	5	4	3	3	1	3	7	3	4	8	3	8	6	8	9	
ССО	5427		сл.	сл.	сл.	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	сл.	2	1	1					1	
Гипс	5428	1																										
Цеолит	5429	1							4	2														3	4	5	7	

Примечание. КПШ – калиевый полевой шпат, ССО – смешаннослойные образования иллит-смектит, хлорит-смектит.

На ст. 5450 осадок различается на обоих изученных горизонтах. Горизонт 0–1 см полевошпатово-кварцево-глинистый с примесью мусковита и незначительной примесью пироксенов, амфиболов и эпидота; а на горизонте 1–2 см – глинисто-полевошпатово-кварцевый с незначительной примесью эпидота. Полевые шпаты здесь представлены КПШ и альбитом. Состав глин каолинит-иллит-хлоритовый.

На ст. 5452 осадок кварцево-полевошпатово-глинистый с примесью мусковита и незначительной примесью пироксенов, амфиболов и цеолитов. Полевые шпаты здесь представлены КПШ, альбитом и андезином. Состав глин смектит-каолинит-хлорит-иллитовый.

Осадок на ст. 5453 кварцево-глинисто-полевошпатовый с незначительной пироксеновой и цеолитовой примесью. Полевые шпаты представлены в основном андезином с небольшим количеством анортита. Состав глин каолинит-хлорит-иллит-смектитовый.

Отложения на ст. 5454 и 5456 кварцево-полевошпатово-глинистые с примесью пироксенов и цеолитов. Полевые шпаты представлены в основном андезином, а на ст. 5454 есть анортит. Состав глин каолинит-хлорит-иллит-смектитовый.

Таким образом, изучение минерального состава поверхностных осадков позволило сделать выводы о питающих провинциях моря. На суше и островах Баренцева моря распространены различные по тектоническому положению области сноса терригенного материала, в пределах которых распространены различные петрографические типы пород. Результаты минералогического и рентгенофазового анализов позволили установить особенности минерального состава изученных осадков и выявить ряд терригенно-минералогических провинций в исследуемых районах. Наиболее четко можно выделить районы по минералам тяжелой фракции. Так, источником для Медвежинского желоба и акватории южнее него, вероятно, является материал, поступающий с Кольского полуострова. В данном районе присутствует эпидот-гранат-чернорудно-роговообманковая ассоциация минералов тяжелой фракции. Единственным источником гранатов для этого района является Кольский полуостров, также в породах полуострова велика концентрация роговой обманки. Состав глин в этом районе в основном хлорит-каолинит-иллитовый и каолинит-хлорит-иллитовый, за исключением района у берегов Скандинавии и в Норвежском море.

Таблица 9.2.3. Результаты рентгенофазового анализа глинистых минералов

Станция	Смектит	Иллит	Каолинит	Хлорит
5424	0	63	0	37
5429	14	55	17	14
5430	22	50	15	13
5432	8	53	19	20
5454	39	33	15	13

В составе глин в Медвежинском желобе присутствует большое количество каолинита (до 35%). Каолинит образуется преимущественно экзогенным путем при выветривании различных алюмосиликатов в кислой среде или при гидротермальном изменении полевошпатовых пород. Наличие повышенного содержания каолинита в осадке указывает на привнос из древних кор выветривания, вероятно, с Кольского полуострова.

Севернее Медвежинского желоба, восточнее Шпицбергена и у Земли Франца-Иосифа состав минералов тяжелой фракции схож между собой и представлен хлорит-роговообманково-чернорудно-пироксеновой ассоциацией. Состав глин ближе к Шпицбергену смектит-каолинит-хлорит-иллитовый, а у Земли Франца-Иосифа – каолинит-хлорит-иллит-

смектитовый. В данных районах сомнений по источникам питания не может быть; это близлежащие архипелаги. Большое содержание смектита в районе Земли Франца-Иосифа объяснимо наличием плато базальтов на архипелаге. Смектит, появление которого в полярных морях связывают с деятельностью рек (Северной Двины в Белом море, Оби и Енисея – в Карском, Лены – в море Лаптевых) [Калиненко, 2001], в Баренцево море поставляется также морскими течениями из соседних морей, а не только ледниками архипелага Земля Франца-Иосифа.

Западнее Земли Франца-Иосифа до острова Белый есть зона, в которой влияние Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа на состав минералов тяжелой фракции не выявлено. Здесь тяжелая фракция представлена эпидот-гранат-чернорудной ассоциацией.

Объяснить столь широкое распространение граната в Баренцевом море тяжело. Исследователи отмечают, что высокие концентрации устойчивых минералов приурочены к речным палеодолинам в районах высокой современной динамической активности придонного слоя воды и значительного горизонтального градиента скорости придонных течений [Гуревич, 2002]. В этой ситуации можно предположить участие ледового разноса в процессе переноса гранатов. О возможности такого способа распространения говорит циклоническая схема поверхностных течений, охватывающих источник и области распространения гранатов в Баренцевом море. Также не исключен вариант распространения материала ледниками последнего оледенения, после отступления которых материал был распределен современными процессами в море.

В заливе Русская Гавань безусловно влияние ледника Шокальского как источника питания. Минералы тяжелой фракции представлены пироксен-роговообманково-чернорудной ассоциацией, а состав глин – хлорит-иллитовый.

В изученных районах низкая роль биоса в формировании осадков. Сложные природные условия являются значительной преградой для процветания жизни, особенно карбонатной, в Баренцевом море. Однако по мере продвижения на запад увеличивается количество и разнообразие биогенных компонентов в осадке, что объясняется влиянием теплых атлантических вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характерной чертой донных осадков Баренцева моря является резкое преобладание в них терригенного разнозернистого материала, поступающего с суши в результате разрушения коренных и осадочных пород. Его основными источниками являются Кольская, Тимано-Печорская, Новоземельская питающие провинции, а также, в меньшей степени, архипелаги Земля Франца-Иосифа и Шпицберген [Павлидис и др., 1998]. Содержание биогенного карбонатного материала в целом невелико, но в некоторых районах концентрации его повышены. Примесь биогенных частиц (раковин или их обломков) наблюдалась на станциях, близких к берегу, или банках в южной части моря. На континентальном склоне на границе Норвежского и Баренцева морей встречены типично океанские осадки с большим количеством биогенных частиц (раковин моллюсков, фораминифер). Гранулометрический состав донных отложений зависит от источников их поступления (речной сток, абразия, процессы ледового осадкообразования (ледовый и айсберговый разнос)) и от интенсивности гидродинамических процессов.

При изучении ледового разноса отмечено, что в весовом отношении наибольшее количество крупно-обломочной фракции найдено у берегов архипелагов и континентальной Норвегии.

Полигонные исследования в акватории Баренцева моря помогли выявить большую изменчивость в распределении типов осадков. Общая закономерность циркумконтинентальной зональности в распределении гранулометрических типов осадков сильно искажается другими факторами, влияющими на осадко-накопление: течениями, рельефом, ледниками.

Крупнообломочный материал (валунно-галечно-гравийный) преобладает у побережий Кольского полуострова, Шпицбергена, Новой Земли. Песчаный материал распространен в юго-восточной части моря и на границе с Норвежским морем. В Печорском море встречены хорошо сортированные «чистые» пески. Алевритовая и пелитовая фракции встречаются как в прибрежной зоне, так и в центральных глубоководных областях моря. Наиболее распространенными на шельфе Баренцева моря являются пелитовые осадки с преобладающей фракцией и медианным диаметром < 0.01 мм. Они включают ряд литологических типов, таких как песчано-алевритово-пелитовые, алевритово-пелитовые и собственно пелитовые илы, состоящие на 90% частиц пелитовой размерности. Эти осадки широко развиты в центральной части моря и во всех относительно глубоководных котловинах, а также встречены в бухтах и проливах Новой Земли и Земли Франца-Иосифа, находящихся в непосредственной близости от ледников, поставляющих в море тонкий осадочный материал («ледниковое молоко»).

Высокий процент тонкого материала терригенного происхождения объясняется следующими причинами. Во-первых, основная осадкообразующая роль в северной и восточной частях Баренцева моря принадлежит пелитовому материалу, поставляемому ледниками архипелагов. Во-вторых, гидродинамическая обстановка в бассейне такова, что транспортирующей силы течений хватает для переноса только наиболее тонкого материала. В-третьих, система течений в Баренцевом море имеет замкнутый циклонический характер, вследствие чего тонкий материал не выносится за пределы шельфа.

Также нужно отметить, что в Баренцевом море довольно часто были встречены осадки смешанного гранулометрического типа (миктиты), что может быть результатом смешения материала из различных источников.

Поверхностные донные осадки Баренцева моря преимущественно терригенные. Биогенная составляющая увеличивается лишь к границе с Норвежским

морем, где велико влияние теплых атлантических вод. В осадках преобладают полевошпат-кварцевые минералы, в составе тяжелой фракции присутствуют чернорудные минералы, гранат, магнетит, амфиболы, роговая обманка, пироксены, эпидот. Анализ содержания глинистых минералов в верхней части донных осадков показал, что в них преобладает иллит, на западе моря появляются смектиты и каолинит, в Русской Гавани отмечено резкое увеличение содержания хлорита. В осадках пролива Кембридж глинистые минералы имеют смешанный состав с преобладанием иллита и смектита.

Источники финансирования. Обработка мате-

риала проводилась в рамках базовой темы Госзадания ИО РАН № 0149-2019-0005 при поддержке Российского научного фонда (проект № 20-17-00157); подготовка статьи выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-50090). Экспедиционные исследования выполнены при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций) и Российского научного фонда (проект № 14-27-00114 – 67 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», проект № 14-50-00095 – 68 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»; проект № 19-17-00234 – 75 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»).

9.3. Некоторые геохимические особенности макроэлементного состава поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря

В.В. Гордеев, Л.Л. Демина, Т.Н. Алексеева

Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва

В разделе представлены результаты определения макроэлементного состава методом рентгено-флуоресцентного анализа 34 проб поверхностных донных осадков Баренцева моря. Рассмотрены основные источники поставки осадочного материала в море – речной сток, эоловые выпадения и другие. Показано, что имеющиеся собственные и литературные данные не позволяют дать адекватную оценку баланса поступающего осадочного материала. Сопоставление состава донных осадков (песков, алевритов, пелитов) с составом преобладающих пород водосборного бассейна показало, что преобладает снос терригенного материала. Детально рассмотрены взаимосвязи между всеми макроэлементами в донных осадках и их гранулометрическим составом. Установлено, что для всех элементов, кроме марганца, имеют место известные зависимости от величины пелитовой фракции осадков – увеличение содержания для всех элементов с ростом доли пелитов, за исключением SiO_2 и CaO , которые отличаются высокими содержаниями в грубых фракциях. Необычно ведет себя марганец. Для образцов осадков из юго-западной части моря его содержание почти не зависит от пелитовой фракции, что весьма неожиданно, тогда как осадки северо-восточной части моря значительно обогащаются марганцем, достигая величин 1–1.5%. Обсуждаются причины такого распределения этого металла. На основе полученных данных построены фрагменты карт распределения в осадках окислов железа, алюминия и марганца. Делается заключение о том, что новые данные подтверждают классический тип преобладающего терригенного осадкообразования в Баренцевом море.

Ключевые слова: макроэлементы, донные осадки, гранулометрический состав, геохимия.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(30)

ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море, наряду с Белым, Балтийским, Черным и Каспийским, вошло в программу комплексного изучения морей России, возглавляемую академиком РАН А.П. Лисицыным. По состоянию на 2018 г. по результатам этой программы, а также программы «Система Белого моря» (2000–2016 гг.), вышли из печати 4 тома монографии по Белому морю (2010, 2012, 2013, 2017) и, кроме того, по одному тому по Балтийскому (2016), Каспийскому (2017) и Черному (2018) морям.

Настоящий раздел является составной частью

коллективной монографии «Система Баренцева моря», завершающей серию монографий по итогам упомянутой программы.

Баренцево море – сравнительно мелководное окраинное море Западной Арктики (средняя глубина 222 м, максимальная 600 м). Оно по многим характеристикам заметно отличается от других морей, рассматриваемых в упомянутой выше программе. Отметим, по крайней мере, два важных отличия. Во-первых, Баренцево море в основном граничит с другими морями [Михайлов и др., 2007]. В условиях, когда

береговая линия (кроме берегов крупных островов Новой Земли, Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена и севера Скандинавии и Кольского полуострова) достаточно далеко отстоит от водной толщи моря, можно предполагать, что важность континентальных источников поставки осадочного материала в море окажется ниже по сравнению с ролью мощных течений – в первую очередь Нордкапского со стороны Атлантического океана. Во-вторых, в отличие от других морей с обширной сетью рек, в Баренцево море практически не впадает крупных рек, кроме Печоры. В этом смысле весьма показательна отношение площади бассейна к площади моря – для Баренцева моря: оно равно 0.47, тогда как для Белого – 7.97, Карского – 7.53, Лаптевых – 5.58 [Михайлов и др., 2007].

Вероятно, некоторое значение для осадконакопления в Баренцевом море могут иметь стоки Северной Двины и Мезени, поступающие в него из Горла Белого моря.

Уже сказанного выше достаточно, чтобы считать, что условия осадконакопления в Баренцевом море имеют свои особые черты по сравнению с другими морями.

Цель данной работы состоит в том, чтобы показать особенности геохимического поведения элементов основного состава поверхностных осадков Баренцева моря, их взаимосвязи между собой, зависимости от гранулометрического состава осадков и составить схематические карты распределения ряда макроэлементов в тех областях моря, для которых имеется достаточное количество изученных проб.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Баренцево море давно привлекает внимание специалистов, изучающих процессы осадконакопления, литологии и геохимии донных осадков. Первым крупным обобщением полученных данных по геологии Баренцева моря стала монография М.В. Кленовой «Геология Баренцева моря» [1960]. Еще ранее были опубликованы данные о химическом составе типичных осадков Баренцева моря, включающих ряд основных окислов [Кленова, 1940].

Значительный вклад в изучение разных типов донных осадков моря внесли работы Ю.А. Павлидиса [1995], Ю.А. Богданова с соавторами [Богданов и др., 2001], В.И. Гуревича [2002], М.А. Левитана с соавторами [Левитан и др., 2007] и др.

Данные об основном химическом составе донных осадков Баренцева моря после работ М.В. Кленовой были опубликованы в монографии Г.И. Иванова [2006]. Современные измерения микроэлементов в осадках моря выполнены в работах [Гурвич и др.,

2001]; [Новиков, Жилин, 2016]. В настоящей монографии сведения о распределении широкого спектра редких и рассеянных элементов (более 50) в современных отложениях Баренцева моря представлены в разделе А.В. Маслова с соавторами, а формы нахождения группы химических элементов в колонках осадков описаны в разделе Л.Л. Деминой с соавторами.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Образцы поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря были отобраны в 67 (2016 г.) и 68 (2017 г.) рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш». Самый верхний слой осадка (0–1 см и 0–0.5 см) отбирался, высушивался и растирался до порошкообразного состояния после удаления гравийного и галечного материала в случае их присутствия в пробе. Анализы выполнялись методом рентгено-флюоресцентной спектроскопии (РФА). Контроль надежности данных проводился с помощью государственных стандартных образцов донных осадков СДО-1 и СДО-3.

Определения содержаний $C_{\text{орг}}$ и CaCO_3 (последний вычитанием содержаний $C_{\text{орг}}$ из $C_{\text{общ}}$) выполнялись путем регистрации CO_2 при сжигании проб при $t = +900^\circ\text{C}$ в токе воздуха на экспресс анализаторе АН-7560. Гранулометрический состав исходных образцов определялся методом водно-механического анализа по В.П. Петелину [1967].

ОСНОВНЫЕ ИСТОЧНИКИ ПОСТАВКИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В МОРЕ

Наиболее подробно об источниках поступления вещества в море говорится в статье Н.А. Айбулатова и др. [1999]. Это абразия берегов, эрозия дна, солифлюкция берегов, твердый сток рек, выпадения из атмосферы, а также поставка ледовая и техногенных веществ. Упомянутые авторы считают, что основные источники взвешенного материала и районы его депонирования находятся в самом Баренцевом море, а поступающая взвесь Белого и Карского морей и поставляемая Нордкапской ветвью Гольфстрима, количественно еще не оценены, предположительно менее значимы по сравнению с местными источниками.

Как уже упоминалось выше, лишь три достаточно крупных реки могут рассматриваться как потенциальные поставщики взвешенного материала в Баренцево море – Северная Двина, Мезень и Печора. Приведем некоторые характеристики и основной химический состав взвесей этих рек (табл. 9.3.1). Данные этой таблицы будут далее учтены при качественной оценке роли разных источников.

Если Печора впадает в Печорское море, рассматриваемое как южная часть Баренцева моря, то выносы рек бассейна Белого моря, Северной Двины и

Мезени, вероятно, в какой-то мере поступают в Баренцево море. Выяснение этого вопроса стоит в повестке дня Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН. Авторы работы [Айбулатов и др., 1999] задались важным вопросом: как далеко на север могут проникать беломорские воды (частично включающие стоки двух рек) в Баренцевоморский бассейн? С целью получить ответ на этот вопрос в 11 рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» (1997) ими

были проведены в Горле Белого моря синхронные измерения концентраций взвеси и течений на протяжении всего приливно-отливного цикла с дискретностью 2 часа. Было установлено, что на горизонте 30 м итоговый горизонтальный поток взвешенного материала во время эксперимента был направлен в сторону Баренцева моря при минимальном вертикальном потоке (Горло Белого моря является зоной неотложения).

Таблица 9.3.1. Содержания основных окислов во взвеси Северной Двины, Мезени и Печоры (%)

Река	Водный сток, км ³ /г	Твердый сток, 10 ³ т/г	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	CaO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	C _{орг}	Ссылка
			%										
Северная Двина	108	4400	57.9	12.3	1.03	1.92	2.25	2.14	5.93	0.24	0.60	2.97	[Гордеев и др., 2012]
	–	–	57.9	12.32	1.70	1.92	2.95	1.78	5.93	0.24	0.60	2.97	[Шевченко и др., 2010]
Мезень	24.4	800	46.6	14.0	–	2.65	2.25	–	7.42	0.20	0.73	0.85	[Морозов и др., 1974]
Печора	130	8500	54.8	14.4	2.43	2.07	1.23	3.10	6.93	0.13	0.82		[Морозов и др., 1974]
Реки Мира	–	–	54.5	16.45	0.96	2.10	3.62	2.04	8.30	0.22	0.73	2.0	[Viers et al., 2009]
	–	–	62.26	18.53	1.26	2.70	4.12	2.94	8.19	0.115	0.43	2.00	[Савенко, 2006]

На выходе из Горла Белого моря поверхностный слой воды имел повышенную концентрацию взвеси от 0.2 до 1.6 мг/л (средняя для вод Белого моря концентрация близка к 1 мг/л по данным М.Д. Кравчишиной [2009]). Севернее происходит смешение этих вод с водами Баренцева моря (концентрации снижаются в верхнем слое вод до 0.6 мг/л). Полученные результаты авторы рассматривают как подтверждающие поступление замутненных беломорских вод в воды Карского моря.

Роль аэрозольного материала в поставке осадочного вещества в моря Арктики, и в Баренцево море в том числе, рассматривается в работах В.П. Шевченко и его монографии [2006], а также в специальном разделе этого автора в данной монографии. Среднее значение вертикального потока аэрозолей в Арктике оценивается им величиной около 600 мг/м²-год. Общее поступление аэрозолей в Северный Ледовитый океан (площадь 9.4 млн км²) составляет при этом 5.7 млн т/год. Вклад аэрозолей в седиментацию в Арктике оценивается примерно в 10%. Учитывая площадь Баренцева моря (1.424·10⁶ км²) и при условии потока аэрозолей в море, равного среднему для всей Арктики, можно в первом приближении оценить

ежегодный объем выпадений в море. Он составляет при таких условиях около 0.85 млн т/год. Сравним эту величину с выносом трех рек (Северной Двины, Мезени и Печоры) – 13.7 млн т/год. Это валовый сток, который необходимо уменьшить на потери материала в маргинальных фильтрах рек. Если для Северной Двины потери были оценены нами примерно в 30%, то для Мезени и Печоры такие данные отсутствуют, и мы принимаем для них потери в 90% (глобальная средняя величина). В таком случае за пределы маргинальных фильтров рек будет вынесено примерно 4.3 млн т/год. Эти грубые оценки показывают, что речные выносы в сторону Баренцева моря примерно в 5 раз превышают выпадения аэрозолей на площадь моря. При этом очевидно, что влияние рек существенно важнее для южной части моря, тогда как аэрозоли примерно равномерно распределяются по всей его акватории. Для сопоставления разных источников поставки вещества в море необходима информация о химическом составе их вещества. В первую очередь для этих целей требуются данные о содержании в аэрозолях Si, Al, Mg и K, используемых далее для оценки роли разных источников. Учитывая, что в собранных в экспедициях с работами в Ба-

ренцевом море аэрозолях было определено более 30 химических элементов [Шевченко, 2006], оказалось довольно трудно найти в одних и тех же пробах указанные четыре макроэлемента. В 10 пробах аэрозолей, собранных в рейсе НИС «Профессор Смирнитский» (1991), по данным В.П. Шевченко содержались в среднем Al – 1.83%, Si – 9.1%, K – 1.42%. На норвежской станции Нью-Олесунн на о. Шпицберген по [Maenhaut et al., 1989] пробы аэрозолей собирались в течение трех зим (1983, 1984 и 1986 гг.) и одного лета (1984 г.). Они были проанализированы на несколько десятков элементов, включая все четыре нужных нам макроэлемента. Пробы содержали (в нг/м³):

	Si	Al	Mg	K
Зима (три сезона):	134	40	48	31
Лето (один сезон):	31	8.3	18.2	3.7.

Хорошо видно, что в разные сезоны концентрации этих и почти всех других определявшихся элементов максимальны в конце зимы – начале весны, что объясняется изменением положения арктического фронта, который отделяет полярные воздушные массы Северного полушария от более теплых умеренных широт [Raats, 1991]. Зимой он расположен значительно южнее, чем летом, что способствует поступлению аэрозолей из промышленных центров в Арктику [Шевченко, 2006].

Источники и распределение загрязняющих веществ (нефтяные углеводороды, полициклические ароматические углеводороды, фенолы, хлорорганические соединения, тяжелые металлы, радионуклиды) в воде и донных осадках Баренцева моря детально исследовались с 1991 по 1999 годы Г.И. Ивановым, результаты опубликованы им в монографии [Иванов, 2006].

Что касается других упомянутых выше источников осадочного материала в Баренцево море, таких как абразия берегов, эрозия дна, ледовая поставка, а также поступление в море взвешенных веществ с Нордкапским течением из Атлантического океана, на сегодняшний день дать какие-либо оценки роли этих источников в осадконакоплении в море не представляется возможным.

ОСНОВНОЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Результаты определения макроэлементного состава донных осадков Баренцева моря представлены в таблице 9.3.2. Показаны номера станций, их координаты, гранулометрический состав и содержание окислов основных элементов в донных осадках. В их числе 27 проб осадков, полученных в 68 рейсе НИС «АМК», и 8 проб из 67 рейса того же судна. Последние были любезно представлены авторами раздела

9.5 данной монографии, за что авторы настоящего сообщения выражают им глубокую признательность.

Основная часть поверхностных осадков дна Баренцева моря представляет собой тонкие пелитовые илы, на 70–98% состоящие из частиц размерами менее 0.01 мм. Именно эти фракции осадков представляют собой, как неоднократно было показано ранее и подтверждено в настоящей работе, особую важность в процессах транспортировки и накопления на морском дне. В Баренцевом море, как и в других регионах Западно-Арктического шельфа, господствующее положение занимают терригенные донные осадки (>80% по площади).

Представленные в табл. 9.3.2 результаты разбиты на три основные группы осадков – пески, алевриты и пелиты, хотя моногранулярных осадков, содержащих более 75% песков, алевритов или пелитов совсем немного (в сумме всего около 5% площади дна [Новиков, Жилин, 2016]) и распределены они по акватории фрагментарно. В таблице 9.3.3 показаны средние содержания окислов в основных гранулометрических фракциях осадков, которые сравниваются с данными предыдущих публикаций. Сравнение затруднено, по крайней мере, двумя обстоятельствами. Во-первых, сильно отличается количество образцов по всем типам осадков (М.В. Кленова подобрала для общего представления о химическом составе осадков разного типа по одной наиболее характерной пробе, тогда как Г.И. Иванов использовал более 180 проб). Во-вторых, судя по отношениям SiO₂/Al₂O₃ и содержаниям в первую очередь SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ и MnO, под названиями «пески, алевриты и пелиты» каждый автор имел в виду довольно разные осадки. Например, М.В. Кленова в качестве песков выбрала почти чистый песок (данные о гранулометрическом составе отсутствуют), тогда как в нашей работе к пескам отнесены четыре пробы с содержанием песчаных фракций 43–80%, остальное приходится на пелиты, алевриты и гравий–гальку. Г.И. Иванов [2006] просто назвал три типа – грубозернистые, среднезернистые и тонкозернистые осадки, основываясь на результатах подсчитанного им гранулометрического индекса.

Однако, несмотря на эти ограничения, данные всех представленных авторов указывают на одни и те же закономерности: снижение содержаний SiO₂, менее выраженное для CaO и отношения Si/Al, и повышение содержаний Fe₂O₃, MnO, TiO₂ и менее выраженное для K₂O, MgO и Na₂O.

Упомянутые выше источники поставки осадочного материала, получающие его из всех семи геосфер Земли, потоками пресных вод, воздушным путем, при разрушении берегов и дна, морскими течениями

Таблица 9.3.2. Макроэлементный состав поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря (в %)

№	Станция	Координаты с. ш.	Координаты в. д.	Глубина, м	Слой осадка, см	Равнин и галька	Песок	Алевриты	Пелиты (>0,01 мм)	Пелиты (<0,001 мм)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	CaO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	ППП	Si/Al	Md, мм	lgMd
1	5433	72°67'	14°67'	733	0-1	11.5	43.79	10.4	34.37	19.19	66.65	11.54	2.35	1.8	6.51	2.05	3.91	0.064	0.574	4.4	5.14	0.284	2.45
2	5439	74°75'	17°53'	276	0-1	0.58	80.08	5.17	13.17	7.14	51.28	7.14	1.91	18.49	1.2	2.98	0.025	0.335	14.6	3.91	0.351	2.54	
3	5578	71°34'	34°00'	235	0-0.5	0.33	42.76	28.1	28.81	16.45	61.54	12.84	-	2.01	2.34	1.46	2.43	0.02	0.42	-	4.22	0.191	2.28
4	5580	70°12.8'	35°31.2'	171	0-0.5	-	-	-	-	-	59.86	12.54	-	2.2	2.12	1.66	2.66	0.03	0.46	-	4.2	-	-
Алевриты																							
1	5416	75°50'	54°00'	133	0-1	74.3	3.28	11.8	11.2	6.04	65.54	14.31	2.15	2.14	1.16	2.36	5.05	0.05	0.728	6.4	4.03	11.475	
2	5444	76°00'	33°50'	308	0-1	3.25	8.32	20.9	67.5	34.86	56.66	15.78	2.67	2.77	1.11	2.83	5.7	0.039	0.824	11.5	3.14	0.009	0.954
3	5445	80°50'	30°90'	175	0-1	76.6	3.5	14.9	5.03	2.84	61.09	15.08	2.72	2.76	2.18	3.35	4.48	0.042	0.678	7.5	3.14	10.992	
4	5553	76°01.3'	33°43.6'	297	0-0.5	2.98	13.34	23.04	60.64	37.35	50.53	17.17	-	2.979	0.97	2.66	6.05	0.04	0.79	-	2.59	0.009	0.954
5	5554	77°12.8'	33°43.6'	160	0-0.5	27.84	6.12	10.13	55.91	31.89	53.16	16.38	-	2.37	0.84	2.64	5.26	0.16	0.71	-	2.85	0.024	1.38
6	5559	80°03.4'	44°52.9'	326	0-0.5	1.64	16.63	28.78	52.95	30.01	47.76	17.76	-	2.71	0.96	2.53	8.39	0.25	0.77	-	2.36	0.035	1.54
7	5564	78°33.5'	58°17.8'	150	0-0.5	1.2	9.09	22.6	67.11	39.41	53.11	15.88	-	2.16	1.3	2.34	5.8	0.47	0.7	-	2.93	0.008	0.9
8	5579	70°13.3'	33°10.4'	248	0-0.5	0.51	14.84	23.48	61.17	40.56	53.05	14.49	-	3.1	2.61	2.61	3.92	0.06	0.57	-	3.25	0.008	0.9
Пелиты																							
1	5423	76°30'	62°60'	151	0-1	13.4	1.23	9.4	75.95	50.41	52.13	18.4	1.81	3.21	3.03	3.02	7.73	0.063	0.937	9.7	2.49	0.005	0.7
2	5424	76°20'	62°49'	176	0-1	0	0.14	5.88	93.98	45.82	52.5	17.67	2.69	3.74	2.91	2.85	7.52	0.017	0.912	9.3	2.61	0.006	0.78
3	5441	76°17'	17°49'	316	0-1	0.58	1.39	5.15	92.88	49.44	52.62	15.99	2.47	2.89	1.86	2.86	6.89	0.069	0.811	13.3	2.89	0.005	0.7
4	5548	73°54.9'	33°51.6'	322	0-0.5	1.47	2.67	16.86	79	44.74	47.4	15.74	-	2.99	1.45	2.49	6.04	0.04	0.65	-	3.32	0.006	0.78
5	5550	75°09.5'	29°35.5'	361	0-0.5	18.1	4.1	5.72	72.06	50.2	47.18	16.98	-	3.05	1.33	2.64	7.05	0.09	0.72	-	2.44	0.005	0.7
6	5551	75°33.3'	26°52.1'	213	0-0.5	0.27	1.93	4.54	93.26	64.07	50.39	16.82	-	2.71	0.92	2.77	5.4	0.05	0.61	-	2.63	0.004	0.6
7	5552	76°01.1'	31°58.1'	317	0-0.5	0.74	4.14	4.88	90.24	55.32	50.51	16.51	-	3.01	1.09	2.72	6.86	0.1	0.73	-	2.69	0.005	0.7
8	5555	78°28.3'	33°43.5'	192	0-0.5	1.85	4.46	7	86.69	53.49	49.93	16.52	-	2.72	0.98	2.64	6.8	0.42	0.72	-	2.66	0.005	0.7
9	5556	78°45.7'	33°44.8'	272	0-0.5	6.42	4.47	9.06	80.09	51.21	50.37	17.86	-	2.8	1.04	2.97	6.87	0.57	0.78	-	2.48	0.005	0.7
10	5557	79°07.7'	42°06.9'	360	0-0.5	0	0.51	0.9	98.5	58.21	44.25	17.47	-	2.89	0.91	2.48	8.78	1.53	0.65	-	2.23	0.004	0.6
11	5558	79°47.9'	43°34.8'	343	0-0.5	0	1.17	5.05	93.78	56.18	47.08	17.42	-	2.71	0.89	2.59	9.35	1.16	0.77	-	2.37	0.005	0.7
12	5560	79°48.3'	47°20.2'	350	0-0.5	0	4.63	7.01	88.36	51.99	46.54	17.06	-	2.76	1.14	2.43	9.14	0.88	0.77	-	2.4	0.005	0.7
13	5561	79°05.0'	49°52.2'	354	0-0.5	0.27	2.31	2.3	95.12	56.89	49.03	16.71	-	2.54	0.9	2.44	7.42	0.98	0.73	-	2.58	0.005	0.7
14	5562	79°37.5'	52°20.2'	430	0-0.5	0.17	1.72	10.43	87.68	54.93	46.84	17.31	-	2.78	0.97	2.47	10.2	0.51	0.79	-	2.38	0.005	0.7

№	Станция	Координаты с. ш.	Координаты в. д.	Глубина, м	Слой осад- ка, см	Гравий и галыка	Песок	Алевриты	Пелиты (>0,01 мм)	Пелиты (<0,001 мм)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	CaO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	ППП	Si/Al	Md, мм	lgMd
15	5563	72°00.6'	55°52.7'	292	0-0.5	0.5	0.96	6.09	92.45	53.89	49	16.93	-	2.66	0.87	2.41	8.5	1.01	0.77	-	2.55	0.005	0.7
16	5565	77°60.0'	61°06.9'	370	0-0.5	0.28	1.16	4.04	94.52	55.35	46.57	16.78	-	2.91	0.94	2.32	8.29	1.38	0.71	-	2.44	0.005	0.7
17	5567	77°02.3'	65°41.8'	229	0-0.5	0.12	0.96	5.43	93.49	55.03	48.29	16.87	-	2.68	0.88	2.46	8.59	0.05	0.79	-	2.52	0.005	0.7
18	5568	75°44.5'	56°42.2'	172	0-0.5	5.7	4.93	9.09	80.28	49.45	44.06	17.38	-	3.47	1.68	2.41	7.62	0.05	0.74	-	2.23	0.005	0.7
19	5569	75°09.0'	53°50.6'	230	0-0.5	1.98	2.66	2.65	92.71	57.39	48.83	16.68	-	3.3	1.22	2.58	8.28	0.05	0.72	-	2.57	0.004	0.6
20	5570	74°17.2'	47°44.4'	330	0-0.5	0.71	2.72	7.21	89.36	55.17	44.75	14.91	-	2.69	1.57	2.4	10.38	0.06	0.61	-	2.63	0.005	0.7
21	5571	73°42.2'	44°29.7'	359	0-0.5	1.18	14.62	8.1	76.1	47.04	43.67	15.62	-	2.99	1.48	2.59	9.79	0.06	0.5	-	2.46	0.006	0.78
22	5572	73°15.3'	38°41.1'	256	0-0.5	0.27	6.02	15.66	78.05	50.41	47.77	15.8	-	2.61	1.21	2.47	5.57	0.03	0.59	-	2.65	0.005	0.7
23	5573	74°15.0'	30°00.2'	336	0-0.5	0.24	5.65	13.67	80.44	50.57	50.29	18.89	-	2.89	2.04	2.89	5.76	0.12	0.69	-	2.78	0.005	0.7

привносят вещество разного состава и происхождения в морской водоем, где происходит его смешение и в конечном итоге осаднение на дно. Большую роль в этих процессах принимает вновь образующееся

биогенное вещество *in situ*. Представляет значительный интерес получить хотя бы качественные оценки вклада наиболее важных источников в формирование состава донных отложений.

Таблица 9.3.3. Средние содержания основных окислов в донных осадках Баренцева моря по данным разных авторов (в %)

Тип осадка	Число проб	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	CaO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Автор(ы)
Пески	4	59.3	11.01	2.13	1.98	7.36	1.59	3.00	0.035	0.45	5.43	Данная работа
	1	84.81	7.00	–	0.78	2.43	–	1.32	–	0.29	12.03	[Кленова, 1960]
	27	50.7	9.1	1.78	2.0	15.2	1.60	4.2	0.07	0.50	7.8	[Иванов, 2006]
Алевриты	8	55.11	15.85	2.51	2.62	1.39	0.72	5.48	0.139	0.72	3.48	Данная работа
	1	79.88	8.78	–	0.55	2.76	–	2.16	–	0.26	9.10	[Кленова, 1960]
	36	73.8	8.0	1.79	1.33	4.52	1.85	2.80	0.033	0.48	10.6	[Иванов, 2006]
Пелиты	23	48.26	16.88	2.32	2.91	1.36	2.60	7.77	0.40	0.73	2.86	Данная работа
	1	58.21	19.73	–	2.62	1.76	–	4.97	–	–	2.95	[Кленова, 1960]
	127	61.4	13.4	2.77	2.30	2.03	2.77	5.90	0.079	0.78	3.83	[Иванов, 2006]

Породы водосбора Баренцева моря отличаются большим разнообразием по составу и возрасту (см. раздел 9.5). Кольский полуостров сложен преимущественно гранито-гнейсами архея. На севере Урала и на юге Новоземельской области преобладают палеозойские осадочные, магматические и метаморфические комплексы. На северной границе моря выделяются крупные архипелаги – Земля Франца-Иосифа, Шпицберген и Новая Земля. На ЗФИ распространены терригенные отложения триаса и юры, а также базальты и долериты [Чернышева и др., 2003].

О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД ВОДОСБОРА НА СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Складчатые структуры Урала продолжают и на архипелаге Новая Земля, где распространены мраморы, кристаллические сланцы, амфиболиты и отложения протерозоя и кембрия–силура (см. раздел 9.5). В центральной части архипелага встречаются метаосадочные и мета-вулканические породы, также распространены карбонатные породы.

В работе [Viscosy-Shirley et al., 2003] был предложен довольно простой способ выявления геохимических взаимосвязей между породами водосбора и составом донных осадков морей арктического шельфа. Этот прием был применен нами к осадкам Белого моря и позволил сделать некоторые существенные заключения [Гордеев, Лисицын, 2017].

Для разных типов донных осадков моря (в данном случае это пески, алевриты и пелиты) сравниваются соотношения Si/Al и Mg/K с теми же соотношениями для материала, поставляемого наиболее важными источниками осадочного материала (речные взвеси, аэрозоли, почвы, глины-сланцы, песчаники, базальты и т. д.) (рис. 9.3.1). Из рисунка следует, что фигуративные точки, соответствующие трем типам донных осадков, располагаются в довольно узком диапазоне отношений – по величине Si/Al – от 2.3 до 5.1 (со средними значениями для песков, алевритов и пелитов 4.37, 3.04 и 2.56) и по величинам Mg/K – от 0.62 до 1.15 (соответственно 0.79, 0.74 и 0.81).

Диапазон отношений для песков вытягивается по значениям Si/Al по данным разных авторов от

6.3 [Cullers, 1995] и 7.5 [AGI, 1989] до 14.7 [Turekian, Wedepohl, 1961]. Все четыре наших образца песков по данному отношению колеблются в диапазоне 3.9–5.1. Отметим, что для донных осадков Белого моря отношение изменялось примерно от 5.5 до почти 13. В работе [Viscosy-Shirley et al., 2003] подчеркивалось, что выделяется две группы песчаников – одна с соотношением Si/Al от примерно 8 до 14 и вторая с меньшими значениями – менее 8. Первая группа была названа «зрелыми песчаниками» (“mature sandstone”). Эта группа характеризовалась большим содержанием стабильных минералов (кварц) и меньшим содержанием более подверженных процессам выветривания мобильных соединений (алюмосиликаты и оксиды).

Легко видеть, что все наши образцы относятся ко второй группе («незрелых песчаников»). На рис. 9.3.1 показано положение песчаников Главного девонского поля (ГДП) северо-западной части Русской плиты (с отношением Si/Al – 15.36 и Mg/K ~ 0.86). По этим отношениям песчаники ГДП относятся к «зрелым». Они содержат в среднем 62% кварца. «Незрелые песчаники» Баренцева моря содержат значительно меньше кварца – 26–34% и существенно больше алюмосиликатов (Al_2O_3 – 7.2–12.8% против 4.20%).

Конечно, только четыре имеющиеся у нас пробы песков, сосредоточенные на разрезе «Медвежинский желоб» и к северу от Кольского полуострова, не позволяют судить обо всем море в целом. Так, например, в книге М.В. Кленовой [1960] приведены данные по двум станциям к западу от архипелага ЗФИ: ст. 782, песок и ст. 777, илистый песок. Содержание SiO_2 в этих образцах 84.21 и 79.88%, Al_2O_3 – 7.00 и 8.78%, кварца, соответственно, 65.5 и 56.5%, что явно указывает на их зрелость.

Два «облака» точек, соответствующих алевритам и пелитам, примыкают друг к другу с небольшим смещением по оси Si/Al вправо от алевритов. Что

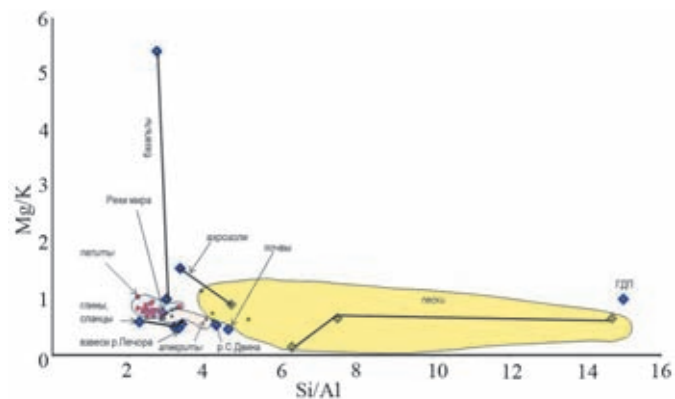


Рис. 9.3.1. Диаграмма зависимости отношений Mg/K и Si/Al в поверхностных донных осадках Баренцева моря. ГДП – главное девонское поле

касается отношений Mg/K, различия очень незначительны, у пелитовых осадков они обычно более 0.8, тогда как у алевритовых близки к 0.7–0.75.

Надо сказать, что граница между крупными пелитами и мелкими алевритами весьма условна и нередко такие образцы практически неотличимы друг от друга по химическому составу.

Положение на диаграмме (рис. 9.3.1) и пелитов, и алевритов ближе всего к типичным соотношениям Si/Al и Mg/K для глин-сланцев и речных взвесей. Вклад аэрозолей в осадконакопление в море, по видимому, малозначим.

Остается открытым вопрос о возможном вкладе в формирование морских осадков крупных архипелагов ЗФИ, Шпицбергена и Новой Земли. Рассматривая распределение Cu, Ni и Zn в осадках восточной части Баренцева моря, В.И. Гуревич [2002] пишет, что важным источником для них является терригенный материал с размываемых сульфидных полиметаллических проявлений в коренных породах архипелага. Содержания Cr и V повышены в донных осадках в полосе между Шпицбергом и ЗФИ, что, по его мнению, связано с развитыми на берегах изверженными породами основного состава. В то же время немецкие исследователи, изучая происхождение донных осадков арктического бассейна с применением изотопии стронция, приходят к выводу, что донные осадки окраин Арктики вблизи архипелагов Новой Земли и Шпицбергена происходят из источников, которые пока не удалось установить [Eisenhauer et al., 1999].

Почти все авторы, изучавшие процессы седиментации в Баренцевом море [Кленова, 1960; Айбулатов и др., 1999; Иванов, 2006 и др.], единодушно отмечают важную роль Нордкапского течения, поставляющего в море атлантические воды с содержащимся в них взвешенным веществом. Даже качественно трудно оценить вклад этого материала в накопление в море осадков.

Попытка воспроизвести положение такого материала на нашей диаграмме ограничивается тем, что не удастся найти данные по всем четырем элементам (отсутствуют данные по Mg в океанской взвеси). По нашим данным [Гордеев, 2012], океанские взвеси содержат в среднем 3% Si и 0.55% Al, т. е. отношение Si/Al=5.45. Даже при отсутствии отношения Mg/K ясно, что такое отношение характерно для песков. Вероятно, что довольно заметное (по сравнению с глинами и сланцами) превышение Si по отношению к Al связано с тем, что значительное число изученных образцов океанской взвеси содержит заметное количество фрагментов скелетов диатомовых водорослей.

Подводя итоги данного раздела, отметим, что имеющаяся информация указывает на преобладаю-

щую роль сноса терригенного осадочного материала с окружающих Баренцево море территорий суши. Данные по SiO_2 , Al_2O_3 и их отношению показывают, что в поступающем в море материале преобладают осадочные и кислые породы, гораздо реже встречаются средние, практически отсутствуют основные и ультраосновные породы.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОСАДКОВ

Давно установлена тесная связь между химическим и гранулометрическим составом осадков [Глаголева, 1959; Лубченко, Белова, 1973; Холодов и др., 1979; Гордеев, 1983; Whitney, 1975 и др.]. Гранулометрический (механический) состав донных осадков – одна из важнейших характеристик осадочных пород, контролирующая их химический состав.

Как видно из таблицы 9.3.1, основная часть донных осадков Баренцева моря – это тонкие пелитовые илы, на 70–98% состоящие из частиц размерами менее 10 мк. Именно эти частицы представляют особую важность на стадиях переноса и накопления на дне моря.

Отметим, что особенно в группе алевритов (очевидно, в виду малочисленности проб песка) встречаются образцы с большим содержанием гравия и гальки (от первых процентов до 76%). Эти фракции удалялись перед анализом проб, именно поэтому (при пересчете на оставшуюся часть) доли остальных фракций возросли, и эти пробы были отнесены к группе алевритов.

Здесь следует подчеркнуть, что современные средства пробоотбора (боксореры, трубка Неймисто) позволяют отобрать самый верхний ненарушенный слой осадков – 0–0.5 – 1.0 см, включающий тонкий наилкок как материал переходный от взвешенных в воде частиц к уплотненному донному осадку. Такие приборы появились последние десятилетия и не были доступны в упоминавшихся выше работах предшественников.

Подробнее распределение гранулометрических фракций в донных осадках Баренцева моря рассмотрено в разделе 9.2 данной монографии. Гранулометрический анализ выделяет фракции пелитов (<0.01 мм) и субколлоидов (<0.001 мм). Из таблицы 9.3.1 следует, что по 23 пробам пелитовых осадков среднее содержание пелитовых фракций (<0.01 мм) равно 86.8%, в том числе субколлоидной (<0.001 мм) – 52.6%, т. е. на долю крупных пелитов (0.01–0.001 мм) приходится 34.2%. Но между двумя фракциями очень тесная линейная связь с высоким коэффициентом корреляции ($R^2=0.953$), поэтому с одинаковой надежностью устанавливаются корреляционные связи элементов можно и с фракциями крупного и сред-

него пелита, и с субколлоидной фракцией. Между алевритами и пелитами такой связи не наблюдается ($R^2=0.239$), правда за счет проб с заметной долей фракций гравия и гальки.

Средняя статистическая крупность осадка хорошо выражается величиной медианного диаметра частиц M_d . Отношение Si/Al четко зависит от их крупности (рис. 9.3.2, а). Наибольшие концентрации SiO_2 характерны для песков с высоким содержанием кварца, о чем говорилось выше, содержание Al_2O_3 максимально в илах. Пелиты в Арктике характеризуются высоким содержанием тонкого детрита (обломочных минералов), что усиливает связи SiO_2 с пелитами именно в ледовых зонах [Лисицын, 1994а] (рис. 9.3.2, б). Возрастание содержания Al_2O_3 в пелитовых илах явно прослеживается на рис. 9.3.2, в. Зависимости от пелитовой фракции других основных окислов – Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , TiO_2 и MnO показаны на рис. 9.3.2 (г, д, е, ж, з, и).

Помимо SiO_2 только CaO показывает понижение содержания с ростом доли пелитовой фракции (или, что то же, возрастание с укрупнением частиц). Заметно выделяется станция 5439, песок которой обогащен карбонатом кальция. Для всех остальных окислов прослеживается явная тенденция к росту по мере уменьшения диаметра частиц. Такое их поведение вполне ожидаемо и привычно. Еще ранее подобные закономерности были установлены в речных взвесах и донных осадках рек бассейна Каспийского моря [Гордеев, 1983]. Однако, довольно неожиданно и совсем не так, как было установлено в работах [Гордеев, 1983; Иванов, 2006], ведет себя в зависимости от доли пелитов MnO . В этих работах было показано, что в донных осадках и взвесах рек бассейна Каспийского [Гордеев, 1983] и Баренцева [Иванов, 2006] морей происходит почти линейное возрастание содержания Mn с увеличением доли пелитовой фракции, при этом в субколлоидной фракции речных осадков содержание металла оказалось даже ниже, чем в пелитовой фракции (<0.01 мм). В то же время в осадках моря возрастание в субколлоидных частицах продолжалось. На рис. 9.3.2, и отчетливо видно, что при возрастании доли пелитовой фракции в донных осадках Баренцева моря происходит размежевание образцов на две отдельные группы.

В образцах группы 1 при достижении фракции <0.01 мм содержания 30% начинается возрастание содержания MnO , причем не линейно, а близко к экспоненте, и при доле пелитовой фракции более 80% содержание MnO достигает 1% и более (максимум 1.53% почти в чистых пелитах – 98.5%). В то же время в другом множестве образцов (группа 2) с ана-

логичным содержанием тонких пелитовых частиц не наблюдается заметного увеличения содержания MnO. Как в песках и грубых алевритах, эти пелиты содержат порядка 0.02–0.06%, что в 20–75 раз ниже, чем пелиты группы 1. В чем же дело, почему образцы группы 2 не подчиняются нормальным геохимическим закономерностям?

При нормальном процессе дезинтеграции более крупных частиц в более тонкие происходит резкое увеличение площади поверхности, при этом, соответственно, возрастает и их сорбционная емкость. Этот процесс приводит к обогащению тонких частиц большинством химических элементов. Сепарация частиц

также концентрирует в пелитовой фракции глинистые минералы. Предыдущие исследования показывают, что содержание многих металлов более или менее равномерно увеличивается с ростом доли пелитовой фракции. На рис. 9.3.2, и можно видеть, что рост содержания MnO идет более быстрыми темпами по сравнению с обычными процессами увеличения его содержания. Одна из причин представляется очевидной – идет диагенетический подток Mn из более глубоких горизонтов осадочной толщи к самому верхнему слою осадков, которые мы и изучаем. Процессы диагенеза довольно широко распространены, они были описаны недавно в осадках Белого моря [Розанов и др., 2017].

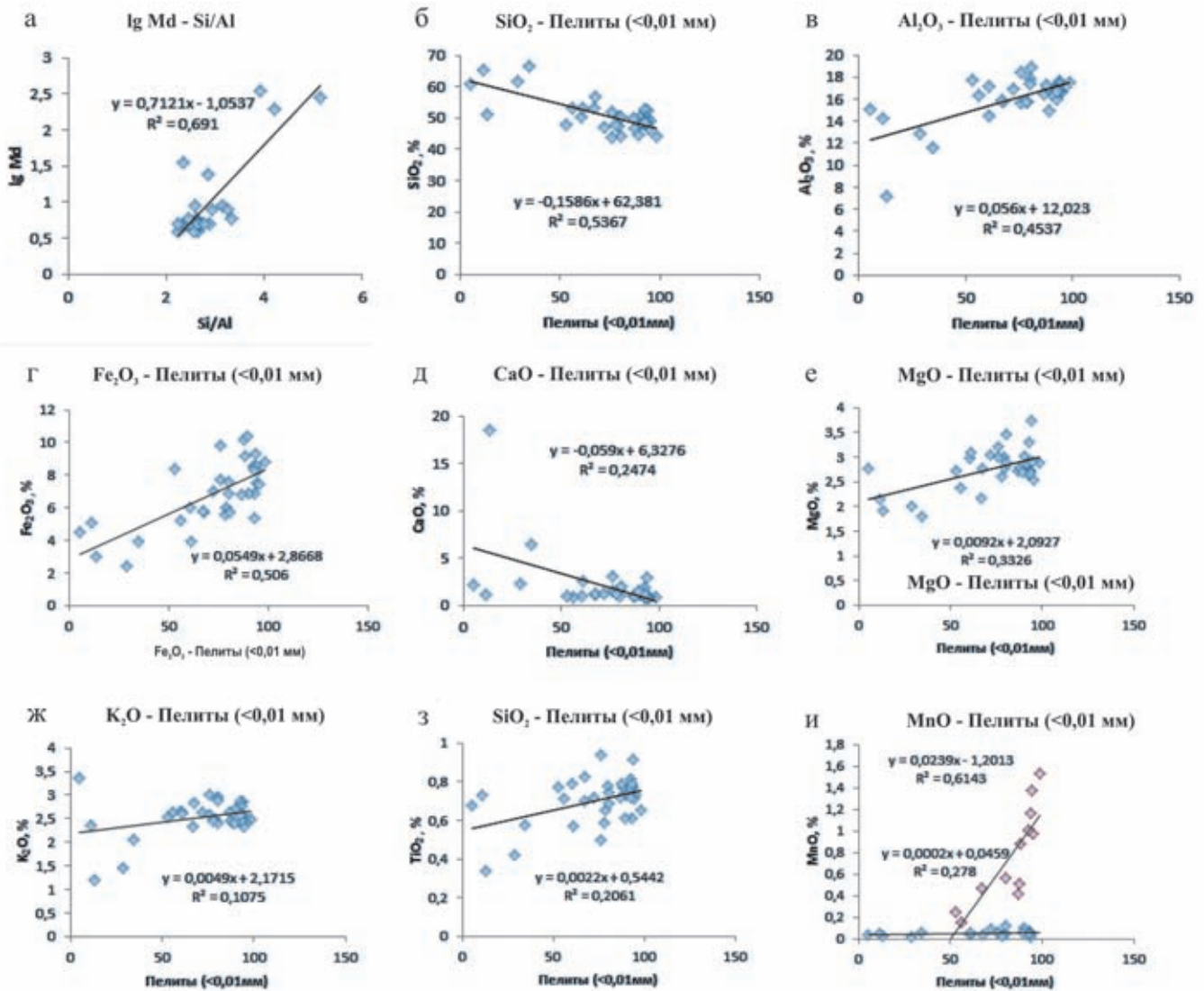


Рис. 9.3.2. Зависимость отношения Si/Al от lg Md, где Md – медианный диаметр частиц (в микронах) (а) и зависимости основных окислов в донных осадках от пелитовой фракции (< 0.01мм) (б – и):

а – зависимость Si/Al от lg Md – медианного диаметра частиц (в микронах); зависимость основных окислов в донных осадках от пелитовой фракции (<0.01 мм): б – SiO_2 , в – Al_2O_3 , г – Fe_2O_3 , д – CaO , е – MgO , ж – K_2O , з – TiO_2 , и – MnO

Более детальное рассмотрение образцов двух групп показывает, что они пространственно отделены друг от друга. Все пробы осадков, обогащенных марганцем (группа 1), сосредоточены в северной, центральной и восточной частях моря к югу от ЗФИ (севернее 78° с. ш.). Образцы группы 2 концентрируются в основном в относительно мелководной части моря между 73° и 76° с. ш. Глубины, на которых расположены образцы группы 1, колеблются в диапазоне 192–430 м (в среднем 304 м), тогда как образцы группы 2 больше тяготеют к относительно меньшим глубинам (151–361 м, средняя – 260 м). Содержание пелитовой фракции (<0.01 мм) в осадках двух групп различается незначительно (в среднем 90.9% в группе 1 и 84.5% в группе 2). Вклады субколлоидной фракции также близки, хотя в группе 1 они больше, чем в группе 2 (соответственно 54.7% и 48.5%). При этом на долю грубых пелитов (т. е. разницу <0.01 – <0.001 мм) в обеих группах приходится практически одинаковые объемы (соответственно 36.2% и 36.0%). Это весовые доли фракции, но вполне очевидно, что количество частиц крупных пелитов несравненно меньше числа субколлоидных частиц. На несущественную роль этой фракции указывает и зависимость MnO от субколлоидной фракции (рис. 9.3.3), свидетельствующая о почти полной идентичности зависимости MnO – фракция <0.01 мм (рис. 9.3.2, и).

Интересно посмотреть есть ли существенные различия между двумя группами пелитов по их сорбционной емкости. Относительная сорбционная емкость определяется наличием сорбента и его сорбционными свойствами. Г.И. Иванов [2006] предлагает простой способ оценки сорбционной емкости осадков по формуле:

$$CE_{\text{расч}} = 100 - Q_{\text{расч}}$$

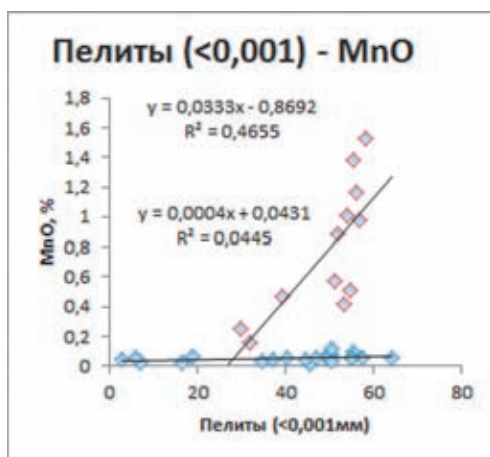


Рис. 9.3.3. Зависимость MnO от субколлоидной фракции пелитов (<0.001 мм)

где $CE_{\text{расч}}$ – относительная сорбционная емкость, $Q_{\text{расч}}$ – расчетное содержание кварца в осадке ($Q_{\text{расч}} = SiO_2 - 2.67 \times Al_2O_3$).

Простые расчеты показывают, что в осадках группы 1 кварца практически нет ($CE_{\text{расч}} \cong 100$), тогда как в осадках группы 2 в среднем около 5% кварца ($CE_{\text{расч}} \cong 95$), т. е. пелитовые осадки, бедные MnO, характеризуются немного меньшей сорбционной емкостью в сравнении с осадками группы 1.

Итак, отмечаем небольшие отличия двух групп пелитовых осадков: богатые марганцем осадки Баренцева моря тяготеют к несколько большим глубинам дна, содержат немного больший процент пелитовой фракции и слегка более высокую сорбционную емкость. Но вряд ли такие отличия могут быть основной причиной столь резкого различия в содержании MnO в осадках двух групп. Тогда каковы же причины этого факта?

Их, на наш взгляд, по крайней мере, несколько.

Во-первых, скорее всего, в осадках группы 2 процессы диагенетического перераспределения либо сильно ослаблены, либо вообще отсутствуют.

Во-вторых, преобладание в субколлоидной фракции литогенных обломочных минералов (кварц, полевые шпаты, амфиболы, пироксены) над группой глинистых минералов, как было показано на примере осадков Белого моря [Дара, Мамочкина, 2015]. По данным этих авторов содержание обломочных минералов в тонкодисперсных поверхностных осадках Белого моря может достигать почти 90%, при среднем значении 63.3%. Тонкие кварцевые и полевошпатовые частицы, естественно, гораздо беднее Mn по сравнению с глинистыми минералами.

На связи MnO – SiO₂ (рис. 9.3.4) ясно видно, что рост содержаний MnO в группе 1 почти не зависит

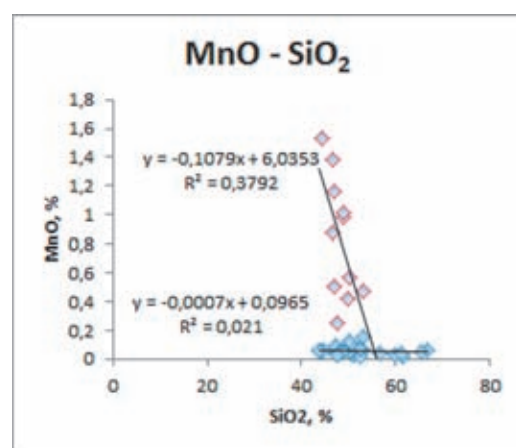


Рис. 9.3.4. Взаимосвязь между MnO и SiO₂

от содержаний SiO_2 . Обломочные минералы разбавляют, таким образом, глинистые минералы и почти ничего не добавляют к росту сорбционной емкости субколлоидных частиц. Но такое разбавление воздействует не только на содержание марганца, причем как в первой, так и во второй группе, оно влияет на содержания и других макроэлементов и потому является далеко не главной причиной разделения пелитов на две группы. Главную роль в этом играют, скорее всего, диагенетические процессы, являющиеся ключевыми для марганца, малозаметными для железа и практически незначимыми для других макроэлементов.

Следующая возможная причина – активные придонные течения на малых глубинах моря, создающие неблагоприятные условия для накопления в самом верхнем слое донных осадков MnO (удаление поступающего Mn из донных осадков, если диагенетические процессы существуют, отсутствие так называемого наилка и т. д.).

Важную роль в повышении содержания марганца в осадках может играть наличие в них железо-марганцевых микроконкреций и даже вынос из глубин марганца гидротермального происхождения, однако никаких фактов наличия в Баренцевом море подобных процессов нам не известно.

О КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЯХ МЕЖДУ ОСНОВНЫМИ ОКИСЛАМИ

В таблице 9.3.4 показаны коэффициенты корреляции между окислами поверхностных донных осадков Баренцева моря. Данные таблицы подтверждают и более полно представляют связи между окислами, пелитовой фракцией и отношением Si/Al , показанные на рисунках и описанные выше в данной работе.

SiO_2 имеет отчетливые отрицательные связи с фракцией пелитов и окислами Fe , Al , Mg , слабые отрицательные или отсутствие связей с окислами K , Mn , Ti и прямую связь с CaO . Al_2O_3 , как и ожидалось, имеет положительную связь с окислами Fe , Mg , K , Ti , пелитовой фракцией и отрицательные коэффициенты корреляции с CaO и Si/Al . Обращают внимание весьма низкие коэффициенты корреляции между MnO_2 и практически всеми окислами, отношением Si/Al и слабую зависимость от процента пелитовой фракции в осадках. Из представленных выше рисунков 9.3.2, и, 9.3.3 и 9.3.4 вполне определенно можно сделать вывод, что причина подобного положения состоит в том, что основной источник марганца в тонком слое поверхностных осадков – диагенетический подток из толщи осадков – практически не оказывает влияния на все остальные окислы и параметры, включенные в таблицы 9.3.2 и 9.3.4.

Таблица 9.3.4. Коэффициенты корреляции между основными окислами донных осадков, пелитовой фракцией и отношением Si/Al *

1	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	MnO	TiO_2	$\Phi_{p<0.01}$	Si/Al
SiO_2	1									
Al_2O_3	-0.25	1								
Fe_2O_3	-0.50	0.41	1							
CaO	0.04	-0.61	-0.18	1						
MgO	-0.31	0.46	0.27	-0.15	1					
K_2O	-0.04	0.56	0.14	-0.32	0.41	1				
MnO	-0.14	0.10	0.21	-0.05	0.00	0.00	1			
TiO_2	-0.04	0.61	0.29	-0.27	0.33	0.52	0.03	1		
$\Phi_{p<0.01}$	-0.54	0.45	0.51	-0.25	0.33	0.11	0.18	0.21	1	
Si/Al	0.72	-0.64	-0.61	0.23	-0.49	-0.32	-0.15	-0.32	-0.53	1

Примечание. * Коэффициенты корреляции подсчитаны для всех 34 образцов донных осадков Баренцева моря. Na_2O , $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 не включены в таблицу в связи с явно недостаточным количеством их парных с другими окислами определений.

ФРАГМЕНТЫ КАРТ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОКИСЛОВ АЛЮМИНИЯ, ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ДОННЫХ ОСАДКАХ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Фрагменты карт распределения в осадках моря Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MnO (к сожалению, имевшиеся в рас-

поряжении авторов образцы осадков не покрывали значительную часть площади дна моря) представлены на рис. 9.3.5–9.3.7. Выше было показано, что все три металла положительно коррелируют с пелитовой фракцией осадков, однако каждый со своими особен-

ностями. Зависимости алюминия и железа от пелитовой фракции (рис. 9.3.2, б, в) носят сходный характер, но угол наклона линейной зависимости у железа больше, чем у алюминия. Связи между содержанием марганца и пелитовой фракцией значительно отличаются от таковых для первых двух металлов. Как было показано выше, пелитовые осадки моря разбиваются на две группы. Осадки первой мало зависят от доли

пелитовой фракции, второй группы, напротив, резко увеличивают содержание Mn с ростом этой фракции (рис. 9.3.2, и). Предполагаемые причины такого поведения марганца были представлены ранее.

Три рассматриваемых металла существенно различаются по уровню контрастности содержания в образцах донных осадков. Так, диапазон Al_2O_3 (если не учитывать пробу песков со ст. 5439 – 7.14%) от

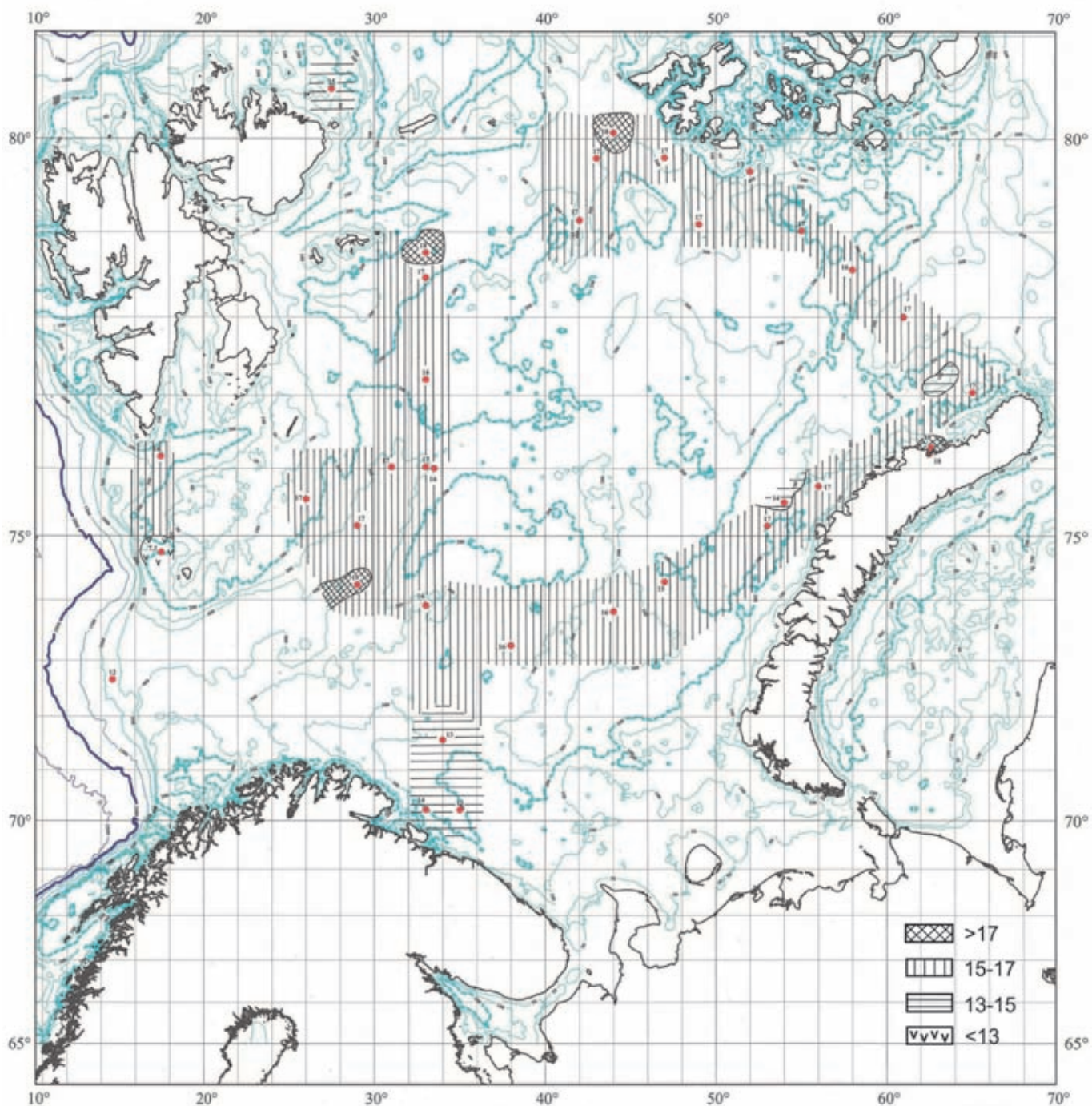


Рис. 9.3.5. Фрагменты карты распределения Al_2O_3 (%) в поверхностных донных осадках Баренцева моря

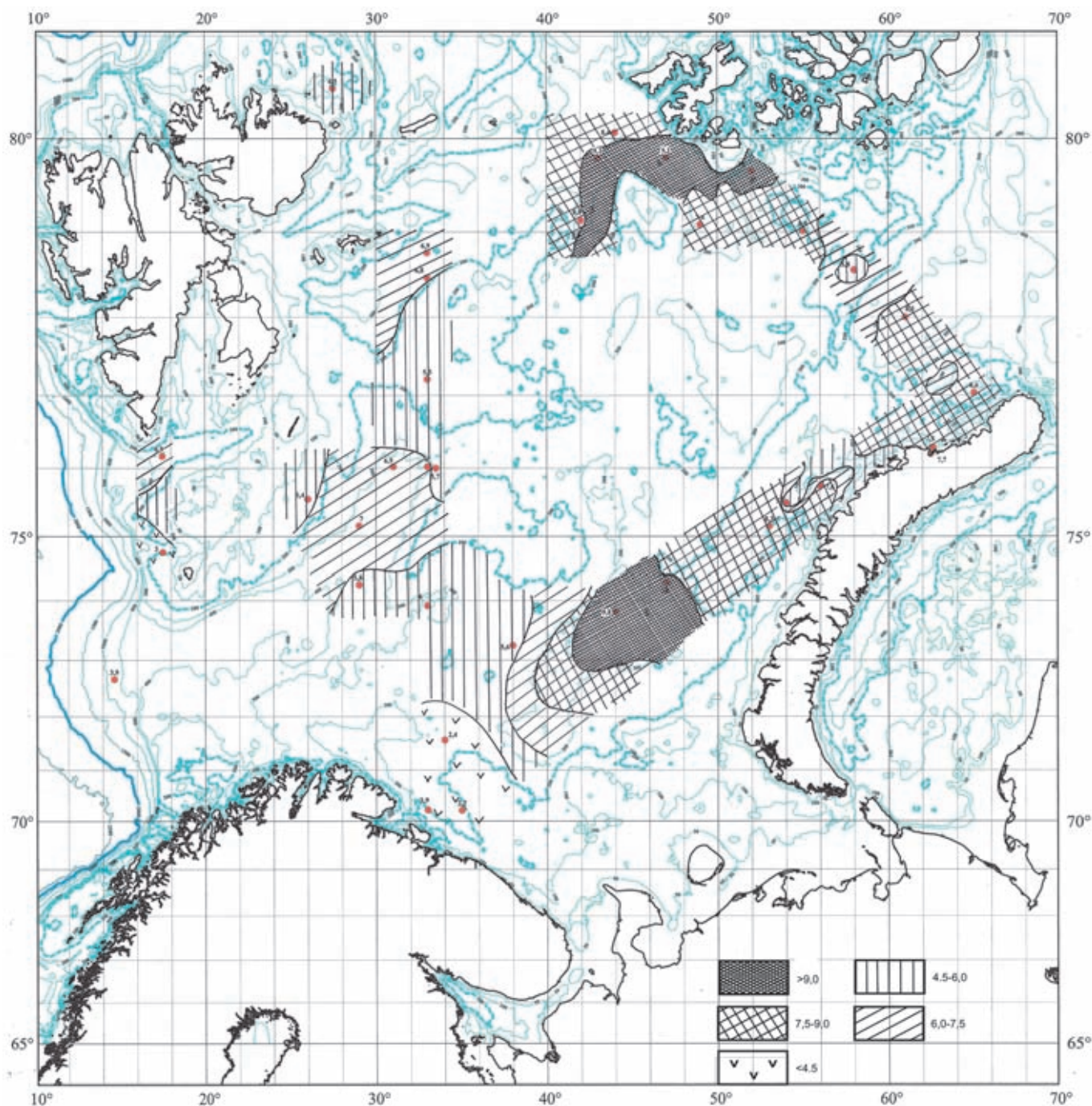


Рис. 9.3.6. Фрагменты карты распределения Fe_2O_3 (%) в поверхностных донных осадках Баренцева моря

12.5 до 18.9% (различие в 1.5 раза), для Fe_2O_3 диапазон от 2.5 до 10.4% (различие в 4.1 раза), при этом для MnO различия могут достигать более 76 раз (1.53–0.02%).

Рассматривая все три карты, легко видеть у них общие черты, хотя и выраженные, как отмечалось, в разной степени.

Распределение Al_2O_3 на всех изученных участках дна моря отличается незначительными вариация-

ми. Из 34 проб осадков лишь в двух – ст. 5423 и 5473 (Русская Гавань и Медвежинский желоб) содержание Al_2O_3 превышало 18% (максимум 18.8% или 10.0% Al). Еще в девяти пробах, семи пелитовых и двух алеврито-пелитовых илах, оно было более 17%. Основное же количество и тех, и других типов осадков находилось в диапазоне от 15 до 17% Al_2O_3 (практически от 8 до 9% Al). Эти области занимают основную часть площади моря – от области к юго-западу

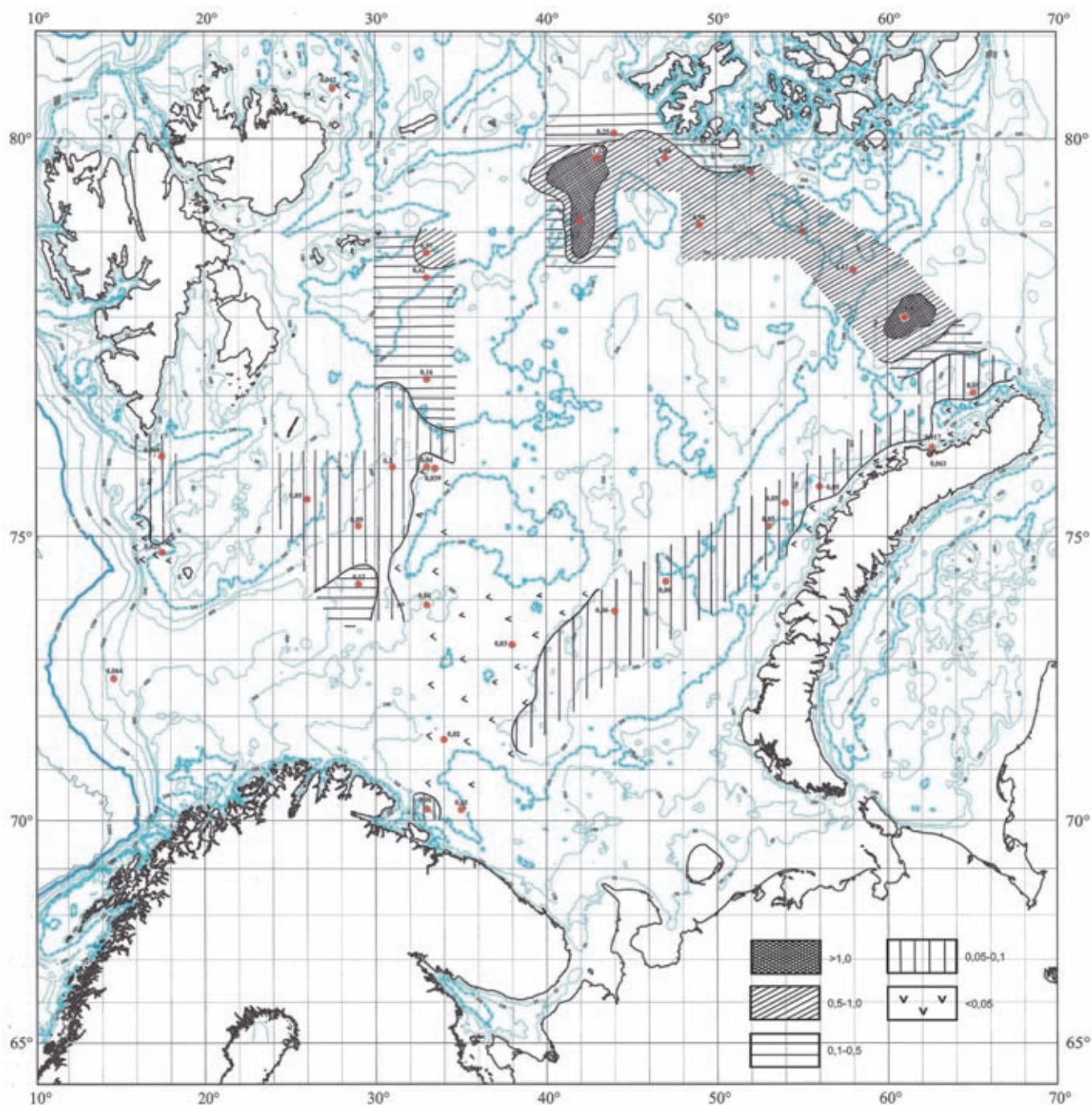


Рис. 9.3.7. Фрагменты карты распределения MnO (%) в поверхностных донных осадках Баренцева моря

и югу от архипелага Земля Франца-Иосифа, затем к югу от западного склона Новой Земли и восточной части Штокмановского (или Центрально-Баренцевоморского региона) и далее на запад до $32-36^\circ$ в. д. и на север по $32-36^\circ$ в. д. до ст. 5555–5556. И только примерно от 72° с. ш. на юг до Кольского полуострова, где преобладают более грубые по механическому составу осадки (пески, нередко с примесью гальки и гравия), содержание Al_2O_3 снижается до 13–15% и

менее ($<6.9\%$ Al). Излишне редкая сетка станций не позволяет выделить отдельные мелководные участки дна с более низким содержанием металла.

В целом, картина распределения Al_2O_3 достаточно типична для морей с явным преобладанием терригенного осадкообразования.

Распределение в осадках Fe_2O_3 во многом повторяет рассмотренную выше картину распределения Al_2O_3 . Стоит выделить области с превышением окиси

железа более 9% (>6.3% Fe), с максимумом на ст. 5562 (10.2%) и ст. 5570 (10.38%) (у южного побережья ЗФИ и на Штокмановском полигоне). Минимальные содержания Fe_2O_3 , как и в случае Al_2O_3 , характерны для грубозернистых осадков к северу от Кольского полуострова (минимальное содержание Fe_2O_3 – 2.43% или 1.7% Fe).

Более интересна картина распределения окиси марганца в донных осадках моря. Выполненное выше разбиение всех пелитовых и отчасти алевроито-пелитовых илов на две группы (с низким содержанием MnO – менее 0.1%, чаще в пределах 0.04–0.06%) и высоким содержанием (более 0.12%, с максимумом 1.53% MnO или 1.18% Mn). Эти группы донных осадков вполне определенно разделяются и по расположению станций, на которых они были обнаружены. Разделение проходит примерно по 77°30' с. ш. – на всех станциях к северу от этой параллели и к востоку от примерно 30° в. д. илистые отложения характеризуются высоким содержанием марганца, а к югу от этой параллели илы с повышенным содержанием этого металла нам не встречались. Вероятные причины такой необычной картины обсуждались выше: это разный состав глинистых минералов в осадках двух групп, значительная доля обломочных минералов, даже в субколлоидной фракции, наличие или отсутствие развитых диагенетических процессов в толще осадков, воздействие мощных океанских течений, в первую очередь, к югу от указанной параллели. Вполне вероятно наличие в осадках микроконкреций с высоким содержанием Mn, однако фактическими данными по этому вопросу мы не располагаем. В то же время по данным В.И. Гуревича [2002] крупные Fe-Mn конкреции Баренцева моря обеднены марганцем (<1% Mn).

И последнее, что, по-видимому, следует упомянуть – нельзя исключить фактор гидротермального подтока этого металла. Хотя на сегодняшний день никаких фактов на этот счет не существует, предположение эндогенного воздействия в области севернее 78° с. ш. вполне допустимо.

Очевидно, необходимы новые более детальные исследования донных осадков этого интересного для изучения моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Макроэлементный состав поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря, как подтверждают наши исследования, соответствует классическому типу преобладающего терригенного осадкообразования.

Анализ наших данных и обзор данных литературы показал, что основные источники поставки осадочного материала в море изучены недостаточно. Нет никаких оценок роли одного из важнейших для данного моря источников – поступления взвешенного материала с внедряющимися в водоем атлантическими водами. Наши оценки, полученные посредством сравнения состава донных осадков Баренцева моря с составом осадочных (глины, сланцы) и основных пород (базальты и др.), а также с составом источников осадочного вещества (речная взвесь, аэрозоли, почвы и т. д.), показали, что донные осадки полностью соответствуют по составу глинам и сланцам, а основные и средние породы не оказывают заметного влияния.

Сравнение содержаний основных окислов донных осадков с их гранулометрическим составом выявило надежную положительную связь между содержанием окислов и пелитовой фракции в осадке (за исключением SiO_2 и CaO). У кремнезема и окиси кальция связи с пелитами отрицательные, что вполне соответствует классическим представлениям. Нельзя не упомянуть необычное геохимическое поведение марганца. Показано, что пелитовые илы южнее 77–78° с. ш. и западнее 30° в. д. слабо реагируют на увеличение доли пелитовой фракции до 90% и более, оставаясь по содержанию MnO на уровне 0.04–0.06%, максимум 0.10–0.12%, тогда как в пелитах к востоку и северу от указанных параллели и меридиана наблюдается резкое увеличение содержания MnO до 1.0–1.5%. Рассматривались возможные причины этого факта, но полного понимания наблюдаемой картины пока нет. Построены фрагменты карт (имеющиеся образцы осадков не покрывали всю площадь дна) распределения Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MnO. Основные закономерности вполне ожидаемы – все три окисла накапливаются в тонких осадках (с оговоркой относительно Mn) и содержатся в низких концентрациях в более грубозернистых осадках. Разница заключается в уровне контрастности изменений – малые вариации у Al_2O_3 , промежуточные у Fe_2O_3 и максимальные у MnO.

Колебания содержаний в разных типах осадков остальных окислов (SiO_2 , MgO, K_2O , TiO_2) довольно слабые. Учитывая корреляционные связи между окислами, можно полагать, что распределения в осадках MgO, K_2O и TiO_2 должны быть сходны с представленными здесь картами.

9.4. Геохимические фракции и индикаторы условий осадконакопления в Баренцевом море

Л.Л. Демина¹, Д.Ф. Будько¹, Н.В. Политова¹, Т.Н. Алексеева¹, Е.А. Новичкова¹,
А.С. Соломатина¹, Р.А. Алиев²

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

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Химический факультет

Приводятся результаты исследования геохимических фракций некоторых тяжелых металлов и вертикального распределения породообразующих и микроэлементов в колонках донных осадков Баренцева моря. В колонке АМК-5193 установлено абсолютное преобладание алюминия (в среднем 97% валового содержания), Cr и Ni (75–90%) в литогенной фракции на всем диапазоне опробования. Существенная доля Pb, Cd, Cu, Ni, Co, Mn и As (от 65 до 30% валового содержания) накапливается в осадках за счет гидрогенных процессов, таких как адсорбция на аутигенных Fe-Mn оксигидроксидах и глинистых частицах. В слое 0–6 см колонки АМК-5193, где происходят наиболее интенсивные обменные процессы между донными осадками и придонной водой, установлено резкое возрастание геохимически подвижных фракций большинства изучаемых металлов. В этом поверхностном слое зафиксировано максимальное содержание аутигенных оксигидроксилов Fe и Mn, которые служат эффективным сорбентом микроэлементов, в том числе, тяжелых металлов. По длине колонки АМК-5194 обнаружено ритмичное асинхронное изменение отношений Si/Al, Ti/Al и Fe/Al, которые отражают вклад терригенной матрицы, и отношения Al/Ca, принимаемого как индикатор интенсивности физического и химического выветривания. Кроме того, выявлено, что изменение отношения Ti/Al происходит в противофазе с отношением Mn/Fe, которое используется как индикатор геохимически подвижной фракции. Степень дальности аэрозольного переноса обломочного материала отражается на характере изменения Ti/Zr, которое слабо выражено по колонке АМК-5194, что подтверждает близость терригенного источника.

Ключевые слова: тяжелые металлы, донные осадки, геохимические фракции, условия осадконакопления

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(31)

ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море является важным для России бассейном как регион, богатый минеральными и биологическими ресурсами, а также как ключевой сегмент Северного морского пути. Теплая атлантическая вода, поступающая в Баренцево море, создает благоприятные условия для развития биологических ресурсов, изучение которых важно с точки зрения экологии и обширной хозяйственной деятельности. С другой стороны, Баренцево море, расположенное на северо-европейском континентальном шельфе и связанное с Атлантическим океаном, принадлежит к арктическим бассейнам, определяющим современный климат Европы. Климатические циклы вызывают резкие изменения условий осадконакопления, которые отражаются в геохимических характеристиках осадков, поэтому исследование геохимии донных осадков как природных архивов представляет интерес для реконструкции палеосреды позднечетвертичного осадконакопления в Арктике. Осадочный материал поступает в Баренцево море в результате ледово-айсбергового разноса из Северного Ледовитого океана, с архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, а также в результате атмосферных выпадений [Лисицын, 2001; Шевченко, 2006].

Литолого-геохимический состав донных осадков служит информацией об источниках и путях транспорта осадочного материала, палеоклиматах, океанской циркуляции и биопродуктивности водных масс, окислительно-восстановительных условиях и постседиментационных изменениях осадков. Физические и биологические процессы во время выпадения осадков, объединенные с постседиментационными химическими реакциями, представляют собой сложно-компонентную систему, которая дает существенную палеоокеанологическую информацию, усиливая интерпретацию данных, полученных из изучения микрофоссилий и изотопного состава компонентов осадка.

Несмотря на значительные успехи в литолого-геохимических исследованиях Баренцева моря [Богданов и др., 2001; Гурвич и др., 2001; Стрекопытов, 2001; Гуревич, 2002; Иванова, Мурдмаа, 2001; Мурдмаа и др., 2003], до сих пор отсутствуют количественные оценки вклада различных биогеохимических процессов в накопление химических элементов в донных осадках. Исключительно важным инструментом для таких оценок служит изучение геохимических фракций элементов, позволяющее разделить две принципиально различные формы нахождения:

1) геохимически подвижную, обеспечивающую обменные, мобилизационные процессы и включение в состав органического вещества, и 2) геохимически инертную – литогенную, где элементы фиксированы в раскристаллизованных Fe-Mn оксигидроксидах и в кристаллических решетках обломочных и глинистых минералов. Высокорастворяющее исследование ненарушенных колонок донных осадков длиной до 30–50 см, полученных мультикорером или трубкой Неймисто, позволяет оценить короткопериодные (с дискретностью менее 10 лет) вариации в накоплении тяжелых металлов за исторический период, тогда как исследование колонок с длиной керна свыше 300 см, отобранных большой гравитационной трубкой (ТБД), позволяет оценить геохимические процессы в геологическом прошлом.

Перед авторами стояли следующие задачи:

1) Анализ геохимических фракций химических элементов (включая потенциально опасные тяжелые металлы (ТМ) Pb, Cd, As, Cu) в колонках с высоким разрешением слоев (дискретность 1–2 см) для получения количественной оценки вклада различных геохимических процессов в накопление в верхнеолоценовых донных осадках Баренцева моря. Методический подход заключается в последовательной экстракции исходной пробы реагентами, позволяющими разделить разные по геохимической подвижности металлы, с последующим определением концентраций металлов методом масс-спектрометрии в индуктивно-связанной плазме (ИСП-МС). В осадках, взятых с шагом 1 см из поверхностного слоя (0–35 см) трубкой Неймисто (ТН) на ст. АМК-5193, а также отобранных мультикорером (МК) на ст. АМК-5548, АМК-5555 и АМК-5579, выполнен анализ форм нахождения тяжелых металлов. Последние три станции расположены на меридиональном Кольском океанографическом разрезе (вдоль 34° в. д.) протяженностью около 700 км, начиная от мелководья на юге до глубин около 450 м на севере (80° с. ш.).

2) На основе данных многоэлементного анализа в четырех колонках высокого разрешения (МК и ТН) и одной колонки ТБД выявить геохимические индикаторы для оценки палеоусловий формирования осадков.

В фундаментальных монографиях [Calvert, Pedersen, 2007; Юдович, Кетрис, 2011] систематизирован обширный фактический материал по литологической геохимии, выделен широкий спектр геохимических индикаторов климатических обстановок для осадочных разрезов. К геохимическим индикаторам палеоклимата, в первую очередь, относятся такие классические показатели, как титановый модуль TiO_2/Al_2O_3 в осадках [Мигдисов, 1960]. Обогащение осадков

фосфором служит характерным признаком гумидных зон, тогда как о потеплении палеоклимата свидетельствует увеличение содержания в осадках некоторых малых элементов (Pb, Zn) [Юдович, Кетрис, 2011]. Интересно, что, поскольку биофильный Zn концентрируется опаловыми створками диатомовых, отношение $(Zn/Si)_{опал}$ в антарктических диатомеях может служить косвенным индикатором климатических обстановок, т. к. это отношение зависит от опреснения, связанного с таянием материковых льдов [Hendry, Rickaby, 2008]. Отношение Sr/Ca и Rb/Sr в биогенных карбонатных осадках Южной Атлантики служит геохимическим показателем климатических изменений: ледниковые периоды характеризуются минимальными значениями Sr/Ca, межледниковья – высокими отношениями Sr/Ca и Rb/Sr [Wien et al., 2005].

Обогащение осадков в активную стадию последнего оледенения материалом ледового разноса [Heinrich, 1988] диагностируется не только по терригенным зернам IRD, но и по геохимическим индикаторам Ca/Sr, Zr/Ca, $C_{орг}$, C/N, как это показано в разрезах обломочных карбонатных пород к западу от архипелага Шпицберген [Winkelmann et al., 2008]. Благодаря использованию таких экспрессных методов как рентгено-флюоресцентная спектроскопия (РФА), стал возможен многоэлементный анализ, позволяющий получить данные по породообразующим и микроэлементам из одной навески пробы. Это позволяет интерпретировать данные не по одному, а по ряду индикативных элементов и их отношений. Так, по Al/Si, Fe/Ca, Ti/Al, Zr/Al можно оценить вариативность обломочных компонентов в позднечетвертичных разрезах Арктики [Spoffort et al., 2008; Polyak et al., 2009].

В данной работе представлены результаты анализа донных осадков, полученных в рейсах 67 и 68 НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2016 и 2017 гг.). Выполнен анализ 162 проб из высокоразрешающих колонок, взятых мультикорером (МК) и трубкой Неймисто (ТН) в открытой части моря (ст. АМК-5193), на границе с Норвежским морем (ст. АМК-5432), из Кембриджского пролива у Земли Франца-Иосифа (ст. АМК-5454) и из бухты Русская Гавань Новой Земли (ст. АМК-5424), с последующим разделением на слои толщиной 1 см. Из центральной котловины исследована одна колонка (ст. АМК-5194 ТБД) с длиной керна 460 см.

Анализ содержания химических элементов (Al, Si, Ti, Mn, Mg, Fe, V, Sr, Zr, Ba, Sc, As, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb) проведен методами атомно-абсорбционной спектrophотометрии (ААС – пламенной и электротермической), масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС), а также рентгено-флюорес-

центной спектроскопии (РФА). Методом последовательной химической экстракции выделяли четыре формы нахождения ТМ: 1) адсорбционно-обменный комплекс и карбонаты [Luoma, Bryan, 1981]; 2) Fe-Mn гидроксиды и адсорбированные на них металлы [Chester, Hughes, 1967]; 3) ТМ, связанные с органическим веществом [Kitano, Fujiyoshi, 1980]; 4) литогенная (остаточная). Первые три формы позволяют оценить вклад геохимически подвижных металлов, тогда как четвертая является геохимически инертной формой. Кроме этого, определено содержание органического и карбонатного углерода кулонометрическим методом. Правильность анализа химических элементов контролировали с помощью стандартных образ-

цов донных осадков отечественного (СДО-1, -3) и иностранного производства (NIST 2703).

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В изученных донных осадках Баренцева моря валовые концентрации тяжелых металлов Zn, Cu и Pb в большинстве случаев не превышают фоновых значений для этого региона, в то время как более чем в половине проб концентрации Cr на 20% выше фоновых. Концентрации Ni и Co почти во всех пробах на 30–60% выше фоновых значений, что может свидетельствовать о влиянии антропогенного фактора (добыча и переработка кобальто-никелевых руд на Кольском полуострове).

Таблица 9.4.1. Сопоставление средних измеренных и фоновых ($C_{\text{фон}}$) содержаний тяжелых металлов (мкг/г сух. в.) в поверхностных донных отложениях Баренцева моря

	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Cr
Данная работа ($n=52$)	20	39	21	18	69	85
$C_{\text{фон}}$, [Новиков, Жилин, 2016]	12	30	35	30	150	70

Анализ парных корреляций показал, что с породообразующими элементами Al и Si, суммарное содержание которых в осадках составляет в среднем 36%, не коррелирует большинство изученных микроэлементов. Исключение составляют Ti и Zr, которые проявляют тесную корреляционную связь с Al и Si. Для Ti и Zr характерно нахождение в составе акцессорных минералов (рутила и циркона соответственно) с высоким значением твердости, характеризуются повышенным содержанием в песчаной фракции, где также преобладают устойчивые к истиранию (измельчению в процессе выветривания) кварц и каркасные алюмосиликаты.

Коэффициенты корреляции между Mn и Fe во всех пробах достаточно высокие (R^2 от +0.46 до +0.95), что подчеркивает общность их геохимического поведения в поверхностных осадках. Кроме того, эти элементы показывают значимые положительные корреляции с Mg (со средним содержанием 1.7%), который является структурным элементом слоистых глинистых минералов, в частности, монтмориллонита, хлорита и иллита. Глинистые минералы в донных осадках – продукт химического выветривания алюмосиликатов, по размерности частиц это тонкодисперсное вещество, обладающее повышенной сорбционной ёмкостью. То же самое можно сказать и о Fe-Mn оксигидрооксидах, поэтому положительная корреляционная связь между ними вполне закономерна.

Очень важно отметить, что с Mg, Fe и Mn коррелирует большинство тяжелых металлов: Co, V, Pb, As, Cu, Zn. Промежуточное положение занимают хром и никель, для которых отмечается положительная корреляционная связь как с Al, Ti и Zr, так и с Mg, Fe, Mn.

Геохимические фракции тяжелых металлов в поверхностных донных осадках

В данной работе впервые получена количественная оценка вклада различных геохимических процессов в накопление в верхнеголоценовых донных осадках Белого и Баренцева морей группы (Al, As, Fe, Cd, Cu, Co, Cr, Mn, Mo, Ni, Pb) на основе изучения их физико-химических форм в колонках длиной до 40 см с высоким разрешением слоев (дискретность 1–2 см).

Колонка АМК-5193 верхнеголоценовых баренцевоморских морских донных осадков, преимущественно (в среднем 90%) пелитовой размерности, отобрана трубкой Неймисто длиной 37 см (ст. 5193, 73°20.068' с. ш., 43°40.895' в. д., глубина моря 328 м, $n=22$). Средняя скорость осадконакопления составляет в центральной части Баренцева моря – 0.16 мм/год [Иванова, Мурдмаа, 2001], т. е. предположительно изучаемая колонка сформировалась за период около 2300 кал. л. н. По нашим данным, содержание кислорода в придонном слое воды в Баренцевом море (5.9 мл/л) способствует формированию в слое 0–2 см окисленных поверхностных осадков коричневого цвета. В слое 0–2 см колонки АМК-5193

pH=7.0 и редокс-потенциал $Eh = +201$ мВ, тогда глубже 2 см pH и Eh составляют соответственно 8.0 и +140 мВ, т. е. среда становится слабощелочной, окисленные осадки сменяются серо-коричневым и далее с глубиной – серым алевритовым пелитом с примесью песка. Содержание $C_{орг}$, повышенное до 2% в поверхностных слоях, с глубиной уменьшается в два раза, резкое снижение $C_{орг}$ отмечено на гор. 14 см (рис. 9.4.1).

Наши данные по колонке АМК-5193 в Баренцевом море впервые показали, что Al, являясь породообразующим элементом, накапливается по всей длине обеих колонок исключительно за счет геохимически инертной литогенной формы, составляющей в среднем 97% от общего содержания (рис. 9.4.2, а). Наиболее близкими к Al по вкладу литогенной формы оказались Fe, Cr и Ni (75–90% от общего содержания) на всем интервале опробования. Железо в подповерхностных слоях (до 3–6 см) примерно поровну распределяется между литогенной формой и суммой подвижных форм (рис. 9.4.2, б), при этом повышена доля органически-связанной формы (Fe-3) – 15–20% от суммы форм. В нижележащих слоях колонки АМК-

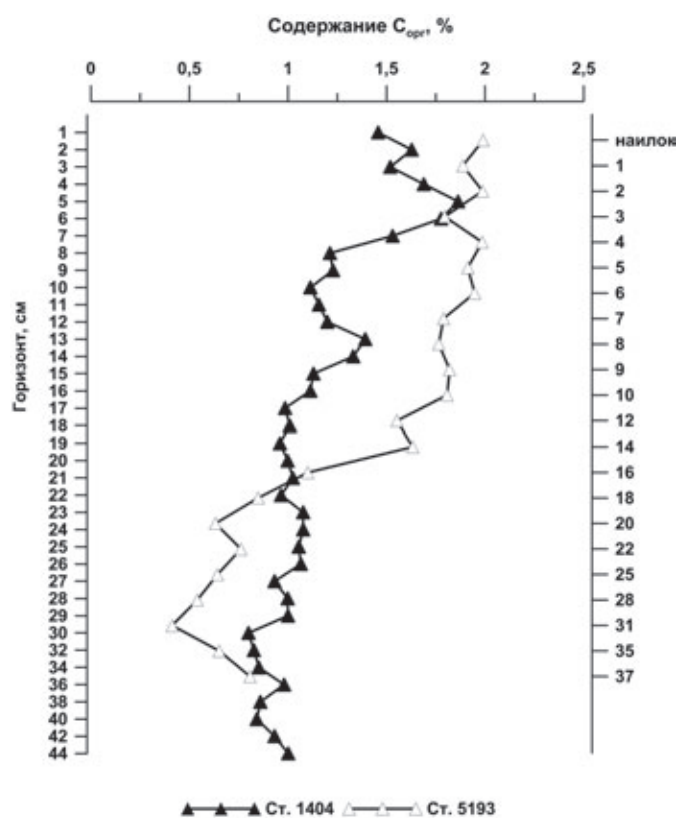


Рис. 9.4.1. Распределение органического углерода ($C_{орг}$) в колонках ненарушенных осадков, отобранных трубкой Неймисто, АМК-5193 (центральная котловина Баренцева моря) и 1404 (Белое море)

5193 литогенная форма Fe возрастает, составляя около 80% от его суммарного содержания. Уменьшение содержания Fe в форме аморфных оксигидроксидов свидетельствует о диагенетических процессах восстановления Fe^{3+} в Fe^{2+} , однако, кинетика этого процесса более медленная по сравнению с Mn. Адсорбированная форма Fe имеет подчиненное значение в осадках Баренцева моря (рис. 9.4.2).

В колонке АМК-5193 отмечено низкое содержание Mn (в среднем в 4 раза меньше, чем в Белом). В поверхностном слое осадков (0–2 см) аморфные гидроксиды Mn (форма-2) составляют всего около 30% от суммы форм, здесь высока доля геохимически подвижных форм Mn (80% от общего содержания), среди которых преобладает адсорбированная/связанная с карбонатами форма Mn-1 (50% от суммы форм) (рис. 9.4.2, г). Общее содержание Mn в верхнем окисленном осадке (850 мкг/г сух. в.) близко к кларку в осадочных породах. Судя по низкому градиенту уменьшения валового содержания Mn ($gradC_{Mn} = \Delta C / \Delta L = 132$ мкг/см), десорбционные и восстановительные процессы протекают значительно медленнее, чем в Белом море [Демина и др., 2017], общее содержание Mn снижается на горизонте 4 см всего в 3 раза по сравнению с наилком (рис. 9.4.2). При этом в иловой воде содержание растворенного Mn на горизонте 1–2 см резко увеличивается более чем в 100 раз (до 830 мкг/л). Другим важным отличием баренцевоморской колонки является преобладание литогенной формы Mn-4 (50–70% от общего содержания) в осадках глубже 4 см (рис. 9.4.2).

Вклад литогенной формы в накопление As, Co, Cu, Cd, Pb варьирует от 65% (As, Co) до 30% (Cd). Содержание литогенной формы металлов минимально в окисленном наилке на границе вода–дно (0–1 см), где наиболее интенсивны обменные процессы между твердой и жидкой фазами донных осадков. По длине колонки роль литогенной формы слабо возрастает (рис. 9.4.2).

Геохимически подвижные формы Cu, Pb, Co и Ni (адсорбированные на глинистых минералах, Fe-Mn аморфных гидроксидах и связанные с ОВ) не превышают 50% валового содержания каждого из этих металлов, составляя в среднем от 26 до 38%. В пределах верхнего слоя 0–10 см доля геохимически подвижных форм Ni, Cu и Pb заметно выше, чем в нижележащих осадках, где отмечено их равномерное распределение.

В колонке АМК-5193 в верхних 4 см форма Mn-2 снижается в 4.5 раза, тогда как форма Fe-2 всего в 2.5 раза. Следует отметить, что, согласно литологическому описанию, в колонке АМК-5193 встречены стяжения гидротроилита, т. е. форма Fe-3 может быть

представлена не только органическим веществом, но и сульфидами, образовавшимися при сульфатредукции. Это подтверждается возрастанием вниз по колонке формы Fe-3, несмотря на уменьшение содержания C_{org} (рис. 9.4.1).

В результате концентрация Fe в иловых водах (ст. 1404) возрастает не столь резко, как Mn: с глубиной залегания слоя – от 3.6 (на 2 см) до 35.8 мкМ (на 18 см) (рис. 9.4.3).

Отношение Mn/Fe используется для палеорекострукции динамики кислорода в среде осадкообразования поскольку, чем ниже концентрация кислорода, тем ниже значение Mn/Fe [Naehrer et al., 2013]. По нашим данным, отношение Mn/Fe в адсорбированной форме и в форме аморфных гидроксидов на гор. 3 см колонки АМК-5193 резко уменьшается по сравнению с наилком: от 0.9 до 0.05 (почти в 20 раз). Аналогичное явление, отмеченное нами ранее и для беломорской колонки ст. ПШ-1404 (рис. 9.4.4) [Будько и др., 2017], по-видимому, обусловлено различиями в кинетике окисления-восстановления Mn и Fe: в слабо восстановленной среде Fe окисляется быстрее, чем Mn, а Mn восстанавливается быстрее, чем Fe. То есть обменные

процессы более интенсивны в случае Mn по сравнению с Fe. Интересен тот факт, что, несмотря на разные значения Mn/Fe в беломорской и баренцевоморской колонках, характер изменения отношения Mn/Fe в обоих случаях имеет одинаковую направленность. Отметим, что отношение Mn/Fe в геохимически инертной литогенной форме остается практически постоянным по всей длине колонок (рис. 9.4.4).

Наряду с Mn, Mo относится к числу наиболее чувствительных металлов к изменению редокс условий среды осадконакопления. При этом для Mo характерна адсорбция на аморфных гидроксидах Mn и вхождение в состав сульфидов [Pilipchuck, Volkov, 1974]. Нами установлена прямая корреляционная зависимость для валового содержания Mo и Mn на ст. АМК-5193 ($R=0.72$; $p=0.05$). В поверхностных слоях Mo, связанный с аморфными оксигидроксидами марганца (форма Mo-2), резко убывает: с 1.06 до 0.21 мкг/г сух. в. (т. е. в 5 раз), что очевидно обусловлено его десорбцией из аморфных Mn-гидроксидов при восстановлении Mn^{4+} .

Наибольшую склонность к связыванию с ОВ проявляют Cu и Mo: органически связанная фор-

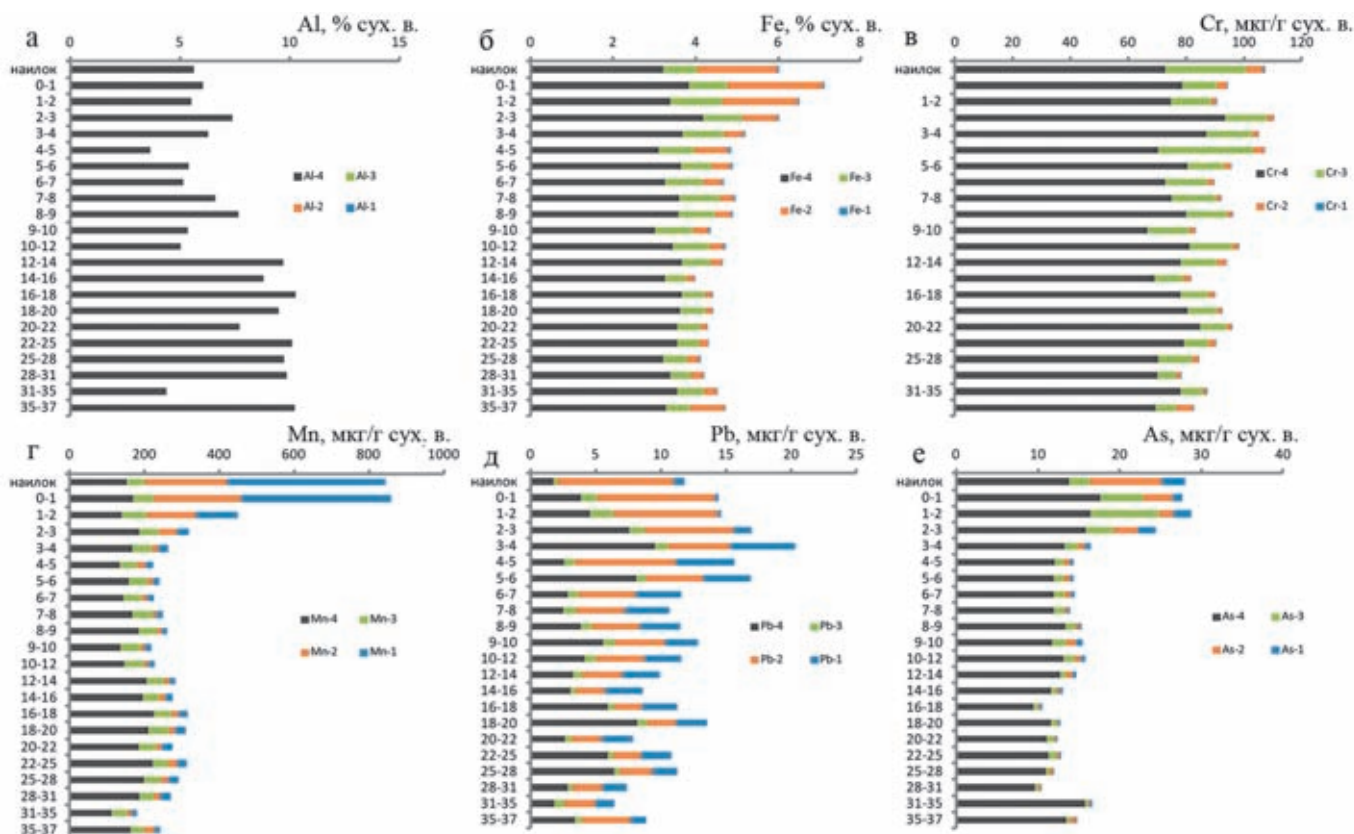


Рис. 9.4.2. Содержание геохимических фракций в ненарушенной колонке ст. АМК-5193 из центральной котловины Баренцева моря:

а – Al, % сух. в., б – Fe, % сух. в., в – Cr, мкг/г сух. в., г – Mn, мкг/г сух. в., д – Pb, мкг/г сух. в. и е – As, мкг/г сух. в. Фракции элементов (Эл.): Эл.-1 – адсорбированная и связанная с карбонатами; Эл.-2 – аморфные гидроксиды Fe и Mn и связанные с ними микроэлементы; Эл.-3 – связанная с органическим веществом и/или сульфидами; Эл.-4 – литогенная

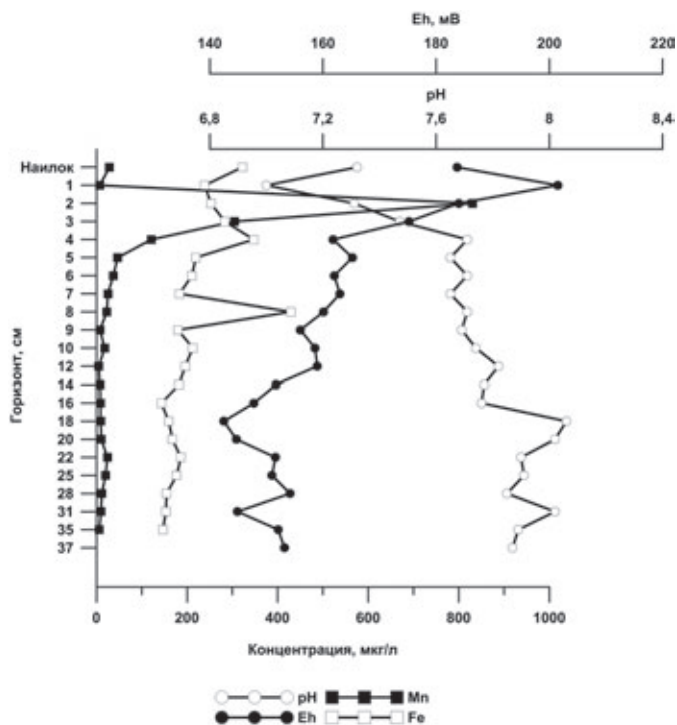


Рис. 9.4.3. Распределение Mn и Fe (а) и изменчивость показателей pH (б) и окислительно-восстановительного потенциала Eh (в) в иловой воде ст. AMK-5193

ма Си-3 и Мо-3 составляет в среднем 35–50% в поверхностных слоях с содержанием $C_{орг} > 1.5\%$; причем у Си по всей колонке наиболее тесная связь с $C_{орг}$ ($R^2=0.90$; $p=0.05$). Для Cd и Pb характерна повышенная по сравнению с Си адсорбция как на глинистых минералах (форма-1), так и на аморфных Fe-Mn гидроксидах (форма-2) и Fe ($R=0.85$; $p=0.05$), которые сопоставимы и даже превышают вклад

литогенной формы в верхних частях колонок. Интересно, что доля адсорбированной формы-1 Cd, Co, Cu имеет тенденцию к увеличению с глубиной осадка. Это говорит о том, что эти элементы, перешедшие в раствор при десорбции из Fe-Mn оксигидроксилов и деструкции ОВ, сорбируются на глинистых частицах. В этом заключается обменный механизм между геохимически подвижными формами. Металлоид As накапливается в поверхностном слое благодаря адсорбции на аморфных Fe-Mn гидроксидах: в среднем до 30% от суммы форм в колонке АМК-5193 (рис. 9.4.2, е). В нижних частях колонок доминирует литогенная форма As (80–90% от общего содержания).

В верхнем 10-см слое осадка происходят циклические процессы окисления-восстановления Mn: осаждение его в подвижных гидроксидных формах в вертикальных потоках осадочного материала, восстановление в результате диагенетических процессов и миграция из донных осадков в иловую воду, при диффузных потоках которой к поверхности дна Mn окисляется, формируя твердую гидроксидную фазу в поверхностном слое.

Анализ геохимических фракций тяжелых металлов (Pb, Cd, Cu, Ni, Co, Mn) и мышьяка в донных осадках Баренцева моря выявил значительную роль гидрогенных процессов (адсорбция на аутигенных Fe-Mn оксигидроксидах и глинистых частицах, вхождение в состав ОВ) в их аккумуляции в осадках, тогда как Fe и Сг накапливаются в осадках преимущественно за счет терригенных процессов.

В трех исследованных колонках Кольского разреза валовое содержание Mn убывает с глубиной (в

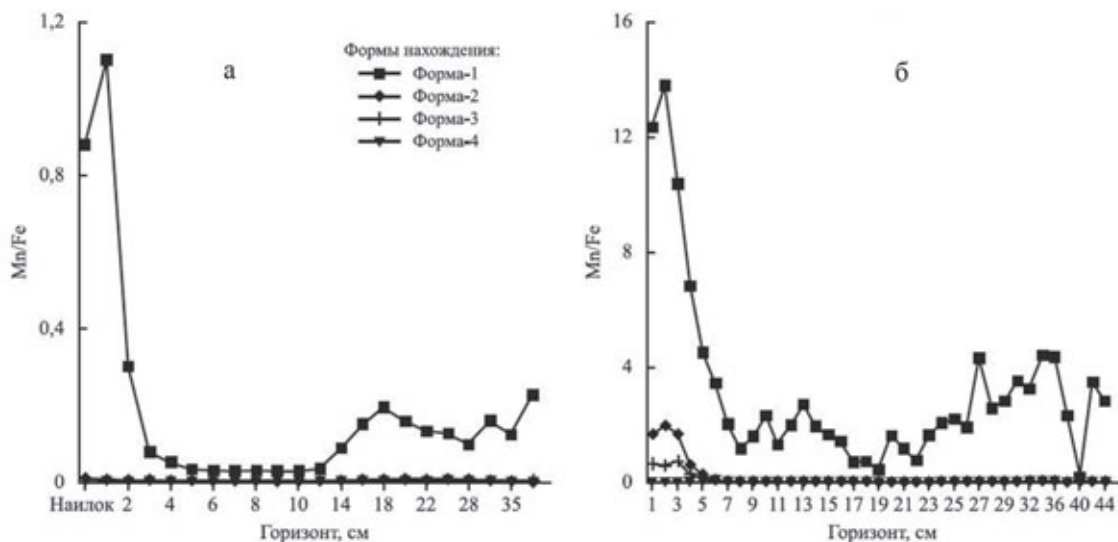


Рис. 9.4.4. Изменчивость отношения Mn/Fe в ненарушенных осадках (ТН) ст. AMK-5193 в Баренцевом море (а) и ст. 1404 в Белом море (б)

1.5–2.5 раза), причем на ст. АМ-5555, находящейся на удалении от берега, это проявляется наиболее ярко (в 12 раз) и может быть связано с повышенным содержанием $C_{\text{орг}}$ (до 1.78%) и более интенсивными диагенетическими процессами. По мере отдаления от береговой линии условия динамически более спокойные, контактный слой вода – донные отложения (наилки) прослеживается четче. В наилке и подповерхностных слоях происходит окисление Mn^{2+} до Mn^{4+} из иловых вод, высаживание в твердую фазу MnO_2 (аморфный гидроксид) и адсорбция на его поверхности тяжелых металлов.

В осадках прибрежной ст. АМК-5579 для Cu очевидно преобладание форм, связанных с органическим веществом и сульфидами, эта фракция Cu составляет в среднем от 58 до 74% от суммы подвижных форм (рис. 9.4.5, а). Для свинца характерно преобладание в адсорбированной на Fe-Mn оксигидроксидах форме (рис. 9.4.5, б), тогда как Ni примерно поровну (46–49% валового содержания) распределяется между адсорбированной на Fe-Mn оксигидроксидах и органически связанной формами (рис. 9.4.5, в). В центральной котловине время формирования поверхностного слоя голоценовых осадков (0–10 см) охватывает период ~50–60 лет, в течение которого техногенная нагрузка горнодобывающей отрасли на бассейн возрастала. Это, по-видимому, отразилось на пиках общего содержания тяжелых металлов, обусловленных увеличением доли их геохимически подвижных форм в поверхностном слое. В прибрежных разрезах с глубиной уменьшается количество форм, связанных с аморфными гидроксидами Fe и Mn.

Геохимические индикаторы

Геохимическими индикаторами гранулометрического состава в колонках донных осадков считаются отношения Si/Al и Ti/Al , повышенное значение которых обусловлено преобладанием песчаных, а также крупно- и средне-алевритовых фракций, представленных в основном кварцем, полевыми шпатами и устойчивым к выветриванию рутилом. В дегляциальные периоды, когда преобладает физическое выветривание, в осадках возрастают значения Si/Al , Ti/Al и Ti/Zr [Calvert, Pedersen, 2007].

Особенности окислительно-восстановительных процессов прослеживаются по характеру изменения отношения Mn/Fe , обусловленного различиями в окислительно-восстановительной кинетике этих элементов: увеличение Mn/Fe происходит в окислительных условиях осадконакопления, а понижение – в восстановительных. В колонке из хребта Ломоносова чередование обогащенных и обедненных марганцем слоев связано с ледниковыми и межледниковыми пе-

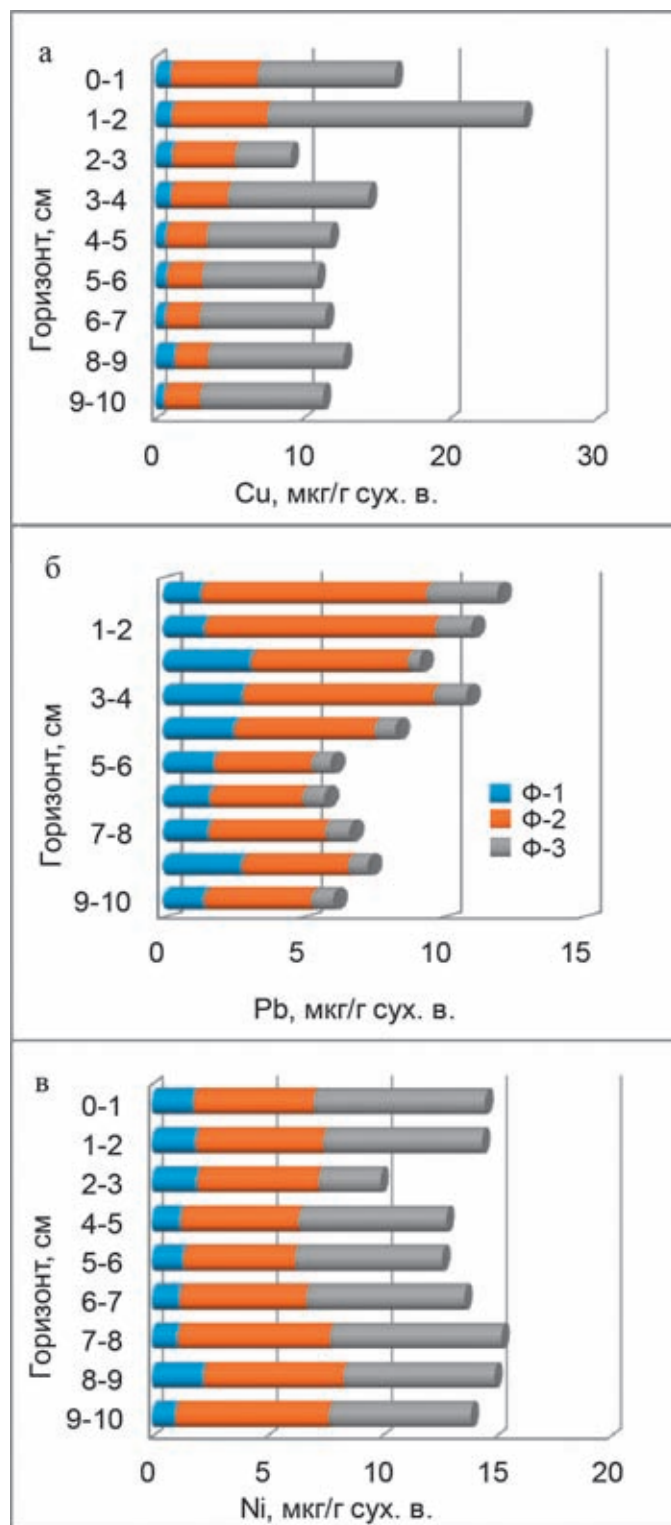


Рис. 9.4.5. Распределение подвижных фракций Cu (а), Pb (б) и Ni (в) в поверхностном слое 0–10 см на ст. 5579 (вблизи берега).

Фракции элементов (Ф): Ф-1 – адсорбированная и связанная с карбонатами; Ф-2 – аморфные гидроксида Fe и Mn и связанные с ними микроэлементы; Ф-3 – связанная с органическим веществом и/или сульфидами

риодами: высокое содержание Mn фиксировалось в межледниковье, тогда как низкое – в ледниковые периоды [Jakobsson et al., 2000; Calvert, Pedersen, 2007].

В обогащенных марганцем слоях обнаружены повышенные содержания тяжелых металлов, а также карбонатов как биогенных, так и терригенных, связанных с ледовым разносом [Hanslik et al., 2013]. Условия гипо- или аноксии приводят к изменению содержания редокс-чувствительных и сульфид-образующих металлов (Mo, V, U, Ag, Cd и Zn), а также отношения Mn/Fe в донных осадках [Chester, 2000; Tribovillard et al., 2006; Naehrer et al., 2013]. Тяжелые металлы эффективно концентрируются в окислительно-восстановительных циклах железа и марганца, проявляя в некоторых случаях индикаторные свойства.

Колонка АМК-5194 ТБД

Мы исследовали изменение химического состава осадков колонки АМК-5194 ТБД (длина 445 см), поднятой в Центральной впадине Баренцева моря. Эта колонка расположена немного южнее ст. АСВ-858, всесторонне изученной в работах [Мурдмаа, Иванова, 1999; Иванова, Мурдмаа, 2001; Богданов и др., 2001; Гурвич и др., 2001]. Ст. АСВ-858 охватывает стратиграфические горизонты: верхний голоценовый (I), сформированный в морских условиях, и два нижележащих слоя, сформированных в ледниково-морских условиях: переходный – поздней дегляциации (II) и нижний – дегляциальный (III). Голоценовая толща 0–207 см включает этапы (сверху вниз): Ia – поздний, Ib – максимум биопродуктивности, Iv – климатический оптимум и Ig – ранний. Голоценовые отложения отличаются повышенными и сильно изменчивыми

содержаниями C_{org} , Cu, Ni, V, Sr, Cr, Mn, Ba и Ti, превышающими средние содержания в дегляциальных осадках, что очевидно обусловлено высокой биопродуктивностью вод [Гурвич и др., 2001]. Средние скорости осадконакопления в голоцене не превышали 10 см/тыс. лет. Дегляциальные осадки (толща ниже 207 см) формировались в более холодном климате, когда главная роль в транспорте элементов в осадки принадлежала продуктам ледниковой деятельности, представлены верхнеплейстоценовым алеврито-пелитовым илом с заметным содержанием песка. Дегляциальные отложения, накопившиеся ранее 10 тыс. лет, характеризуются минимальной изменчивостью химических элементов, обусловленной единственным в тот период эоловым источником осадочного материала [Гурвич и др., 2001].

В табл. 9.4.2 приведены средние концентрации элементов в колонке ст. АМК-5194, осадки которой по содержанию Al, Mg, Ti, Mn, Ni, Cu, Pb и As мало отличаются от кларков литосферы. Однако они заметно обеднены Sr, Cr и, особенно, Ca (почти в 4 раза) и незначительно (15–40%) обогащены Fe, K, Zn и Si. Анализ парных корреляций выявил значимые ($p < 0.05$) коэффициенты корреляции только для Fe-Mn ($R^2=0.599$) и Zn-Cu ($R^2=0.709$). Вариации по колонке главных литогенных элементов (Si, Al, Ti, Fe), а также Ca, Mg, тяжелых металлов Cr, Pb, Zn, Cu, Ni и металлоида As показаны на рис. 9.4.6. Относительно низкие концентрации тяжелых металлов, по видимому, свидетельствуют о слабом дополнительном поступлении осадочного вещества природного и/или антропогенного генезиса в центральную котловину бассейна.

Таблица 9.4.2. Сопоставление средних содержаний химических элементов в донных осадках ст. АМК-5194 (ТБД, $L=460$ см, $n=42$) и в верхней части земной коры [Wedepohl, 1995]*

Станция	%							
	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Ti	Mn
АМК-5194	24.4	8.29	5.07	1.02	2.15	2.8	0.48	0.05
Верхняя часть земной коры*	28.8	7.96	4.32	3.85	2.20	2.14	0.40	0.07
	10–4%							
	Zr	Sr	Cr	Zn	Ni	Cu	Pb	As
АМК-5194	193	165	75	107	50	31	16	12
Верхняя часть земной коры*	203	333	126	65	56	25	15	11

Примечание. L – длина колонки, n – число проб.

Отметим необычайно низкое содержание Ca (сред. 1.02%), которое в 2–3 раза ниже, чем Mg, а также Mn (сред. 0.05%). Наши данные по низкой карбо-

натности осадков центральной котловины (ст. 5193), составляющей 2.49% (рис. 9.4.1), также в очередной раз подтверждают терригенный характер донных

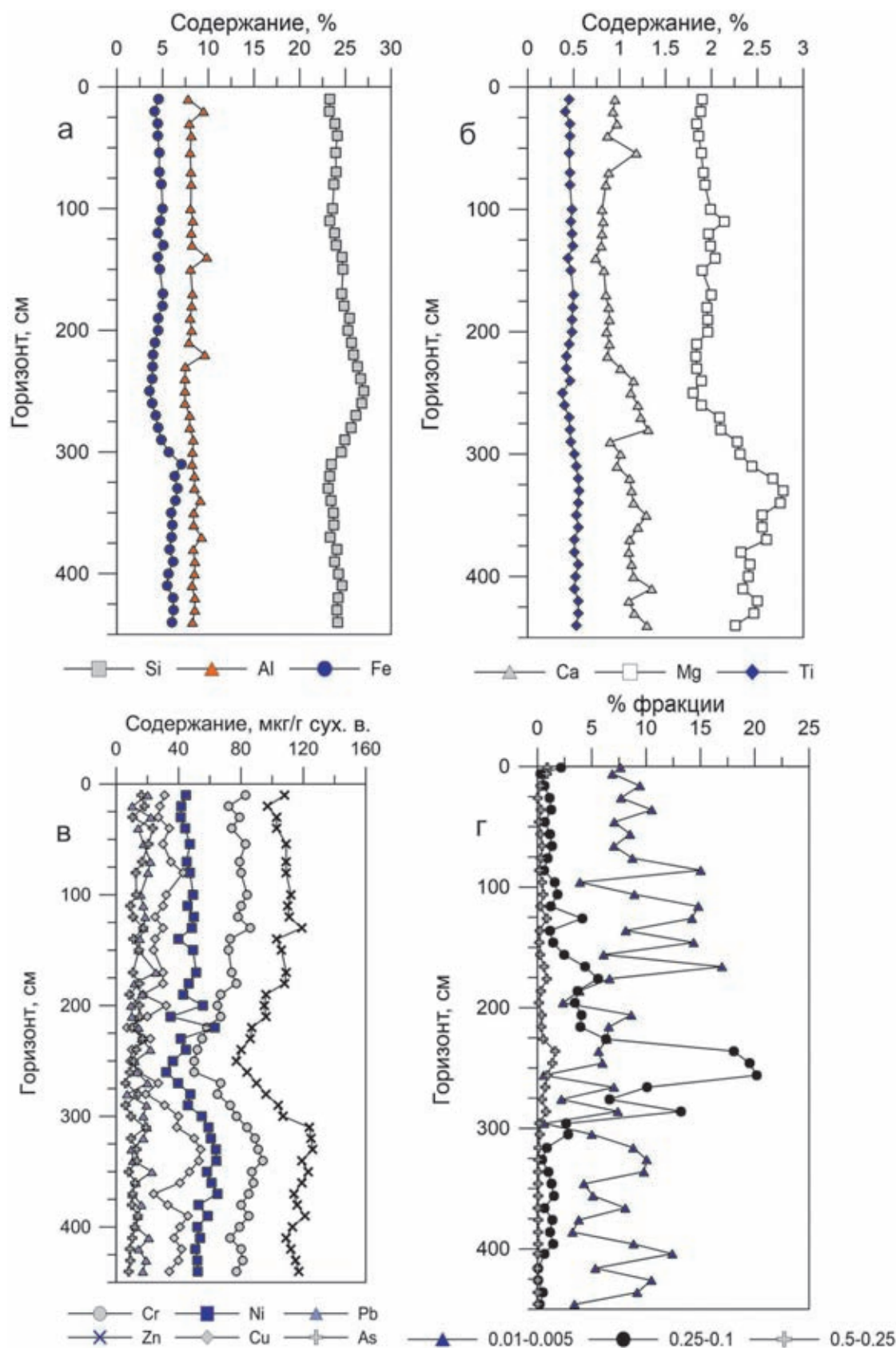


Рис. 9.4.6. Вариации содержания породообразующих элементов Si, Al, Fe (а); Ca, Mg, Ti (б); тяжелых металлов Ni, Cr, Zn, Pb, Cu и металлоида As (в), а также гранулометрических фракций средне- и мелкозернистого песка и пелита (г) в колонке донных отложений ст. АМК-5194 ТБД из центральной котловины Баренцева моря

осадков. Сумма средне- и мелкопесчаной фракции (0.5–0.1 мм) в слое 240–260 см достигает максимума (22%), который совпадает с повышенными значениями содержания Si (27%) и отношений Ti/Al, Al/Ca (рис. 9.4.7). Закономерно, что в этом же слое определены низкие значения Al, Fe, Ca, всех микроэлементов, а также минимальные отношения Fe/Al. Слои с повышенным содержанием пелитовой фракции, напротив, обеднены Si, но относительно обогащены Fe, Al, Ca и микроэлементами.

Изменчивость по колонке ст. АМК-5194 отношений элементов Si/Al, Fe/Al, Al/Ca, Ti/Ca, Mn/Fe, Ti/Al и Zr/Al показана на рис. 9.4.7. По всей длине колонки преобладает фракция <0.01 мм с небольшими вариациями в пределах 75–85%, ниже 200 см в осадках содержание фракции >0.1 мм колеблется около 10–15%. Очевидно, подобный гранулометрический состав способствует «сглаженности» или незначительной изменчивости отношения Si/Al и Ti/Ca по сравнению с величиной Al/Ca (рис. 9.4.7, а) и Fe/Al (рис. 9.4.7, б). Отметим ритмичность изменения по колонке этих трех показателей, причем изменение Al/Ca, указывающее на условия физико-химического выветривания, происходит асинхронно с отношениями Si/Al и Fe/Al, которые диагностируют терригенную матрицу и из-

меняются почти синхронно. Изменение титанового модуля (Ti/Al) характеризует степень механической сортировки обломочного материала [Мигдисов, 1960]. Увеличение Ti/Al происходит при возрастании доли более крупнозернистых осадков в периоды МИС-2 и 4 относительно МИС-1 и 5 в колонке из Северной Атлантики [Demina et al., 2019]. По нашим данным, вариация титанового модуля вполне закономерно находится в противофазе с изменением Mn/Fe (показателем геохимически подвижных фаз). Показатель Ti/Zr, отражающий дальность переноса обломочного материала с аэрозолями [Calvert, Pedersen, 2007], в рассматриваемой колонке выражен слабо (рис. 9.4.7, в); это подтверждает приближенность терригенного источника к исследуемой станции.

Колонки высокого разрешения (мультикорер), ст. АМК-5424, АМК-5432 и АМК-5454

На основании данных РФА по концентрации породообразующих и малых элементов в колонках высокого разрешения (дискретность отбора слоев 1 см) выполнено тестирование элементов-индикаторов (Si/Al, Ca/Al, P/Al, Mn/Fe и др.) для характеристики условий среды современного осадконакопления в разных районах Баренцева моря: фьрд Русская Га-

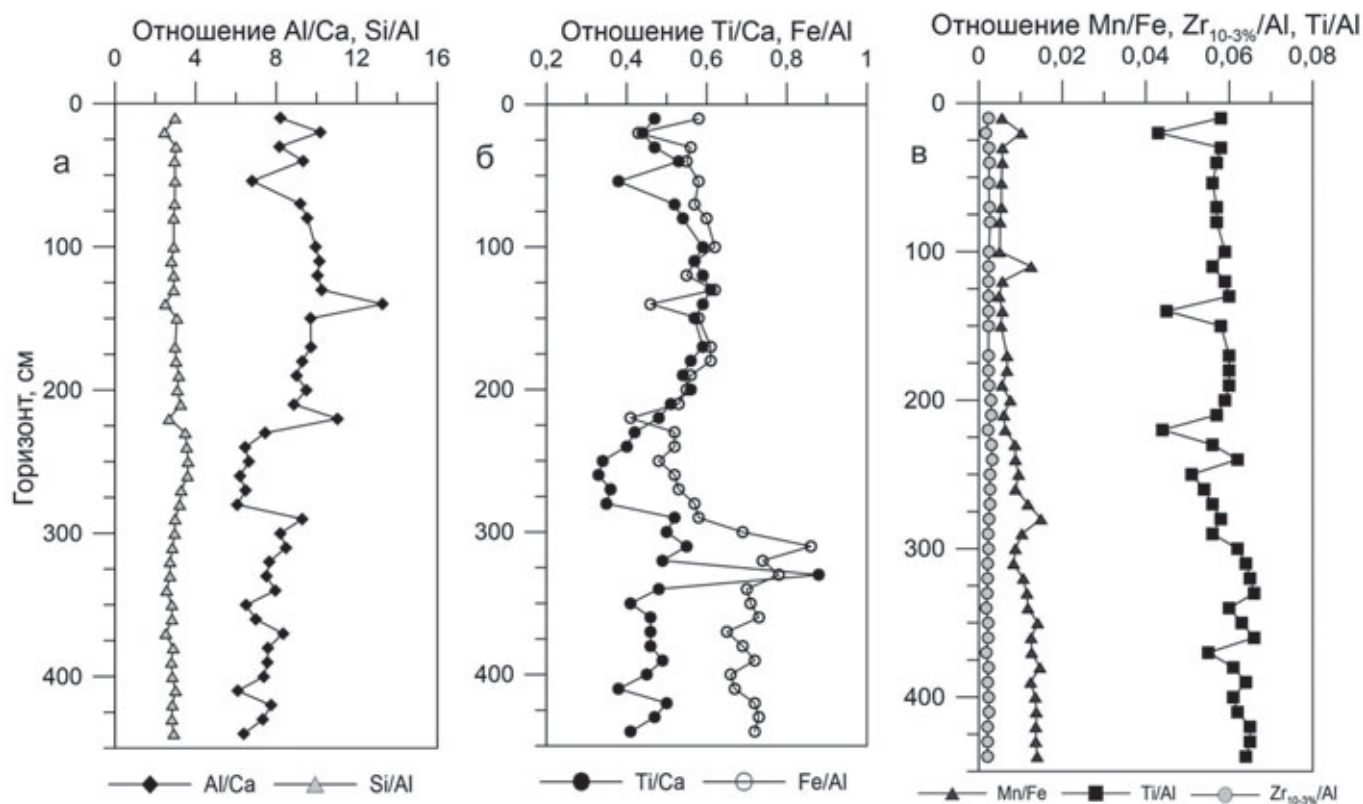


Рис. 9.4.7. Изменение отношений элементов Si/Al, Al/Ca (а), Ti/Ca, Fe/Al (б), Mn/Fe, Ti/Al, $Zr_{10-3\%}/Al$ (в) в колонке донных отложений ст. АМК-5194 ТБД из центральной котловины Баренцева моря

вань, арх. Новая Земля (ст. АМК-5424), Медвежинский желоб (ст. АМК-5432) и пролив Кембридж, арх. Земля Франца-Иосифа (ст. АМК-5454) (табл. 9.4.3).

Во фьорде *Русская Гавань* (арх. Новая Земля) осадконакопление во многом определяется выносом тонкозернистого терригенного материала тальми водами с ледника Шокальского, что подтверждается характером распределения взвеси в поверхностных водах [Айбулатов и др., 1999]. Осадки представлены преимущественно тонким пелитовым илом, обедненным $C_{орг}$ (до 0.68%) [Мурдмаа и др., 2003]. Исходя из скорости осадкообразования в колонке АМК-5424, составляющей по данным Cs-137 и Pb-210 свыше

4 мм/год и являющейся максимальной из изученных колонок, колонка длиной 24 см охватывает новейший период – от 40 до 70 лет. Отношения элементов Si/Al, Mn/Fe, Ti/Al, Ti/Zr, Zr/Al, P/Al в колонке АМК-5424 близки к таковым для верхней части земной коры. По длине колонки отношения элементов остаются постоянными, мало отличаясь от среднего значения: Si/Al (3.06), P/Al (0.009) и Mn/Fe (0.009) (рис. 9.4.8). Это свидетельствует о равномерном поступлении крупнозернистого терригенного материала, а также о слабой изменчивости окислительно-восстановительных условий в верхнем 24-см слое осадков за последние 40–70 лет.

Таблица 9.4.3. Среднее содержание химических элементов и элементные отношения в колонках донных осадков высокого разрешения (дискретность 1 см) и в верхней части земной коры [Wedepohl, 1995]*

Станция	%						10–4 %				
	Si	Al	Fe	K	Ti	Mn	Zr	Sr	Cr	Zn	Cu
АМК-5424 ($L=24$ см, $n=24$)	25.61	8.39	5.06	2.18	0.47	0.05	189	140	53	91	34
АМК-5432 ($L=25$ см, $n=25$)	30.37	6.33	2.67	1.78	0.32	0.05	230	170	44	47	27
АМК-5454 ($L=33$ см, $n=33$)	21.12	7.40	8.87	1.42	0.71	0.79	104	215	51	108	199
Верхняя часть земной коры*	28.8	7.96	4.32	2.14	0.40	0.07	203	333	126	65	25

	Si/Al	Fe/Al	Mn/Fe	Al/Ti	Ti/Zr	Zr/Al	P/Al
АМК-5424 ($L=24$ см, $n=24$)	3.06	0.60	0.009	0.056	24.87	0.002	0.009
АМК-5432 ($L=25$ см, $n=25$)	4.81	0.42	0.013	0.050	13.91	0.004	0.011
АМК-5454 ($L=33$ см, $n=33$)	2.85	1.20	0.095	0.096	68.26	0.001	0.028
Верхняя часть земной коры*	3.61	0.58	0.016	0.056	25.41	0.003	0.01

Примечание. L – длина колонки, n – число проб.

Донные осадки в *Медвежинском желобе* (ст. АМК-5432) обладают смешанным гранулометрическим составом, также присутствуют прослои с песком алевро-пелитовым и полимиктитом (алевро-галечно-пелито-песчаным). Соотношение компонентов меняется вниз по колонке: в верхнем слое до 3 см преобладающим компонентом является пелит, ниже (до 19 см) преобладает песок, который далее сменяется преобладанием пелита. По данным О.М. Дара (см. раздел 9.2 данной монографии), в минеральном составе тонкой пелитовой фракции на поверхности (гор. 1–4 см) преобладают гидрослюды (54%), которые сохраняют лидирующую позицию (38%) над другими глинистыми минералами и на гор. 24–25 см. Напротив, заметные вверху колонки смектиты (до 7.7%) практически исчезают на гор. 24–25 см, при этом содержание каолинита и хлорита возрастает вни-

зу колонки примерно на 5%, составляя около 25% каждого. Средняя скорость осадкообразования – 1.3 мм/год, вычисленная по изотопному анализу Cs-137 и Pb-210, оказалась минимальной из исследуемых трех колонок мультикорера. Исходя из средней скорости, 25-см толща сформировалась за период около 190 лет. По сравнению с кларком в литосфере, в осадках понижено содержание Al, Fe, Ti, Sr, Cr, но повышено Zr, тогда как содержание остальных элементов близко к кларковому (табл. 9.4.3).

Из рис. 9.4.8 следует, что индикаторы диагенетических изменений (Mn/Fe) и соотношения биогенных и глинистых компонент (P/Al) не изменяются по длине колонки АМК-5432. В то же время в распределении индикатора Si/Al (рис. 9.4.8, в) фиксируется четкая ритмичность: четыре пика с максимумом 5.8 в слое 0–2 см, чередуются с четырьмя низкими зна-

чениями Si/Al (~4). Это, по-видимому, отражает ритмичный характер в поступлении крупнозернистого терригенного материала, обусловленный чередованием преобладающих источников его поступления.

В проливе Кембридж (арх. Земля Франца-Иосифа) ст. АМК-5454 наибольшее влияние на процессы современного осадконакопления оказывают рельеф

и ледники, находящиеся на берегах островов архипелага Земля Франца-Иосифа. Несмотря на то, что ширина пролива около 10 км, его глубина достигает 640 м. Для береговой зоны характерны гляциальные структурные формы (фьорды), а также широко распространены троговые долины. В колонке ст. АМК-5454 преобладают пелитовые илы, окислен-

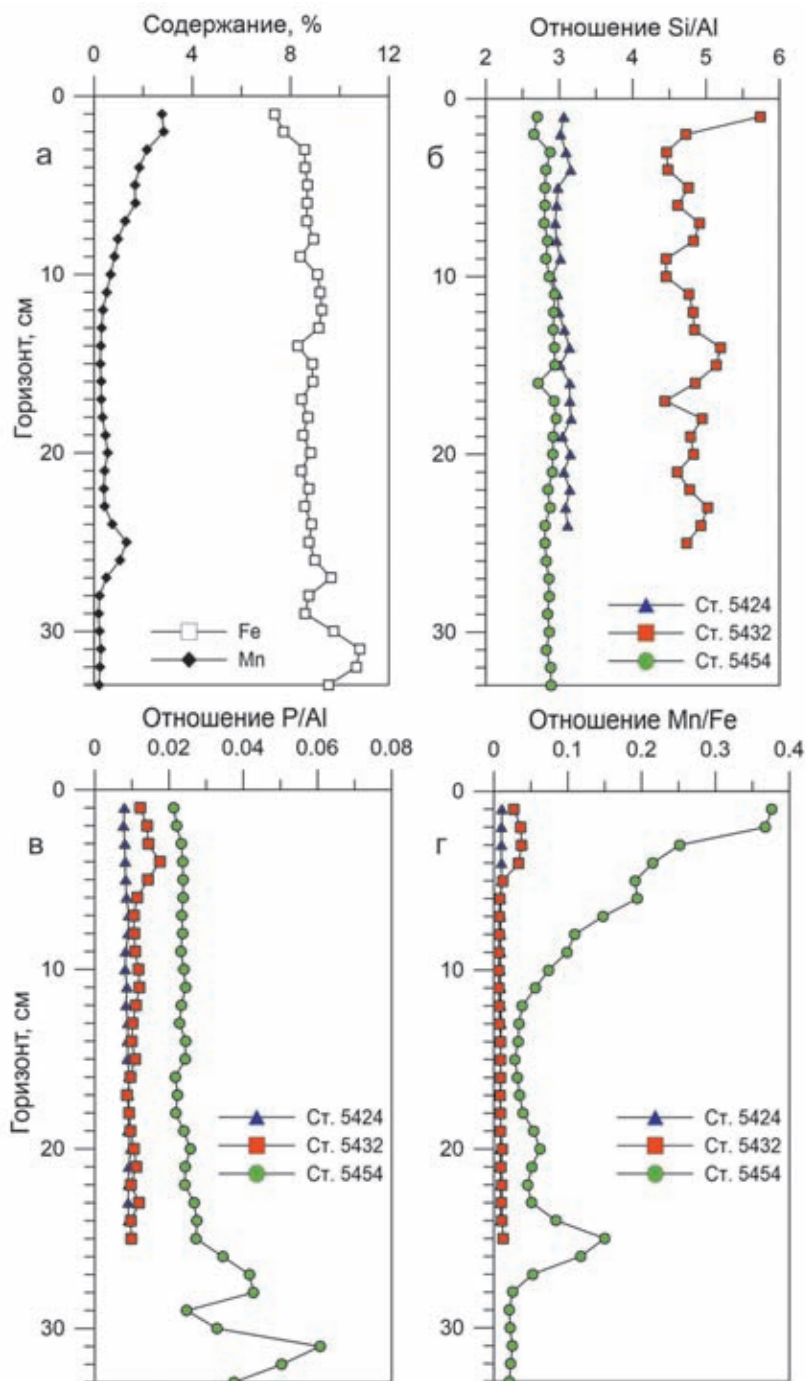


Рис. 9.4.8. Изменение содержания железа и марганца (а) и отношений элементов Si/Al (б), P/Al (в) и Mn/Fe (г) в колонках ст. АМК-5424 (Русская Гавань, арх. Новая Земля), ст. АМК-5432 (Медвежинский желоб) и ст. АМК-5454 (Кембриджский пролив, арх. Земля Франца-Иосифа)

ные, темно-серовато-коричневого (10YR/4/2) или темно-зелено-серого цвета (Gley1/3/10Y) с небольшой примесью алевритового, песчаного или гравийно-галечного материала, а также обломков раковин (1–2%). Осадки содержат от 81.25 до 93.29% фракции <0.01 мм, причем около или более 50% приходится на субколлоидную фракцию <0.001 мм. Пелитовая фракция на ст. АМК-5454 представлена смектитом (39%), гидрослюдой (32%), каолинитом (15%) и хлоритом (13%), причем в пределах 25-см колонки это соотношение практически не меняется (см. раздел 9.2). Содержание алеврита изменяется от 25 до 50%, а крупной алевритовой фракции – в пределах от 21 до 27%. В осадке наблюдаются ожелезненные пятна, стяжения, трубки. Средняя скорость осадкообразования в колонке АМК-5454, согласно датированию по изотопам Cs-137 и Pb-210, составляет 2.8 мм/год, таким образом, вся 33-см толща сформировалась за период 118 лет.

В осадках пролива Кембридж по сравнению с кларком литосферы содержание Si снижено, а Mn (0.79 против кларка 0.07) сильно повышено. Высокое содержание Mn в этой колонке согласуется с данными [Стрекопытов, 2001] по северо-восточной части моря. Кроме Mn осадки обогащены железом, причем в распределении Fe и Mn по колонке просматриваются противоположные тренды: нарастание Mn и убывание Fe снизу вверх (рис. 9.4.8, а). Среднее отношение Mn/Fe (0.793), которое почти в 5 раз превышает таковое для литосферы (0.016), резко повышается в слое 0–5 см (рис. 9.4.8, б). Вертикальное распределение отношения P/Al в осадках пролива Кембридж характеризуется более высокими (до трех раз) значениями по сравнению с фьордом Русская Гавань и Медвежинским желобом, а также пиком на гор. 32 см. По-видимому, это говорит о наличии окислительно-диагенетического изменения осадков. В колонке повышены также содержания Al, Ti, Zn и Cu, что отражает вклад глинистого материала, поставляемого тальми водами с ледников Земли Франца-Иосифа, а кроме того, биогенного материала с повышенными содержаниями эссенциальных металлов Zn и Cu вследствие более высокой биопродуктивности вод на границе Полярного фронта. Последнее подтверждается нашими новыми данными по зоопланктону из арктической водной массы Баренцева моря, обогащенного цинком и медью по сравнению с другими металлами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованы геохимические фракции химических элементов в колонках донных осадков высокогорного разрешения из центральной котловины Баренцева

моря. Впервые показано, что Al, являясь породобразующим элементом, накапливается по всей длине обеих колонок исключительно за счет геохимически инертной литогенной формы (в среднем 97% от общего содержания). Наиболее близкими к Al по вкладу литогенной формы оказались Cr и Ni (75–90% от общего содержания) на всем интервале опробования. Важный вклад (от 65% до 30%) в накопление большинства тяжелых металлов (Pb, Cd, Cu, Ni, Co, Mn) и металлоида As вносят гидрогенные процессы: адсорбция на аморфных Fe-Mn оксигидроксидах и глинистых частицах, вхождение в состав ОВ. В окисленном слое (0–6 см), где наиболее интенсивны обменные процессы между твердой и жидкой фазами донных осадков, отмечается существенное повышение доли геохимически подвижных форм металлов: здесь установлены максимальные содержания Fe и Mn в форме аморфных гидроксидов – эффективных сорбентов большинства микроэлементов, включая тяжелые металлы. Вниз по колонке роль литогенной формы возрастает.

Отношение Mn/Fe в абсорбированной форме и в аморфных оксигидроксидах можно отнести к числу геохимических индикаторов раннего диагенеза. Резкое возрастание этого отношения происходит в слое 0–5 см обогащенных пелитом осадков центральной котловины (ст. АМК-5193, АМК-5194) и в проливе Кембридж (ст. АМК-5454, арх. Земля Франца-Иосифа). Это свидетельствует о диагенетических преобразованиях, которые происходят как в современных (в пределах слоя 0–7 см), так и в раннеголоценовых, и в дегляциальных частях колонок. Минимальные вариации Mn/Fe за последние 40 и 190 лет в колонках Русской Гавани и Медвежинского желоба свидетельствуют об отсутствии диагенетического перераспределения Mn и Fe.

Распределение терригенного индикатора крупности частиц Si/Al характеризуется незначительной вариабельностью отношения Si/Al в поверхностных слоях (до 30 см) осадков из Кембриджского пролива (арх. Земля Франца-Иосифа) и фьорда Русская Гавань (арх. Новая Земля), что говорит о слабой изменчивости терригенного материала в сравнительно короткий период (до 118 лет) формирования осадков.

В длинной колонке (ТБД) АМК-5194 отмечается ритмичность изменения индикаторов Si/Al, Ti/Al и Fe/Al, диагностирующих терригенную матрицу, и Al/Ca (показателя физико-химического выветривания). Причем изменение Al/Ca происходит асинхронно с отношениями Si/Al и Fe/Al, а вариация титанового модуля Ti/Al вполне закономерно находится в противофазе с изменением Mn/Fe (показателем гео-

химически подвижных фаз). Показатель Ti/Zr, отражающий дальность переноса обломочного материала с аэрозолями, в исследуемой колонке выражен слабо, что указывает на приближенность терригенного источника. Увеличение значений терригенных индикаторов происходит синхронно с возрастанием доли более крупнозернистых осадков в периоды относительного похолодания. Вариация титанового модуля Ti/Al вполне закономерно находится в противофазе

с изменением Mn/Fe (показателем геохимически подвижных фаз).

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Государственного задания, тема № 0149-2019-0007. Сбор материала в экспедиции проведен при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-27-00114-П по направлению «Взаимодействие геосфер и минеральные ресурсы Мирового океана», руководитель академик А.П. Лисицын).

9.5. Редкие и рассеянные элементы в поверхностных донных осадках Баренцева моря. Изотопный состав Nd, Pb и Sr

А.В. Маслов¹, Н.В. Политова², Н.В. Козина², А.Б. Кузнецов³, М.Д. Кравчишина²,
А.Н. Новигатский², В.П. Шевченко², Т.Н. Алексеева²

¹ Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

В настоящем разделе представлена краткая литологическая характеристика поверхностных донных осадков Баренцева моря, отобранных в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» на полигонах: 1) Печорское море; 2) Западный склон Канинского мелководья; 3) Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский); 4) Залив Русская Гавань; 5) Медвежинский желоб; 6) в районе к югу от Шпицбергена; 7) Кольский меридиан; 8) Шпицберген – архипелаг Земля Франца-Иосифа; 9) Пролив Кембридж. Проанализировано распределение Cr, Ni, Cu, Zn, Cd и Pb в пробах поверхностных донных осадков (пелитовые, алеврито-пелитовые и песчано-алеврито-пелитовые илы, 34 пробы) в сравнении с фоновыми концентрациями и содержаниями указанных элементов в среднем постархейском глинистом сланце (PAAS). Полученные данные находятся в соответствии с представлениями о том, что распределение тяжелых металлов и ряда других элементов в донных осадках Баренцева моря контролируется преимущественно глобальным геохимическим фоном. Рассмотрена связь концентраций Sc, V, Cr, Ni, Y, Zr, Nb, Mo, Hf, Th, U и редкоземельных элементов с содержанием тонкой пелитовой (<0.001 мм) фракции и органического углерода (C_{org}) в осадках. Установлено, что большинство перечисленных элементов характеризуется умеренной положительной связью с тонкой пелитовой фракцией поверхностных донных отложений. По коэффициенту корреляции с C_{org} , рассматриваемые элементы подразделяются на три группы: с умеренной положительной, слабой положительной и практически не выраженной связью с C_{org} . Особенности распределения в поверхностных донных осадках Баренцева моря редких земель и таких элементов, как Sc, Th, Co, Cr, La и Sm – индикаторов состава комплексов пород-источников тонкой алюмосиликокластики позволяют считать, что преобладающая часть этих осадков сложена достаточно зрелым в геохимическом отношении материалом, источниками которого являлись породы Кольского полуострова и, по-видимому, Шпицбергена (?). Донные отложения пролива Кембридж представлены геохимически менее зрелым материалом, поступавшим в бассейн, по-видимому, в результате размыва комплексов пород, слагающих архипелаг Земля Франца-Иосифа. Рассмотрены изотопные характеристики (ϵNd , $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$) 17 проб поверхностных донных осадков Баренцева моря. Показано, что основной вклад в формирование донных осадков центральных областей Баренцева моря вносят породы северо-европейской континентальной окраины, находящейся в зоне влияния Нордкапского (Атлантического) течения. Архипелаги и острова (Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и др.), обрамляющие Баренцево море, поставляют относительно небольшое количество обломочного материала, который переносится арктическими течениями. Значения ϵNd и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в донных осадках центральной части Баренцева моря заметно ниже, чем соответствующие характеристики инкорпорированного во льды осадочного материала, переносимого Трансполярным дрейфом. Это позволяет думать, что вклад такого материала в формирование поверхностных донных осадков Баренцева моря невелик.

Ключевые слова: Баренцево море, поверхностные донные осадки, редкие и рассеянные элементы, гранулометрический состав, геохимия, изотопный состав Nd, Pb и Sr.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(32)

Баренцево море – сравнительно мелководный эпиконтинентальный водоем Северного Ледовитого океана, имеющий хорошие связи с окружающими морями и Атлантическим океаном. Дно Баренцева моря имеет пересеченный рельеф, характеризующийся сочетанием изометричных или вытянутых подводных возвышений и разделяющих их желобов и впадин [Murdmaa et al., 2006; Левитан и др., 2007; Nikiforov, Koshel, 2010; Сорохтин и др., 2016]. Основными типами поверхностных донных осадков Баренцева моря являются, как известно [Кленова, 1960; Павлидис, 1994; Тарасов и др., 2000; Гуревич, 2002; Денисенко, 2013], пелитовые илы, занимающие более 50% его площади, а также песчаные алевриты, алевритовые пески и алевритовые пелиты, распространенные суммарно на 30–32% дна. Терригенный материал в акваторию Баренцева моря поступает в результате размыва дна подводных поднятий¹, береговой солифлюкции, абразии и ледниковой экзарации [Elverhøi et al., 1989; Левитан и др., 2007]. Источниками его являются также твердый сток рек, льды и выпадения из атмосферы [Шевченко и др., 1997; Айбулатов и др., 1999; Васильев и др., 2013, Митяев, Герасимова, 2018]. По представлениям [Айбулатов и др., 1999, с. 529], «... источники взвешенного материала и районы его депонирования находятся преимущественно в самом ... море. Привходящими являются взвесь Белого и Карского морей и взвесь, поставляемая Нордкапской ветвью Гольфстрима».

В Баренцевом море существует сложная система поверхностных течений [Гидрометеорология..., 1990]. Наиболее мощное из них – Нордкапское, входящее со стороны Атлантики и разделяющееся восточнее на несколько ветвей. Воды Арктического бассейна направлены к югу от архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и вдоль востока Шпицбергена. На северо-востоке в Баренцево море входит течение Макарова, а через Карские Ворота – течение Литке. Движение «тяжелых» придонных рассолов, обогащенных взвесью и возникающих при отжиме солей во время образования на поверхности моря льдов, имеет несколько иную конфигурацию [Лисицын, 2001].

Водосбор Баренцева моря представлен различными по составу и возрасту комплексами пород [Геология четвертичных..., 1967; Геология СССР, 1970; Геологическое строение..., 1984; Геологиче-

¹ В соответствии с представлениями [Левитан и др., 2007, с. 188], «... Баренцево море в его центральной части следует оценить как «голодающее» с точки зрения питания твердым осадочным веществом. ... весьма значительная часть площади дна моря не содержит голоценовый осадочный покров, а на поверхность выходят более древние четвертичные образования или коренные породы...».

ская карта..., 2001; Geology of..., 1998; Чернышева и др., 2003; Столбов, 2005 и др.]. Кольский полуостров сложен в основном гранито-гнейсами архея. Вдоль северо-восточной его окраины расположена позднепротерозойская складчатая зона, включающая разнообразные метаосадочные образования. Хребет Пай-Хой, север Урала и юг Новоземельской области сложены палеозойскими осадочными, магматическими и метаморфическими комплексами. В строении архипелага Земля Франца-Иосифа принимают участие терригенные отложения среднего-верхнего триаса и юры. Широко распространены здесь юрские в верхнемеловые базальты и долериты, а также терригенные породы. Архипелаг Новая Земля является продолжением складчатых структур Урала. На севере его распространены мраморы, кристаллические сланцы, амфиболиты нижнего-среднего протерозоя, отложения верхнего протерозоя и кембрия–силура, прорванные гранитоидами. На юге преобладают флишеидные отложения позднего рифея–венда, перекрытые породами палеозоя. Восточная зона Шпицбергена включает гренвильский фундамент, а также породы чехла (верхний протерозой и палеозой). В центральной его части известны метаосадочные и метавулканические породы (верхний рифей и венд), присутствуют карбонатные породы нижнего палеозоя. Западная зона Шпицбергена объединяет каледонские терригенные и карбонатные породы, эвапориты карбона–перми и обломочные породы мезозоя.

По данным [Murdmaa et al., 2006], голоценовые осадки центральной и восточной частей Баренцева моря содержат до 22–47% иллита. Количество хлорита и каолинита среди глинистых минералов варьирует от 29 до 65%, а смектит играет подчиненную роль. Результаты исследования пелитовой и несколько более крупной фракций осадков позволяют утверждать, что в эпоху дегляциации снижение вклада материала, поступавшего в результате таяния небольших ледников на северных архипелагах, компенсировалось привнесением тонкой алюмосиликокластики из отдаленных источников, что особенно характерно для южных районов Баренцева моря [Левитан и др., 2003; Murdmaa et al., 2006].

Отсутствие в голоценовых осадках свойственной подстилающим отложениям слоистости предполагает, что накопление их происходило преимущественно в результате осаждения по принципу «частица за частицей». В соответствии с распределением в голоценовых депрессионных отложениях Баренцева моря фораминифер, они могут быть отнесены к трем типам фаций [Murdmaa et al., 2006]: 1) фация

с многочисленными бентосными, а в ряде случаев и планктонными, видами (восточная ветвь желоба Франц-Виктория, желоб Персея и ряд других районов). Слагающие данную фацию осадки находятся под влиянием вод Атлантики; 2) фация, сложенная чередованием интервалов с многочисленными фораминиферами и почти лишенными их (последние возможно являются следствием опреснения). Осадки этой фации присутствуют в трогах к югу от ЗФИ и в Западно-Новоземельском желобе; 3) фация, почти лишенная фораминифер (возможно, вследствие низких темпов осадконакопления, воздействия на осадки придонных течений или экологического стресса). Эта фация типична для глубоководных равнин и поднятий.

В целом накопление тонкозернистых голоценовых осадков контролируется такими факторами, как поступление силикокластики с тальми водами ледников, привнос ее дрейфующими льдами, речными артериями и др. Определенный вклад в формирование поверхностных донных осадков Баренцева моря вносят и биогенные процессы [Murdmaa et al., 2006].

Сведений о распределении широкого спектра редких и рассеянных элементов в поверхностных донных отложениях Баренцева моря до настоящего времени все еще недостаточно. Об этом очень точно свидетельствует цитата из работы [Васильев и др., 2013, с. 94]: «Элементы примеси в осадках определялись спектральным полуколичественным анализом. Ввиду малого количества анализов, о характере распространения микроэлементов можно говорить также лишь в общих чертах». Нами проанализирована систематика редких и рассеянных элементов² и изотопный состав Sr, Pb и Nd в пробах поверхностных донных осадков Баренцева моря (исследованы только пелитовые, алевроито-пелитовые и песчано-алеврито-пелитовые илы, всего 41 проба), отобранных дночерпателем в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь 2016 г.) [Политова и др., 2018] (рис. 9.5.1). Рассмотрена также корреляция концентраций ряда элементов-примесей с содержанием в осадках пелитовой фракции и $C_{орг}$.

Определение содержаний элементов-примесей проведено методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-9000 в ИГГ УРО РАН (аналитики – Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина) по методике, близкой к описанной в работе [Маслов и др., 2011]. Перед анализом пробы не подвергались предварительной обработке. Пределы обнаружения редких, редкоземельных и высокозарядных элементов

составляли от 0.005 до 0.1 г/г при точности анализа 3–7 отн. %. Гранулометрический комбинированный анализ выполнен в ИО РАН. Содержание $C_{орг}$ установлено на экспресс-анализаторе АН-7560 (аналитик Л.В. Демина, ИО РАН) путем регистрации CO_2 при сжигании проб ($T \sim 900^\circ C$) в токе воздуха, очищенного от CO_2 . Подготовка образцов для определения изотопного состава Sr, Pb и Nd проведена в соответствии с методикой, описанной в работах [Кузнецов и др., 2005; Горохов и др., 2007]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Точность определения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($\pm 0.002\%$), $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\pm 0.004\%$) и $^{206}Pb/^{204}Pb$ ($\pm 0.1\%$) контролировалась путем многократного измерения соответствующих стандартов SRM-987, JNdi-1 и BCR-1.

Обсуждение полученных нами результатов сгруппировано далее по ряду полигонов: 1) Печорское море (ст. 5407, 5408); 2) Канинское мелководье (ст. 5411); 3) Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский) (ст. 5412–5417, 5421); 4) залив Русская Гавань (ст. 5422, 5424, 5427); 5) Медвежинский желоб (ст. 5429–5431, 5433, 5434); 6) район к югу от Шпицбергена (ст. 5440 и 5441); 7) Кольский меридиан (ст. 5442–5444); 8) Шпицберген – архипелаг Земля Франца-Иосифа (ст. 5445–5448, 5450, 5452); 9) Проллив Кембридж (окрестности архипелага Земля Франца-Иосифа) (ст. 5453–5456). Краткая литологическая характеристика для каждого из указанных полигонов без определенной привязки к каким-либо фациальным схемам приведена ниже.

На полигоне «Печорское море» поверхностные донные образования представлены в верхней (0–1 см) части окисленными песчано-алеврито-пелитовыми илами³ оливково-коричневого (2.5Y/4/3) или темно-серо-коричневого (2.5Y/4/2) цвета. Ниже присутствуют алевроито-пелитовые илы насыщенного темно-зеленовато-серого (Gley1/3/10Y) цвета с примесью гравийного и галечного материала, а также обломков раковин. Наблюдается большое количество полихет и их чехлов, а иногда – ожелезненные пятна, стяжения, трубки и корки. Содержание пелитовой фракции в пробах данного полигона варьирует от 7 до 23%.

На полигоне «Канинское мелководье» представлены пелитовые илы с примесью раковинного материала (<2%) и большим количеством полихет и их чехлов. Верхний слой (0–2 см) окисленный, оливково-коричневого (2.5Y/4/4) цвета, обводненный, нижний имеет темно-оливково-серый (5Y/3/2) цвет.

² Далее в тексте как синонимы этого термина используются также термины «элементы-примеси», «малые элементы» и «микроэлементы».

³ Здесь и далее типы осадков даны в соответствии с результатами гранулометрического анализа слева направо в сторону увеличения содержаний гранулометрических фракций.

Для Центрально-Баренцевоморского (Штокмановского) полигона характерны пелитовые и алеврито-пелитовые илы. Пелитовые илы содержат примесь гравийного и галечного материала. В осадках присутствуют Fe-Mn корки, трубки и стяжения, наблюдается большое количество полихет и их чехлов, в том числе железненных. Кроме того встречены обломки раковин (<3%). Верхний слой осадка (0–1 см) окисленный, оливково-коричневого (2.5Y/4/3), оливково-серого (5Y/4/2) или насыщенного темно-серо-коричневого (5Y/3/2) цвета, обводненный. Нижний слой – восстановленный пелитовый или песчано-алеврито-пелитовый ил насыщенного темно-зеленовато-серого (Gley1/3/10Y) или темно-серого (2.5Y/4/1) цвета с гидротроилитовыми примазками, слоями и иногда примесью гравийного и галечного материала. Алеврито-пелитовые илы имеют насыщенный темно-серо-коричневый (5Y/3/2) цвет и содержат примесь

большого количества преимущественно окатанного и хорошо окатанного гравийного, галечного и валунного материала. В них также отмечено небольшое количество раковинного детрита (<3%), полихет и их чехлов. Содержание пелитовой фракции в пробах данного полигона составляет от 6 до 56%.

На полигоне «Русская Гавань» (Северный остров архипелага Новая Земля) опробованы пелитовые, алеврито-пелитовые и песчано-алеврито-пелитовые илы. В первых верхний слой (0–1 см) представлен пелитовым илом, остальная часть осадка – алеврито-пелитовым илом серого (5Y/5/1) цвета, однородным, мягким и очень пластичным на ощупь. В осадке наблюдаются единичные раковины и гидротроилитовые примазки. Песчано-алеврито-пелитовые илы имеют темно-зеленовато-серый (Gley1/4/10Y) или темно-серый (5Y/4/1) цвет и содержат примесь хорошо окатанного гравийного, галечного и валунно-

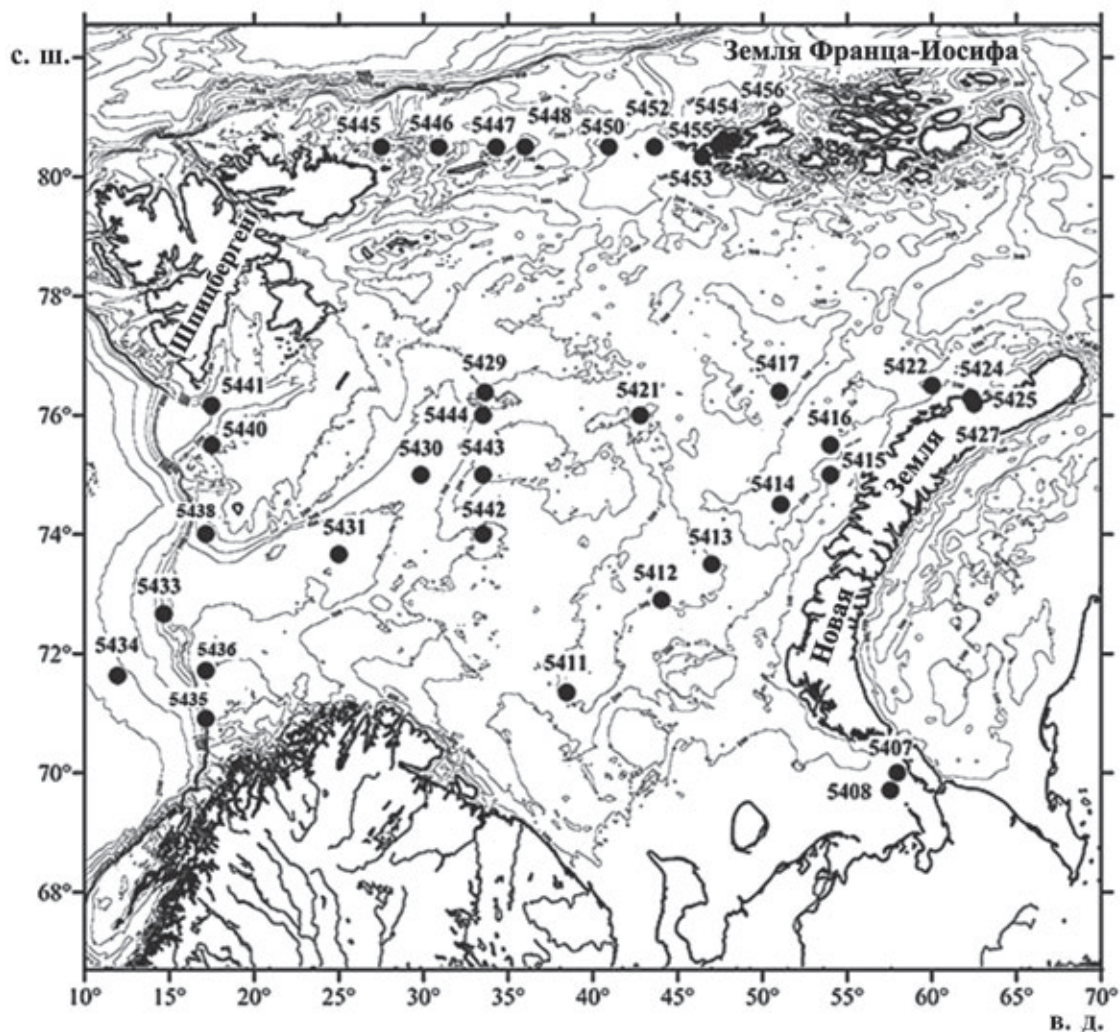


Рис. 9.5.1. Схема расположения станций 67 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» [Политова и др., 2018], на которых отобраны пробы поверхностных донных осадков, рассматриваемые в настоящем разделе

го материала. В осадках присутствует также примесь раковинного материала, наблюдаются полихеты и их чехлы. Содержание пелитовой фракции в пробах изменяется от 23 до 49%.

На полигоне «Медвежинский желоб» отобраны песчано-алевроито-пелитовые, алевроито-пелитовые и собственно пелитовые илы. Верхний слой (0–1 см) в первых двух типах окисленный, оливково-серого (5Y/4/2) цвета, имеет жидкую консистенцию, в нем наблюдаются полихеты и их чехлы. Нижний слой (1–8 или 1–10 см) представлен плотным и вязким на ощупь песчано-алевроито-пелитовым или алевроито-пелитовым илом темно-серого (5Y/4/1) цвета. Здесь можно видеть гидротроилитовые прослои, стяжения и пятна, а также ожелезненные стяжения, трубки и корки. В осадке присутствует большое количество полихет и их чехлов, некоторые из которых покрыты ожелезненной коркой. В алевроито-пелитовых илах верхний слой (0–1 см) окислен и имеет оливково-серый (5Y/4/2) цвет. Консистенция его жидкая. В нем наблюдается большое количество полихет и их чехлов. Следующий слой (1–10 см) представлен алевроито-пелитовым илом темно-серого (5Y/4/1) цвета, плотным и вязким на ощупь. В нем прослеживаются гидротроилитовые прослои и стяжения, а также ожелезненные стяжения и трубки. Характерно присутствие большого количества полихет и их чехлов, некоторые из которых покрыты ожелезненной коркой. В пелитовых илах верхний слой (0–1 см) окислен и имеет темно-серо-коричневый (2.5Y/4/2) цвет. Консистенция его жидкая. В нем наблюдается небольшое количество полихет и их чехлов, ожелезненных стяжений, трубок и корок. Ниже (1–10 см) представлены алевроито-пелитовые илы, подобные нижним слоям двух первых типов илов. Содержание пелитовой фракции в пробах данного полигона составляет от 19 до 58%.

К югу от Шпицбергена на меридиональном разрезе «Норвегия – Шпицберген» присутствуют илистые и заиленные пески, гравийно-песчано-пелитовые, песчано-алевроито-пелитовые и собственно пелитовые илы. Илистые пески содержат примесь гравийного, галечного и валунного материала, обломков и целых раковин. Верхний слой (0–1 см) в них окисленный, оливково-серого (5Y/4/2) цвета, нижний – восстановленный, серого (5Y/5/1) цвета. Заиленные пески имеют темно-серо-коричневый (2.5Y/4/2) или оливково-серый (5Y/4/2) цвет. Для них характерна небольшая примесь гравийного, галечного и раковинного материала (целые створки раковин и их детрит). Верхний слой (0–2 см) окисленный, темно-серо-коричневого (2.5Y/4/2) цвета, нижний – восстановленный, насыщенного

темно-зеленовато-серого (Gley1/3/10Y) цвета. Гравийно-песчано-пелитовые илы окислены и имеют темно-серо-коричневый (2.5Y/4/2) цвет. Для них свойственна небольшая примесь галечного материала и многочисленные спиккулы губок. Песчано-алевроито-пелитовые илы обладают оливково-серым (5Y/4/2) цветом. Они содержат примесь преимущественно неокатанного гравийного и галечного материала, полихеты и их чехлы. В осадке присутствуют также целые створки раковин (0.5–1.5 см) и их детрит. Верхний слой (0–1 см) пелитовых илов окислен, имеет темно-серо-коричневый (2.5Y/4/2) цвет и жидкую консистенцию. В нем наблюдается небольшое количество полихет и их чехлов. Ниже (1–10 см) илы характеризуются темно-зелено-серым (Gley1/4/5GY) цветом. На ощупь они представляются вязкими и маслянистыми. В них присутствует гравийный и галечный материал, а также гидротроилитовые примазки. В пробах, отобранных к югу от Шпицбергена, содержание пелитовой фракции меняется от 9 до 49%.

Пробы пелитовых и алевроито-пелитовых, а также песчано-алевроито-пелитовых илов отобраны на полигоне «Кольский меридиан». В первых верхний слой (0–2 см) окислен, имеет оливково-серый (5Y/4/2) цвет и жидкую консистенцию; в нем наблюдается большое количество полихет и их чехлов. Ниже (2–8 см) присутствуют алевроито-пелитовые илы темно-серого (5G/4/1) или темно-серо-коричневого (2.5Y/4/2) цвета, плотные на ощупь. В них содержатся гидротроилитовые примазки и пятна, а также ожелезненные пятна, стяжения и трубки. Верхний слой (0–1 см) алевроито-пелитовых илов окислен, имеет жидкую консистенцию и большое количество полихет и их чехлов. Ниже (1–8 см) наблюдается вязкий на ощупь алевроито-пелитовый ил темно-зелено-серого (Gley1/4/10Y) цвета с примесью гравийно-галечного материала и единичных раковин. Здесь же присутствуют гидротроилитовые примазки и пятна, а также ожелезненные пятна, стяжения и трубки. Песчано-алевроито-пелитовые илы обладают оливково-серым (5Y/4/2) цветом и содержат примесь окатанного и умеренно окатанного гравийно-галечного материала и обломков раковин (<1%). В них наблюдается большое количество полихет и их чехлов, многие из которых ожелезнены. Присутствуют здесь также Fe-Mn корки и трубки. Поверхностные донные отложения этого полигона содержат от 18 до 50% пелитовой фракции.

Для полигона «Шпицберген – архипелаг Земля Франца-Иосифа» характерны преимущественно песчано-алевроито-пелитовые, пелитовые и алевроито-пелитовые илы. В первых наблюдается примесь

неокатанного гравийно-галечно-валунного материала и небольшое количество обломков раковин (<3%), встречаются Fe–Mn корки и трубки. Верхний (0–1...2 см) слой их – окисленный, темно-серо-коричневого цвета (2.5Y/4/2 или 10YR/3/2), ниже представлены восстановленные разности зелено-серого (Gley1/4/10Y) или серого (5Y/5/1) цветов. В осадке присутствуют мшанки, полихеты и их чехлы. Верхний слой (0–2 см) пелитовых илов окислен и имеет насыщенный темно-серо-коричневый (10YR/3/2) цвет и жидкую консистенцию. В осадках наблюдается небольшая примесь гравийного и галечного материала, полихет и их чехлов, а также редких раковин. Ниже (2–8 см) присутствуют серые (5Y/5/1) алеврито-пелитовые илы или темно-серые (5Y/4/1) пелитовые илы также с примесью гравийного и галечного материала и, редко, обломков раковин (<1%); наблюдаются ожелезненные пятна, стяжения и трубки. Осадок вязкий и плотный на ощупь. Верхний слой (0–2 см) алеврито-пелитовых илов также окислен. Цвет его темно-серо-коричневый (10YR/4/2). Консистенция жидкая. Присутствует небольшая примесь гравийного и галечного материала, полихет и их ожелезненных чехлов. Ниже (2–8 см) наблюдаются вязкие на ощупь алеврито-пелитовые илы темно-серо-коричневого (2.5Y/4/2) цвета с ожелезненными пятнами, стяжениями и трубками. Содержание пелитовой фракции в пробах полигона варьирует от 3 до 49%.

В проливе Кембридж верхний слой (0–1 см) осадка представлен окисленным пелитовым илом насыщенного темно-серо-коричневого (10YR/3/2 или 10YR/4/2) цвета и жидкой консистенции. В пробах наблюдается переменное количество полихет и их ожелезненных чехлов. Ниже (1–8 см) присутствуют пелитовые или алеврито-пелитовые илы насыщенного темно-зелено-серого (Gley1/3/10Y или Gley1/4/10Y) цвета с небольшой примесью гравийного и галечного материала, а также обломков раковин (<1...2%). Здесь же наблюдаются ожелезненные пятна, стяжения и трубки. На ощупь осадок может быть вязким и плотным или же рыхлым, мягким и обводненным. Содержание пелитовой фракции в современных донных отложениях из пролива Кембридж изменяется от 44 до 60%.

Распределение различных гранулометрических фракций в осадках перечисленных полигонов показано в таблице 9.5.1. Из анализа приведенных в ней данных следует, что содержание пелитовой (<0.001 мм) фракции в пробах варьирует от 2.8% до ~60%. Среднее содержание $C_{орг}$ в исследованной нами выборке проб составляет 1.12% (минимум – 0.13%, максимум 2.62%) (табл. 9.5.2). Содержание элемен-

тов-примесей в ряде проб, использованных при подготовке данного раздела, приведено в таблице 9.5.3.

Как было отмечено выше, в настоящее время существуют только более или менее определенные данные по распределению в поверхностных донных осадках Баренцева моря Cu, Ni, Zn, Pb, Co, Cr и Hg [Новиков, Жилин, 2016]. Они основаны на материалах о содержании перечисленных металлов в пробах, отобранных с 1998 по 2015 гг. на значительном числе станций. При этом в качестве регионального фона названными авторами использована шкала Норвежского государственного агентства по контролю загрязнения окружающей среды для прибрежной зоны Норвежского моря [Bakke et al., 2007], однако отмечено, что приведенные в ней значения содержаний Ni и Cr для Баренцева моря нуждаются в корректировке.

Выяснено, что относительно высокие концентрации Cr и Ni в донных отложениях достаточно равномерно распределены по всей акватории моря [Новиков, Жилин, 2016]. Повышенное количество тяжелых металлов в поверхностных донных осадках характерно для склонов Медвежинской банки, районов Медвежинского и Центрального желобов, Рыбачьей и Кильдинской банок, прибрежных районов юго-западной части моря, Мурманской банки и Западно-Новоземельского желоба. Высокие содержания Cu, Ni, Zn и Pb наблюдаются в донных осадках прибрежной полосы к западу от Кольского залива. Средние содержания Cu, Ni, Zn и Pb здесь в 1.78, 1.15, 1.21 и 1.73 раза выше, чем в донных осадках остальной акватории Баренцева моря. По представлениям [Новиков, Жилин, 2016], это указывает на техногенное загрязнение осадков прибрежной полосы за счет материкового стока с северо-западной части Кольского п-ова.

Основываясь на значениях Cu/Ni в пробах донных осадков, атмосферных выбросах металлургических комбинатов Кольского п-ова, покровных образованиях нагорных плато этого же региона, атмосферных выпадениях и пробах воды Баренцева моря сделан вывод, что донные осадки обогащены Ni и обеднены Co относительно состава терригенного материала. В целом, авторы работы [Новиков, Жилин, 2016] пришли к заключению, что современный уровень содержания меди, никеля и кобальта в донных отложениях в пределах основной части акватории моря не связан с загрязнением в результате деятельности промышленных предприятий Кольского полуострова, а повышенные содержания Co и Pb в донных осадках, отобранных вдоль «Кольского меридиана», является результатом приноса указанных металлов водами Нордкапского течения.

Таблица 9.5.1. Результаты гранулометрического комбинированного анализа проб поверхностных донных осадков, отобранных в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», %

Станция	Вес, г	Влажность, %	Фракция, мм													
			>10	10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	>0,001
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
5407	21.57	15.90	-	-	-	-	-	0.28	0.32	4.45	69.87	6.95	3.43	2.45	4.93	7.32
5408	16.72	30.59	-	-	-	-	-	0.17	0.42	3.11	18.96	33.67	9.51	3.14	7.73	23.29
5411	10.98	57.55	3.92	-	-	-	-	0.27	0.46	2.19	8.11	11.02	7.10	9.73	15.75	41.45
5412	12.80	42.28	-	-	-	-	0.39	0.39	0.63	3.83	27.03	17.81	2.58	8.74	15.21	23.39
5413	12.59	35.61	-	-	-	-	-	0.37	0.49	1.23	5.17	3.82	1.85	10.14	21.39	55.54
5414	16.08	23.59	-	-	-	0.93	0.50	0.75	0.68	3.86	23.20	26.31	12.38	5.96	8.98	16.45
5415	11.17	57.25	-	-	1.88	4.66	1.79	2.95	0.63	0.90	2.51	1.97	2.86	8.96	22.64	48.25
5416	17.09	35.66	43.01	26.62	2.05	1.76	0.53	0.35	0.12	0.23	2.93	4.74	6.44	1.32	3.89	6.01
5417	7.88	58.65	-	-	0.63	-	-	-	0.25	0.13	1.02	1.27	6.98	12.40	24.18	53.14
5421	13.65	48.12	-	-	5.57	-	1.17	1.03	0.37	0.22	0.15	1.90	1.25	15.09	23.51	49.74
5422	16.95	32.19	-	-	7.14	6.43	0.18	0.29	0.18	0.41	2.77	11.15	3.13	11.50	8.08	48.74
5424	16.82	35.22	-	-	-	-	-	-	0.06	0.06	0.02	0.18	5.70	22.77	25.39	45.82
5427	8.21	31.05	20.32	1.49	3.57	2.64	0.99	1.03	1.04	2.03	10.05	7.03	3.73	8.26	14.78	23.04
5429	12.38	51.72	-	-	-	0.16	0.08	0.15	0.07	0.73	17.37	13.97	1.94	8.63	14.01	42.89
5430	8.92	67.36	-	-	-	-	-	-	0.11	0.34	2.58	2.57	3.48	17.45	20.81	52.66
5431	8.58	52.03	-	-	-	-	-	-	0.12	0.06	1.17	3.15	4.78	12.17	20.19	58.36
5433	17.63	27.62	-	3.01	2.84	1.93	1.47	2.21	1.25	3.97	38.57	8.17	2.21	6.13	9.05	19.19
5434	10.49	53.56	-	-	-	-	-	0.48	0.57	1.72	4.29	1.72	6.58	11.86	27.46	45.32
5435	14.66	30.73	-	4.84	3.14	1.02	1.36	6.68	10.71	0.15	24.35	4.84	2.59	7.18	11.18	21.96
5436	15.93	27.42	-	-	-	2.13	1.82	3.58	2.07	10.11	50.61	1.57	4.14	5.31	6.58	12.08
5438	18.86	27.62	-	-	0.90	0.53	0.48	0.74	0.73	5.14	53.67	3.55	3.61	4.05	10.57	16.03
5440	16.86	38.75	68.41	-	-	-	0.42	0.18	0.24	1.60	6.35	5.34	2.79	2.01	4.03	8.63
5441	11.64	56.25	-	-	-	0.07	0.26	0.25	0.17	0.26	0.96	2.66	2.49	14.25	29.19	49.44
5442	11.20	54.00	-	-	-	-	-	-	0.09	0.27	9.11	9.38	6.52	10.63	13.84	50.16

Продолжение таблицы 9.5.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
5443	20.49	25.38	-	1.07	2.88	4.88	2.29	6.54	4.20	8.93	27.43	11.76	4.05	3.61	4.69	17.67
5444	7.69	53.42	-	-	-	2.60	0.26	0.39	0.26	1.43	6.63	7.54	13.39	11.12	21.52	34.86
5445	15.12	40.49	25.60	48.41	-	1.79	0.33	0.46	0.26	0.46	2.78	8.99	5.89	0.97	1.22	2.84
5446	11.35	42.48	-	-	1.32	0.09	0.11	0.70	1.50	4.76	9.16	10.57	10.22	7.14	9.60	44.83
5447	12.50	38.88	10.80	-	5.84	6.48	3.12	4.00	3.13	8.08	14.32	7.12	5.84	6.48	8.72	16.07
5448	7.88	68.26	-	-	-	-	-	-	0.09	0.10	0.38	0.51	1.65	19.29	28.68	49.3
5450	11.99	50.18	-	-	-	-	-	-	0.25	0.27	7.76	11.51	12.58	7.42	13.09	47.12
5453	9.37	60.86	-	-	-	1.17	-	0.32	0.07	0.21	1.50	5.55	9.93	12.60	24.87	43.78
5454	7.33	69.64	-	-	-	-	0.27	0.68	0.55	0.28	0.34	2.05	3.68	11.05	24.56	56.54
5455	8.56	67.88	-	-	-	-	0.12	0.23	0.06	0.11	0.82	1.05	4.32	14.6	19.16	59.53
5456	11.48	58.08	-	-	-	-	0.17	0.35	0.09	0.16	0.08	1.83	10.37	13.85	20.47	52.63

Таблица 9.5.2. Содержание $C_{орг}$ в поверхностных донных осадках Баренцева моря

Полигон	Станция	$C_{орг}$, %	Полигон	Станция	$C_{орг}$, %	
«Печорское море»	5407	0.200	Норвегия– Шпицберген (район к югу от Шпицбергена)	5436	0.257	
	5408	0.870		5437	0.226	
«Канинское мелководье»	5411	2.617		5438	0.575	
«Центрально-Баренцевский (Штокмановский)»	5412	1.517		5439	0.547	
	5413	2.050		5440	1.101	
	5414	0.652		5441	1.842	
	5415	2.207		5442	1.547	
	5416	1.122		«Кольский меридиан»	5443	0.400
	5417	2.012		5444	1.777	
	5421	2.599		Широтный разрез «Шпицберген– архипелаг ЗФИ»	5445	0.879
5422	1.035	5446	0.845			
«Залив Русская Гавань»	5423	1.005	5447		0.748	
	5424	0.312	5448		1.179	
	5427	0.753	5450		0.125	
«Медвежинский желоб»	5429	1.267	5452		1.328	
	5430	1.899	5453		1.317	
	5431	1.408	5454	1.355		
	5433	0.210	5455	1.377		
	5434	0.717	«Пролив Кембридж»	5456	1.497	
Широтный разрез	5435	0.480				

Предполагается, что распределение тяжелых металлов в поверхностных донных отложениях Баренцева моря контролируется как глобальным геохимическим фоном, так и региональными факторами. Фон формируется в основном за счет приноса растворенного и взвешенного литогенного материала со стороны Атлантического океана [Новиков, Жилин, 2016].

В целях сопоставления полученных нами новых данных с материалами, приведенными в работе [Новиков, Жилин, 2016], мы приняли за фоновые те концентрации перечисленных элементов, что приведены в публикации [Bakke et al., 2007]. Средние абсолютные содержания Cr, Ni, Cu, Zn, Cd и Pb в СДО различных полигонов и их соотношение с фоновыми концентрациями приведены в табл. 9.5.4. Из рассмотрения этих данных следует, что в Печорском море содержание всех перечисленных металлов существенно ниже фоновых. В осадках Канинского мелководья концентрации Cu, Zn, Cd и Pb составляют от 0.44 до 0.67 от фоновых значений. Содержание Ni здесь более чем в 2 раза выше фонового, а Cr примерно с ним сопоставимо. На Центрально-Баренцево-

морском (Штокмановском) полигоне содержания Cr и Ni несколько выше фона, тогда как концентрации остальных элементов заметно ниже. Примерно такая же ситуация характерна для донных осадков полигона «Залив Русская Гавань». В поверхностных донных осадках полигона «Медвежинский желоб» несколько превышает фон только средняя концентрация Ni.

К югу от Шпицбергена донные отложения содержат все перечисленные элементы в концентрациях ниже или близких к фоновым. На полигоне «Кольский меридиан» средние содержания в донных осадках никеля и хрома составляют по нашим данным, соответственно, 1.03 ± 0.52 и 0.98 ± 0.50 от фонового, тогда как средние содержания остальных из рассматриваемых нами элементов несколько ниже фоновых концентраций. Поверхностные донные осадки разреза «Шпицберген – архипелаг ЗФИ» характеризуются несколько большим, чем фоновое, средним содержанием никеля. Средняя концентрация хрома в них сопоставима с фоновой ($\sim 73 \pm 15$ и 70 г/т), а средние содержания Cu, Zn, Cd и Pb ниже пороговых значений, разделяющих фоновые и аномальные концентрации.

Таблица 9.5.3. Содержание редких и рассеянных элементов в пробах поверхностных донных осадков Баренцева моря, отобранных в рейсе 67 НИС «Академик Мстислав Келдыш», г/т

Компонент	Проба																				
	5407	5408	5411	5412	5413	5413-2	5414	5415	5416	5417	5421	5421-3	5421-5	5422	5424	5427	5429	5430	5431	5433	5434
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Li	7.53	6.29	26.79	12.30	16.41	33.02	6.89	32.45	22.47	24.39	29.27	29.55	30.06	16.88	30.15	25.96	19.80	21.18	25.53	11.74	12.34
Sc	4.27	3.37	11.18	8.22	9.57	13.49	5.24	13.63	9.06	13.66	12.63	14.09	15.04	6.72	17.26	11.77	10.43	10.34	12.05	7.31	16.22
V	44.73	37.10	183.79	110.24	150.35	206.23	49.20	264.96	128.50	248.30	285.78	299.79	301.25	126.35	149.98	151.25	14886	157.25	157.49	64.19	93.77
Cr	35.82	33.14	76.81	49.75	63.68	116.16	31.56	106.48	71.50	85.59	92.45	97.19	97.63	79.97	84.02	78.94	63.37	86.56	81.85	43.98	45.75
Co	4.30	4.42	10.00	7.29	9.06	16.11	4.67	12.31	10.16	12.89	11.99	12.60	12.75	10.33	15.39	15.42	9.28	11.72	12.96	7.95	16.60
Ni	9.74	9.63	65.43	39.84	34.97	52.15	13.12	50.15	36.36	43.67	42.56	44.81	45.59	36.17	34.21	54.58	2736	44.27	38.68	18.79	38.11
Cu	6.84	8.39	23.62	16.07	21.76	31.48	10.65	28.45	19.02	25.92	29.58	30.59	31.45	23.24	33.52	25.08	18.62	24.06	23.40	12.79	27.24
Zn	18.40	23.19	65.46	41.12	54.87	102.65	58.64	83.71	62.58	74.50	82.26	84.96	85.39	70.64	85.37	90.37	57.47	67.67	73.64	33.93	57.18
Ga	5.85	6.44	12.97	10.39	12.55	21.05	8.46	16.32	13.03	15.77	16.12	17.07	17.07	13.01	19.98	15.09	13.51	14.48	16.29	9.97	10.66
Rb	38.32	41.03	63.44	63.95	74.85	57.69	57.07	91.81	68.70	84.17	89.87	93.83	92.92	48.94	100.01	82.41	74.09	85.69	83.65	54.62	61.62
Sr	134.97	172.90	164.82	149.59	162.85	89.82	179.39	186.11	143.00	150.29	185.17	191.22	192.82	94.29	140.68	413.72	155.52	151.02	134.13	219.84	569.61
Y	6.84	8.03	13.47	9.36	11.82	11.96	10.87	16.30	12.56	13.83	14.67	14.64	15.20	7.84	14.97	12.22	12.29	12.81	12.73	11.14	12.96
Zr	61.79	66.61	71.34	59.32	71.89	128.11	67.99	86.98	84.74	82.96	78.72	81.50	82.61	107.77	115.75	72.37	76.03	78.00	86.78	61.57	49.35
Nb	4.64	6.02	7.77	6.18	7.65	11.71	6.72	8.28	7.40	9.03	8.94	9.23	9.49	9.02	8.15	7.18	8.08	9.04	10.30	6.49	8.13
Mo	0.47	0.38	0.92	0.74	0.80	1.31	0.32	1.34	0.94	3.23	1.42	1.40	1.46	1.55	2.32	0.89	1.43	1.43	0.79	0.31	0.81
Cs	1.13	0.95	4.68	2.86	3.84	6.25	1.80	5.67	3.54	4.67	5.12	5.10	5.20	3.18	5.19	5.12	3.56	5.10	4.66	1.87	3.28
Ba	382.74	452.73	315.09	410.11	425.79	350.76	609.11	377.03	469.77	370.04	356.46	361.43	373.37	353.75	726.72	350.03	455.11	397.83	381.66	437.18	385.47
La	11.63	13.78	20.00	16.47	21.85	13.80	20.17	23.32	19.32	23.72	24.77	24.31	24.78	10.59	23.62	18.90	21.63	23.84	22.36	15.62	18.48
Ce	24.27	28.71	41.12	34.23	44.92	30.76	41.21	47.57	39.92	48.21	50.13	49.95	50.45	20.59	49.32	38.34	44.34	49.79	47.64	32.75	36.28
Pr	2.69	3.14	4.77	3.84	4.98	3.76	4.64	5.57	4.58	5.40	5.56	5.53	5.63	2.58	5.76	4.56	4.88	5.40	5.08	3.73	4.34
Nd	10.29	11.81	18.06	14.42	18.57	14.71	17.30	21.04	17.63	20.09	20.71	20.72	20.78	9.80	22.37	17.57	18.35	20.04	18.89	14.42	16.62
Sm	1.90	2.19	3.36	2.68	3.43	3.03	3.27	4.16	3.33	3.73	3.83	3.94	3.89	1.94	4.42	3.37	3.36	3.72	3.55	2.71	3.26
Eu	0.52	0.58	0.80	0.73	0.89	0.73	0.95	1.01	0.84	0.91	0.89	0.95	0.91	0.52	1.13	0.84	0.82	0.93	0.83	0.75	0.85
Gd	1.79	2.02	3.29	2.93	3.69	3.10	3.57	4.09	3.19	3.78	3.82	3.94	3.90	2.02	4.28	3.34	3.26	4.11	3.44	2.74	3.84
Tb	0.24	0.28	0.45	0.34	0.45	0.39	0.42	0.53	0.42	0.49	0.49	0.49	0.49	0.27	0.53	0.40	0.43	0.49	0.44	0.37	0.46
Dy	1.32	1.52	2.52	1.80	2.31	2.19	2.16	3.01	2.39	2.60	2.70	2.76	2.74	1.45	2.84	2.15	2.29	2.62	2.37	2.08	2.43
Ho	0.26	0.30	0.49	0.36	0.44	0.44	0.42	0.60	0.46	0.50	0.52	0.52	0.55	0.29	0.54	0.42	0.45	0.49	0.45	0.41	0.46

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Er	0.78	0.87	0.87	1.45	1.10	1.32	1.36	1.23	1.77	1.38	1.47	1.54	1.53	1.59	0.87	1.68	1.24	1.32	1.46	1.35	1.22	1.37
Tm	0.11	0.13	0.13	0.21	0.15	0.20	0.22	0.18	0.25	0.20	0.22	0.22	0.23	0.23	0.13	0.25	0.19	0.19	0.21	0.20	0.18	0.19
Yb	0.76	0.85	0.85	1.42	1.11	1.30	1.51	1.23	1.69	1.40	1.41	1.37	1.48	1.45	0.94	1.79	1.33	1.24	1.46	1.31	1.22	1.24
Lu	0.11	0.12	0.12	0.21	0.14	0.19	0.23	0.18	0.25	0.20	0.20	0.21	0.21	0.22	0.14	0.27	0.20	0.19	0.21	0.19	0.17	0.17
Hf	1.54	1.70	1.70	1.80	1.59	1.94	3.07	1.88	2.24	2.19	2.09	1.86	2.00	2.01	2.72	2.75	1.66	1.95	2.06	2.14	1.61	1.23
Pb	7.10	7.62	7.62	16.77	13.07	15.67	1536	10.75	17.07	12.51	18.25	19.04	20.89	20.85	13.19	10.83	12.71	18.47	23.43	19.78	10.57	21.13
Th	2.28	2.62	2.62	5.89	5.21	5.53	4.79	4.26	6.18	4.60	5.95	6.20	6.40	6.49	2.58	6.53	5.10	5.40	6.62	5.88	3.45	4.32
U	0.68	0.84	0.84	1.76	1.36	1.67	2.10	1.41	2.19	1.79	2.03	1.87	1.99	1.97	2.09	2.26	1.68	1.68	1.98	1.75	0.97	1.07

Ком- понент	Пробы																					
	5435	5436	5438	5440	5441	5442	5443	5444	5445	5446	5447	5448	5450	5452	5453	5453-2	5453-7	5454	5455	5456		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
Li	9.74	9.86	13.71	19.92	25.90	25.84	9.04	28.11	23.69	32.11	21.44	30.62	27.26	39.55	20.83	16.01	23.13	31.53	18.74	21.82	21.82	
Sc	8.87	5.92	4.08	6.81	10.73	9.46	4.63	9.01	10.26	10.27	15.26	15.24	9.80	15.47	20.32	19.83	23.06	24.41	21.81	22.77	22.77	
V	59.99	53.66	51.15	87.92	173.66	137.75	57.99	188.48	118.30	147.97	144.22	270.10	156.25	374.74	320.98	281.80	321.67	340.95	328.26	333.49	333.49	
Cr	40.57	42.23	29.98	45.10	72.51	77.02	30.22	98.96	62.94	65.92	59.60	85.06	67.42	96.42	92.91	77.86	88.11	88.61	86.17	93.22	93.22	
Co	13.56	7.96	5.24	6.98	9.97	10.82	4.67	12.53	9.90	10.69	14.63	30.89	14.19	27.28	32.62	29.10	32.93	35.84	35.96	37.88	37.88	
Ni	35.41	20.46	15.97	25.12	32.88	33.14	14.30	45.43	26.19	27.28	31.22	55.67	39.78	59.20	53.48	48.17	53.58	61.84	61.81	61.05	61.05	
Cu	14.80	10.21	7.74	12.93	21.86	21.59	7.00	29.56	17.80	17.69	17.32	26.09	20.39	36.84	68.69	62.00	67.64	88.27	87.87	90.53	90.53	
Zn	53.63	29.57	33.79	49.52	60.12	64.80	28.01	78.35	62.23	69.71	61.71	92.01	61.25	99.92	93.91	83.54	95.64	103.54	98.67	99.29	99.29	
Ga	8.10	8.28	5.72	8.73	14.67	14.46	6.71	17.22	16.37	16.84	13.01	18.26	13.56	19.02	17.58	15.93	17.65	18.34	17.81	18.22	18.22	
Rb	43.60	47.59	31.04	45.90	84.91	38.76	44.47	46.29	135.67	139.15	89.46	106.85	78.69	90.82	58.49	57.96	57.70	57.60	54.27	53.56	53.56	
Sr	731.33	284.81	184.83	416.73	119.98	162.35	115.25	92.78	163.40	166.55	203.45	168.09	142.15	155.18	163.01	160.35	162.64	193.88	183.80	165.27	165.27	
Y	10.64	10.37	7.29	10.71	15.42	11.00	8.37	6.94	13.30	13.65	11.26	14.30	14.04	18.54	18.96	18.11	18.64	20.99	19.74	19.97	19.97	
Zr	39.74	64.05	31.73	65.57	80.60	95.71	43.03	110.07	86.27	79.51	56.78	83.70	86.90	98.78	104.35	93.81	96.90	102.31	101.79	105.43	105.43	
Nb	5.12	5.69	4.15	8.51	10.17	9.39	4.33	11.03	10.24	10.45	7.94	10.58	8.58	10.36	9.30	8.58	8.94	8.65	8.40	8.85	8.85	
Mo	0.86	0.40	0.29	0.51	0.96	0.80	0.50	0.86	0.95	0.93	1.66	30.74	3.87	8.62	8.39	8.17	8.42	29.23	17.17	10.95	10.95	
Cs	1.64	1.56	1.46	2.45	6.17	3.79	1.66	4.65	7.61	8.50	5.75	7.61	4.47	5.93	3.81	3.85	3.67	3.63	3.70	3.59	3.59	
Ba	260.90	365.17	225.02	209.39	325.23	410.73	531.00	318.20	421.82	477.79	366.29	398.91	516.44	390.39	266.97	281.18	267.45	284.82	290.87	236.31	236.31	
La	14.57	13.18	8.86	13.79	26.09	15.00	13.64	10.71	25.91	25.94	17.91	23.79	21.03	25.56	17.59	18.44	17.24	16.02	16.18	15.73	15.73	

Продолжение таблицы 9.5.3

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ce	26.95	26.61	16.69	26.71	52.13	32.86	28.54	20.92	55.29	54.01	37.01	48.79	43.85	52.25	36.70	37.82	36.45	33.37	33.47	32.94	
Pr	3.32	3.14	2.04	3.19	5.92	3.84	3.13	2.65	6.19	6.04	4.15	5.43	4.99	5.86	4.28	4.45	4.26	4.06	4.10	4.03	
Nd	12.75	12.02	7.77	12.23	22.12	14.55	12.24	10.15	22.70	21.93	16.02	20.06	19.11	22.38	16.95	17.57	16.65	16.82	16.70	16.27	
Sm	2.39	2.28	1.55	2.37	4.20	2.73	2.38	1.92	4.37	4.25	3.04	3.83	3.72	4.46	3.70	3.86	3.56	3.80	3.77	3.71	
Eu	0.62	0.63	0.38	0.60	0.99	0.70	0.73	0.49	0.96	0.90	0.72	0.90	0.88	1.10	1.05	1.09	1.00	1.05	1.11	1.07	
Gd	2.40	2.39	1.56	2.68	4.92	2.65	2.70	1.99	4.28	3.91	2.97	3.85	3.55	4.50	4.31	4.65	4.11	4.23	4.69	4.56	
Tb	0.32	0.32	0.21	0.34	0.58	0.36	0.32	0.25	0.53	0.50	0.38	0.49	0.49	0.61	0.59	0.63	0.56	0.62	0.63	0.62	
Dy	1.75	1.78	1.15	1.86	3.10	2.07	1.67	1.36	2.75	2.77	2.05	2.66	2.62	3.44	3.42	3.46	3.35	3.63	3.73	3.62	
Ho	0.35	0.36	0.22	0.37	0.58	0.41	0.32	0.26	0.50	0.51	0.39	0.52	0.51	0.68	0.67	0.68	0.66	0.73	0.74	0.71	
Er	1.02	1.09	0.67	1.10	1.69	1.22	0.92	0.79	1.40	1.45	1.13	1.54	1.50	2.01	2.01	2.04	1.96	2.17	2.17	2.07	
Tm	0.14	0.16	0.10	0.16	0.25	0.18	0.14	0.12	0.19	0.21	0.16	0.22	0.22	0.29	0.28	0.29	0.28	0.30	0.30	0.31	
Yb	0.97	1.06	0.64	1.10	1.60	1.22	0.88	0.78	1.30	1.31	1.07	1.50	1.50	1.88	1.85	1.92	1.82	1.97	1.95	2.01	
Lu	0.13	0.15	0.10	0.16	0.24	0.18	0.13	0.12	0.18	0.19	0.15	0.21	0.22	0.27	0.28	0.28	0.27	0.29	0.29	0.28	
Hf	0.95	1.59	0.76	1.58	2.10	2.38	1.20	2.71	2.27	2.08	1.42	2.11	2.24	2.46	2.44	2.41	2.33	2.39	2.46	2.51	
Pb	16.72	13.12	8.38	11.40	23.71	18.38	10.05	16.47	20.92	2.91	15.30	23.71	17.94	17.63	10.40	10.75	10.09	9.06	9.48	8.98	
Th	2.89	3.00	2.33	4.16	7.40	4.75	3.32	3.05	8.49	8.69	5.36	7.00	5.94	6.83	4.23	4.55	4.15	3.72	3.66	3.51	
U	0.68	0.86	1.02	1.87	2.48	1.75	1.13	2.92	2.85	2.78	1.78	2.51	2.02	2.25	1.63	1.72	1.62	1.64	1.50	1.52	

Таблица 9.5.4. Средние абсолютные (г/т) и нормированные на фон содержания ряда тяжелых металлов в пробах поверхностных донных осадков Баренцева моря, отобранных на различных полигонах в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Компоненты (в скобках указаны фоновые содержания, г/т)	Полигон											
	«Печорское море»			«Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)»			«Залив Русская Гавань»			«Медвежинский желоб»		
	Абсолютное содержание*	Нормировано на фон	Нормировано на фон	Абсолютное содержание	Нормировано на фон	Нормировано на фон	Абсолютное содержание	Нормировано на фон	Нормировано на фон	Абсолютное содержание	Нормировано на фон	Нормировано на фон
Cr (< 70)	34.48	0.49	1.16±0.38	81.20±26.64	1.16±0.38	1.16±0.04	80.98±2.68	1.16±0.04	1.16±0.04	64.30±19.76	0.92±0.28	0.92±0.28
Ni (< 30)	9.69	0.32	1.34±0.37	40.32±10.98	1.34±0.37	1.39±0.37	41.66±11.24	1.39±0.37	1.39±0.37	33.44±10.22	1.11±0.34	1.11±0.34
Cu (< 35)	7.62	0.22	0.70±0.21	24.50±7.29	0.70±0.21	0.78±0.16	27.28±5.48	0.78±0.16	0.78±0.16	21.22±5.63	0.61±0.16	0.61±0.16
Zn (< 150)	20.79	0.14	0.49±0.12	73.07±18.37	0.49±0.12	0.55±0.07	82.12±10.25	0.55±0.07	0.55±0.07	57.98±15.15	0.39±0.10	0.39±0.10
Cd (< 0,25)	0.06	0.26	0.56±0.11	0.14±0.03	0.56±0.11	0.73±0.15	0.18±0.04	0.73±0.15	0.73±0.15	0.12±0.03	0.48±0.14	0.48±0.14
Pb (< 30)	7.36	0.25	0.54±0.12	16.35±3.50	0.54±0.12	0.41±0.04	12.24±1.24	0.41±0.04	0.41±0.04	18.67±4.89	0.62±0.16	0.62±0.16
Компоненты (в скобках указаны фоновые содержания, г/т)	Полигон											
	«Район к югу от Шпицбергена»			«Кольский меридиан»			Профиль «Шпицберген – архипелаг ЗФИ»			«Пролив Кембридж»		
	Абсолютное содержание*	Нормировано на фон	Нормировано на фон	Абсолютное содержание	Нормировано на фон	Нормировано на фон	Абсолютное содержание	Нормировано на фон	Нормировано на фон	Абсолютное содержание	Нормировано на фон	Нормировано на фон
Cr (< 70)	58.80	0.84	0.98±0.50	68.73±35.11	0.98±0.50	1.04±0.21	72.89±14.53	1.04±0.21	1.04±0.21	87.81±5.61	1.25±0.08	1.25±0.08
Ni (< 30)	29.00	0.97	1.03±0.52	30.96±15.68	1.03±0.52	1.33±0.48	39.89±14.45	1.33±0.48	1.33±0.48	56.66±5.73	1.89±0.19	1.89±0.19
Cu (< 35)	17.40	0.50	0.55±0.33	19.38±11.44	0.55±0.33	0.65±0.22	22.69±7.68	0.65±0.22	0.65±0.22	77.50±12.72	2.21±0.36	2.21±0.36
Zn (< 150)	54.82	0.37	0.38±0.17	57.06±26.05	0.38±0.17	0.50±0.11	74.47±17.12	0.50±0.11	0.50±0.11	95.77±6.85	0.64±0.05	0.64±0.05
Cd (< 0,25)	0.16	0.64	0.81±0.56	0.20±0.14	0.81±0.56	0.49±0.21	0.12±0.05	0.49±0.21	0.49±0.21	0.02±0.01	0.08±0.03	0.08±0.03
Pb (< 30)	17.55	0.59	0.50±0.15	14.97±4.36	0.50±0.15	0.65±0.10	19.57±3.13	0.65±0.10	0.65±0.10	9.79±0.73	0.33±0.02	0.33±0.02

Примечание. *Среднее по 2 пробам.

Несколько иная ситуация складывается с пробами поверхностных донных осадков, отобранными в проливе Кембридж. Здесь существенно повышены относительно фона средние концентрации Cu и Ni (соответственно в ~2.2 и ~1.9 раза). Среднее содержание Cr составляет порядка 88 ± 6 г/т, тогда как фоновое значение равно 70 г/т [Bakke et al., 2007]. Средние концентрации остальных элементов здесь, также как и на других полигонах, ниже фона.

При сравнении с PAAS использованы следующие градации содержаний микроэлементов в осадках: 1 – содержание элемента менее $0.75 \times \text{PAAS}$; 2 – в пределах $0.75\text{--}0.90 \times \text{PAAS}$; 3 – в пределах $0.90\text{--}1.10 \times \text{PAAS}$; 4 – содержание элемента $1.10\text{--}1.50 \times \text{PAAS}$; 5 – более $1.50 \times \text{PAAS}$. В соответствии с указанными градациями в пробах донных осадков полигона «Печорское море» только среднее содержание Sr составляет более $0.75 \times \text{PAAS}$; концентрации остальных рассматриваемых нами элементов-примесей отвечают градации 1 (рис. 9.5.2, а). Донные осадки Канинского мелководья характеризуются сопоставимым с PAAS содержанием только Mo. Содержания V и Ni в них несколько выше, чем в PAAS (соответственно 1.22 и $1.19 \times \text{PAAS}$); концентрации Zn, Sr и Pb соответствуют градации 2, а концентрации остальных элементов – градации 1. В современных донных осадках полигона «Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)» к градации 2 принадлежат Zn, Sr, Eu, Gd и Pb. Средние содержания молибдена и ванадия отвечают градации 4, а содержания остальных редких и рассеянных элементов составляют менее $0.75 \times \text{PAAS}$, т. е. соответствуют градации 1 (рис. 9.5.2, б). Донные отложения залива Русская Гавань характеризуются несколько более широким спектром градаций распределения элементов-примесей. Так, к градации 2 здесь принадлежат Ni, Ga и Eu. К градации 3 относятся V, Zn и Sr. Среднее содержание Mo составляет $1.59 \times \text{PAAS}$ (градация 5). Концентрации остальных элементов менее $0.75 \times \text{PAAS}$ (рис. 9.5.2, в).

Поверхностные донные осадки полигона «Медвежинский желоб» характеризуются следующим распределением редких и рассеянных элементов – к градации 2 принадлежат V, Eu и Gd, к градации 3 относятся Mo и Pb, а к градации 4 – Sr (рис. 9.5.2, г).

В отобранных к югу от Шпицбергена пробах к градации 2 относятся V, Gd и Pb. К градации 4 принадлежит Sr ($1.34 \times \text{PAAS}$). Средние содержания остальных элементов-примесей составляют менее $0.75 \times \text{PAAS}$ (градация 1) (рис. 9.5.3, а). В поверхностных донных отложениях полигона «Кольский меридиан» распределение редких и рассеянных элементов следующее: к градации 2 принадлежат V и Pb; средние содержания остальных элементов составляют менее $0.75 \times \text{PAAS}$

(градация 1) (рис. 9.5.3, б). Донные отложения разреза Шпицберген – архипелаг ЗФИ обладают более пестрым распределением микроэлементов. К градации 2 здесь относятся Sc, Co, Zn, Ga, Sr, Eu, Gd и U. К градации 3 принадлежат Pb и Bi (рис. 9.5.3, в). Среднее содержание V составляет $1.35 \times \text{PAAS}$ (градация 4). Среднее содержание Mo равно $7.79 \times \text{PAAS}$, при этом минимальное содержание молибдена составляет $0.93 \times \text{PAAS}$, а максимальное достигает $30.74 \times \text{PAAS}$. Если последнее значение рассматривать как аномальное и исключить из расчета $\text{Mo}_{\text{среднее}}$, то среднее содержание Mo составит $3.20 \times \text{PAAS}$, что также существенно выше, чем в пробах донных осадков всех ранее охарактеризованных полигонов.

В поверхностных донных отложениях пролива Кембридж к градации 1 (менее $0.75 \times \text{PAAS}$) по средним содержаниям принадлежат Li, Rb, Y, Zr, Nb, Sn, Cs, Ba, La, Sm, Yb, Hf, Pb, Bi, Th и U. К градации 2 относятся Cr, Ga и Sr (рис. 9.5.3, г). Средние содержания Ni, Eu и Gd соответствуют здесь градации 3, т. е. сопоставимы с их концентрациями в PAAS. Sc, Co и Zn принадлежат градации 4. Градация 5 объединяет Cu и Mo, но средние концентрации указанных элементов относительно их содержаний в PAAS различаются почти на порядок. Если содержание меди в пробах данного полигона варьирует от 1.24 до $1.81 \times \text{PAAS}$ (среднее – $1.55 \times \text{PAAS}$), то минимальное содержание Mo равно $8.17 \times \text{PAAS}$, а максимальное превышает $29 \times \text{PAAS}$. Среднее содержание Mo в современных донных осадках данного полигона составляет при этом $13.72 \times \text{PAAS}$. И даже если исключить свойственное пробе 5454 содержание Mo ($29.23 \times \text{PAAS}$), посчитав его аномальным, то и в таком случае величина $\text{Mo}_{\text{среднее}}$ составит $10.62 \times \text{PAAS}$.

Полученные данные находятся в соответствии с представлениями [Новиков, Жилин, 2016] о том, что распределение тяжелых металлов и ряда других элементов-примесей в поверхностных донных осадках Баренцева моря контролируется в первую очередь глобальным геохимическим фоном. В то же время очевидно, что свой вклад в это вносит и ряд локальных факторов, среди которых можно упомянуть, во-первых, количество пелитовой фракции, а, во-вторых, содержание органического вещества.

Значительная часть из присутствующих в поверхностных донных осадках Баренцева моря элементов-примесей (Sc, V, Cr, Ni, Y, Zr, Nb, Mo, Hf, Th, U и редкие земли) характеризуется умеренной положительной корреляцией с количеством пелитовой фракции в пробах. Так, коэффициент корреляции (r) между содержанием Sc и пелитовой фракции составляет 0.63 (рис. 9.5.4). Для V и Cr величина r несколько выше (0.71 и 0.72 соответственно). Корреляция между со-

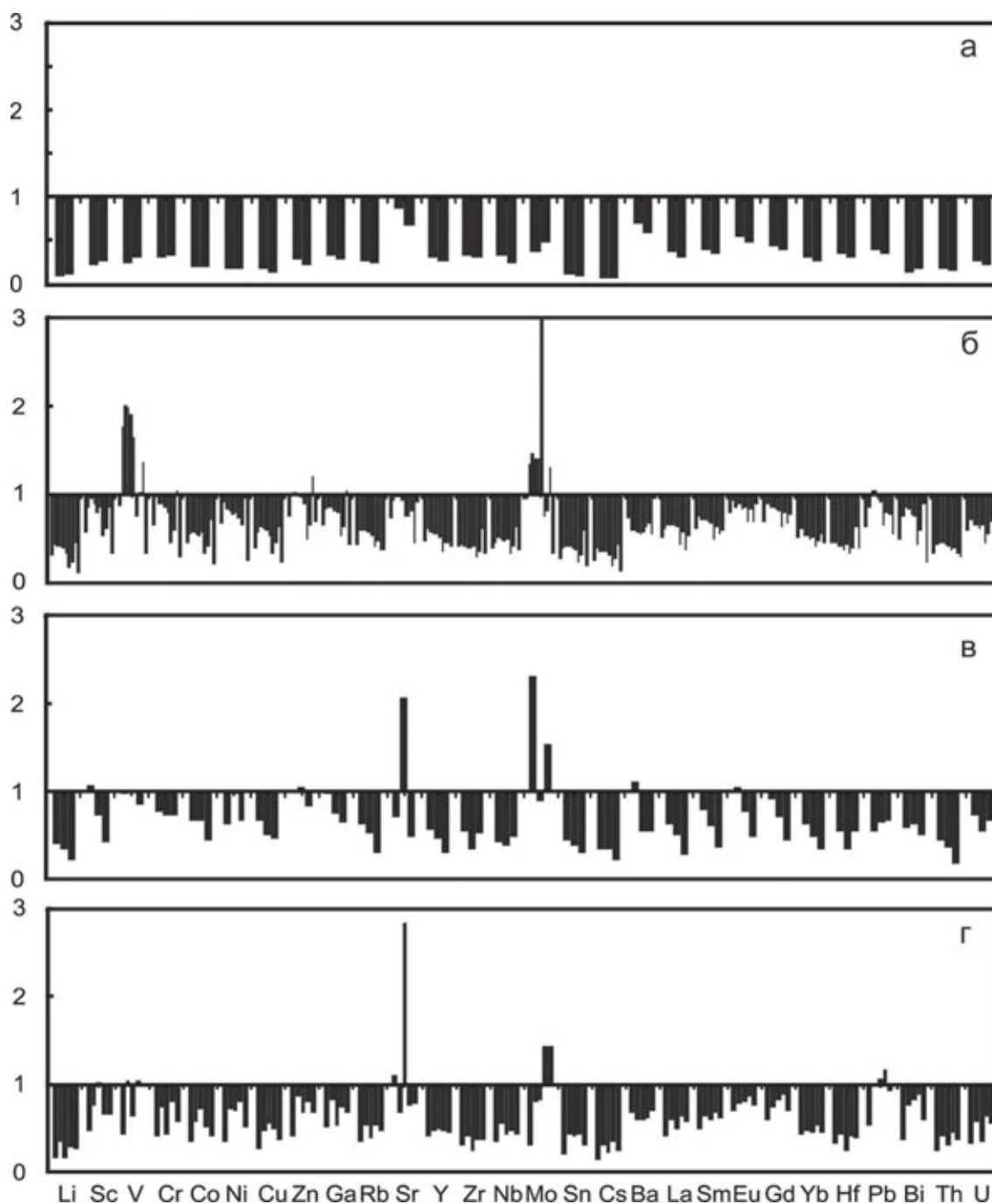


Рис. 9.5.2. Распределение нормированных к PAAS содержаний редких и рассеянных элементов в донных отложениях полигонов: а – «Печорское море», б – «Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)», в – «залив Русская Гавань», г – «Медвежинский желоб»

держанием Hf и Zr, с одной стороны, и пелитовой фракции, с другой ($r = 0.58$ и 0.59 соответственно), достаточно слабая. Примерно такие же величины r характерны для Nb и Y. Уран, торий и молибден обладают слабой положительной корреляцией с содержанием пелитовой фракции в поверхностных донных осадках ($r = 0.38, 0.36$ и 0.41 соответственно). Это же свойственно и сумме редкоземельных элементов

(PЗЭ) ($r = 0.50$). Такие тяжелые металлы, как Cu, Zn и Pb, обладают достаточно слабой или слабой положительной корреляцией с содержанием в поверхностных донных осадках пелитовой фракции (соответственно $0.57, 0.67$ и 0.42).

Рассматриваемые нами малые элементы по величине коэффициента корреляции с содержанием в поверхностных донных осадках $C_{ор}$ принадлежат трем

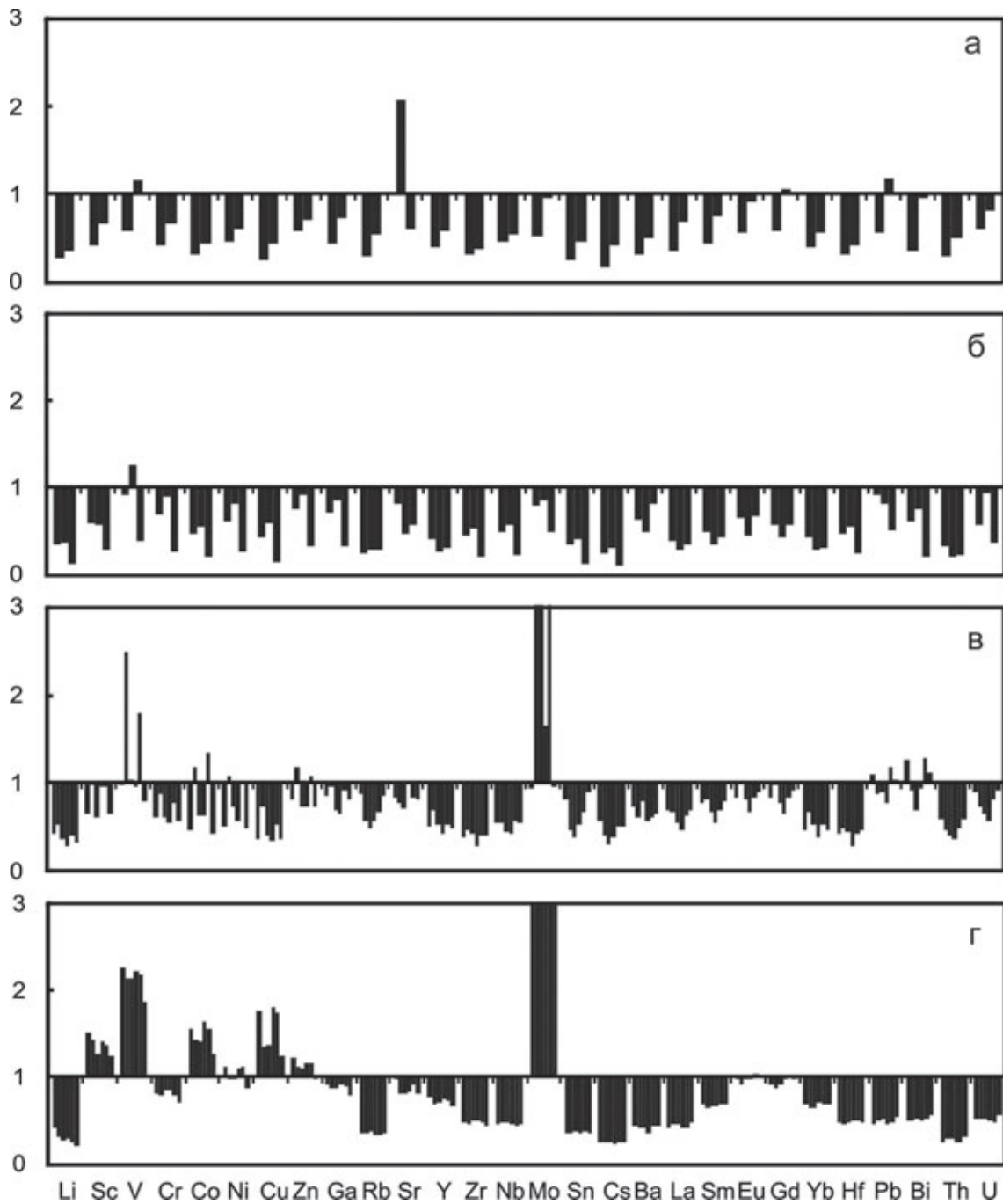


Рис. 9.5.3. Распределение нормированных к РААС содержаний редких и рассеянных элементов в поверхностных донных осадках: а – район к югу от Шпицбергена, б – Кольский меридиан, в – разрез Шпицберген – архипелаг ЗФИ, г – пролив Кембридж

группам. Так, V, Cr и Ni обладают умеренной положительной корреляцией с $C_{\text{орг}}$ ($0.61 < r < 0.67$) и принадлежат первой группе (рис. 9.5.5). Вторую группу образуют Sc, Hf, Zr, Nb, U, Th, Y и РЗЭ. Значения коэффициента корреляции между их содержаниями в донных осадках и содержанием $C_{\text{орг}}$ варьируют от 0.34 (Sc) до 0.52 (Nb). Корреляция между $C_{\text{орг}}$ и $\Sigma\text{РЗЭ}$ слабая ($r = 0.29$).

Это показывает, что лантаноиды в поверхностных донных осадках Баренцева моря в основном связаны с литогенными компонентами. К этой же группе относятся Pb, Zn и Cu ($r = 0.40, 0.49$ и 0.32 соответственно), характеризующиеся слабой положительной корреляцией с $C_{\text{орг}}$. Наконец, к третьей группе принадлежит Mo, содержание которого в поверхностных донных отложениях не имеет какой-либо видимой

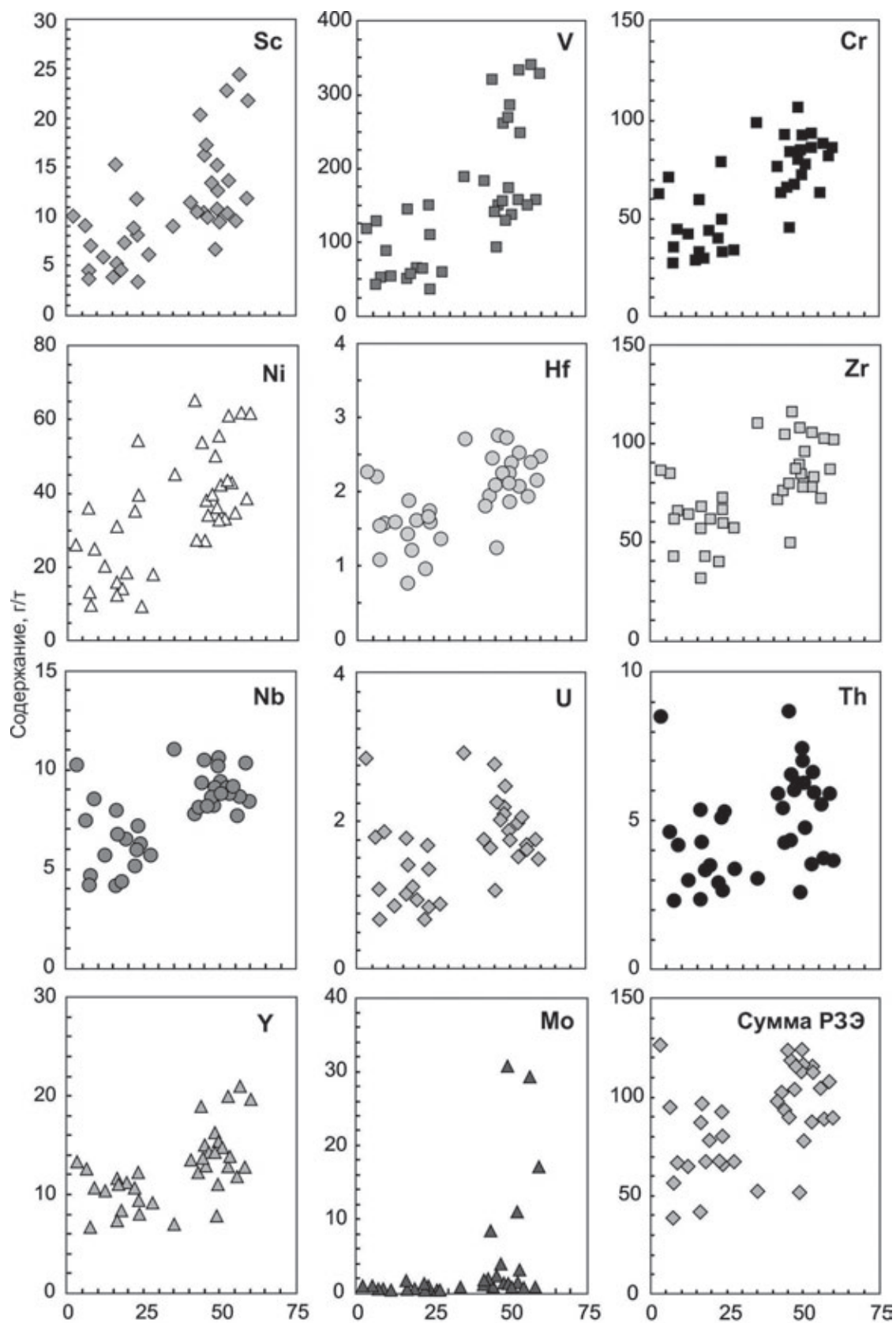


Рис. 9.5.4. Корреляция между концентрациями ряда элементов-примесей в поверхностных донных осадках Баренцева моря и содержанием в них пелитовой фракции

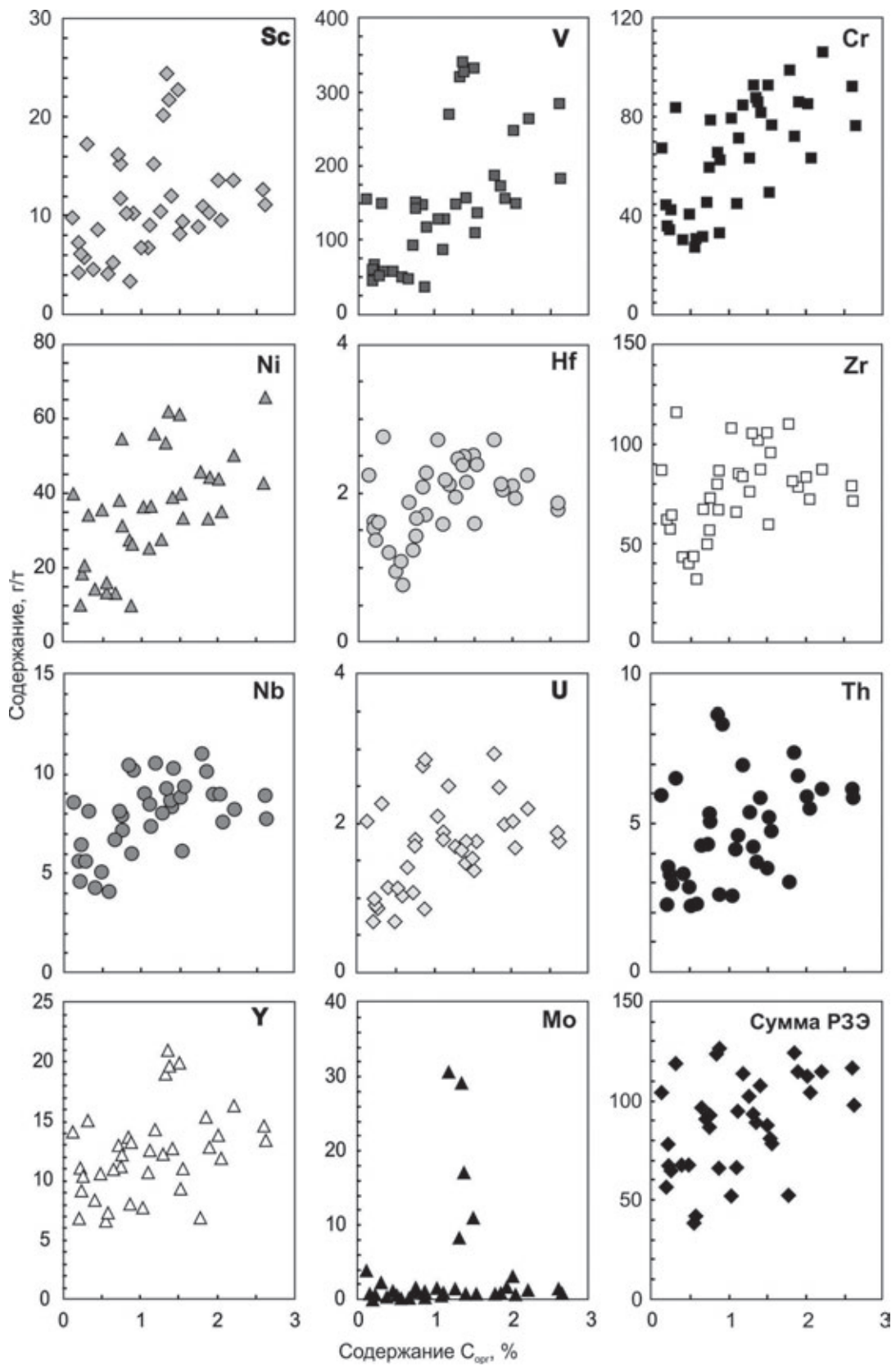


Рис. 9.5.5. Корреляция между концентрациями ряда элементов-примесей в поверхностных донных осадках Баренцева моря и содержанием в них C_{орг}

корреляции с $C_{\text{орг}}$ ($r = 0.11$). Полученные данные в целом также согласуются с результатами исследований М.А. Новикова и А.Ю. Жилина [2016], в соответствии с которыми содержание $C_{\text{орг}}$ в современных донных осадках Баренцева моря варьирует от 0.13 до 3.76% (среднее – 1.58%), а между содержаниями Cu, Zn, Ni, Cr, Pb и $C_{\text{орг}}$ наблюдается умеренная положительная корреляция (величина r варьирует от 0.58 до 0.70).

Основываясь на соотношении величин Zr/Sc и Th/Sc в осадках различных полигонов, в соответствии с представлениями [McLennan et al., 1993], можно сделать вывод, что состав тонкой алюмосиликокластики определяется/контролируется преимущественно составом пород на водоразделах (рис. 9.5.6). Это позволяет считать всю приводимую далее информацию в существенной степени корректной.

Анализ систематики Sc, Th, Co, Cr, La и Sm в донных осадках позволяет в определенной мере судить о составе пород-источников тонкозернистого обломочного материала для донных отложений. Так, среднее содержание Sc в исследованной нами выборке проб варьирует от 3.8 г/т (Печорское море) до 23 г/т (пролив Кембридж). В пробах, отобранных на полигонах «Канинское мелководье», «Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)», «залив Русская Гавань», «Медвежинский желоб» и «Шпицберген – архипелаг ЗФИ», средние содержания Sc сопоставимы (11.2–12.7 г/т). По средним содержаниям Cr пробы донных отложений Баренцева моря разделяются на три группы: к первой принадлежат пробы из Печорского моря (33.1–33.8 г/т)⁴, ко второй – пробы, представляющие Медвежинский желоб, район к югу от Шпицбергена, Кольский меридиан и разрез Шпицберген – архипелаг ЗФИ (58.8–72.9 г/т), к третьей – пробы, отобранные на полигонах «Канинское мелководье» (?), «Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)», в заливе Русская Гавань и проливе Кембридж. В последних среднее содержание Cr достигает почти 90 г/т, но эта величина все же меньше, чем концентрация хрома в ПААС (110 г/т [Тейлор, МакЛеннан, 1988]). Минимальное среднее содержание Co (~4.4 г/т) присуще пробам поверхностных донных осадков Печорского моря, максимальное (~36.6 г/т) характерно для проб, отобранных в заливе Кембридж (в ПААС содержание Co – 23 г/т [Тейлор, МакЛеннан, 1988]). Средние содержания La варьируют от 12.7 г/т (Печорское море) до 23.4 г/т (Шпицберген – архипелаг ЗФИ); в ПААС кон-

центрация La составляет 38.2 г/т. При этом в пробах, представляющих Канинское мелководье, Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский) полигон, залив Русская Гавань, Медвежинский желоб и район к югу от Шпицбергена значения $La_{\text{среднее}}$ сопоставимы в пределах ошибки. Для проб полигонов «Печорское море» и «Кольский меридиан» средние содержания Sm составляют соответственно ~2.1 и ~2.3 г/т. Пробы поверхностных донных осадков, отобранные на других полигонах, характеризуются несколько более высокими средними концентрациями Sm (3.2–3.9 г/т). В ПААС содержание Sm составляет 5.6 г/т. Максимальное среднее содержание Th в исследованных нами пробах достигает величины ~7.1 г/т (в ПААС – 14.6 г/т [Тейлор, МакЛеннан, 1988]), минимальное равно ~2.5 г/т (Печорское море).

Достаточно хорошими индикаторами состава размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород являются также редкоземельные элементы [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Wronkiewicz, Condie, 1987; McLennan, 1989; Condie, Wronkiewicz, 1990; Cullers, 1995; Geochemistry..., 2003 и др.]. Сумма РЗЭ (средние значения Σ РЗЭ, а также минимальные и максимальные величины данного параметра в пробах поверхностных донных осадков различных полигонов приведены в табл. 9.5.5) в песчано-алеврито-пелитовых и алеврито-пелитовых илах Печорского моря варьирует от ~57 до 66 г/т. Значение ЛРЗЭ/ТРЗЭ со-

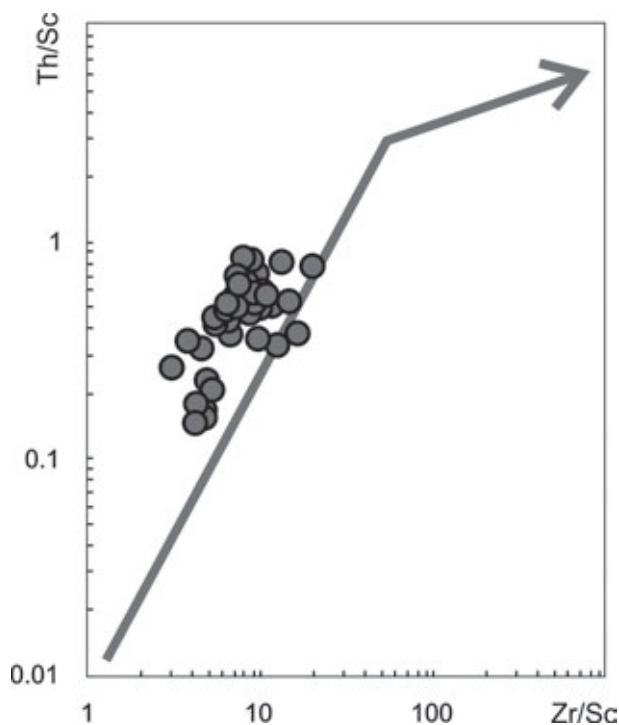


Рис. 9.5.6. Распределение точек поверхностных донных осадков Баренцева моря на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc

⁴ В работе [Loring et al., 1995] для тонкозернистых поверхностных осадков Печорского моря приведено существенно более высокое среднее содержание Cr (110 ± 15 г/т), но эти данные основываются на анализе 40 проб.

ставляет от 9.57 до 9.90. Средняя величина $(La/Yb)_N$ (нормировано на хондрит [Тейлор, МакЛеннан, 1988]) равна 10.61, параметр $(Gd/Yb)_N$ составляет 1.91, Eu аномалия небольшая отрицательная (0.85). Спектры распределения РЗЭ в поверхностных донных илах этого и других полигонов показаны на рис. 9.5.7 и обсуждаются ниже. Пелитовые илы западного склона Канинского мелководья характеризуются по сравнению с донными отложениями Печорского моря несколько большей величиной $\Sigma PЗЭ$ (98 г/т). Значения ЛРЗЭ/ТРЗЭ и $(La/Yb)_N$ составляют здесь соответственно 8.77 и 9.54, величина $(Gd/Yb)_N$ равна 1.89, а Eu/Eu^* – 0.74. На полигоне «Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)» сумма РЗЭ в пелитовых и алеврито-пелитовых илах варьирует от 52 до 117 г/т. Значение ЛРЗЭ/ТРЗЭ изменяется от 7.07 до 9.58 (для двух проб данный параметр составляет от 7.07 до 7.52, для остальных семи – 8.41–9.58). Средняя величина $(La/Yb)_N$ равна здесь 10.60 (минимум – 9.30, максимум – 11.63), а Eu/Eu^* среднее – 0.77. Поверхностные донные осадки (пелитовые, алеврито-пелитовые и песчано-алеврито-пелитовые илы) в заливе Русская Гавань характеризуются примерно такими же, как и в осадках полигона «Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)», значениями суммы РЗЭ (52–119 г/т). Параметр ЛРЗЭ/ТРЗЭ составляет здесь 8.75–9.03. Величины $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* варьируют соответственно от 7.63 до 9.60 и от 0.76 до 0.80. Параметр $(Gd/Yb)_{N\text{среднее}} = 1.91 \pm 0.15$. Сумма РЗЭ в песчано-алеврито-пелитовых, алеврито-пелитовых и собственно пелитовых илах Медвежинского желоба варьирует от 78 до ~115 г/т. Средние величины $(La/Yb)_N$ и $(Gd/Yb)_N$ составляют соответственно 10.63 и 2.18. Значение Eu/Eu^* среднее = 0.76. Отношение легких лантаноидов к тяжелым изменяется от 7.86 до 10.08. В пробах, отобранных на ст. 5440 (песчано-алеврито-пелитовый ил) и 5441 (пелитовый ил) в районе к югу от Шпицбергена, суммарное содержание лантаноидов составляет в первом случае ~67 г/т, во втором – 124 г/т. Значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* равны соответственно 8.47 и 10.99, и 0.72 и 0.67. Параметр ЛРЗЭ/ТРЗЭ меняется от 7.58 до 8.59. На Кольском меридиане $\Sigma PЗЭ$ в современных донных осадках варьирует от 52 до 78 г/т. Средняя величина $(La/Yb)_N = 9.35$. Во всех трех пробах, отобранных дночерпателем на данном полигоне, значения Eu/Eu^* меньше, чем в пробах со станций, расположенных к югу от Шпицбергена. Параметр ЛРЗЭ/ТРЗЭ изменяется в пределах 8.25–8.58. Песчано-алеврито-пелитовые, пелитовые и алеврито-пелитовые илы полигона «Шпицберген – архипелаг Земля Франца-Иосифа» обладают величинами $\Sigma PЗЭ$, варьирующими от 87 до 127 г/т. Среднее значение $(La/Yb)_N$ составляет здесь

11.26 (минимум – 9.17, максимум – 13.47). Величина Eu аномалии меняется от 0.68 до 0.75, а параметр $(Gd/Yb)_{N\text{среднее}} = 2.21$. Значение ЛРЗЭ/ТРЗЭ составляет 8.15–10.41. Пелитовые и алеврито-пелитовые илы в проливе Кембридж характеризуются суммарным содержанием РЗЭ от 88 до 94 г/т. Среднее значение $(La/Yb)_N$ здесь существенно ниже, чем в осадках других полигонов (~5.71), значения Eu/Eu^* находятся в очень узком интервале (0.80–0.81). Деpletирование ТРЗЭ не наблюдается, параметр $(Gd/Yb)_{N\text{среднее}}$ составляет 1.86. Величина ЛРЗЭ/ТРЗЭ меняется от 5.19 до 6.02.

Многими специалистами считается, что содержания и отношения элементов-примесей в глинистых/пелитовых осадках/породах существенно не меняются при транспортировке (растворимость их в воде весьма слабая) из источников сноса до областей осадконакопления [Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, 1989; Condie, Wronkiewicz, 1990; Cullers, 1995, 2002; Geochemistry..., 2003 и др.]. Для кислых магматических образований (граниты, гранодиориты) характерны на один–два порядка более высокие, нежели для базитов, значения Th/Sc, La/Sm, La/Sc, Th/Co и Th/Cr [Интерпретация..., 2001] и, наоборот, основные магматические породы имеют на один–два порядка более высокие значения Cr/Zr, Cr/V и ряда других индикаторных отношений. Эти и другие представления широко используются в последние годы при исследовании современных донных осадков различных морей, крупных речных систем и ряда других объектов [Rachold, 1999; Ingram, Lin, 2002; Chen et al., 2003; Douglas et al., 2003; Chaillou et al., 2006; Damiani, Giorgetti, 2008; Song, Choi, 2009; Martinez et al., 2009; Censi et al., 2010; Dou et al., 2010; Astakhov et al., 2015; Bayon et al., 2015 и др.].

Значимую роль в подобного рода исследованиях играет и анализ особенностей распределения в тонкозернистых обломочных осадках РЗЭ, так как считается, что разнообразие нормированных на хондрит спектров РЗЭ в постархейских осадочных породах определяется тектоническими обстановками их формирования и составом пород в источниках сноса [Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan et al., 1990]. Реконструкция последних по спектрам РЗЭ основана на том, что магматические породы основного состава характеризуются достаточно низкими отношениями ЛРЗЭ/ТРЗЭ и $(La/Yb)_N$, и не имеют выраженной Eu аномалии, тогда как кислым породам свойственны высокие отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ и $(La/Yb)_N$ и отчетливая отрицательная аномалия Eu [Тейлор, МакЛеннан, 1988; McLennan, Taylor, 1991]. Значения $(La/Yb)_N < 4$ и пологий общий облик нормированных на хондрит кривых распределения РЗЭ позволяют предполагать существенную роль в источниках сноса магматических пород основного состава, тогда как

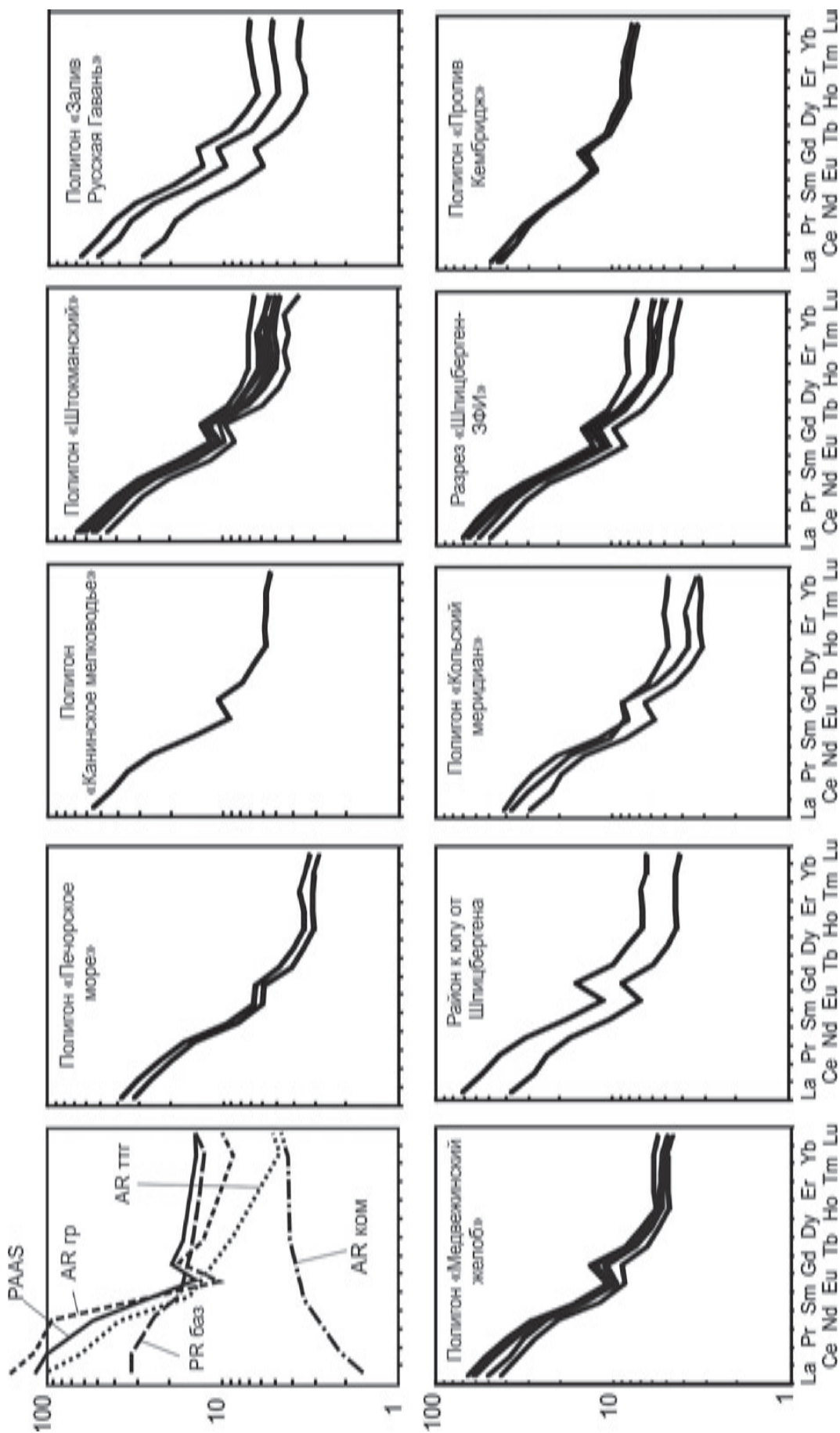


Рис. 9.5.7. Распределение нормированных к хондриту содержаний РЗЭ в референтных объектах (левый верхний график) и поверхностных донных осадках различных полигонов Баренцева моря:

PAAS – постархейский средний австралийский сланец [Тейлор, МакЛеннан, 1988]; AR гр – архейские граниты; PR баз – протерозойские базальты; AR ттт – архейские тоналит-трондьемит-гранитные ассоциации; AR ком – архейские коматиты, все по [Condie, 1993]

Таблица 9.5.5. Среднее, минимальное и максимальное содержание РЗЭ в пробах поверхностных донных осадков Баренцева моря, г/т

Компоненты	Политоны										«Пролив Кембридж»
	«Печорское море»	«Канинское мелководье»	«Штокмановский»	«залив Русская Гавань»	«Медвежинский желоб»	«Район к югу от Шпицбергена»	«Кольский меридиан»	«Шпицберген-архипелаг ЭФИ»			
La	12.70±1.52 11.63–13.78	20.00	19.32±4.81 10.59–24.62	21.26±3.33 18.90–23.62	20.39±3.31 15.62–23.84	19.94±8.69 13.79–26.09	13.12±2.20 10.71–15.00	23.36±3.27 17.91–25.94			16.42±0.91 15.73–17.76
Ce	26.49±3.14 24.27–28.71	41.12	39.73±9.67 20.59–50.17	43.83±7.76 38.34–49.32	42.16±7.35 32.75–49.79	39.42±17.98 26.71–52.13	27.44±6.05 20.92–32.86	48.54±6.99 37.01–55.29			34.19±1.88 32.94–36.99
Pr	2.91±0.32 2.69–3.14	4.77	4.55±1.00 2.58–5.58	5.16±0.85 4.56–5.76	4.68±0.66 3.73–5.40	4.56±1.93 3.19–5.92	3.21±0.60 2.65–3.84	5.44±0.77 4.15–6.19			4.13±0.14 4.03–4.33
Nd	11.05±1.07 10.29–11.81	18.06	17.14±3.65 9.80–21.04	19.97±3.40 17.57–22.37	17.66±2.19 14.42–20.04	17.17±6.99 12.23–22.12	12.31±2.20 10.15–14.55	20.37±2.55 16.02–22.70			16.71±0.33 16.27–17.06
Sm	2.05±0.21 1.90–2.19	3.36	3.27±0.67 1.94–4.16	3.89±0.74 3.37–4.42	3.32±0.39 2.71–3.72	3.28±1.29 2.37–4.20	2.34±0.41 1.92–2.73	3.94±0.53 3.04–4.46			3.75±0.05 3.71–3.80
Eu	0.55±0.05 0.52–0.58	0.80	0.83±0.15 0.52–1.01	0.99±0.21 0.84–1.13	0.84±0.06 0.75–0.93	0.79±0.28 0.60–0.99	0.64±0.13 0.49–0.73	0.91±0.12 0.72–1.10			1.07±0.03 1.05–1.11
Gd	1.90±0.17 1.79–2.02	3.29	3.36±0.63 2.02–4.09	3.81±0.67 3.34–4.28	3.48±0.53 2.74–4.11	3.80±1.58 2.68–4.92	2.45±0.40 1.99–2.70	3.84±0.54 2.97–4.50			4.46±0.21 4.23–4.69
Tb	0.26±0.03 0.24–0.28	0.45	0.42±0.08 0.27–0.53	0.46±0.09 0.40–0.53	0.44±0.04 0.37–0.49	0.46±0.17 0.34–0.58	0.31±0.05 0.25–0.36	0.50±0.07 0.38–0.61			0.62±0.02 0.59–0.63
Dy	1.42±0.14 1.32–1.52	2.52	2.29±0.47 1.45–3.01	2.50±0.49 2.15–2.84	2.36±0.20 2.08–2.62	2.48±0.88 1.86–3.10	1.70±0.36 1.36–2.07	2.71±0.44 2.05–3.44			3.60±0.13 3.41–3.73
Ho	0.28±0.03 0.26–0.30	0.49	0.45±0.09 0.29–0.60	0.48±0.09 0.42–0.54	0.45±0.03 0.41–0.49	0.47±0.15 0.37–0.58	0.33±0.08 0.26–0.41	0.52±0.09 0.39–0.68			0.71±0.03 0.67–0.74
Er	0.82±0.06 0.78–0.87	1.45	1.34±0.26 0.87–1.77	1.46±0.31 1.24–1.68	1.35±0.09 1.22–1.46	1.40±0.42 1.10–1.69	0.98±0.22 0.79–1.22	1.50±0.29 1.13–2.01			2.10±0.08 2.00–2.17
Tm	0.12±0.01 0.11–0.13	0.21	0.20±0.04 0.13–0.25	0.22±0.04 0.19–0.25	0.19±0.01 0.18–0.21	0.20±0.07 0.16–0.25	0.15±0.04 0.12–0.18	0.21±0.04 0.16–0.29			0.30±0.01 0.28–0.31
Yb	0.81±0.06 0.76–0.85	1.42	1.33±0.22 0.94–1.69	1.56±0.32 1.33–1.79	1.29±0.10 1.22–1.46	1.35±0.36 1.10–1.60	0.96±0.23 0.78–1.22	1.43±0.27 1.07–1.88			1.95±0.06 1.86–2.01
Lu	0.12±0.01 0.11–0.12	0.21	0.19±0.04 0.14–0.25	0.24±0.05 0.20–0.27	0.19±0.02 0.17–0.21	0.20±0.06 0.16–0.24	0.14±0.03 0.12–0.18	0.21±0.04 0.15–0.27			0.28±0.01 0.27–0.29
Сумма	61.47±6.81 56.65–66.29	98.15	94.44±21.48 52.12–116.98	105.82±18.35 92.85–118.80	98.80±14.59 78.38–114.77	95.54±40.84 66.66–124.42	66.08±12.81 52.52–77.99	113.48±15.49 87.16–126.55			90.30±2.80 87.95–94.34
n	2	1	9	2	5	2	3	6			4

Примечание. В числителе среднее арифметическое и стандартное отклонение. В знаменателе – минимальное и максимальное содержание; n – количество проанализированных проб.

при величине $(La/Yb)_N > 8$ (и, соответственно, крутом наклоне спектра) можно сделать вывод о преобладании в областях питания кислых магматических образований. Высокие (> 20) значения $(La/Yb)_N$ указывают на присутствие на палеоводосборах гранитоидов [Wronkiewicz, Condie, 1990].

В целях реконструкции состава комплексов пород, выступавших источниками тонкой алюмосиликокластики для поверхностных донных осадков Баренцева моря нами использован подход, основанный на сопоставлении присущих им величин ряда индикаторных отношений элементов-примесей со значениями этих же отношений в некоторых референтных геологических объектах, таких как гранитоиды архея (предполагаемый источник подобной тонкой алюмосиликокластики – Кольский п-ов), палеозойские андезиты (предполагаемый источник такого рода обломочного материала – складчатые структуры Урала), а также мезо-кайнозойские базальты (возможный источник – ЗФИ). Свойственные перечисленным референтным объектам содержания редких и рассеянных элементов заимствованы из работы [Condie, 1993]⁵.

На графике Sc–Th/Sc [Тейлор, МакЛеннан, 1988] фигуративные точки проб поверхностных донных осадков, отобранных в Баренцевом море на первых восьми полигонах, сконцентрированы преимущественно между референтными точками калиевых гранитоидов и диабазов, будучи несколько смещенными к последней (рис. 9.5.8).

Точки донных отложений в проливе Кембридж расположены вблизи референтной точки диабазов, что позволяет предполагать присутствие в их составе существенной доли тонкой алюмосиликокластики, образованной в результате разрушения магматических пород основного состава, присутствующих на островах архипелага Земля Франца-Иосифа.

На диаграммах La/Sm–Sc/Th [Geochemistry..., 2003], La/Sc–Th/Co [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Cullers, 2002] и La/Sc–Th/Cr точки донных осадков из пролива Кембридж локализованы между референтными точками базальтов мезо-кайнозоя и палеозойских андезитов (рис. 9.5.9), что также дает основание для вывода о наличии в них значительного количества продуктов эрозии основных магматических пород. Фигуративные точки состава проб поверхностных донных осадков, отобранных на других полигонах, расположены на указанных диаграммах между сред-

ними точками гранитоидов архея и андезитов палеозоя, ближе к последним. Первые представляют собой усредненный «геохимический образ» такого источника тонкой алюмосиликокластики, как Кольский полуостров, а вторые – в той или иной мере близки по своему составу к палеозойским вулканогенным комплексам севера Уральского складчатого пояса и Новой Земли, поэтому можно с определенной долей вероятности считать, что формирование современных донных осадков основной части акватории Баренцева моря происходило за счет обломочного материала, поступавшей с юга и юго-востока, а возможно имевшего и внешние по отношению к Баренцеву морю источники.

Сопоставление значений $(La/Yb)_N$ в поверхностных донных осадках из четырех районов: частей Баренцева моря, находящейся под влиянием атлантических вод (ст. 5431, 5430, 5411, 5412, 5414 и 5416); части Баренцева моря, на которую влияют течения с востока и северо-востока (ст. 5445, 5446, 5448, 5417, 5421 и 5413); окрестностей ЗФИ (пролив Кембридж) и залива Русская Гавань позволило установить, что по указанному параметру осадки этих районов достаточно хорошо различаются. «Так, донные осад-



Рис. 9.5.8. Положение точек состава поверхностных донных отложений различных полигонов на диаграмме Sc–Th/Sc.

1–9 – полигоны: 1 – «Печорское море», 2 – «Канинское мелководье», 3 – «Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)», 4 – «залив Русская Гавань», 5 – «Медвежинский желоб», 6 – «район к югу от Шпицбергена», 7 – «Кольский меридиан», 8 – «Шпицберген – архипелаг Земля Франца-Иосифа», 9 – «пролив Кембридж». Положение референтных точек диабазов, гранодиоритов и К-гранитоидов по [Schoenborn, Fedo, 2011; Roy, Roser, 2013]

⁵ Такой выбор обусловлен, прежде всего, отсутствием в известной нам литературе обобщающих данных о геохимических характеристиках осадочных комплексов Печорской синеклизы, Новой Земли, Шпицбергена, каледонид Скандинавии и других возможных источниках тонкозернистой алюмосиликокластики для поверхностных донных осадков Баренцева моря.

ки из двух первых районов имеют величины $(La/Yb)_{N_{\text{среднее}}}$ 10.42 и 12.00. Донные отложения пролива Кембридж, как уже указывалось выше, обладают существенно меньшим значением $(La/Yb)_{N_{\text{среднее}}}$ (5.71), а донные отложения залива Русская Гавань имеют промежуточную между указанными районами величину $(La/Yb)_{N_{\text{среднее}}}$ (8.87). В целом, исходя из средних величин ЛРЗЭ/ТРЗЭ и $(La/Yb)_N$, свойственных поверхностным донным осадкам различных районов Баренцева моря, можно сделать вывод, что на полигоне «Пролив Кембридж» в их составе присутствует существенная доля тонкой алюмосиликокластики, сформированной за счет размыва основных магматических пород.

График $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* [Geochemistry..., 2003] позволяет видеть, что точки поверхностных донных осадков всех полигонов располагаются довольно компактно примерно на одинаковом расстоянии от пород архейских ТТГ-ассоциаций, мезо-кайнозойских базальтов и протерозойских гранитов (рис. 9.5.10, а). Величины Eu/Eu^* во всех пробах несколько выше, чем в РААС, и примерно сопоставимы с теми, что присущи мезо-кайнозойским андезитам. Большинство проб донных отложений Баренцева моря в той или иной мере деплетированы ТРЗЭ; одна их часть по параметру $(Gd/Yb)_N$ сопоставима с протерозойскими гранитоидами, другая близка к архейским ТТГ-ассоциациям (рис. 9.5.10, б).

На большей части акватории Баренцева моря каких-либо тенденций изменения параметров нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в поверхностных донных илах не отмечается. Примером является график распределения значений $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* на профиле от Кольского полуострова до залива Русская Гавань (рис. 9.5.11, а). Иная ситуация характерна для северной части Баренцева моря. Здесь в пробах поверхностных донных осадков, отобранных на разрезе от архипелага Земля Франца-Иосифа к Шпицбергену, наблюдается падение величин Eu/Eu^* и, напротив, рост значений $(La/Yb)_N$ (рис. 9.5.11, б). Возможно тут происходит смешение продуктов размыва, с одной стороны, основных магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа, а с другой – более зрелого алюмосиликокластического материала, поступающего со стороны Шпицбергена.

На диаграмме $\Sigma РЗЭ$ – $(La/Yb)_N$ [Allegre, Minster, 1978; Yan et al., 2012] (рис. 9.5.12, а) точки состава проб поверхностных донных осадков, отобранных на различных полигонах в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», локализованы как в области осадочных пород, так и в области перекрытия составов осадочных образований и базальтов [Маслов и др., 2019]. На диаграмме Eu/Eu^* – Cr/Th (рис. 9.5.12, б) фигуративные точки проб донных отложений сосредоточены преимущественно в области, определяемой значениями Eu/Eu^* и Cr/Th , соответственно 0.65–0.95

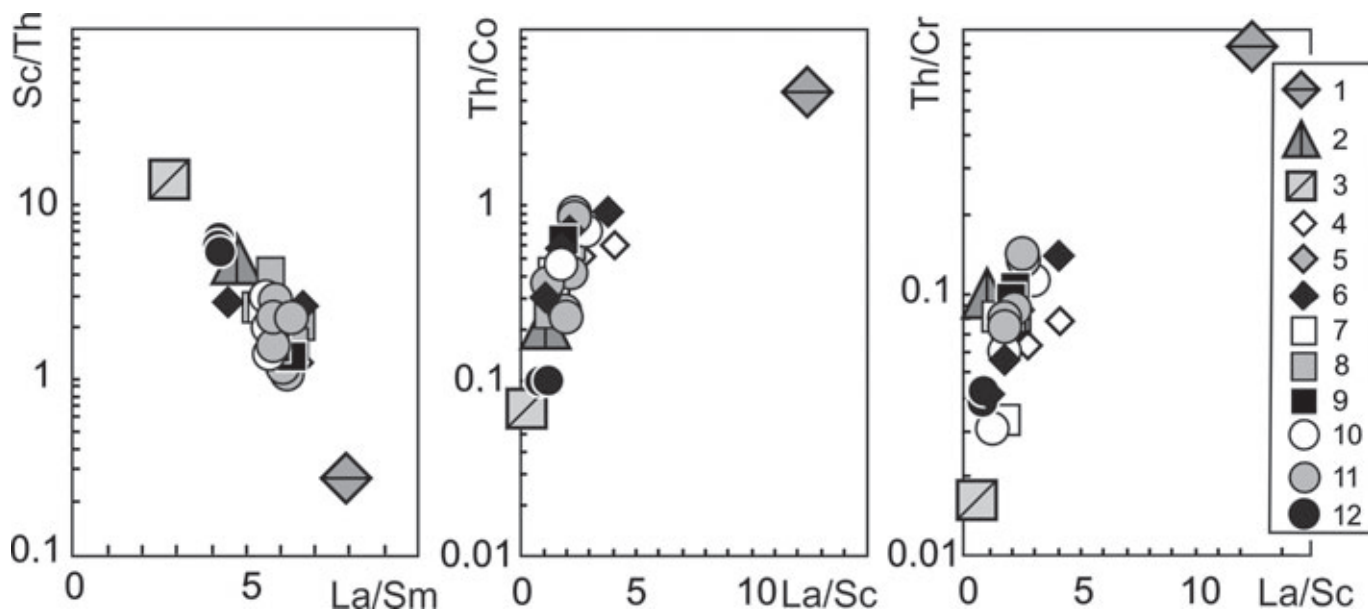


Рис. 9.5.9. Положение точек состава поверхностных донных отложений различных полигонов на диаграммах La/Sm – Sc/Th , La/Sc – Th/Co и La/Sc – Th/Cr .

1–3 – референтные геохимические объекты по [Condie, 1993]: 1 – гранитоиды архея; 2 – андезиты палеозоя; 3 – мезо-кайнозойские базальты; 4–9 – полигоны: 4 – «Печорское море», 5 – «Канинское мелководье», 6 – «Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)», 7 – «залив Русская Гавань», 8 – «Медвежинский желоб», 9 – «район к югу от Шпицбергена», 10 – «Кольский меридиан», 11 – «Шпицберген – архипелаг Земля Франца-Иосифа», 12 – «пролив Кембридж»

и 5–40⁶. Примерно такими же значениями обладают, по данным [Слабунов, 2008], среднекислые вулканы Керетского зеленокаменного пояса, диорит-плагиограниты, гнейсы Гридинского меланжа, гранитоиды тоналит-трондьемит-гранитной ассоциации Беломорского подвижного пояса и близкие к ним по составу и возрасту комплексы пород Кольского микроконтинента Кольско-Карельского геоблока [Геологическая карта..., 1996; Ранний докембрий..., 2005; Минц и др., 2010 и др.].

В целях реконструкции состава пород в областях размыва применяется также анализ изотопного состава Sr, Pb и Nd донных осадков [Winter et al., 1997; Goldstein, Hemming, 2003; Peucker-Ehrenbrink et al., 2010; Maccali et al., 2012 и др.]. В настоящее время опубликованы сведения об изотопной систематике донных отложений более чем в 100 точках акватории Северного Ледовитого океана [Maccali et al., 2018]. Нами определен изотопный состав Nd, Pb и Sr в 17 пробах осадков (также как и данные выше, эти сведения получены только для пелитовых, алеврито-пелитовых и песчано-алеврито-пелитовых илов), отобранных в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (табл. 9.5.6). Проанализированные пробы характеризуют как центральные, так и периферийные районы Баренцева моря.

На диаграмме ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-εNd, построенной по материалам [Maccali, Hillaire-Marcel, 2018] для осадков морей Российской Арктики и моря Бофорта с привлечением наших оригинальных данных, хорошо видно

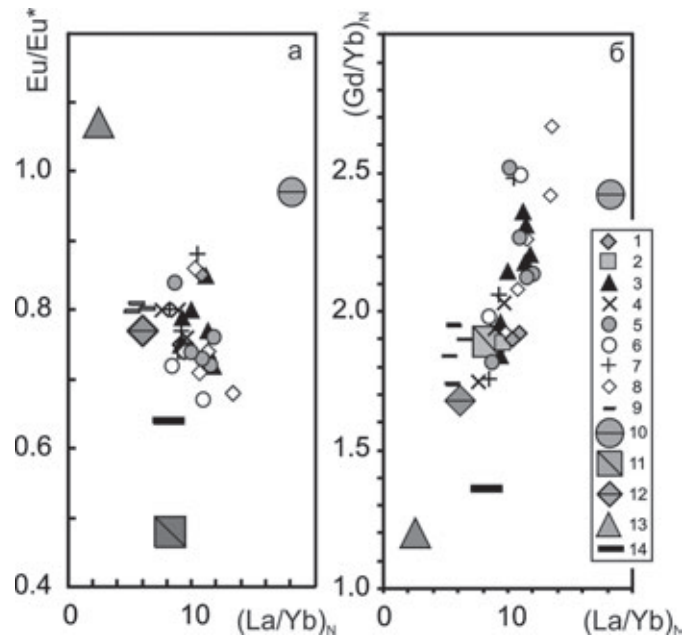
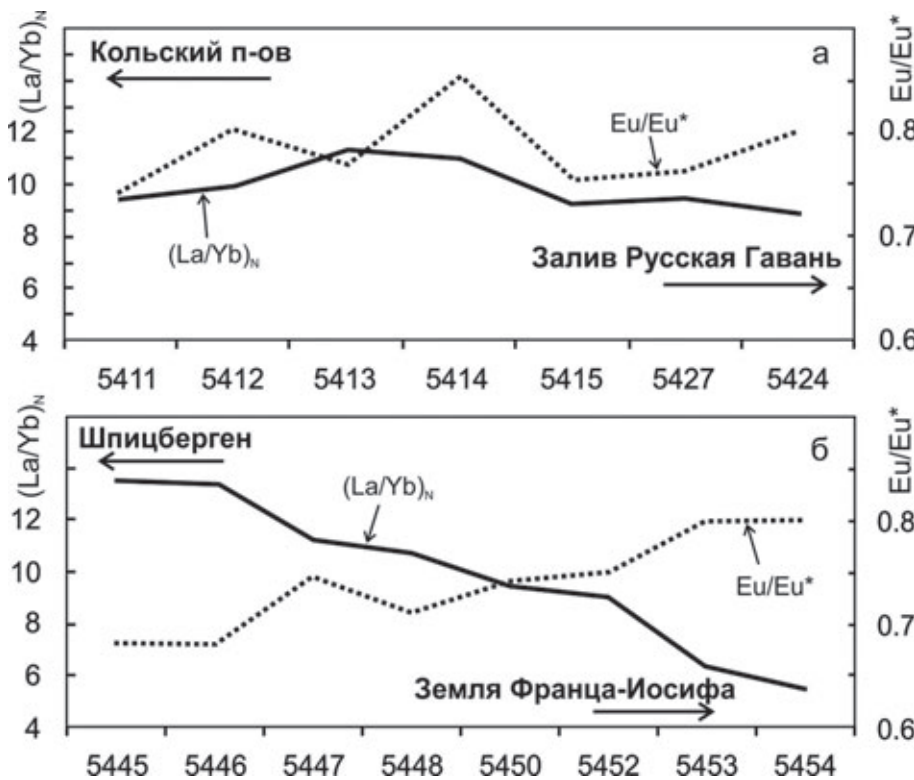


Рис. 9.5.10. Положение точек состава поверхностных донных отложений различных полигонов и ряда референтных геохимических объектов на диаграммах $(La/Yb)_N$ - Eu/Eu^* (а) и $(La/Yb)_N$ - $(Gd/Yb)_N$ (б) [Condie, 1993]:

1–9 – полигоны: 1 – «Печорское море», 2 – «Канинское мелководье», 3 – «Центрально-Баренцевоморский (Штокмановский)», 4 – «залив Русская Гавань», 5 – «Медвежинский желоб», 6 – «район к югу от Шпицбергена», 7 – «Кольский меридиан», 8 – «Шпицберген – архипелаг Земля Франца-Иосифа», 9 – «пролив Кембридж»; 10–14 – референтные объекты: 10 – архейские тоналит-трондьемит-гранитные ассоциации, 11 – протерозойские граниты, 12 – мезо-кайнозойские андезиты, 13 – мезо-кайнозойские базальты, 14 – PAAS



практически полное совпадение Sr и Nd изотопных характеристик осадков Карского, Восточно-Сибирского и Баренцева (авторские данные) морей, а также моря Лаптевых, и отсутствие такового для осадков морей Бофорта и Баренцева (рис. 9.5.13, а). На этой же диаграмме (рис. 9.5.13, б) пробы донных осадков из различных районов Баренцева моря образуют компактные области, отражающие петрографический состав пород, размываемых вблизи мест их от-

Рис. 9.5.11. Вариации значений $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в пробах поверхностных донных осадков, отобранных между Кольским полуостровом и заливом Русская Гавань (а), а также ЗФИ и Шпицбергенем (б).

По горизонтальной оси на обоих графиках указаны номера станций

бора. Наиболее высокие значения ϵNd ($-4.8 \dots -9.6$) зафиксированы в пробах из окрестностей ЗФИ и Новой Земли. Это указывает на присутствие в них заметной доли мантийного материала и предполагает размыв магматических пород преимущественно основного состава. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в данных осадках заключено в пределах $0.7110-0.7160$ и строго зависит от значения ϵNd , демонстрируя обогащение мантийного материала коровой компонентой. Вторую группу ($-11.8 < \epsilon Nd < -13.5$) образуют пробы, отобранные в зоне Нордкапского течения, входящего в Баренцево море со стороны Атлантики и влияющего на состав донных осадков в его южной части. Пробы данной группы отобраны вблизи каледонид Северной Норвегии, палеозойских осадочных образований Тимана и кристаллических пород Балтийского щита [Маслов и др., 2019]. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пробах здесь не зависит от значений ϵNd . Наиболее низкие величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($0.7107-0.7112$) присущи пробам, взятым вблизи побережья Норвегии. В пробе, отобранной на ст. 5408 (Печорское море вблизи устья р. Печоры), отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ увеличивается до 0.7137 . В пробе со ст. 5411 (Канинская банка, траверс Балтийского

щита) величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ достигает значения 0.7176 . Указанный рост отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ внутри данной группы достаточно хорошо согласуется с петрографическим составом пород предполагаемых питающих провинций: он пропорционален снижению доли карбонатных пород и увеличению доли кристаллических комплексов. Исключение из сказанного составляют лишь пробы, отобранные к югу (ст. 5441, желоб Стур-фьорд) и северу (ст. 5445) от берегов Шпицбергена. Первая на диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr-\epsilon Nd$ попадает в область смешения древних пород чехла и фундамента, вторая отвечает области основных пород, близких по составу раннемеловым базальтам ЗФИ.

Анализ изотопного состава Nd и Sr в донных осадках центральной части Баренцева моря (ст. 5412, 5417, 5421 и 5430) показывает, что значения ϵNd и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них заключены в узких пределах (соответственно $-11.9 \dots -13.1$ и $0.7158-0.7171$). На диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr-\epsilon Nd$ точки указанных проб сгруппированы в поле, находящемся на пересечении Nd- и Sr-изотопных характеристик осадков из окружающих прибрежных провинций. При этом точки приближены к областям изотопных характеристик Балтийского щита и

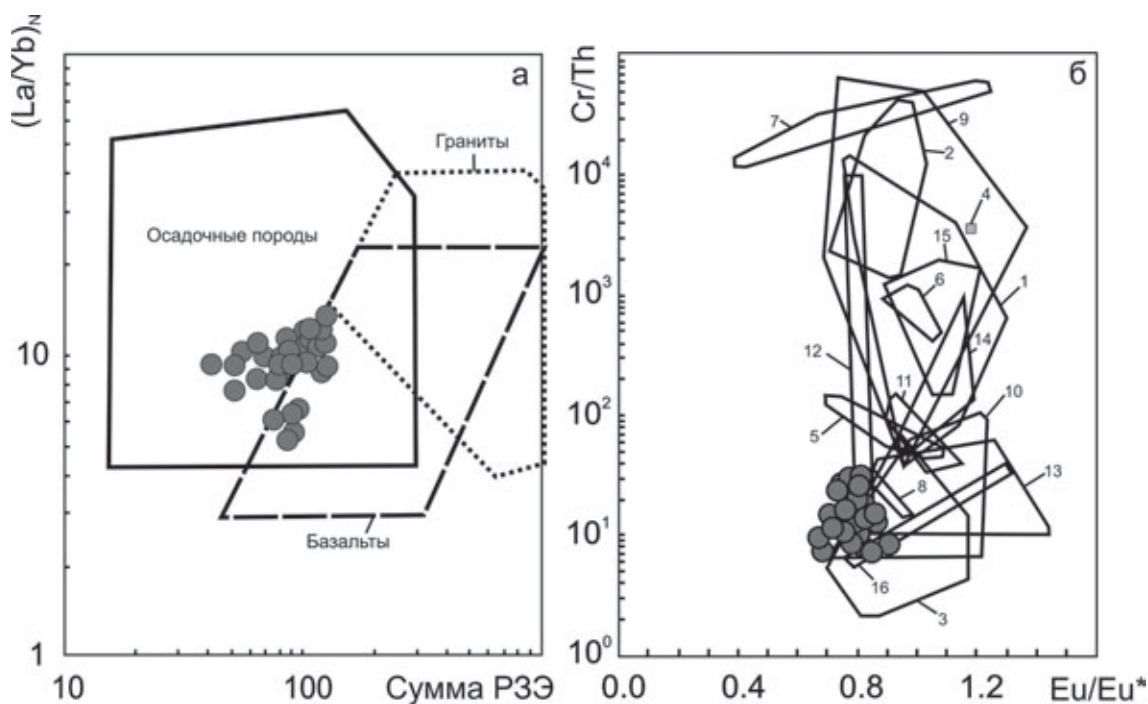


Рис. 9.5.12. Положение точек поверхностных донных осадков Баренцева моря (серые кружки) и полей состава различных типов пород Беломорского подвижного пояса на диаграммах $\Sigma REE-(La/Yb)_N$ (а) и $Eu/Eu^*-Cr/Th$ (б) [Слабунов, 2008]:

1–5 – Керетский зеленокаменный пояс: 1 – амфиболиты, 2 – метакоматииты, 3 – среднекислые вулканыты, 4 – метасульфиды, 5 – метаосадочные породы; 6–8 – Тикшозерский зеленокаменный пояс: 6 – амфиболиты, 7 – метасульфиды, 8 – среднекислые вулканыты; 9 – metabазиты Центрально-Беломорского пояса; 10 – диорит-плаггиограниты; 11 – лейкоаббро; 12–15 – Гридинский меланж: 12 – цоизититы, кианит-гранат-биотитовые гнейсы, карбонатиты и альбититы, 13 – гнейсы, 14 – амфиболиты, 15 – эколиты; 16 – гранитоиды тоналит-трондьемит-гранитной ассоциации

палеозойского чехла платформы. Это подчеркивает, что в составе осадков центральной части моря присутствует материал из всех окружающих районов, но максимальный вклад вносит континент.

Таблица 9.5.6. Изотопный состав Nd, Pb и Sr поверхностных донных осадков Баренцева моря, пробы которых отобраны в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Станция	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
5408	3.2	15.6	0.1229	0.51204	-11.8	0.7137	0.8445
5411	4.6	24.9	0.1245	0.51195	-13.5	0.7176	0.8364
5412	3.7	19.9	0.1138	0.51202	-12.1	0.7169	0.8421
5415	5.3	26.8	0.1190	0.51215	-9.6	0.7152	0.8300
5417	5.2	26.3	0.1142	0.51197	-13.1	0.7167	0.8345
5421	5.1	27.1	0.1136	0.51198	-12.9	0.7158	0.8346
5422	4.8	25.1	0.1166	0.51219	-8.7	0.7150	0.8365
5424	5.9	28.9	0.1226	0.51225	-7.5	0.7139	0.8346
5430	4.9	25.8	0.1139	0.51203	-11.9	0.7171	0.8055
5434	4.4	22.8	0.1186	0.51200	-12.5	0.7112	0.8382
5435	3.9	20.9	0.1154	0.51195	-13.5	0.7111	0.8391
5436	2.4	12.1	0.1174	0.51199	-12.6	0.7107	0.8438
5438	3.4	18.2	0.1131	0.51181	-16.2	0.7108	0.8381
5441	5.6	30.5	0.1107	0.51242	-4.3	0.7165	0.8386
5445	7.3	40.0	0.1105	0.51206	-11.4	0.7248	0.8271
5450	5.0	25.4	0.1182	0.51218	-8.9	0.7160	0.8340
5453	6.3	29.1	0.1307	0.51239	-4.8	0.7110	0.8874

На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}-\epsilon\text{Nd}$ поля, образуемые пробами осадков Баренцева моря (наши данные и данные [Massali, Hillaire-Marcel, 2018]), Восточно-Сибирского и Карского морей, а также моря Лаптевых, обладают почти 90%-ым перекрытием (рис. 9.5.14). В этой же области расположена референтная точка «Норвежских каледонид» [Маслов и др., 2018a], тогда как такая же точка Балтийского щита, характеризующаяся существенно более низким значением ϵNd (-18.0) [Маслов и др., 2018a]), занимает обособленное положение в нижней четверти рассматриваемого графика.

Исходя из сказанного выше, можно предполагать, что основной вклад в формирование изотопного состава Nd и Sr донных осадков Баренцева моря вносят породы Северо-Европейской континентальной окраины. Материал с островных поднятий (ЗФИ, Новая Земля), сложенных в большей степени магматическими породами основного состава, вместе с арктическими течениями, несомненно, поступает в северную часть Баренцева моря, накапливаясь в пределах первых десятков километров от их берегов. Однако он не оказывает заметного влияния на изотопные

характеристики донных осадков центральных районов моря. Интересно также отметить, что значения ϵNd и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в донных осадках центральной части Баренцева моря заметно ниже, чем соответствующие характеристики инкорпорированного во льды осадочного материала, переносимого Трансполярным дрейфом [Маслов и др., 2018a, 2018b]. Это позволяет предполагать, что вклад ледового разноса в формирование донных осадков Баренцева моря невелик.

Таким образом, приведенные выше материалы позволяют считать, что преобладающая часть поверхностных тонкозернистых донных осадков (пелитовые, алевроито-пелитовые и песчано-алевритопелитовые илы) Баренцева моря сложена достаточно зрелым в геохимическом отношении материалом⁷. Донные отложения пролива Кембридж представлены менее зрелым материалом, поступавшим, по всей видимости, за счет размыва комплексов пород, сла-

⁷ Ранее на «... существенно гранитоидный состав питающих провинций Печорского моря ...», при подчиненной роли вулканических толщ Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли, обращал внимание М.А. Левитан с соавторами [2007].

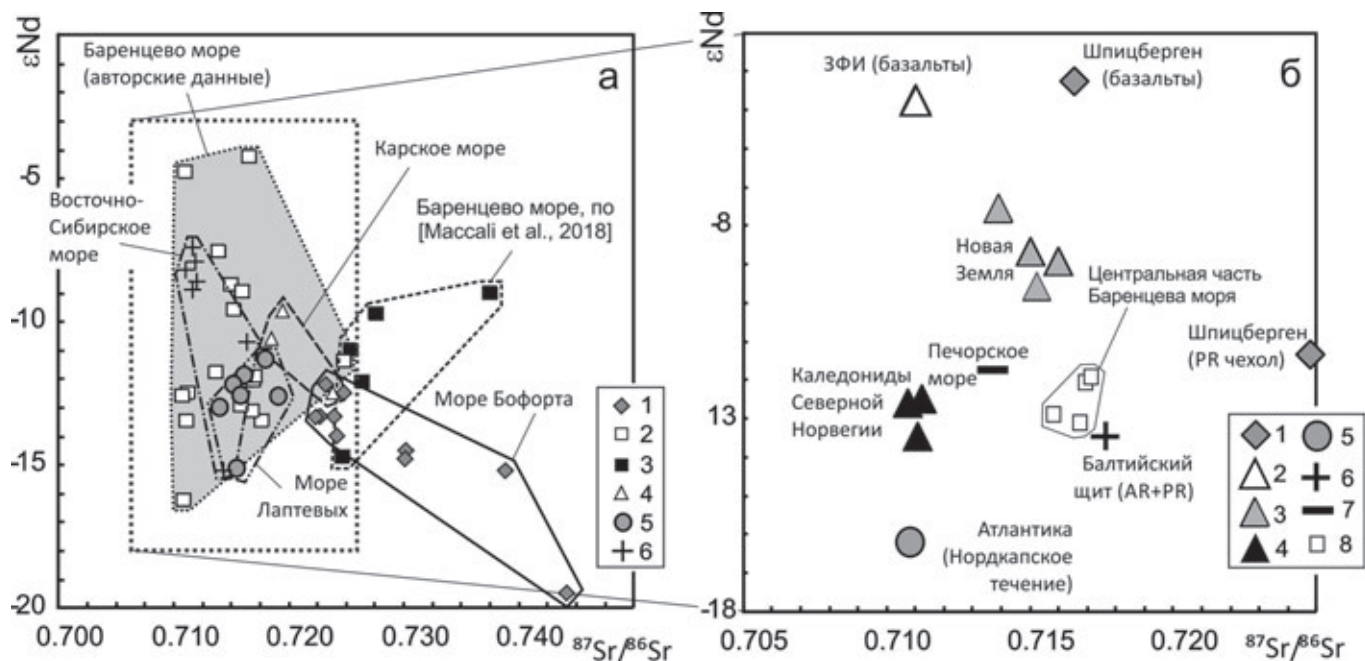


Рис. 9.5.13. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$ – ϵ_{Nd} для поверхностных отложений ряда морей Евразийской части Северного Ледовитого океана и моря Бофорта, по [Maccali, Hillaire-Marcel, 2018] (а) и проб донных осадков, отобранных в Баренцевом море в 67 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (б):

а: 1 – море Бофорта, 2 – Баренцево море (авторские данные), 3 – Баренцево море, по [Maccali et al., 2018], 4 – Карское море, 5 – море Лаптевых, 6 – Восточно-Сибирское море;

б: 1–7 – возможные источники тонкой алюмосиликокластики: 1 – базальты Шпицбергена, 2 – базальты Земли Франца-Иосифа, 3 – Новая Земля, 4 – каледониды Северной Норвегии, 5 – Нордкапское течение, 6 – Балтийский щит, 7 – Печорское море; 8 – поверхностные осадки центральной части Баренцева моря

гающих архипелаг Земля Франца-Иосифа. Северный остров Новой Земли, скорее всего, не являлся поставщиком геохимически незрелой тонкой алюмосиликокластики, так как поверхностные тонкозернистые донные осадки, отобранные в заливе Русская Гавань, характеризуются более высокими значениями отношений $LR3\epsilon/TP3\epsilon$ и $(La/Yb)_N$, чем донные отложения пролива Кембридж. В то же время Южный остров Новой Земли, как показано на основании анализа данных о распределении тяжелых и глинистых минералов в поверхностном слое осадков Печорского моря [Левитан и др., 2003, 2007], был основным источником обломочного материала для поверхностных осадков Южно-Новоземельского желоба и, по всей видимости, всей восточной части Печорского моря. Основной вклад в формирование изотопного состава Nd и Sr донных осадков Баренцева моря вносят породы Северо-Европейской континентальной окраины. Материал с островных поднятий (ЗФИ, Новая Земля) вместе с арктическими течениями, несомненно, поступает в северную часть Баренцева моря, накапливаясь в пределах первых десятков километров от их берегов. Однако он не оказывает заметного влияния на изотопные характеристики отложений центральных районов моря. Значения ϵ_{Nd} и $^{87}Sr/^{86}Sr$

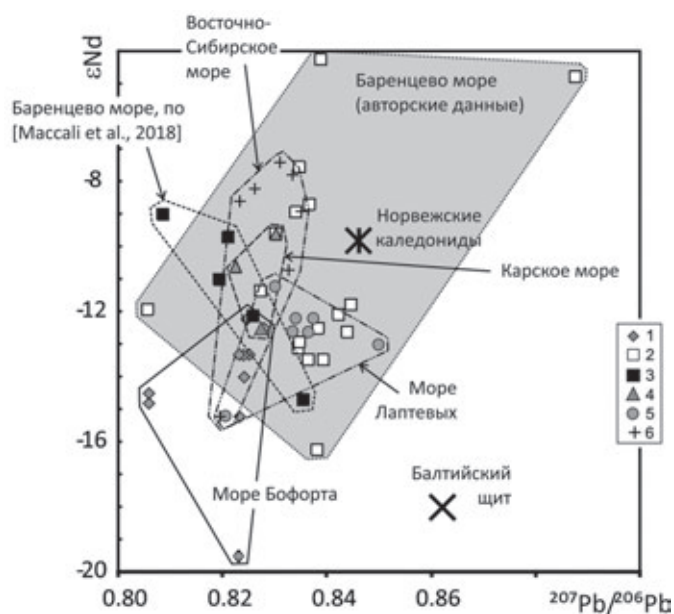


Рис. 9.5.14. Распределение точек донных осадков из морей Евразийской части Северного Ледовитого океана и моря Бофорта на диаграмме $^{207}Pb/^{206}Pb$ – ϵ_{Nd} (по [Maccali, Hillaire-Marcel, 2018] и авторским данным):

1 – море Бофорта; 2 – Баренцево море (авторские данные); 3 – Баренцево море, по [Maccali et al., 2018]; 4 – Карское море; 5 – море Лаптевых; 6 – Восточно-Сибирское море

в донных осадках центральной части Баренцева моря заметно ниже, чем соответствующие характеристики инкорпорированного во льды осадочного материала, переносимого Транспольярным дрейфом [Маслов и др., 2018а, 2018б]. Это позволяет думать, что вклад ледового разноса в формирование поверхностных донных осадков Баренцева моря невелик.

Благодарности. Авторы благодарны экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», А.В. Булохову за помощь в экспедиции, Л.В. Деминой за определение $C_{орг}$ и академику А.П. Лисицыну за ценные советы.

Источники финансирования. Исследования проведены при поддержке Российского научного фонда (гранты № 14-27-00114, экспедиция, и № 14-27-00114-П, интерпретация результатов), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-50090, анализ проб в ИО РАН) и проекта УрО РАН 18-9-5-1 «Источники осадочного материала и особенности формирования современных донных осадков Баренцева моря: геохимические и Sr-Nd-Pb-изотопные ограничения» (№ госрегистрации АААА-А18-118053090043-4).

9.6. Катионообменные свойства осадков Центральной впадины Баренцева моря

Г.В. Новиков, Г.И. Сычкова

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

В статье приводятся данные по изучению катионообменных свойств осадков Центральной впадины Баренцева моря относительно тяжелых металлов. Эксперименты проводились как на осадках натуральной влажности, так и после удаления из них иловой воды. Максимально установленные значения равновесной обменной емкости осадков, содержащих и не содержащих иловую воду, практически совпадают между собой и составляют (в мг-экв/г) по Mn, Ni, Zn, Cd – 0.20–0.28; Pb – 0.28–0.40; Cu – 0.36–0.66. По полученным значениям обменной емкости осадки относятся к классу адсорбентов. Изучено влияние крупности осадков и концентрации растворов солей металлов на поглотительную способность осадков. Сделаны выводы о том, что, с одной стороны, осадки способствуют круговороту катионов тяжелых металлов в морской среде, с другой стороны, их можно рассматривать как в качестве очистителей, так и загрязнителей морских акваторий.

Ключевые слова: донные осадки, тяжелые металлы, обменная емкость, адсорбенты.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(33)

ВВЕДЕНИЕ

Одной из ключевых задач геохимии, минералогии и литологии морских осадков является изучение механизмов концентрирования и форм нахождения в них катионов металлов. Ионообменные процессы играют значительную роль в формировании как химического и минерального состава донных отложений, так и химического состава морской воды. Осадки и морская (придонная и иловая) вода представляют собой сложную гетерогенную систему, компоненты которой находятся в подвижном равновесии. Катионный состав обменного комплекса осадков является отражением этого равновесия и, как правило, соответствует катионному составу морской воды. В ходе осадконакопления под действием различных взаимодополняющих друг друга химических, микробиохимических и физических процессов возможна существенная трансформация вещества гетерогенной системы, приводящая к формированию нового обменного комплекса осадков и другого типа иловых вод. В связи с этим, изучение катионообменных свойств осадков важно

для исследования процессов диагенеза и аутигенного минералообразования, а также при взаимодействии придонных и иловых вод с осадками и вновь образовавшимися минералами. Кроме фундаментального аспекта данной проблемы существует и прикладной – экологический. Развитые горно-промышленный и металлургический комплексы на севере Кольского полуострова, с одной стороны, и начавшееся освоение нефтяных и газовых месторождений на западно-арктическом шельфе морей России (открыто более 10 месторождений, из которых 4 нефтяных, 3 газовых, 3 газоконденсатных и одно нефтегазоконденсатное [Мнацаканян и др., 2002]), с другой стороны, ставят неотложную задачу по изучению экологической обстановки морской среды в данном регионе.

Одними из основных загрязняющих веществ являются содержащиеся в осадках реакционноспособные (подвижные) формы катионов тяжелых металлов (Cu, Zn, Ni, Co, Cd, Pb и др.), относящиеся к различным классам токсичности. Поступая в морскую воду, они проходят длинный путь миграции до

накопления в донных осадках. Однако, в свою очередь, многие осадки не являются конечным звеном в их аккумуляции, поскольку за счет окислительно-восстановительных реакций, часто с участием органического вещества, катионы металлов вновь мигрируют в воду, создавая тем самым геохимический круговорот этих элементов в морской среде. Возможен и другой механизм геохимического круговорота катионов металлов, в том числе тяжелых, – ионообменный, включающий в себя две стадии процесса: на первой из них происходит поглощение осадками катионов тяжелых металлов, на второй – их десорбция обратно в морскую воду.

Именно с экологических позиций рассматривается изучение распространения, состав и содержание тяжелых металлов в донных осадках Баренцева моря. Однако география этих исследований очень незначительна – по сути дела изучаются донные осадки юго-западной и юго-восточной акваторий Баренцева моря, что во многом объясняется контролем за сносом загрязняющих веществ в море с материковым стоком, в том числе и с территорий горно-металлургических комбинатов «Североникель» и «Печенганикель» [Гуревич, 2002; Ильин и др., 2015; Новиков, 2017; Новиков, Жилин, 2016; Новиков, Драганов, 2018].

Анализ литературного материала по изучению катионообменных свойств осадков Баренцева моря свидетельствует о фрагментарности этих исследований. Поглощение катионов тяжелых металлов изучалось на осадках прибрежных акваторий Баренцева моря [Андреева и др., 1997, 1999; Arlonov et al., 1996; Sawney, 1972]. Результаты этих исследований указывают на более высокую поглощающую способность минералов группы смектита по сравнению с другими глинистыми минералами. В большинстве работ рассматривается поглощение радионуклидов ^{137}Cs и ^{90}Sr разными литологическими типами осадков [Галимов и др., 1996; Дунаева, Мироненко, 2000; Ильин и др., 2015; Матишов и др., 2014]. В тоже время изучение сорбции катионов тяжелых металлов на осадках Центральной впадины Баренцева моря не проводилось.

Таким образом, актуальность поднятой проблемы не вызывает сомнения, а ее реализация будет способствовать решению как фундаментальных задач морской геологии, так и прикладных аспектов в области охраны морских акваторий от загрязнений, в том числе от катионов тяжелых металлов.

Цель настоящей работы заключалась в изучении катионообменных свойств осадков Центральной впадины Баренцева моря. Задачами исследований являлось установление: 1) влияния иловой воды на поглощающую способность осадков; 2) состава обменного

комплекса осадков; 3) зависимости обменной емкости осадков по катионам тяжелых металлов от их физико-химических характеристик и концентрации растворов солей металлов; 4) форм нахождения сорбированных катионов тяжелых металлов в осадках.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Характеристика исходного материала. Объектами изучения являлись пробы осадков, поднятые со дна юго-восточной (ст. 1183, глубина 329 м, координаты в точке 71°28.09' с. ш., 40°45.94' в. д.) и западной (ст. 1190, глубина 310 м, координаты в точке 73°12.08' с. ш., 40°56.70' в. д.) частей Центральной впадины Баренцева моря в 14 рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» в 1998 году. Изучение катионообменных свойств проводилось на поверхностных (условно до 20 см) осадках, с отдельных горизонтов колонок пробы («глубинные», от ~ 20 см до конца колонок) и на выделенных из осадков по методике В.П. Петелина [1967] фракциях. Полная характеристика осадков – литологическое описание, минеральный и химический составы – приведены в [Новиков и др., 2001], поэтому в настоящей статье отметим только те из них, которые будут необходимы для наших исследований и интерпретации полученных данных.

По результатам литологического описания колонок выделено три типовых стратиграфических горизонта, характерных для разреза позднечетвертичного осадочного чехла шельфовых впадин Баренцева моря. В осадках ст. 1183 горизонт 1 располагается от 0 до 263 см и соответствует голоцену, горизонт 2 – от 263 до 417 см относится к поздней дегляциации. На глубине 263 см отмечена четкая граница смены слоев. В осадках горизонта 1 преобладают пелитовая, прежде всего, мелко- и среднепелитовая, а также алевритовая фракции, содержание которых находится в пределах 62.0–85.7 и 9.0–27.7%. Осадки поздней дегляциации, расположенные ниже 263 см, состоят практически полностью из пелитовой фракции, содержание которой составляет 98.1–99.4%.

В колонке ст. 1190 голоценовый горизонт 1 резко сокращен до 23 см, ниже которого располагается горизонт 3, относящийся к ранней дегляциации, а горизонт 2 отсутствует. В голоценовых осадках также преобладают пелитовая и алевритовая фракции, содержание которых составляет 62.7–87.4 и 11.6–26.8% соответственно. Исходя из полученных данных видно, что осадки обеих станций по гранулометрическому составу практически идентичны.

Анализ минерального состава крупноалевритовой и пелитовой фракций поверхностных слоев осадков (до ~20 см) обеих станций показал, что терригенно-минеральные комплексы крупноалевритовой фракции

трех изученных литостратиграфических горизонтов в целом однотипны. В легкой фракции резко доминируют кварц и полевые шпаты, в сумме составляющие 75–80%. Тяжелая фракция состоит из прозрачных тяжелых минералов и непрозрачных зерен (25–80%). Среди прозрачных терригенных минералов преобладают гранат, минералы группы эпидота и роговая обманка, довольно часто моноклинный пироксен, циркон, апатит и сфен. Среди непрозрачных зерен выделяются черные рудные минералы, пирит, гидроксиды железа, а также группа трудноопределимых выветрелых зерен и обломков породы. Основными минералами пелитовой фракции осадков этой станции являются глинистые минералы – хлорит и монтмориллонит, в небольших количествах присутствуют каолинит и смешаннослойные глинистые минералы.

Данные по химическому составу осадков обеих станций (табл. 9.6.1, 9.6.2) указывают на одинаковую тенденцию в распределении макрокомпонентов по вертикали колонок: содержание Si с глубиной захоронения незначительно уменьшается, а Al, Fe, Ti, наоборот, возрастает. Среднее содержание литогенных элементов – Na, K, Ca, Mg – по длине колонок составляет соответственно 2.7, 2.6, 0.55 и 1.2 масс. %. Сравнение данных по вертикальному распределению катионов тяжелых металлов в осадках обеих станций показывает, что их низкое содержание ($n \cdot 10^{-3}$ – $n \cdot 10^{-4}$ масс. %) соответствует, скорее всего, фоновым значениям для осадков данного района.

Методы исследований. Обязательным условием подготовки осадков после удаления (отжатия) из них иловых вод к экспериментам по сорбции катионов тяжелых металлов являлась промывка дистиллированной водой для удаления из них морской соли, остающейся в осадках после их высушивания на воздухе, т. е. аналогично тому, как это было сделано в случае с тихоокеанскими осадками [Новиков, Мурдмаа, 2007]. Связано это с тем, что содержание катионов щелочных и щелочноземельных металлов, которые играют основную роль при определении ионообменных характеристик осадков, будут существенно завышены, что приведет к их неправильному расчету. Обработка осадков дистиллированной водой на содержании катионов тяжелых металлов не сказывается, что контролировалось анализом водной вытяжки методом атомной абсорбции.

Эксперименты по сорбции катионов тяжелых металлов на осадках натуральной влажности и после удаления из них иловых вод проводились в статических условиях методом ограниченного объема при температуре $22 \pm 1^\circ\text{C}$, различных концентрациях солей металлов и интенсивном перемешивании фаз. Время

достижения сорбционного равновесия составляло 7 дней. Каждая навеска осадка (300 мг) помещалась в стеклянную пробирку и заливалась 30 мл 0.1 и 0.001 н раствора соли тяжелого металла, а также 30 мл дистиллированной воды (холостой опыт). После окончания эксперимента фазы разделялись через двойной фильтр «синяя лента». Пропущенные через фильтр растворы анализировались на значения pH. Затем равновесная твердая фаза промывалась ~50 мл дистиллированной воды и сушилась на воздухе при температуре $20 \pm 1^\circ\text{C}$ до постоянного веса. В сорбционных экспериментах использовались растворы хлоридов солей марганца, никеля, меди, цинка и нитратов солей кадмия и свинца.

Иловая вода из поверхностных горизонтов осадков удалялась сразу после их подъема на борт судна методом отжима на гидравлическом прессе с давлением поршня в системе трубопровода судна ~ 5.5 кг/см². Осадок натуральной влажности с соответствующего горизонта переносили чистым полиэтиленовым шпателем в предварительно отмытую сначала раствором соляной кислоты, а затем дистиллированной водой тefлоновую пресс-форму, на дне которой находилась сетка из органического стекла с дополнительно положенными на нее мембранным фильтром с порами 0.45 мкм и двумя фильтрами «белая лента» для предотвращения попадания в отжатую иловую воду мелких частиц пелитовой фракции осадков. Сверху на осадок также был положен фильтр «белая лента» для меньшего соприкосновения пресс-формы с поверхностью осадка. Отжим иловой воды из осадка проводился в течение 3.5–4 часов в герметически закрытый полиэтиленовый сосуд для предотвращения взаимодействия иловой воды с воздухом. Сразу после окончания отжима измерялся pH и объем иловой воды. После окончания прессования уплотненный осадок извлекался из пресс-формы и использовался в сорбционных экспериментах. Сосуды с отжатой иловой водой хранились в холодильной камере при температуре 2–4°C до проведения анализа в лабораторных условиях. Химический анализ пресс-формы и сетки из органического стекла показал отсутствие в них катионов тяжелых металлов (Cu, Cd, Pb и др.).

Определение содержания катионов металлов в осадках до и после сорбции проводилось методом пламенной атомной абсорбции на приборе «Perkin Elmer 503». Осадки разлагались в смеси концентрированных растворов HF + HClO₄, которые выпаривали до состояния сухих солей, а затем растворяли в HCl. Из полученных растворов определялись концентрации катионов металлов. В качестве эталонов использовались стандартные отечественные образцы СДО-1, -2, -3.

Таблица 9.6.1. Химический состав поверхностных осадков Центральной впадины Баренцева моря (пробоотборник – дночерпатель) [Новиков и др., 2001]

Гори-зонт, см	Влаж-ность, %	Содержание компонентов, масс. %																				
		n										n·10 ⁻³							n·10 ⁻⁴		n	
		Si _{общ}	Si _{амор}	Ti	Al	Fe	Mn	Ca	Mg	Na	K	Sr	Zn	Ni	Cu	Pb	Cd	Cl	S _{общ}	CO ₂	C _{опр}	P ₂ O ₅
Станция 1183																						
0-1	54.70	26.6	1.08	0.22	6.09	3.26	0.035	0.38	0.95	2.74	2.00	7.9	5.14	4.4	1.9	7.6	9.4	2.14	0.15	1.79	1.61	0.34
1-4	50.63	26.6	1.08	0.25	6.20	2.90	0.020	0.30	0.81	2.25	1.80	6.4	6.63	4.0	1.7	6.0	5.0	1.16	0.13	1.50	1.66	0.34
4-12	55.17	26.3	0.95	0.30	7.15	3.12	0.020	0.40	0.89	2.50	2.24	8.6	7.38	4.8	2.1	7.6	5.8	1.31	0.14	3.04	1.43	0.24
14-16	32.80	27.2	1.00	0.26	6.94	3.39	0.021	0.29	0.97	2.25	2.30	5.0	7.00	5.1	2.1	6.0	<0.05	1.05	0.19	1.32	1.97	0.23
Станция 1190																						
0-1	62.2	26.2	0.91	0.22	5.72	4.00	0.040	0.39	1.05	2.77	2.14	7.9	5.00	3.3	1.7	4.2	<5.0	1.44	0.11	1.76	1.37	0.39
1-4	53.7	25.7	3.22	0.26	6.06	3.75	0.021	0.26	1.07	2.50	2.10	5.4	7.80	4.8	2.1	6.0	5.8	1.48	0.13	1.42	1.62	0.26
4-12	50.0	26.4	1.17	0.28	6.51	4.12	0.022	0.50	0.98	2.76	2.37	6.4	7.60	3.6	2.2	7.6	5.8	0.84	0.14	2.19	1.65	0.17
16-19	32.0	27.0	1.17	0.26	7.38	3.66	0.022	0.55	1.42	2.34	1.68	7.1	8.90	6.1	3.2	4.0	<5.0	0.90	0.12	1.61	1.34	0.23

Таблица 9.6.2. Химический состав осадков Центральной впадины Баренцева моря (ст. 1190, пробоотборник – грунтовая трубка) [Новиков и др., 2001]

Гори-зонт, см	Содержание компонентов, масс. %																				
	n										n·10 ⁻³							n·10 ⁻⁴		n	
	Si _{общ}	Ti	Al	Fe	Mn	Ca	Mg	Na	K	Sr	Zn	Ni	Cu	Pb	Cd	CO ₂	C _{опр}	P ₂ O ₅			
12-17	29.61	0.47	7.25	3.43	0.028	0.31	1.27	2.67	2.00	9	8.1	2.5	2.9	5.0	4.6	1.68	0.72	0.17			
21-24	27.70	0.44	7.48	5.30	0.027	0.56	0.95	1.98	1.63	11	10.3	2.5	2.1	8.0	5.0	0.77	0.89	0.35			
31-34	30.13	0.38	7.69	4.47	0.042	0.31	1.05	2.58	1.96	14	9.5	3.5	3.1	8.3	11	0.91	1.0	0.21			
56-59	28.97	0.41	7.60	4.18	0.045	0.95	0.95	2.27	1.55	14	8.8	2.8	1.6	10.2	8	0.8	1.03	0.23			
121-129	27.82	0.38	7.75	4.25	0.041	0.85	1.08	2.32	1.66	13	9.3	0.7	1.8	<1.0	5	1.17	1.01	0.24			
182-189	29.90	0.34	8.09	4.07	0.035	0.76	1.07	2.39	1.61	10	9.7	2.8	1.8	<1.0	8	0.77	1.07	0.19			
241-249	29.78	0.38	8.33	4.27	0.036	0.32	1.38	2.40	1.80	5.6	8.3	4.0	2.1	6.0	6	1.35	1.02	0.19			
251-259	29.66	0.38	8.77	4.52	0.037	0.37	1.35	2.63	1.87	3.3	9.5	4.5	2.6	6.2	6.2	0.95	1.13	0.25			

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Прежде чем перейти к рассмотрению полученных результатов исследований, остановимся на следующем важном аспекте – что представляет собой осадок как сорбент/ионообменник. Морской (океанский) осадок – это поликомпонентное образование, состоящее из минеральной и органической составляющих поглощающего комплекса. В свою очередь, минеральная компонента осадков состоит, как правило, из нескольких десятков минералов (силикатов, алюмосиликатов, карбонатов, оксидов и т. д.), а их сорбционная способность зависит от кристаллохимических свойств минералов-сорбентов, их количества и гранулометрического состава. Органическая компонента осадков, состоящая из различных органико-химических соединений, также может содержать в своем составе биосорбенты. Общая обменная емкость осадков будет определяться суммой емкостей каждой из составляющих осадков. Однако, в целом, минеральная составляющая осадков значительно преобладает над органической компонентой, а, следовательно, сорбционная способность осадков будет зависеть от количества минералов-сорбентов. В этом отношении изученные нами осадки Центральной впадины Баренцева моря соответствуют именно этому критерию, поскольку минеральная компонента в них составляет более 95%, тогда как количество $C_{\text{орг}}$ не превышает 2% [Новиков и др., 2001].

Взаимодействие растворов солей тяжелых металлов с осадками натуральной влажности приводит к изменению химического состава последних. Катионы щелочных (Na^+ , K^+) и щелочно-земельных (Ca^{2+} , Mg^{2+}) металлов извлекаются в растворы из осадков, которые, в свою очередь, поглощают двухвалентные катионы тяжелых металлов (Mn , Ni , Zn , Cd , Cu , Pb). Следовательно, между катионами металлов растворов и осадков осуществляются обменные реакции. Эти катионообменные реакции протекают как на осадках голоценового возраста, так и на осадках, относящихся к ранней и поздней дегляциации. Больше всего из осадков извлекаются катионы Na^+ и K^+ , минимально – катионы Mg^{2+} . Обменный комплекс осадков состоит из всех вышеперечисленных катионов металлов, однако доля катионов тяжелых металлов, содержащихся в различных минералах осадков, в общей (суммарной) емкости осадков низкая и не превышает 0.01 мг-экв/г. Переход в растворы солей тяжелых металлов катионов обменного комплекса осадков сопровождается значительным увеличением рН растворов в сторону их щелочности – разница рН между начальным и равновесным значениями достигает 2.3–2.7 (при сорбции катионов Ni^{2+} и Cu^{2+}), для

других катионов металлов она, как правило, не превышает 1.5.

Результаты сорбции катионов тяжелых металлов из растворов их солей различной концентрации (1.0–0.001 н) свидетельствуют о невысокой поглощательной способности осадков натуральной влажности по всей длине колонок обеих станций. Максимальная равновесная статическая обменная емкость осадков, полученная при сорбции из 1.0 н растворов, составляет 0.30 (Mn)–0.71 (Cu) мг-экв/г (табл. 9.6.3, 9.6.4). Такие низкие значения обменной емкости осадков натуральной влажности Центральной впадины Баренцева моря позволяют отнести их к классу природных ионообменников-адсорбентов. По значениям емкости осадков натуральной влажности катионы тяжелых металлов разбили на две группы, ряд возрастания которых выглядит следующим образом: ($\text{Mn} < \text{Ni} < \text{Zn} < \text{Cd}$) < ($\text{Pb} < \text{Cu}$). Внутри первой группы катионы металлов в ряде случаев меняются местами, что связано с очень близкими значениями емкости, тогда как расположение катионов Pb^{2+} и Cu^{2+} постоянно.

Вместе с тем, установлено различное влияние литологического типа осадков натуральной влажности на их поглощательную способность. Емкость осадков ст. 1183, относящихся к поздней дегляциации (263–417 см), по каждому катиону тяжелого металла в 1.6–2.0 раза больше емкости голоценовых осадков (0–263 см) той же станции, тогда как емкость осадков ст. 1190 практически одинакова независимо от их литологического типа (табл. 9.6.3, 9.6.4).

Важной составной частью изучения катионообменных свойств осадков являлось установление влияния иловой воды на их поглощательную способность. Емкость поверхностных осадков различных горизонтов ст. 1183 после удаления из них иловой воды по каждому катиону тяжелого металла либо такая же, либо несколько меньше (не более 0.05–0.07 мг-экв/г) емкости осадков натуральной влажности (рис. 9.6.1, а, б, в; показано на примере сорбции катионов металлов из 0.1 н растворов их солей). Исключение составили осадки без иловой воды горизонта 1–4 см, емкость которых по катионам Cu^{2+} в 1.36 раз больше емкости осадков натуральной влажности (рис. 9.6.1, а). Для осадков без иловой воды горизонтов 1–4 и 16–19 см ст. 1190 сохраняется та же тенденция в изменении емкости по катионам тяжелых металлов (рис. 9.6.1, г, е), что и для осадков ст. 1183, тогда как емкость осадков без иловой воды горизонта 4–12 см по каждому из них не более чем на 0.03 мг-экв/г больше емкости осадков, насыщенных иловой водой (рис. 9.6.1, д). Однако такие низкие изменения в емкости осадков не имеют в целом принципиального значения.

Таблица 9.6.3. Ионнообменные характеристики глинистых осадков Центральной впадины Баренцева моря

Тип пробот- борника	Гори- зонг, см	Физическое состояние осадка	Концен- трация раствора соли, н	Обменная емкость осадков по M2+, мг-экв/г						Равновесный коэффициент распределения, Кр, (мг-экв/г)/(мг-экв/мл)							
				Mn	Ni	Zn	Cd	Cu	Pb	Mn	Ni	Zn	Cd	Cu	Pb		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
Станция 1183																	
Дночер- патель	0-1	Натуральная влажность	1.0	0.18	0.20	0.23	0.21	0.38	0.33								
			0.1	0.15	0.17	0.19	0.17	0.34	0.29								
			0.001	0.08	0.09	0.10	0.08	0.15	0.16	1363	4706						
	1-4	Натуральная влажность	1.0	0.18	0.21	0.22	0.21	0.43	0.30								
			0.1	0.16	0.17	0.16	0.17	0.39	0.25								
			0.001	0.07	0.08	0.09	0.07	0.09	0.09	130	175	1253	3000				
	4-12	Отжатый от иловой воды	0.1	0.17	0.14	0.15	0.16	0.53	0.22								
			0.001	0.07	0.07	0.09	0.06	0.08	0.08	758	786	600	740	47060	119403		
			1.0	0.22	0.23	0.24	0.20	0.71	0.33								
		Натуральная влажность	0.1	0.18	0.18	0.20	0.15	0.66	0.28								
			0.001	0.09	0.10	0.09	0.08	0.14	0.11	310	345	265	205	3414	6110		
			0.1	0.18	0.17	0.17	0.20	0.57	0.24								
Грунтовая трубка	31-34	Натуральная влажность	0.001	0.09	0.07	0.07	0.07	0.09	0.09	406	437	280	583	12857	187500		
			1.0	0.22	0.25	0.27	0.23	0.68	0.30								
			0.1	0.18	0.22	0.22	0.18	0.64	0.26								
	14-16	Натуральная влажность	0.001	0.11	0.09	0.10	0.08	0.14	0.12	485	410	345	308	17948	133333		
			0.1	0.15	0.17	0.18	0.19	0.65	0.26								
			0.001	0.07	0.08	0.08	0.06	0.08	0.08	3254	4444	890	1500	32000	166666		
	231-234	Отжатый от иловой воды	1.0	0.17	0.22	0.21	0.16	0.68	0.29								
			0.1	0.14	0.18	0.15	0.12	0.66	0.26								
			0.001	0.08	0.05	0.08	0.05	0.10	0.12								
	251- 254	Натуральная влажность	1.0	0.17	0.23	0.25	0.14	0.62	0.27								
			0.1	0.14	0.20	0.20	0.10	0.57	0.23								
			0.001	0.05	0.08	0.08	0.02	0.09	0.08	156	400	400	143	4500	16667		
271- 274	Натуральная влажность	1.0	0.21	0.26	0.25	0.23	0.67	0.33									
		0.1	0.17	0.24	0.22	0.17	0.64	0.28									
		0.001	0.07	0.11	0.10	0.03	0.11	0.07	500	1617	1316	910	5000	90910			
Грунтовая трубка	271- 274	Натуральная влажность	1.0	0.28	0.33	0.35	0.27	0.64	0.38								
			0.1	0.24	0.31	0.30	0.23	0.59	0.34								
			0.001	0.11	0.13	0.06	0.03	0.10	0.09	478	1413	1224	214	5263	1170		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	291-294		1.0	0.26	0.35	0.37	0.26	0.62	0.44						
			0.1	0.23	0.33	0.32	0.22	0.58	0.40						
			0.001	0.09	0.17	0.15	0.06	0.16	0.13	900	2615	2586	3000	6400	168831
	391-394		1.0	0.30	0.32	0.36	0.26	0.63	0.51						
			0.1	0.27	0.28	0.32	0.23	0.58	0.46						
			0.001	0.11	0.07	0.10	0.02	0.19	0.17	1315	3876	4077	4635	8253	1935444
	411-414		1.0	0.25	0.29	0.32	0.31	0.60	0.46						
			0.1	0.23	0.26	0.28	0.27	0.55	0.43						
			0.001	0.07	0.07	0.07	0.04	0.08	0.09	1560	4214	4534	5017	9877	204312
Станция 1190															
	0-1	Натуральная влажность	1.0	0.17	0.20	0.23	0.24	0.38	0.28						
			0.1	0.15	0.17	0.21	0.20	0.33	0.24						
			0.001	0.09	0.10	0.14	0.09	0.14	0.16	208	244	264	176	1077	2162
Дючер-патель	1-4	Натуральная влажность	0.1	0.24	0.22	0.22	0.17	0.32	0.28						
		Отжатый от иловой воды	0.001	0.10	0.12	0.12	0.09	0.16	0.14	355	400	272	200	3020	10770
			0.1	0.14	0.14	0.19	0.20	0.36	0.33						
			0.001	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.09	424	804	304	1750	25000	225000
Дючер-патель	4-12	Натуральная влажность	0.1	0.17	0.19	0.22	0.20	0.30	0.26						
		Отжатый от иловой воды	0.001	0.09	0.12	0.14	0.09	0.15	0.12	472	667	451	281	12500	18750
			0.1	0.20	0.26	0.24	0.20	0.27	0.27						
			0.001	0.09	0.09	0.08	0.06	0.09	0.07	818	900	1084	1875	9000	25000
Дючер-патель	16-19	Натуральная влажность	0.1	0.21	0.19	0.20	0.18	0.33	0.27						
		Отжатый от иловой воды	0.001	0.08	0.07	0.13	0.07	0.17	0.13	1155	1370	1617	2478	15343	29314
			0.1	0.20	0.19	0.17	0.22	0.24	0.27						
			0.001	0.07	0.07	0.12	0.08	0.10	0.10	600	636	461	333	24390	76923
Грунтовая трубка	31-34	Натуральная влажность	0.1	0.15	0.19	0.18	0.17	0.23	0.26						
			0.001	0.06	0.08	0.07	0.04	0.10	0.08	218	266	305	365	835	1318
			0.1	0.16	0.21	0.21	0.17	0.26	0.22						
			0.001	0.09	0.07	0.08	0.06	0.09	0.09	287	320	514	730	1376	2156
	251-259		0.1	0.13	0.19	0.18	0.18	0.30	0.27						
			0.001	0.04	0.04	0.06	0.04	0.06	0.05	570	866	978	1033	2368	3077

Таблица 9.6.4. Обменная емкость (мг-экв/г) глинистых осадков Центральной впадины Баренцева моря (ст. 1190)

Горизонт, см	Класс крупности зерен, мм	Концентрация раствора соли, н	Mn	Ni	Zn	Cd	Cu	Pb
1	2	3	4	5	6	7	8	9
0-1	Осадок натур. влажности	1.0	0.20	0.22	0.20	0.25	0.38	0.40
		0.1	0.15	0.17	0.21	0.20	0.33	0.24
		0.001	0.09	0.09	0.14	0.09	0.14	0.16
	<0.01 сух	1.0	0.35	0.38	0.41	0.49	0.51	0.54
		0.1	0.33	0.34	0.39	0.41	0.40	0.42
		0.001	0.07	0.07	0.08	0.06	0.15	0.12
<0.001 сух	0.1	0.42	0.44	0.49	0.53	0.57	0.55	
	0.001	0.07	0.08	0.10	0.08	0.17	0.15	
1-4	Осадок натур. влажности	1.0	0.26	0.28	0.25	0.25	0.58	0.36
		0.1	0.20	0.22	0.22	0.17	0.52	0.28
		0.001	0.10	0.12	0.12	0.08	0.16	0.14
	Осадок без иловой воды	0.1	0.14	0.14	0.19	0.20	0.63	0.33
		0.001	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.09
	< 0.01 сух	1.0	0.40	0.42	0.43	0.50	0.54	0.44
		0.1	0.35	0.37	0.36	0.38	0.51	0.41
		0.001	0.05	0.07	0.09	0.04	0.15	0.10
	< 0.001 сух	0.1	0.33	0.38	0.42	0.44	0.58	0.50
		0.001	0.04	0.05	0.04	0.04	0.17	0.09
4-12	Осадок натур. влажности	1.0	0.21	0.24	0.25	0.24	0.66	0.38
		0.1	0.17	0.19	0.22	0.20	0.63	0.33
		0.001	0.09	0.12	0.14	0.09	0.08	0.09
	Осадок без иловой воды	0.1	0.20	0.26	0.24	0.20	0.57	0.27
		0.001	0.09	0.09	0.08	0.06	0.09	0.07
	0.1-0.05 (тяж. фрак)	0.1	0.0043	0.0038	0.013	0.0006	0.019	0.0007
		0.001	0.0020	0.0014	0.011	0.0004	0.014	0.0020
	<0.01 вл	0.1	0.23	0.24	0.26	0.28	0.67	0.32
		0.001	0.09	0.08	0.09	0.08	0.14	0.13
	<0.01 сух	0.1	0.24	0.26	0.38	0.36	0.49	0.46
		0.001	0.06	0.06	0.10	0.07	0.14	0.07
	<0.001 вл	0.1	0.47	0.50	0.55	0.52	0.68	0.60
		0.001	0.10	0.11	0.10	0.08	0.15	0.10
	<0.001 сух	0.1	0.45	0.45	0.55	0.57	0.58	0.59
		0.001	0.04	0.05	0.10	0.05	0.09	0.06
	6-10	Осадок натур. влажности	1.0	0.18	0.21	0.22	0.24	0.42
0.1			0.14	0.16	0.18	0.21	0.36	0.28
0.001			0.03	0.02	0.03	0.04	0.06	0.09
0.5-0.25		0.001	0.03	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03
0.1-0.05 (тяж. фрак.)		0.1	0.0028	0.0023	0.012	0.013	0.0063	0.0003
		0.001	0.0011	0.0008	0.012	0.060	0.0063	0.0003

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	<0.01 сух	0.1	0.37	0.40	0.42	0.49	0.52	0.55
		0.001	0.05	0.07	0.10	0.07	0.09	0.02
	<0.001 сух	0.1	0.43	0.44	0.44	0.48	0.58	0.47
		0.001	0.04	0.05	0.05	0.04	0.08	0.05
12–17	Осадок натур. влажности	1.0	0.15	0.17	0.21	0.19	0.47	0.26
		0.1	0.12	0.13	0.18	0.15	0.43	0.23
		0.001	0.04	0.04	0.03	0.03	0.07	0.04
16–19	Осадок натур. влажности	1.0	0.24	0.25	0.28	0.25	0.65	0.38
		0.1	0.21	0.19	0.20	0.18	0.63	0.27
		0.001	0.8	0.07	0.13	0.07	0.17	0.13
	Осадок без иловой воды	0.1	0.20	0.19	0.17	0.22	0.64	0.27
		0.001	0.07	0.07	0.12	0.08	0.10	0.10
	0.5–0.25	0.001	0.03	0.02	0.05	0.05	0.06	0.05
	0.1–0.05 (тяж. фрак.)	0.1	0.00027	0.00031	0.014	0.011	0.0063	0.00038
		0.001	0.00013	0.00014	0.010	0.006	0.00063	0.00030
	<0.01 сух	0.1	0.27	0.26	0.28	0.28	0.56	0.36
		0.001	0.17	0.06	0.09	0.06	0.07	0.09
	<0.001 сух	0.1	0.50	0.51	0.57	0.54	0.64	0.55
		0.001	0.05	0.08	0.07	0.06	0.16	0.05
21–24	Осадок натур. влажности	1.0	0.20	0.24	0.22	0.24	0.28	0.26
		0.1	0.20	0.21	0.20	0.18	0.23	0.17
		0.001	0.04	0.06	0.07	0.05	0.10	0.04
	0.1–0.05 (лег. фракц.)	0.1	0.013	0.011	0.015	0.013	0.017	0.0036
		0.001	0.0043	0.0048	0.0040	0.009	0.016	0.0018
	<0.01 вл	1.0	0.28	0.34	0.36	0.41	0.38	0.45
		0.1	0.21	0.25	0.26	0.25	0.27	0.15
		0.001	0.05	0.06	0.02	0.03	0.08	0.10
	<0.001 вл	1.0	0.30	0.36	0.40	0.46	0.48	0.40
		0.1	0.24	0.30	0.30	0.37	0.39	0.27
		0.001	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.08
	<0.01 сух	0.1	0.74	0.72	1.28	0.78	0.91	1.31
		0.001	0.03	0.04	0.02	0.02	0.06	0.04
	<0.001 сух	0.1	1.60	1.53	1.91	1.45	1.70	2.32
		0.001	0.04	0.05	0.04	0.02	0.08	0.06
31–34	Осадок натур. влажности	1.0	0.21	0.24	0.27	0.25	0.32	0.30
		0.1	0.15	0.19	0.18	0.17	0.23	0.26
		0.001	0.06	0.08	0.07	0.04	0.10	0.08
	<0.01 вл	1.0	0.19	0.23	0.25	0.28	0.26	0.32
		0.1	0.16	0.20	0.24	0.23	0.25	0.30
		0.001	0.06	0.07	0.07	0.04	0.08	0.06
	<0.01 сух	0.1	0.20	0.18	0.27	0.24	0.24	0.26

1	2	3	4	5	6	7	8	9
		0.001	0.05	0.05	0.07	0.06	0.09	0.08
	<0.001 вл	1.0	0.24	0.25	0.33	0.28	0.35	0.37
		0.1	0.20	0.22	0.29	0.26	0.32	0.34
		0.001	0.06	0.07	0.11	0.05	0.09	0.11
	<0.001 сух	0.1	0.30	0.30	0.33	0.36	0.38	0.37
		0.001	0.06	0.07	0.08	0.06	0.09	0.08
56–59	Осадок натур. влажности	1.0	0.13	0.20	0.22	0.20	0.31	0.23
		0.1	0.11	0.17	0.17	0.16	0.26	0.19
		0.001	0.05	0.05	0.06	0.06	0.09	0.04
	0.1–0.05 (тяж. фрак.)	0.1	0.00034	0.00044	0.017	0.015	0.00063	0.00038
		0.001	0.00023	0.00020	0.011	0.0067	0.00063	0.00030
	<0.01 сух	0.1	0.58	0.64	1.27	0.72	0.86	1.66
		0.001	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06
	<0.001 сух	0.1	1.06	1.14	1.41	1.22	1.35	1.77
		0.001	0.03	0.04	0.06	0.04	0.05	0.07
	121–129	Осадок натур. влажности	1.0	0.16	0.24	0.21	0.18	0.27
0.1			0.13	0.21	0.18	0.14	0.23	0.16
0.001			0.05	0.05	0.05	0.04	0.08	0.04
0.1–0.05 (лег. фракц.)		0.1	0.020	0.018	0.021	0.014	0.021	0.0066
		0.001	0.0033	0.0053	0.011	0.0098	0.019	0.0007
<0.01 сух		0.1	0.26	0.28	0.46	0.32	0.32	0.48
		0.001	0.06	0.07	0.08	0.05	0.11	0.07
<0.001 сух		0.1	0.55	0.63	1.12	0.73	0.84	0.68
		0.001	0.05	0.03	0.003	0.03	0.10	0.02
182–189		Осадок натур. влажности	1.0	0.20	0.20	0.22	0.23	0.31
	0.1		0.17	0.16	0.18	0.17	0.26	0.18
	0.001		0.06	0.07	0.11	0.05	0.11	0.07
	0.1–0.05 (лег. фракц.)	0.1	0.023	0.024	0.021	0.030	0.031	0.0090
		0.001	0.013	0.010	0.019	0.016	0.018	0.0027
	<0.01 сух	0.1	0.43	0.41	0.63	0.44	0.52	0.50
		0.001	0.07	0.05	0.07	0.05	0.10	0.06
	<0.001 сух	0.1	0.46	0.48	0.54	0.49	0.54	0.57
		0.001	0.09	0.07	0.12	0.08	0.13	0.12
	241–249	Осадок натур. влажности	1.0	0.20	0.25	0.25	0.21	0.30
0.1			0.16	0.21	0.21	0.17	0.26	0.22
0.001			0.09	0.07	0.08	0.06	0.09	0.07
251–259	Осадок натур. влажности	1.0	0.20	0.22	0.20	0.18	0.33	0.27
		0.1	0.13	0.19	0.18	0.16	0.28	0.24
		0.001	0.04	0.04	0.06	0.04	0.06	0.05
	0.1–0.05 (тяж. фрак.)	0.1	0.014	0.012	0.021	0.014	0.016	0.00030
		0.001	0.00041	0.00037	0.013	0.0098	0.00063	0.00030

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	<0.01 вл	1.0	0.63	0.66	0.83	0.72	0.84	1.26
		0.1	0.25	0.27	0.51	0.32	0.64	0.55
		0.001	0.05	0.06	0.08	0.04	0.24	0.04
	<0.01 сух	0.1	0.38	0.40	0.63	0.52	0.59	0.73
		0.001	0.05	0.04	0.0080	0.02	0.08	0.06
	<0.001 вл	1.0	0.35	0.39	0.39	0.43	0.54	0.49
		0.1	0.25	0.30	0.30	0.36	0.48	0.40
		0.001	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04
	<0.001 сух	0.1	0.84	0.93	1.21	1.16	1.22	1.06
		0.001	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04

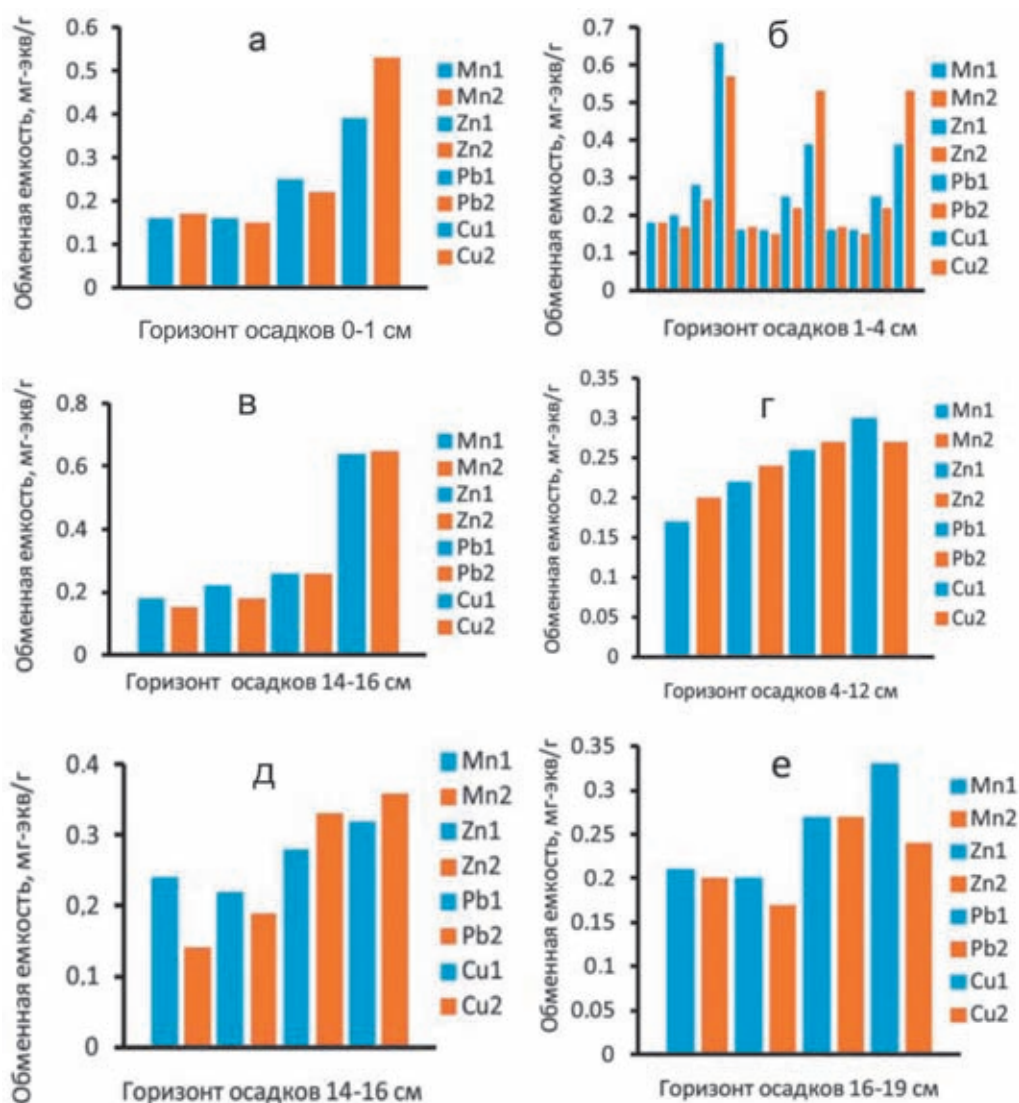


Рис. 9.6.1. Обменная емкость осадков разных горизонтов по катионам тяжелых металлов в зависимости от их физического состояния.

Условные обозначения: а, б, в – осадки ст. 1183; г, д, е – осадки ст. 1190. Mn₁, Zn₁, Pb₁, Cu₁ – осадки натуральной влажности; Mn₂, Zn₂, Pb₂, Cu₂ – осадки без иловой воды. Концентрация растворов солей металлов – 0.1 н

Для поверхностных (условно до ~20 см) и «глубинных» (от ~20 см и до конца колонки) осадков натуральной влажности обеих станций установлена единая закономерность – их обменная емкость снижается с уменьшением концентрации катионов тяжелых металлов в растворах (табл. 9.6.3, 9.6.4, рис. 9.6.2). При этом отмечается достаточно высокая стабильность емкости осадков по каждому катиону тяжелого металла. Кроме того, значения емкости осадков при адсорбции соответствующего катиона металла из 1.0 и 0.1 н растворов близки между собой (разница составляет не более 0.05 мг-экв/г), тогда как при адсорбции из 0.001 н растворов емкость осадков снижается и находится для большинства катионов тяжелых металлов в диапазоне 0.02–0.08 мг-экв/г и только по катионам Cu^{2+} она в ряде образцов достигает 0.17–0.19 мг-экв/г (табл. 9.6.3). Такое снижение емкости осадков связано, скорее всего, с кинетикой катионообменных реакций. Скорее всего, за время нашего эксперимента осадки не успевают поглотить гидратированные катионы тяжелых металлов до величин полной обменной емкости, которые наблюдались при их адсорбции из концентрированных растворов.

После окончания экспериментов по адсорбции катионов тяжелых металлов из разбавленных (0.001 н) растворов их солей были рассчитаны коэффициенты распределения Кр (отношение содержания адсорбированного катиона в твердой фазе к его равновесной концентрации в растворе, выраженное в (мг-экв/г)/(мг-экв/мл), отражающие селективность осадков к тому или иному катиону металла. Установлено, что коэффициенты распределения изменяются в широком диапазоне значений при четком делении на две группы. Первая группа состоит из катионов Mn^{2+} , Cd^{2+} , Zn^{2+} и Ni^{2+} , коэффициенты распределения Кр по которым изменяются от 114 (Mn) до 4444 (Ni); ко второй группе относятся катионы Cu^{2+} и Pb^{2+} , Кр по которым находятся в диапазоне 1077 (Cu^{2+})–225 000 (Pb^{2+}) (табл. 9.6.3). По усредненным данным ряды возрастания Кр для осадков ст. 1183 имеют следующий вид: поверхностные и «глубинные» осадки натуральной влажности – ($\text{Mn} < \text{Cd} < \text{Zn} < \text{Ni}$) < ($\text{Cu} < \text{Pb}$), осадки без иловой воды: ($\text{Zn} < \text{Cd} < \text{Mn} < \text{Ni}$) < ($\text{Cu} < \text{Pb}$). Аналогичные ряды для осадков ст. 1190 выглядят следующим образом: поверхностные осадки натуральной влажности – ($\text{Cd} < \text{Mn} < \text{Zn} < \text{Ni}$) < ($\text{Cu} < \text{Pb}$); для осадков без иловой воды – ($\text{Mn} < \text{Zn} < \text{Ni} < \text{Cd}$) < ($\text{Cu} < \text{Pb}$); для «глубинных» осадков натуральной влажности – ($\text{Mn} < \text{Ni} < \text{Zn} < \text{Cd}$) < ($\text{Cu} < \text{Pb}$). Из составленных рядов видно, что, во-первых, ряды возрастания Кр для поверхностных и «глубинных» осадков натуральной влажности ст. 1183 имеют одинаковый вид, во-вторых, катионы металлов первой группы

меняются местами, что связано с близкими величинами Кр, тогда как расположение катионов Cu^{2+} и Pb^{2+} постоянно. При этом отмечается, что селективность поверхностных, «глубинных» осадков натуральной влажности и осадков без иловой воды ст. 1183, а также поверхностных осадков натуральной влажности ст. 1190 выше к катионам Ni^{2+} по сравнению с остальными катионами тяжелых металлов из этой же группы. Селективность «глубинных» осадков натуральной влажности и осадков без иловой воды ст. 1190 выше к катионам Cd^{2+} , чем к другим катионам металлов первой группы. Учитывая все изученные катионы тяжелых металлов, можно говорить о повышенной селективности всех типов осадков к катионам Cu^{2+} и, особенно, Pb^{2+} .

Выше были представлены результаты изучения поглотительной способности осадков как единого целого вещества. Вместе с тем, осадок состоит из зерен разного класса крупности, которые могут вносить определенную долю в обменную емкость осадка. Для решения этого вопроса были проведены эксперименты по адсорбции катионов тяжелых металлов на осадках разной крупности с отдельных горизонтов ст. 1190.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют об одинаковой тенденции в поглощении катионов тяжелых металлов мелкодисперсными классами осадков в их воздушно-сухом состоянии. Значения обменной емкости поверхностных и «глубинных» осадков крупнопелитовой <0.01 мм и мелкопелитовой <0.001 мм фракций по каждому из изученных катионов тяжелых металлов соответственно в 1.70–2.84 и 2.17–3.15 раз больше значений емкости осадков натуральной влажности с этих же горизонтов (рис. 9.6.3). В свою очередь, емкость осадков размерностью <0.001 мм по всем катионам тяжелых металлов больше емкости осадков <0.01 мм (табл. 9.6.4, рис. 9.6.3). По отдельным катионам тяжелых металлов отмечаются незначительные отклонения, которые не носят принципиального значения. Емкость осадка размерностью <0.01 мм горизонта 1–4 см по Mn^{2+} несколько больше емкости осадка <0.001 мм (рис. 9.6.3, б); аналогичный эффект наблюдается по Zn^{2+} для осадка горизонта 182–189 см (рис. 9.6.3, ж); значения емкости осадка натуральной влажности и осадка крупностью <0.01 мм по Pb^{2+} совпадают между собой на горизонте 31–34 см (рис. 9.6.3, д); такой же эффект наблюдается по Cu^{2+} , емкость по которым совпадает для горизонтов 1–4, 16–19 и 31–34 см (рис. 9.6.3, б, г, д). По значениям обменной емкости осадков тонкодисперсных классов составлены следующие ряды ее возрастания по изученным катионам металлов.

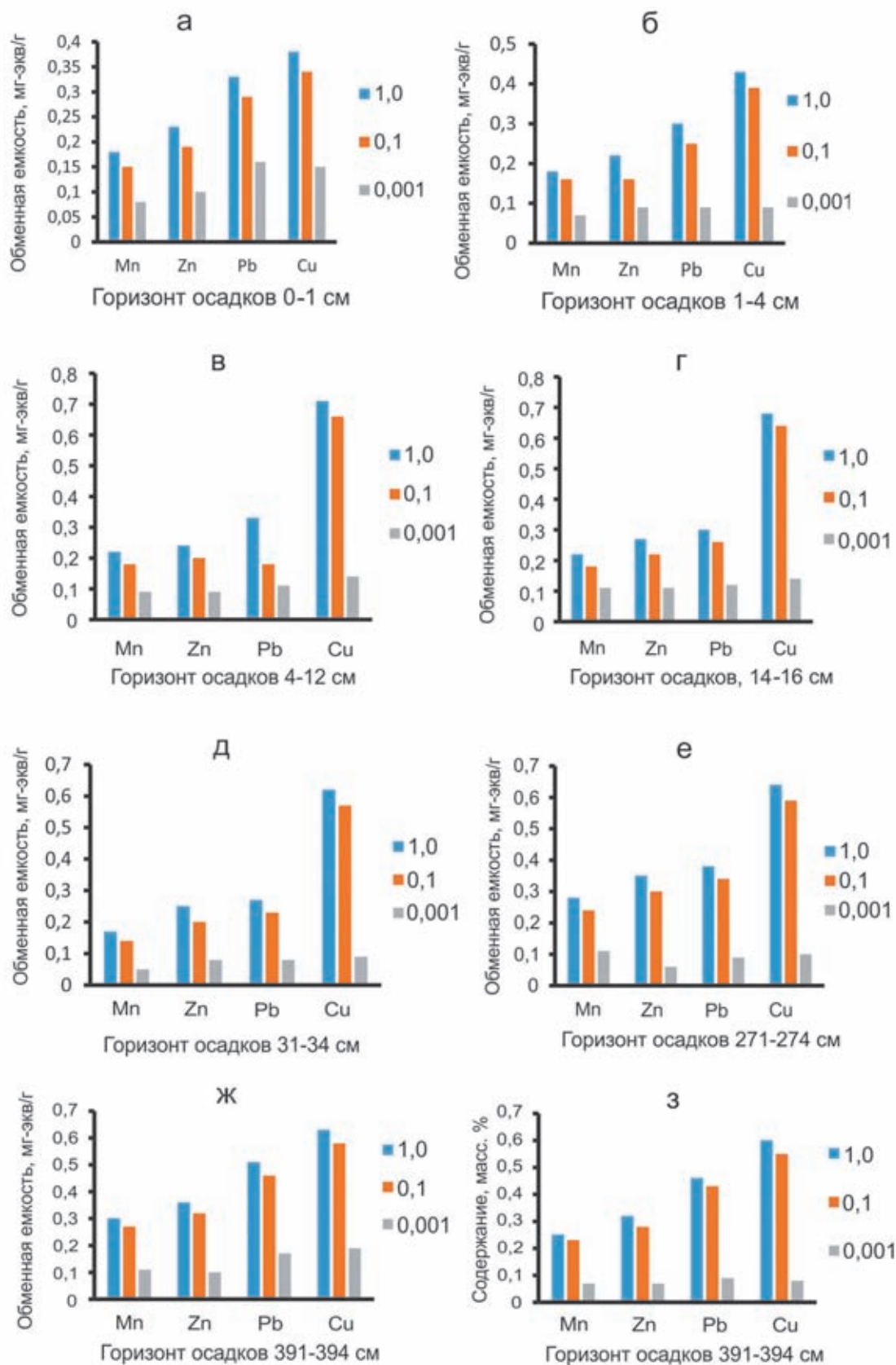


Рис. 9.6.2. Обменная емкость осадков разных горизонтов по катионам тяжелых металлов в зависимости от концентрации растворов их солей, н: 1.0; 0.01; 0.001 (ст. 1183)

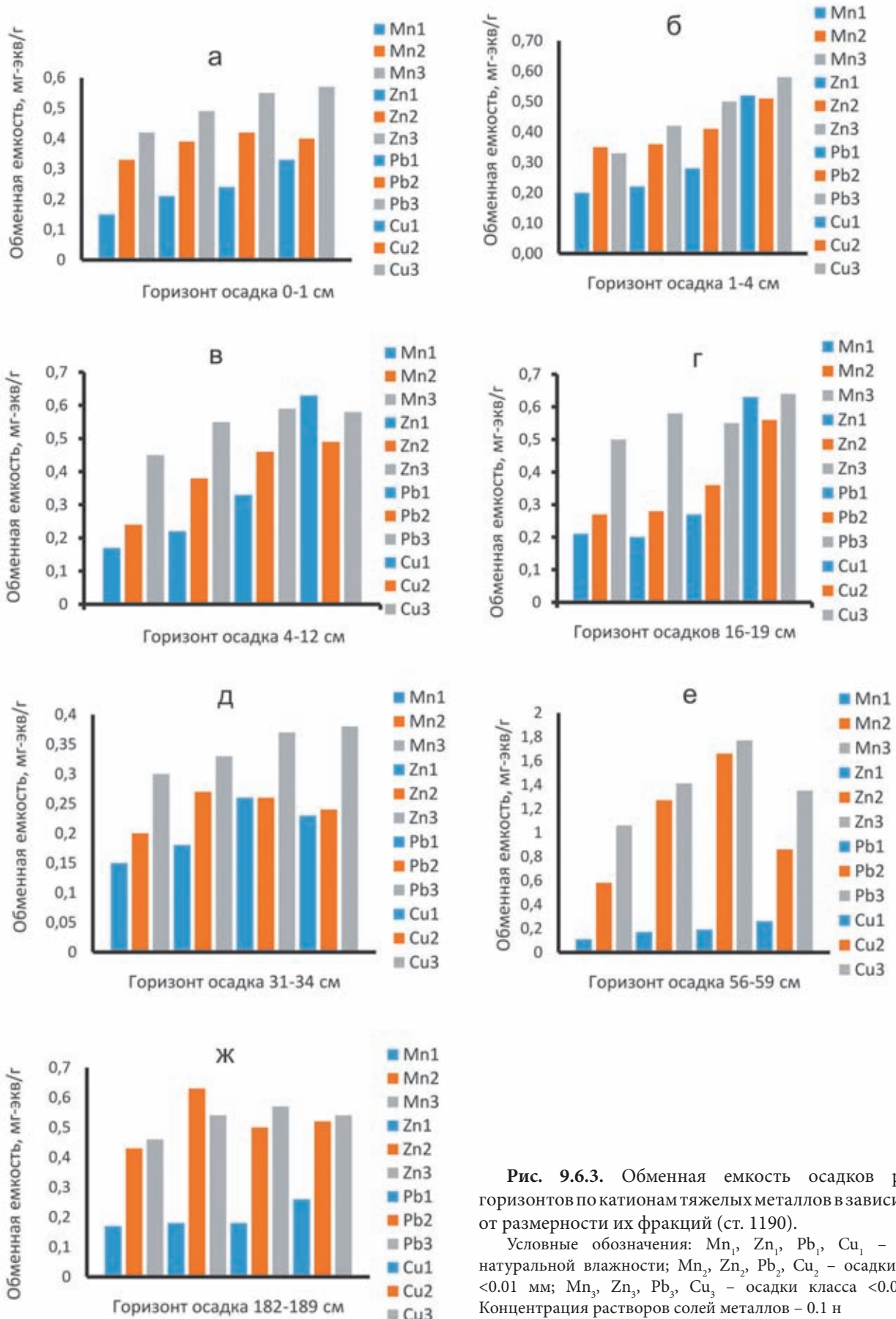
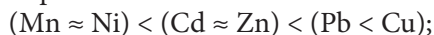


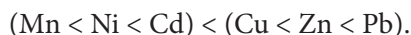
Рис. 9.6.3. Обменная емкость осадков разных горизонтов по катионам тяжелых металлов в зависимости от размерности их фракций (ст. 1190).

Условные обозначения: Mn₁, Zn₁, Pb₁, Cu₁ – осадки натуральной влажности; Mn₂, Zn₂, Pb₂, Cu₂ – осадки класса <0.01 мм; Mn₃, Zn₃, Pb₃, Cu₃ – осадки класса <0.001 мм. Концентрация растворов солей металлов – 0.1 н

Для поверхностных горизонтов осадков размерностью <0.01 и <0.001 мм наблюдается в целом единый ряд возрастания емкости:



ряды возрастания емкости «глубинных» осадков той же размерности также практически совпадают между собой, что позволяет представить их в обобщенном виде:



Расширяя диапазон исследований по поглотительной способности осадков, было проведено изучение влияния физического – влажное и воздушно-сухое – состояния на примере их тонкодисперсных классов крупности. Эксперименты проведены на осадках горизонтов 4–12, 21–24, 31–34 и 251–259 см непосредственно на борту судна.

Значения обменной емкости влажных осадков размерностью <0.01 мм указанных горизонтов по каждому из катионов тяжелых металлов близки между собой, тогда как значения емкости этих же осадков, но в воздушно-сухом состоянии значительно больше, особенно в случае осадков горизонтов 21–24 см (табл. 9.6.4). В тоже время отмечаются одинаковые значения емкости осадков горизонта 31–34 см в их влажном и воздушно-сухом состоянии (табл. 9.6.4).

Протекание адсорбции катионов тяжелых металлов на осадках крупностью < 0.001 мм в их обоих

физических состояниях носит несколько дифференцированный характер. Емкость влажных осадков горизонта 4–12 см по каждому из катионов металлов больше, чем емкость осадков горизонтов 21–24, 31–34 и 251–259 см, которые, в свою очередь, близки между собой (табл. 9.6.4). В тоже время, емкость осадков в воздушно-сухом состоянии горизонтов 4–12 и 31–34 см практически такая же, что и во влажном состоянии, тогда как емкость воздушно-сухих осадков горизонтов 21–24 и 251–259 см значительно превосходит аналогичную характеристику во влажном состоянии (табл. 9.6.4). Максимальная обменная емкость среди всех воздушно-сухих осадков размерностью <0.001 мм по катионам тяжелых металлов наблюдается в горизонте 21–24 см. Таким образом, обобщение результатов по адсорбции катионов тяжелых металлов на осадках натуральной влажности, осадках без иловой воды и их тонкодисперсных классах во влажном и воздушно-сухом состояниях, свидетельствует об отсутствии влияния иловой воды на поглотительную способность осадков. Необходимо также подчеркнуть, что протекание обменных реакций между катионами обеих фаз происходило на фоне высоких концентраций главных катионов морской воды (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}), которые превышали на 1–4 порядка концентрации сорбируемого катиона тяжелого металла.

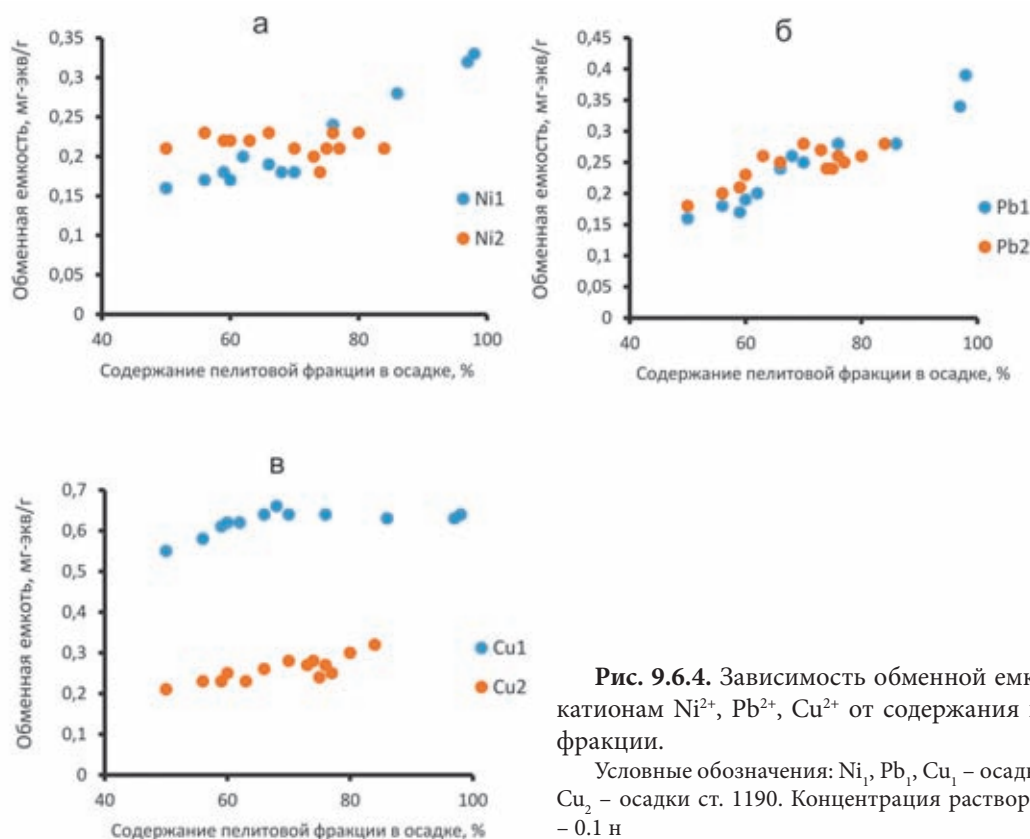


Рис. 9.6.4. Зависимость обменной емкости осадков по катионам Ni^{2+} , Pb^{2+} , Cu^{2+} от содержания в них пелитовой фракции.

Условные обозначения: Ni_1 , Pb_1 , Cu_1 – осадки ст. 1183; Ni_2 , Pb_2 , Cu_2 – осадки ст. 1190. Концентрация растворов солей металлов – 0.1 н

Выше были представлены данные по обменной емкости тонкодисперсных классов осадков по катионам тяжелых металлов, свидетельствующие о более высокой их поглотительной способности относительно емкости осадков в целом и осадков без иловой воды. В связи с этим представляло интерес изучение влияния количества тонкодисперсного материала на емкость осадков. Результаты проведенных исследований указывают в целом на слабо выраженную тенденцию возрастания обменной емкости осадков по катионам тяжелых металлов от содержания в них тонкодисперсного материала <0.001 мм (рис. 9.6.4, показано на примере катионов Ni^{2+} , Pb^{2+} и Cu^{2+}). Данная тенденция характерна для обеих станций (1183 и 1190). В тоже время видно, что для ст. 1183 увеличение емкости осадков по катионам Ni^{2+} и Pb^{2+} более выраженное (рис. 9.6.4, а, б), чем по катионам Cu^{2+} (рис. 9.6.4, в). Для осадков ст. 1190 наблюдается несколько иная картина. Обменная емкость осадков по катионам Ni^{2+} не зависит от содержания в осадке фракции <0.001 мм и является практически постоянной величиной; емкость осадков по катионам Pb^{2+} и Cu^{2+} возрастает незначительно при существенном (от 50 до 90%) увеличении в осадках тонкодисперсного материала <0.001 мм (рис. 9.6.4, б, в). Следовательно, можно считать, что содержание тонкодисперсного материала осадка повышает его обменную емкость, но установленная тенденция носит дифференцированный характер относительно того или иного катиона тяжелого металла.

Хорошо известно, что с увеличением крупности зерен природного вещества-ионообменника и, соответственно, уменьшения его удельной поверхности, его обменная емкость, как правило, уменьшается. Это положение полностью подтвердилось при адсорбции катионов тяжелых металлов на осадках размерностью 0.50–0.25 и 0.10–0.05 мм (тяжелая и легкая фракции) горизонтов 4–12, 6–10, 16–19, 21–24, 56–59, 121–129, 182–189 и 251–259 см ст. 1190. Результаты экспериментов указывают на одинаковую тенденцию – обменная емкость данных осадков размерностью 0.50–0.25 и 0.10–0.05 мм (тяжелая фракция) составляет $n \cdot 10^{-3}$ мг-экв/г и меньше, для осадков размерностью 0.10–0.05 мм (легкая фракция) емкость на порядок больше – $n \cdot 10^{-2}$ мг-экв/г (табл. 9.6.4). Такие низкие значения емкости осадков свидетельствуют о протекании обменных реакций непосредственно на поверхности зерен различной крупности. Кроме того, емкость осадков классов крупности 0.5–0.25 и 0.1–0.05 мм на 1–3 порядка меньше емкости осадка в его естественном состоянии (как единого вещества).

Не менее важным параметром катионообменных свойств осадков является их минеральный со-

став, что видно из данных по обменной емкости разных классов их крупности (на примере горизонтов ст. 1190) (табл. 9.6.5). Тяжелая фракция крупноалевритовой размерности 0.10–0.05 мм, основными минералами которой являются гранат, пирит, черные рудные минералы в различных соотношениях (горизонты 6–10, 16–19, 56–59 и 251–259 см), практически не поглощает катионы тяжелых металлов – их обменная емкость находится в пределах $n \cdot 10^{-3}$ –0.021 мг-экв/г. Аналогичный эффект наблюдается и для легкой фракции этой же размерности (горизонты 21–24, 121–129, 182–189 см), хотя минеральный состав ее совершенно другой (кварц, полевые шпаты и неопределенные зерна), обменная емкость составляет 0.0018–0.031 мг-экв/г. Полученные результаты позволяют говорить о том, что для перечисленных и других минералов, находящихся в этих фракциях [Новиков и др., 2001], характерен, скорее всего, поверхностный изоморфизм.

Совершенно иная картина наблюдается для крупно- (<0.01 мм) и мелкопелитовой (<0.001 мм) фракций осадков, сложенных в основном монтмориллонитом, хлоритом, смешаннослойным смектит-иллитом и иллитом, также находящихся в различных соотношениях между собой. Как отмечалось выше, обменная емкость этих двух фракций на 1–2 порядка больше емкости алевритовых фракций осадков и составляет от 0.1 до 2.32 мг-экв/г (табл. 9.6.5). Следовательно, перечисленные глинистые минералы Центральной впадины Баренцева моря вносят наибольший вклад в обменную емкость осадков, как и аналогичные им минералы, залегающие на континентах. Обменная емкость последних изменяется в следующих диапазонах (мг-экв/г): каолинит – 0.02–0.25; хлорит – 0.10–0.40; гидрослюда – 0.20–0.40; иллит – 0.13–0.42; монтмориллонит – 0.8–1.50 [Амфлетт, 1966; Гельферих, 1962; Горбунов, 1963; Гримм, 1967; Дунаева, Мироненко, 2000; Зайцева, 1958, 1966; Кокотов, 1980; Тарасевич, Овчаренко, 1975; Brouwer et al., 1983].

Приведенные значения обменной емкости осадков двух станций, расположенных в разных районах Центральной впадины Баренцева моря, достаточно близки между собой. Если предположить, что осадки данной впадины в целом имеют схожий минеральный состав, то и поглотительная способность их будет, скорее всего, также близкой к приведенной выше. Однако, совершенно очевидно, что при изменении как минерального состава осадков в целом, так и глинистых минералов (и их соотношений), обменная емкость осадков из других районов Баренцева моря может иметь другие показатели. Подтверждением высказанному тезису является следующее доказательство.

Таблица 9.6.5. Обменная емкость осадков Центральной впадины Баренцева моря по катионам тяжелых металлов в зависимости от крупности зерен и минерального состава (ст. 1190)

Горизонт, см	Крупность зерен, мм	Основные минералы, %	Обменная емкость, мг-экв/г
6–10	0.10–0.05 (тяжелая фракция)	Гранат – 28.2, черные рудные – 12.6, пирит – 11.6, группа эпидота – 10.7, гидроксиды Fe – 7.0;	0.0003 (Pb) – 0.013 (Zn)
	<0.01	Монтмориллонит – 28.5, хлорит – 26.7, палыгорскит – 21.4;	0.37 (Mn) – 0.55 (Pb)
	<0.001	Монтмориллонит – 31.3, хлорит – 27.7, палыгорскит – 19.2	0.43 (Mn) – 0.58 (Cu)
16–19	0.10–0.05 (тяжелая фракция)	Гранат – 22.5, пирит – 19.5, черные рудные – 16.7, гидроксиды Fe – 5.0;	0.00027 (Mn) – 0.014 (Zn)
	<0.01	Монтмориллонит – 28.0, хлорит – 25.5, иллит – 4.5	0.26 (Ni) – 0.56 (Cu)
	<0.001	Монтмориллонит – 32.8, хлорит – 23.0, иллит – 3.0	0.50 (Mn) – 0.64 (Cu)
21–24	0.10–0.05 (легкая фракция)	Кварц – 51.9; полевые шпаты – 24.3; неопредел. зерна – 23.8;	0.0018 (Pb) – 0.016 (Cu)
	<0.01	Монтмориллонит – 31.8, хлорит – 28.5, иллит; – 7.5	0.72 (Ni) – 1.31 (Pb)
	<0.001	Монтмориллонит – 34.3, хлорит – 29.8, смешанослойный иллит-сметит – 7.8, иллит; – 5.5	1.45 (Cd) – 2.32 (Pb)
56–59	0.10–0.05 (тяжелая фракция)	Пирит – 37.0, гранат – 25.8, черные рудные – 16.7;	0.00034 (Mn) – 0.017 (Zn, Cu)
	<0.01	Монтмориллонит – 31.3, хлорит – 27.2, смешанослойный иллит-сметит – 8.5	0.58 (Mn) – 1.66 (Pb)
	<0.001	Монтмориллонит – 29.4, хлорит – 22.6, смешанослойный иллит-сметит – 8.8, иллит – 4.5	1.06 (Mn) – 1.77 (Pb)
121–129	0.10–0.05 (легкая фракция)	Кварц – 50.2, полевые шпаты – 24.1, неопредел. зерна – 23.6;	0.0066 (Pb) – 0.021 (Cu, Zn)
	<0.01	Монтмориллонит – 30.2, хлорит – 26.6, иллит – 15.0	0.26 (Mn) – 0.48 (Pb)
	<0.001	Монтмориллонит – 30.6, хлорит – 24.8, смешанослойный иллит-сметит – 7.8, иллит – 6.8	0.55 (Mn) – 1.12 (Zn)
182–189	0.10–0.05 (легкая фракция)	Кварц – 51.8, полевые шпаты – 26.0, неопредел. зерна – 20.6;	0.0090 (Pb) – 0.031 (Cu)
	<0.01	Монтмориллонит – 29.8, хлорит – 25.3, иллит – 13.8	0.41 (Ni) – 0.63 (Zn)
	<0.001	Монтмориллонит – 32.2, хлорит – 22.4, смешанослойный иллит-сметит – 5.8, иллит – 8.5	0.46 (Mn) – 0.57 (Pb)
251–259	0.10–0.05 (тяжелая фракция)	Пирит – 44.2, черные рудные – 14.8, гранат – 14.4	0.00030 (Pb) – 0.021 (Zn)
	<0.01	Монтмориллонит – 33.5, хлорит – 22.4, иллит – 11.6	0.38 (Mn) – 0.73 (Pb)
	<0.001	Монтмориллонит – 34.7, хлорит – 26.2, иллит; – 5.3	0.84 (Mn) – 1.22 (Cu, Zn)

Примечание. Обменная емкость отдельных классов крупности осадков приведена при адсорбции катионов тяжелых металлов из 0.1 н растворов их солей.

Ранее [Новиков, Мурдмаа, 2007] были изучены ионообменные свойства тихоокеанских поверхностных осадков (0–1 см), вмещающих диагенетические и седиментационные конкреции. Сравнительный анализ ионообменных характеристик тихоокеан-

ских и морских осадков показывает, что состав их обменного комплекса, реакционная способность катионов металлов, зависимость обменной емкости от концентрации растворов солей металлов одинаковы, тогда как сама поглотительная способность осадков

различна. Обменная емкость тихоокеанских осадков независимо от их типа как минимум в два раза превосходит емкость баренцевоморских осадков (табл. 9.6.6, рис. 9.6.5), что во многом объясняется их различным минеральным составом.

Преобладающими минералами баренцевоморских и тихоокеанских осадков являются глинистые минералы, но состав их различен. В поверхностных осадках Центральной впадины Баренцева моря резко преобладает хлорит и в меньшей степени монтмориллонит, в незначительном количестве присутствуют каолинит и смектит-иллит. В тихоокеанских

осадках основными минералами являются смектит, гидрослюда, присутствуют также филлипсит (в эвпелагической глине) и микроконкреции (практически повсеместно встречающиеся), тогда как хлорит и каолинит находятся в виде примеси. Обменная емкость (мг-экв/г) филлипсита составляет – 1.50–2.15 [Челищев и др., 1984], микроконкреций – 0.70–1.90 [Новиков, 2018]. Из сравнения значений обменной емкости минералов становится очевидным значительно более высокая поглотительная способность тихоокеанских осадков по сравнению с осадками Центральной впадины Баренцева моря.

Таблица 9.6.6. Обменная емкость (мг-экв/г) поверхностных (0–1 см) осадков Баренцева моря и Тихого океана по катионам тяжелых металлов

Район отбора	Тип осадка	Минеральные фазы	Mn ²⁺	Ni ²⁺	Co ²⁺	Zn ²⁺	Cu ²⁺	Cd ²⁺	Pb ²⁺
Центральная впадина Баренцева моря (ст. 1183)	Глинистый	Хлорит, монтмориллонит; каолинит, смектит-иллит	0.18	0.20	0.22	0.23	0.38	0.21	0.33
Центральная впадина Баренцева моря (ст. 1190)	Глинистый	Хлорит, монтмориллонит; каолинит, смектит-иллит	0.17	0.20	0.21	0.23	0.38	0.24	0.28
Рудная провинция Клариион-Клиппертон	Глинисто-радиоляристый	Смектит, гидрослюда, микроконкреции; хлорит, каолинит	0.44	0.47	0.42	0.51	0.68	0.44	0.76
Центральная котловина	Радиоляриво-глинистый	Смектит, гидрослюда, микроконкреции; хлорит, каолинит	0.46	0.50	0.43	0.54	0.71	0.42	0.79
Гватемальская котловина	Миопелагическая глинисто-радиоляриевая глина	Смектит, гидрослюда, микроконкреции; хлорит, каолинит	0.55	0.81	0.68	0.86	1.58	0.52	1.47
Южная котловина	Эвпелагическая глина с филлипситом	Смектит, иллит-смектит, филлипсит микроконкреции; кварц, палагонит	0.76	0.48	0.54	0.75	0.90	1.00	1.40

Примечание. Жирным шрифтом выделены преобладающие минеральные фазы осадков.

Одним из значимых катионообменных свойств осадков является сохранение их поглотительной способности при длительном хранении в воздушно-сухом состоянии. Представленные выше результаты относились к исследованиям, проведенным в 1998–1999 годах. Для продолжения данных экспериментов был отобран мелкопелитовый (<0.001 мм) класс крупности осадков горизонта 0–1 см ст. 1190, на котором каждые 5 лет проводились эксперименты по установлению его поглотительной способности. Результаты исследований свидетельствуют, что на процесс адсорбции катионов тяжелых металлов (на примере Ni²⁺, Pb²⁺ и Cu²⁺) не влияет функция времени – в течении 20 лет обменная емкость глинистых

минералов остается практически постоянной величиной (рис. 9.6.6).

Важным параметром катионообменных свойств осадков является прочность химической связи адсорбированных катионов тяжелых металлов с основными элементами кристаллической структуры минералов-сорбентов. Определение данного параметра позволяет оценить механизм адсорбции катионов тяжелых металлов в минералах осадков. Для решения этого вопроса использовались катионные (Mn-, Ni- и другие) формы крупно- и мелкопелитовой фракций осадков горизонтов 21–24, 56–59 и 251–259 см ст. 1190. Эти катионные формы в одном случае взаимодействовали с 0.5 М раствором NaCl,

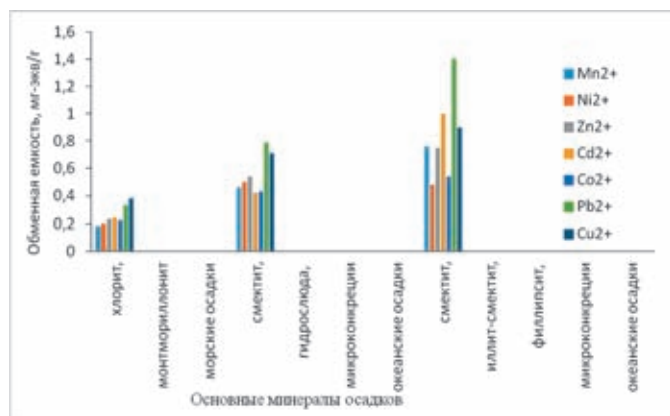


Рис. 9.6.5. Обменная емкость баренцевоморских и тихоокеанских осадков по катионам тяжелых металлов в зависимости от преобладающих минералов

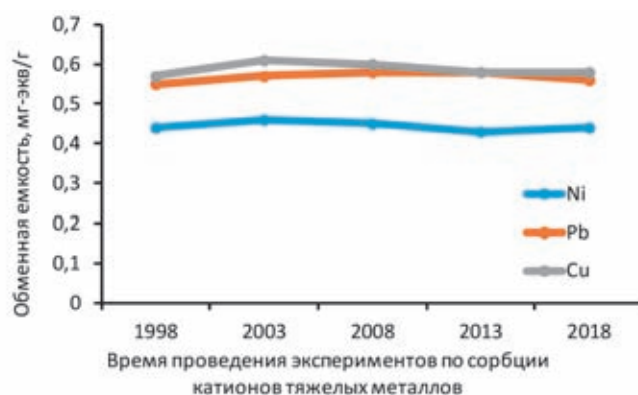


Рис. 9.6.6. Обменная емкость осадков по катионам тяжелых металлов в зависимости от времени проведения сорбционных экспериментов

Таблица 9.6.7. Извлечение адсорбированных катионов тяжелых металлов из пелитовых фракций осадков станции Центральной впадины Баренцева моря (ст. 1190)

Крупность фракции, мм	Катионная форма	Содержание в кат. форме, мг-экв/г	Степень извлечения (%) адсорбированных катионов металлов M^{2+}												
			0.5 М раствор NaCl						морская вода $S \approx 35 \%$						
			Mn	Ni	Zn	Cd	Cu	Pb	Mn	Ni	Zn	Cd	Cu	Pb	
Горизонт 21–24 см															
<0.01	Mn	0.74	90.5								91.8				
	Ni	0.72		88.7								90.3			
	Zn	1.28			89.2								93.2		
	Cd	0.78				92.4								93.8	
	Cu	0.91					92.7								94.0
	Pb	1.31								88.2					
<0.001	Mn	1.60	91.3								91.2				
	Ni	1.53		91.5								92.0			
	Zn	1.91			90.4								94.3		
	Cd	1.45				94.2								94.4	
	Cu	1.70						93.4							94.6
	Pb	2.32								91.5					
Горизонт 56–59 см															
<0.01	Mn	0.58	92.0								92.5				
	Ni	0.64		91.4								91.9			
	Zn	1.27			90.7								92.0		
	Cd	0.72				93.0								93.8	
	Cu	0.86						94.3							94.6
	Pb	1.66								90.8					
<0.001	Mn	1.06	93.3								93.8				
	Ni	1.14		93.1								94.2			
	Zn	1.41			92.5								94.8		
	Cd	1.22				94.0								94.8	
	Cu	1.35						94.6							94.8
	Pb	1.77								91.3					

во втором случае – с природной морской водой соленостью $S \approx 35\%$, отобранной из Центральной впадины Баренцева моря во время рейса.

Взаимодействие катионных форм минералов осадков с обоими растворами сопровождается одинаковой тенденцией – высоким извлечением адсорбированных катионов тяжелых металлов из соответствующих форм минералов – 88.2–95.8% (табл. 9.6.7). При этом отмечается отсутствие зависимости извлечения катионов металлов от крупности пелитовых фракций и содержания адсорбированного катиона тяжелого металла в осадке. При этом, наиболее важный результат – эквивалентный обмен между адсорбированным катионом тяжелого металла и катионом Na^+ раствора в первой реакции: $\text{Cu}^{2+}_{\text{oc}} + 2\text{Na}^+_{\text{p}} \rightarrow \text{Cu}^{2+}_{\text{p}} + 2\text{Na}^+_{\text{oc}}$ и главными катионами морской воды во второй реакции: $\text{Cu}^{2+}_{\text{oc}} + (\text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+})_{\text{p}} \rightarrow \text{Cu}^{2+}_{\text{p}} + (\text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+})_{\text{oc}}$. Из этого следует, что катионы щелочных, щелочноземельных и тяжелых металлов занимают близкие в структурном отношении позиции в глинистых минералах осадков, из которых они достаточно легко вытесняются противоионами растворов. Следовательно, механизм сорбции катионов тяжелых металлов на глинистых минералах – эквивалентный обратимый (практически полностью). Именно такой механизм позволяет адсорбированным катионам тяжелых металлов переходить обратно из осадков в морскую воду.

Таким образом, результаты обменных реакций (сорбция–десорбция) указывают на то, что при определенных физико-химических условиях осадки могут

быть как очистителями морской среды, поглощая природные и техногенные катионы тяжелых металлов, так и ее загрязнителями – при их мобилизации обратно в воду. Именно катионообменные свойства минералов осадков, прежде всего глинистых, способствуют геохимическому круговороту катионов тяжелых металлов в морской среде. Иначе говоря, донные осадки являются важными индикаторами динамики природных явлений и процессов техногенного загрязнения морской среды. Однако в настоящее время эти изменения в содержании катионов тяжелых металлов в осадках большинства акваторий Баренцева моря, в том числе его Центральной впадины, не носят катастрофического характера. В то же время при оценке сорбционной активности осадков конкретного морского региона Баренцева моря необходимо учитывать не только их минералогические особенности, гранулометрический состав, но и концентрации (по возможности) потенциально сорбируемых компонентов в морской воде.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из совокупности полученных экспериментальных данных, можно сделать следующие выводы.

1. Результаты обменных реакций свидетельствуют, что различные литологические типы осадков Центральной впадины Баренцева моря и выделенные из них отдельные фракции являются природными обменниками катионов тяжелых металлов – Mn, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb.

2. Сорбционная способность осадков по катионам тяжелых металлов в значительной степени определя-

Окончание таблицы 9.6.7

Крупность фракции, мм	Катионная форма	Содержание в кат. форме, мг-экв/г	Степень извлечения (%) адсорбированных катионов металлов M^{2+}											
			0.45 н раствор NaCl						морская вода $S \approx 35\%$					
			Mn	Ni	Zn	Cd	Cu	Pb	Mn	Ni	Zn	Cd	Cu	Pb
Горизонт 251–259 см														
< 0.01	Mn	0.38	93.2							92.2				
	Ni	0.40		92.0							92.8			
	Zn	0.63			91.8							92.4		
	Cd	0.52				93.7							94.5	
	Cu	0.59					94.3							94.6
	Pb	0.73							92.5					
< 0.001	Mn	0.84	92.8							94.3				
	Ni	0.93		92.6							94.6			
	Zn	1.21			92.7							95.6		
	Cd	1.16				94.0							95.5	
	Cu	1.22					94.5							95.8
	Pb	1.06							92.2					

ются их минеральным составом. Минералы крупноалевритовой фракции (тяжелая и легкая) – гранат, пирит, черные рудные, группа эпидота, кварц, полевые шпаты и другие – характеризуются крайне низкой обменной емкостью к катионам тяжелых металлов – 0.0001–0.01 мг-экв/г, механизм адсорбции которых – поверхностный изоморфизм. Минералы крупно- и мелкопелитовой фракций – монтмориллонит, хлорит, иллит, смешанослойный смектит-иллит – обладают значительно более высокой емкостью – 0.26–2.32 мг-экв/г. Адсорбция катионов тяжелых металлов на них осуществляется по ионообменному эквивалентному обратимому механизму. Из полученных значений обменной емкости глинистых минералов вытекает, что, находясь в морской среде, они явно недонасыщены относительно катионов тяжелых металлов.

3. Поглотительная способность осадков по катионам тяжелых металлов определяется содержанием в них пелитовой, точнее мелкопелитовой, фракции и возрастает прямолинейно с ее увеличением.

4. Обменный комплекс минералов-сорбентов осадков состоит из главных катионов морской воды – Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , которые легко обмениваются на катионы тяжелых металлов растворов.

5. Присутствующая в осадках иловая вода не оказывает влияние на поглотительную способность минералов-сорбентов осадка в целом и отдельных его фракций. В условиях морской среды сорбция катионов тяжелых металлов в наибольшей степени осуществляется из иловых вод осадков, в которых их концентрации, как правило, на 2–4 порядка больше, чем в придонной морской воде.

6. Получено экспериментальное доказательство, что при определенных физико-химических условиях осадки могут быть как очистителями морской среды, поглощая природные и техногенные катионы тяжелых металлов, так и ее загрязнителями – при их мобилизации из осадков обратно в воду.

9.7. Петрография донного каменного материала Баренцева моря

Г.С. Харин, Д.В. Ерошенко, А.В. Булохов, С.М. Исаченко, Г.В. Малафеев

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

В четвертичных осадках Баренцева моря содержится большое количество грубообломочного донного каменного материала (ДКМ) разной степени окатанности, изучение которого важно при определении типа и состава земной коры, при палеогеографических построениях и выявлении данных о динамике ледового покрова. Исследования ДКМ Баренцева моря начались еще в 1920-х годах. За этот период были сформированы в основном две гипотезы о связи распространения ДКМ с элементами рельефа моря и выходами коренных пород. Одна из них считает ДКМ маркером, пригодным для выделения петрографических провинций на дне Баренцева моря [Кленова, 1960]. В данной главе на основе новых современных данных, полученных в 67 и 68 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2016–2017 гг., оцениваются гранулометрический, петрохимический и минеральный составы ДКМ, даются схемы его распределения, проводится анализ способов транспортировки и оценивается возможность его использования при геологическом картировании. Было обработано 4193 образца в четвертичных осадках, среди которых выделено 86 эталонных типов. Показано, что разнообразие состава ДКМ Баренцева моря зависит от ледникового и ледово-айсбергового разносов. Поэтому использование ДКМ для проведения геологического картирования дна Баренцева моря непригодно. Петрографический состав ДКМ в разных районах Баренцева моря подвержен значительным колебаниям, но в целом он комплиментарен набору горных пород областей сноса прилегающей суши и зависит от масштабов экзарации и выноса экзарационного материала ледником в районы седиментации.

Ключевые слова: грубообломочный материал, петрографический состав.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(34)

ВВЕДЕНИЕ

В четвертичных осадках Баренцева моря содержится большое количество грубообломочного каменного материала, изучение которого важно при определении типа и состава земной коры, при палео-

географических построениях и выявлении данных о динамике ледового покрова. Этот материал, встречающийся во всех арктических и антарктических морях, принято называть «донным каменным материалом» (ДКМ). Он имеет очень разнообразный со-

став, часто несвойственный океанам, разную степень окатанности и размерность. Его наличие в современных морях и океанах объясняется происходящими в позднем кайнозое процессами морской ледовой седиментации [Лисицын, 1994а; Lisitzin, 2002]. В Арктике эти процессы начались в позднем плиоцене, а в Антарктике – в позднем эоцене и продолжают до сих пор. Это было связано с оледенением морей и развитием покровных ледников на континентах, островах и шельфах. Сползающие с суши ледники и плавучие льды не только несли с собой обломки пород, формирующие ДКМ, но и значительно влияли на образование осадочного чехла и геоморфологию в полярных морях. Следует отметить, что каменный материал айсбергового разноса в осадках Атлантики выявлены даже в приэкваториальных областях [Солдатов и др., 1981].

Изучение донного каменного материала Баренцева моря было начато в 1920-х гг. М.В. Кленовой по сборам научно-промысловых и рыбацких судов. Результаты обобщены в ряде статей и в монографии «Геология Баренцева моря», где сделаны два основных вывода: 1 – о слабом влиянии льдов на перенос крупнообломочного материала, 2 – «каждому элементу рельефа Баренцевоморской равнины... присущ своеобразный набор пород» [Кленова, 1960].

Представления М.В. Кленовой о местном (Баренцевоморском) происхождении ДКМ позже стал развивать в. д. Дибнер [Дибнер, 1978]. На их основе он составил геологическую карту Баренцева моря. Эту идею подхватили В.Б. Хасанкаев [Хасанкаев, 1978] и другие исследователи.

В 1976 г. сбор ДКМ при помощи драги и тяжелой трубы большого диаметра и его исследование по профилю п-ов Рыбачий – Земля Франца-Иосифа выполнен Г.С. Хариним и А.А. Красильщиковым [Харин, Красильщиков, 1981] в 23 рейсе НИС «Академик Курчатов» (1976 г.). Данные исследования составляли часть комплексных геолого-геофизических работ по выявлению нефтегазоносных структур в Баренцевом море. Было выявлено, что в составе ДКМ существенно преобладает обломочный материал, принесенный издалека льдами и айсбергами. Так, источником гранитов, гранито-гнейсов, амфиболитов, габброидов и других древних пород были кристаллические комплексы Балтийского щита (Кольский, Рыбачий полуострова). Но в районе Центрального Баренцева плато и Центральной банки предположена возможность наличия коренных обнажений палеогена и мела. Здесь драгой и трубой были получены слабосцементированные алевриты, возраст которых, по данным палинологического анализа 13 образцов, близок между собой и определен как альб-сеноманский.

В 2016–2017 гг. во время экспедиционных работ 67 и 68 рейсов НИС «Ак. Мстислав Келдыш» на 88 станциях были получены пробы ДКМ путем отмывки на ситах дночерпательных и колонковых проб из голоценовых и верхнечетвертичных осадков Баренцева и Печорского морей (рис. 9.7.1) [Харин, Политова и др, 2017; Политова, Новигатский, 2018; Ключиткин, Гладышев, 2019]. Объем осадков при отмывках на каждой станции составлял 5–10 л. Ситовым анализом были выделены фракции песчано-гравийно-галечного материала (0.5–1 мм, 1–3 мм, 3–5 мм, 5–10 мм, 10–25 мм, 25–50 мм, 50–100 мм). Для микроскопического и химического анализов отбирались образцы из фракций >5 мм; в крупнозернистом песке и мелком гравии не отбирались по причине малого веса и размера образцов. Принятая методика работ позволила сопоставить результаты исследований по двум рейсам и создать карты-схемы распределения ДКМ и диаграммы его составов (рис. 9.7.1, 9.7.2). Петрографический и минеральный составы изучались макроскопически и под микроскопом (БМС-1, МП-8, LeicaDM 2500 POL с цифровой камерой DFX 490 с разрешением 8 мегапикселей). Для описания производились сколы образцов. Готовились также протоочки пород и их иммерсионные препараты, которые просматривались при разных увеличениях, изучались и фотографировались под микроскопом. Также было отобрано 9 образцов и сделаны шлифы. Для определения фосфатности и карбонатности пород применялись микрохимические реакции. Особое внимание уделялось окатанности и размерности обломков в разных фракциях. Выделялись следующие степени окатанности: окатанный (округлая галька и гравий), угловато-окатанный (материал преимущественно окатанной формы, но имеющий достаточно видные грани), угловатый (материал с признаками окатанности и наличием четких граней), неокатанный (наличие четких осколочных граней). Выделение четырех степеней окатанности позволило дополнительно контролировать объективность распределения этого, достаточно неточного параметра.

Таким образом, изучено 4192 образца, характеристика которых приведена далее в таблицах. Часть образцов (26) были отобраны на химический анализ. Анализ проводился в лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН на рентгено-флуоресцентном спектрометре МАКС-GVM с вакуумной камерой с обязательной сверкой с имеющимися в лаборатории контрольными образцами. Описания образцов грубообломочного материала, их гранулометрическая характеристика и степень окатанности заносились в таблицы и приведены в разделе петрографического описания (табл. 9.7.3).

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДКМ В ОСАДКАХ
БАРЕНЦЕВА МОРЯ**

Район работ в 67 и 68 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» охватывает всю акваторию Баренцева моря (рис. 9.7.1). Надо отметить, что для рельефа дна Баренцева моря, влияющего на осадконакопление, характерно сочетание пологих банок, глубина которых не превышает 200–300 м, и слабо-выраженных желобов. На склонах некоторых банок (Рыбачья, Мурманская) имеются небольшие уступы, где, судя по данным непрерывного сейсмопрофилирования, эхолотного промера и отбора проб, отме-

чены выходы коренных пород палеогена и верхнего мела [Харин, Красильщиков, 1981]. Для банки Самойлова и Северо-Восточного плато характерен холмисто-грядовый микрорельеф, возможно, моренного происхождения. С учетом вышеизложенного и для более достоверных выводов о закономерностях размещения ДКМ и его связей с источниками поступления было применено районирование станций сбора каменного материала. Были выделены следующие районы их размещения: 1 – северо-западная окраина о. Новая Земля; 2 – центр Баренцева моря; районы: 3 – Печора – Варандей; 4 – Кольского полуострова; 5 – Скандинавский п-ов; 6 – о. Медвежий; 7 – Шпицберген Южный, 8 – Шпицберген Северный, 9 – арх. Земля Франца-Иосифа

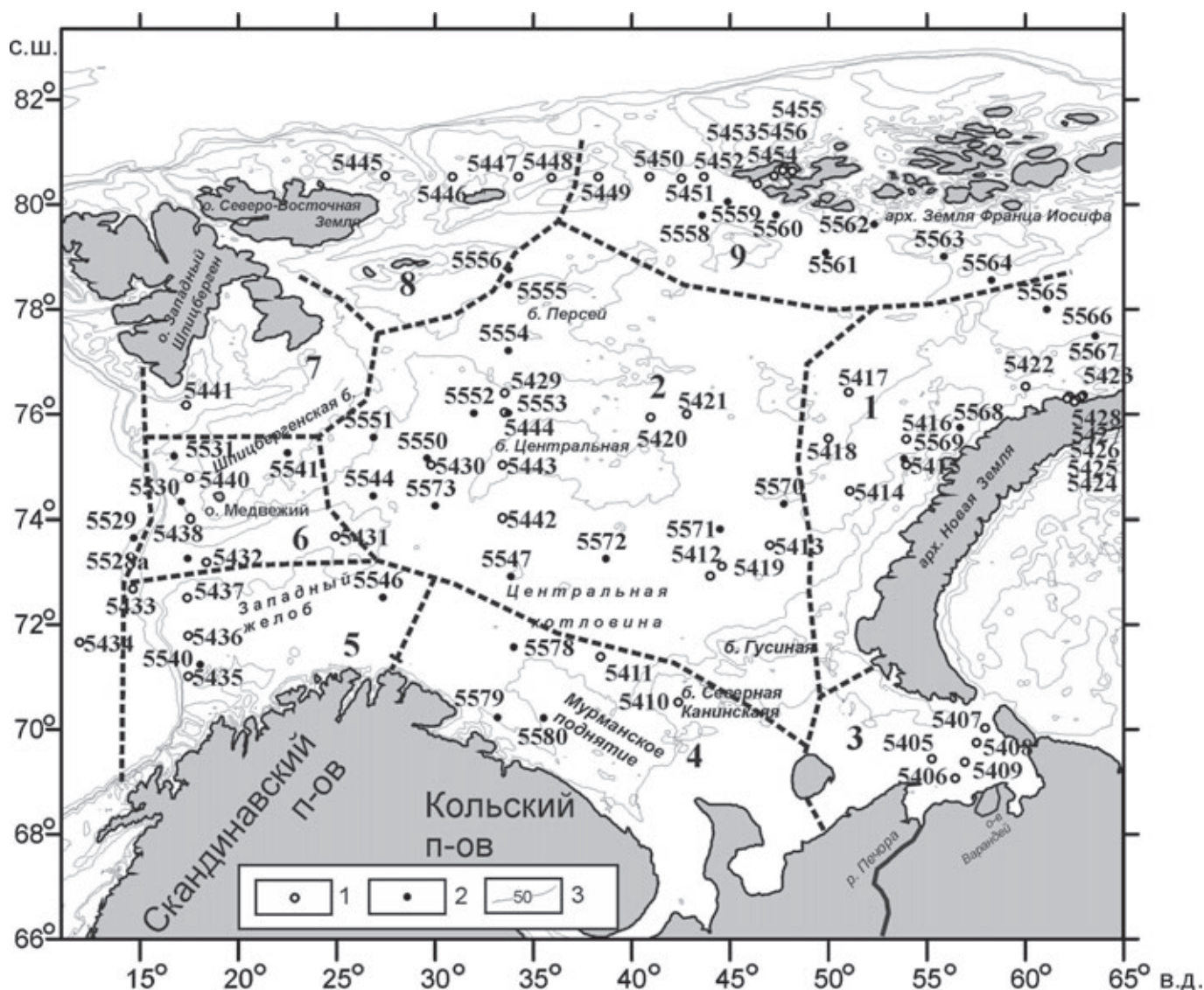


Рис. 9.7.1. Карта станций отбора донного каменного материала (г/10 л осадков) в Баренцевом море по данным 67 и 69 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» (АМК).

1 – станции 67 рейса НИС АМК, 2 – станции 68 рейса НИС АМК, 3 – изобаты (м). Районы на карте: 1 – арх. Новая Земля, 2 – центр Баренцева моря, 3 – Печора – Варандей, 4 – Кольский п-ов, 5 – Скандинавский п-ов, 6 – о. Медвежий, 7 – Шпицберген Южный, 8 – Шпицберген Северный, 9 – арх. Земля Франца-Иосифа

5 – Скандинавского полуострова; 6 – о. Медвежий; 7 – Шпицберген Южный; 8 – Шпицберген Северный; 9 – о. Земля Франца-Иосифа.

Анализ навесок ДКМ показал неравномерность его распределения в позднечетвертичных осадках Баренцева моря (рис. 9.7.2). Максимальное содержание ДКМ приурочено к его северной и западной частям у о-ва Медвежьего (ст. 5440, 5530, 5531), северо-западной окраине Скандинавского полуострова, на мелководье северной окраины арх. Новая Земля (ст. 5427, 5428) (рис. 9.7.2), северо-восточному склону о. Северо-Восточная Земля, центру Баренцева моря (склоны банок Персей и Центральная). Содержание ДКМ в этих местах выше 1000 г на 10 л осадка. У северо-восточного побережья островов Новой Земли (ст. 5428) содержание

ДКМ доходит до 6816 г на 10 л осадка, севернее о. Северо-Восточная Земля (арх. Шпицберген) (ст. 5445) – до 2789 г на 10 л. В центральной части Баренцева моря ДКМ распределен неравномерно; он сосредоточен в районе крупных банок (Персей, Центральная), его максимальное количество приурочено к западному склону банки Центральная (ст. 5553 – 1034 г). Южнее, в Центральной котловине, содержание ДКМ в осадках незначительное и меняется от 26 до 416 г на 10 л.

Распределение гравийно-галечного материала в осадках по фракциям имеет свои закономерности (рис. 9.7.3). Мелкий и средний гравий распределены относительно равномерно по акватории, включая прибрежные отмели (район арх. Земля Франца-Иосифа), склоны банок в центральной части моря и

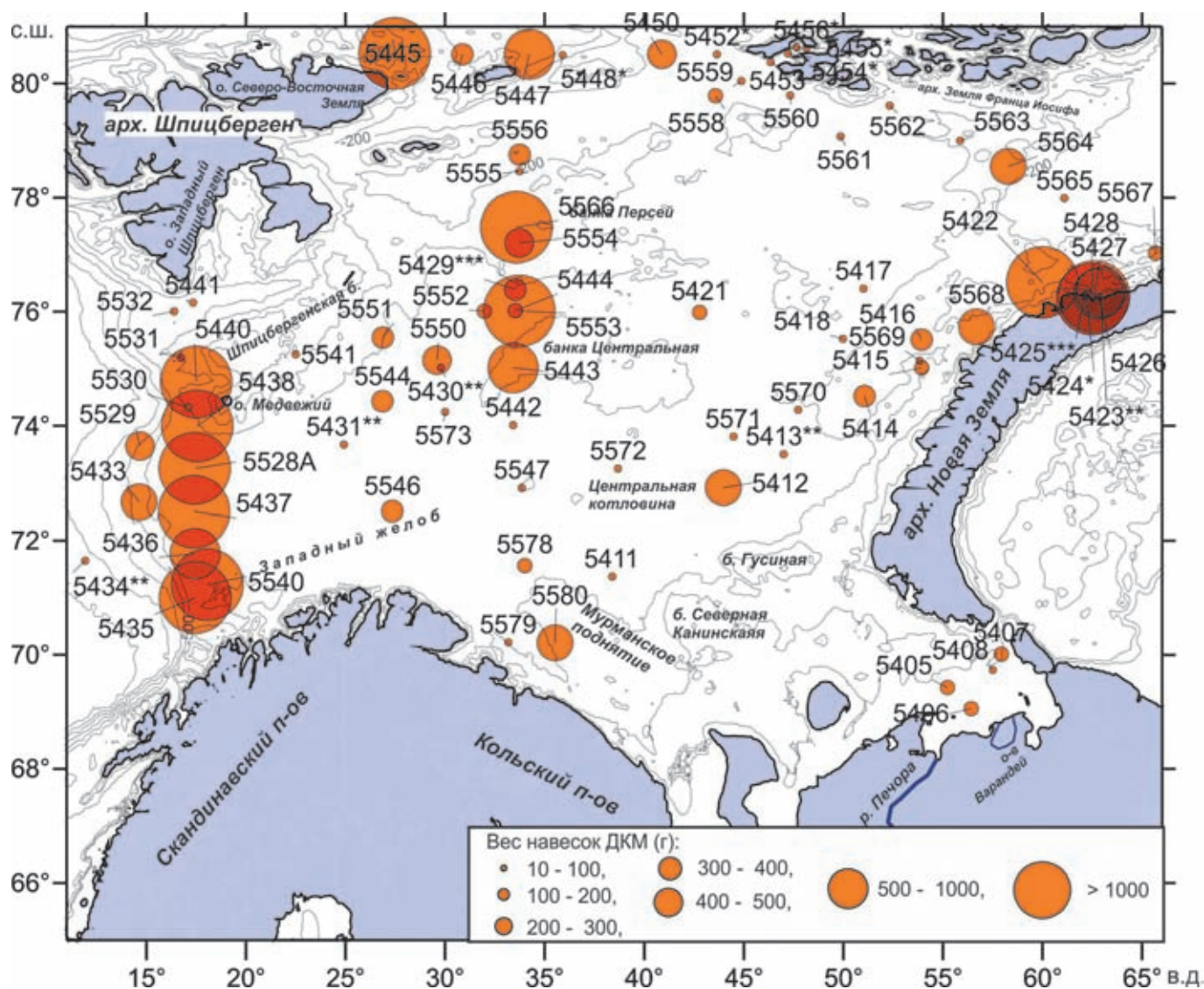


Рис. 9.7.2. Распределение песчано-гравийного (0,5–3 мм) и гравийно-галечного материала (3–100 мм) в осадках Баренцева моря по данным 67 и 68 рейсов «Академик Мстислав Келдыш».

Вес навесок из дночерпателя «Океан» в г/10 л осадка. Цифры – номера станций

Центральную котловину. Крупный гравий приурочен к Шпицбергенскому поднятию, южному склону банки Персей, северо-восточным склонам арх. Новая Земля. При этом фоновое содержание гравийного материала в осадках по всему Баренцевому морю составляет 5–10% от общего веса навески. Крупнообломочный материал (средняя и крупная галька), как видно по рисунку 9.7.3, расположен более компактно. Его максимальные концентрации приурочены, в основном, к северо-западным склонам арх. Новая Земля, Печорскому морю и к району Шпицберген Северный (о. Северо-Восточная Земля) (рис. 9.7.3).

Материал ДКМ характеризуется разной степенью окатанности (рис. 9.7.4). Максимум содержания ДКМ при возрастании степени окатанности постепенно смещается к восточной части Баренцева моря в сторону мелководных банок у Новой Земли (банка к северо-востоку от Новой Земли, глубина менее 200 м) и юго-восточного побережья арх. Земли Франца-Иосифа (ст. 5417, 5424, 5564–5569). ДКМ в центральной части моря (районы южных склонов банок Персей (ст. 5444, 5554–5556) и Центральная (ст. 5443–5442 и 5553)) мало отличаются друг от друга по степени окатанности, что указывает на более-менее сходные условия образования и последующего переотложения. Неокатанный материал сосредоточен в юго-западной и северной частях Баренцева моря, включая побережье Кольского полуострова и Скандинавии (ст. 5578–5580, 5546–5547), западную часть Западного желоба (ст. 5431). В восточной части Баренцева моря к северу от арх. Новая Земля неокатанный материал встречается реже. Материал с промежуточными степенями окатанности характеризуется максимальным площадным распределением, встречаясь как у побережья, так и в центре моря. Его обширное распространение позволяет оценить значительный площадной масштаб размыва и переотложения ДКМ подводными течениями и дальность транспортировки от первичного источника сноса.

Анализ распределения ДКМ по глубинам показал, что основная масса донного обломочного материала сосредоточена в интервалах 150–300 м, что соответствует нижним частям склонов островов и поднятий. На этой глубине формируются конусы выноса терригенного материала, которые простираются достаточно далеко от берега, вплоть до абиссальных частей моря.

Таким образом, скопления крупнообломочного ДКМ образует аномальные участки, расположение которых приурочено к мелководной части моря, банкам, склонам банок и поднятий (глубины 200–300 м). Максимальное количество ДКМ в осадках вскрыто на станциях, расположенных вблизи берега.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ДКМ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

В составе ДКМ Баренцева моря в результате проведенных исследований обломков гравийно-галечной размерности (фракции более 5 мм), было выделено 15 осадочно-органогенных и эффузивно-осадочных, 11 магматических, 5 метаморфических типов пород. Всего выделено 86 разновидностей пород ДКМ (табл. 9.7.1, 9.7.2). Магматические и метаморфические породы составляют подчиненную долю ДКМ. Отдельно выделены: кварц, кальциты, полевой шпат, шлак. Особенностью ДКМ Баренцева моря является относительно одинаковый состав основных доминирующих типов пород по фракциям. Главным образом, это группа осадочно-метаморфических пород, где основную долю составляет гравийно-галечный материал (крупный гравий, мелкая и средняя галька), представленный серыми и серо-коричневыми алевролитами с корками окисленности и пятнами ожелезнения, серыми и темно-серыми сланцами. Крупная галька представлена сланцами, гнейсами, кварцитами и песчаниками. Однако в отдельных регионах доминирование осадочных пород уменьшается.

Особенности распределения петрографических типов пород ДКМ в разных районах представлены в таблице 9.7.3, где указаны также петрографические породы-маркеры, характерные для изученных районов. Наибольшее количество зафиксированных типов пород ДКМ выделено в районе Скандинавского полуострова (24 типа), наименьшее (5 типов) – в районе Печоры–Варандея. В остальных семи районах количество выделенных типов пород колеблется от 14 до 19 (рис. 9.7.5). Во всех изученных районах характерно существенное преобладание осадочных типов пород (более 70%). Среди них наиболее обильны алевролиты (до 60–62%).

Песчаники (до 50%) развиты в районе Печоры–Варандея. В остальных районах они занимают от 6 до 22% ДКМ. Аргиллиты встречаются спорадически в количестве от 1 до 9%. Еще реже встречаются красноцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники. В единичных обломках они отмечены в районах арх. Новая Земля (ст. 5566 и ст. 5428А), Кольского (ст. 5579) и Скандинавского полуостровов (ст. 5546), Шпицбергена Южного (ст. 5441), о. Медвежьего (ст. 5528А). Преобладают кварцполевошпатовые и полевошпат-кварцевые песчаники с известковым и алевритовым цементом. В районе архипелага Земля Франца-Иосифа (ст. 5558) развиты крупнозернистые полевошпат-кварцевые песчаники (SiO_2 86.2%, Al_2O_3 9.99%) с окатанными зернами кварца и угловато-окатанного полевого шпата (табл. 9.7.4). В песчанике отмечены единичные окатанные зерна известняка гравийной размерности (рис. 9.7.6, табл. 9.7.3).

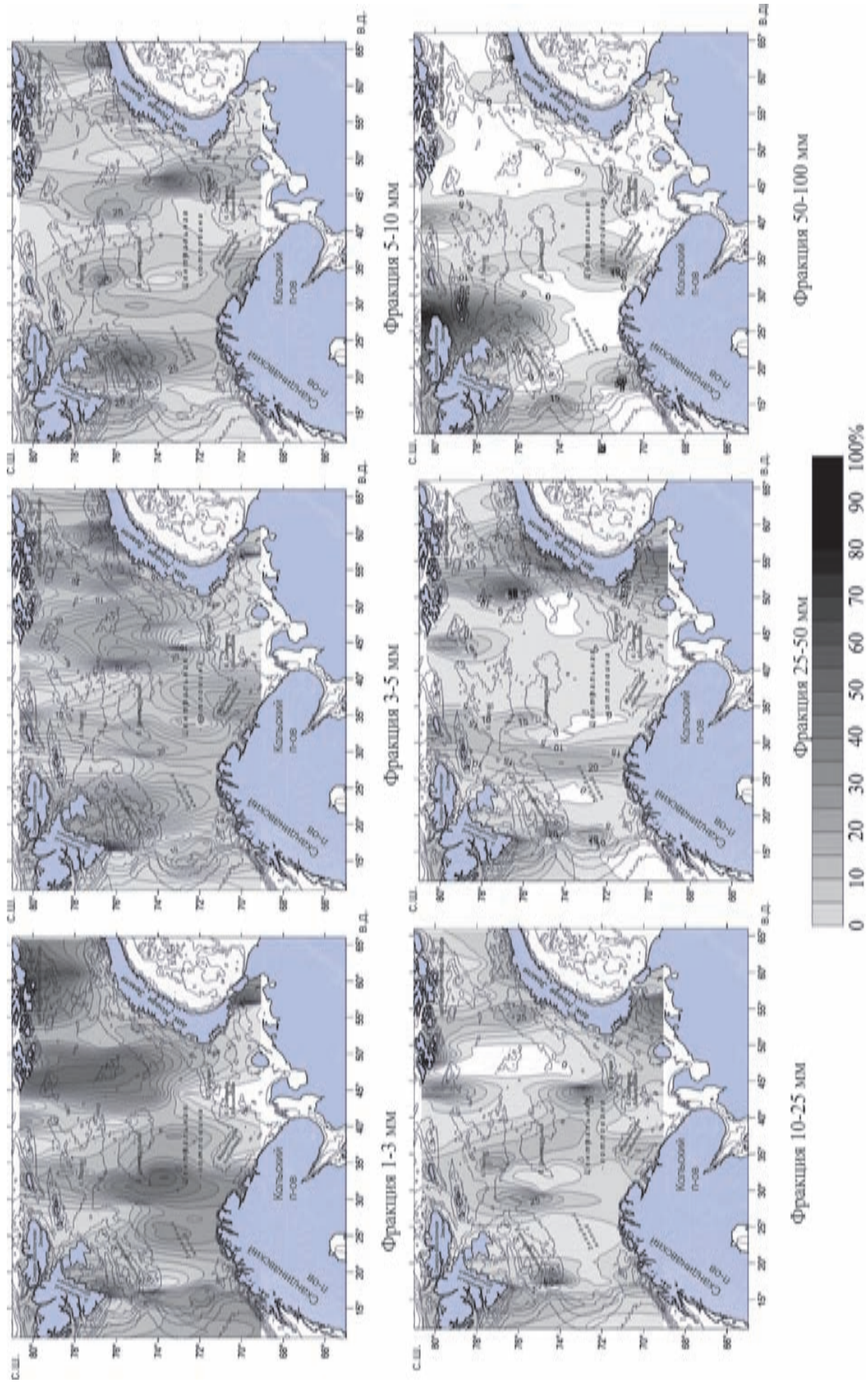


Рис. 9.7.3. Распределение фракций гравийно-галечного материала (% от общего веса навески дночерпателя) в осадках Баренцева моря по данным 67 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш»

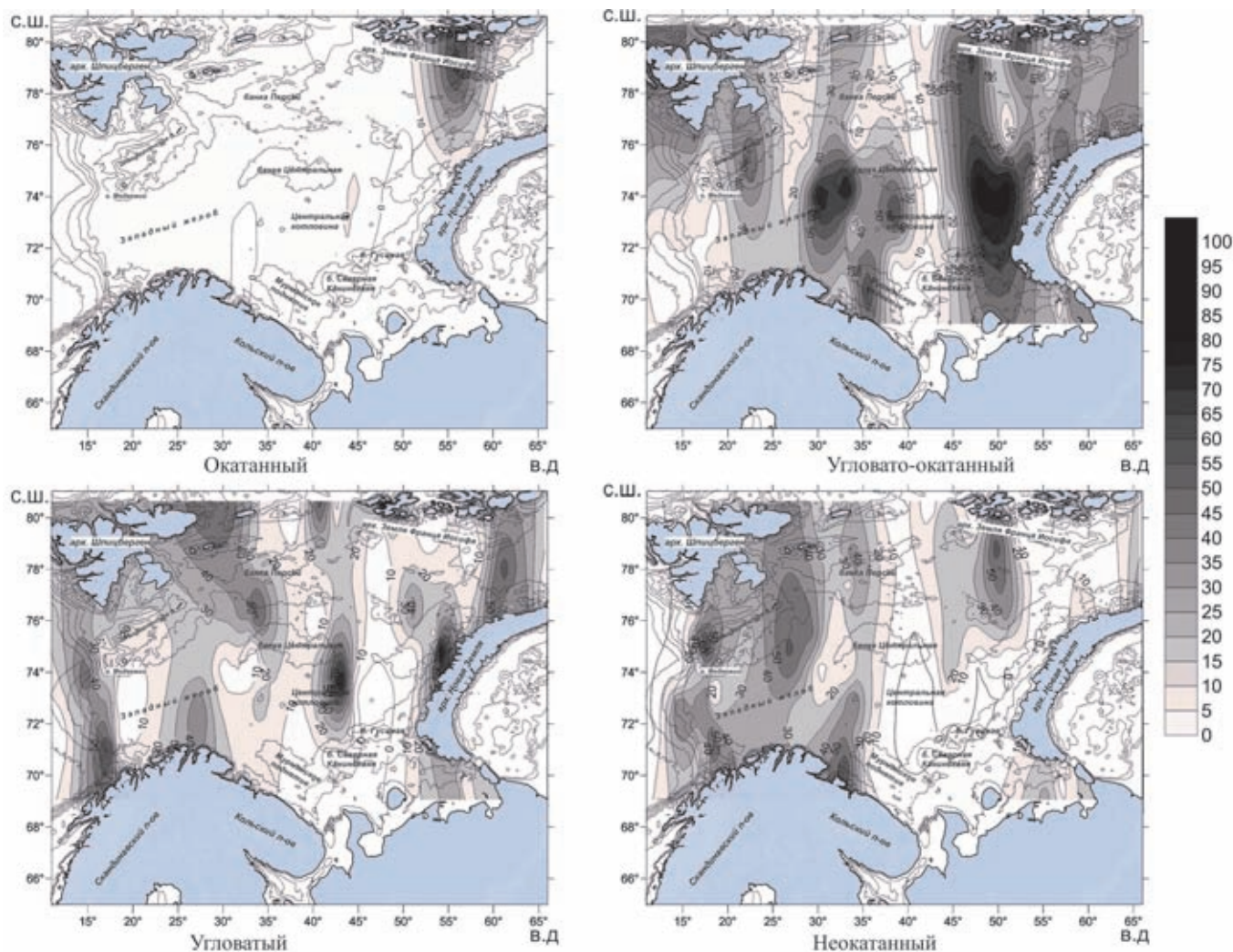


Рис. 9.7.4. Распределение гравийно-галечного материала (в процентах от общего количества обломков) разной степени окатанности в осадках Баренцева моря по данным 67 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Схожие по химическому составу полевошпат-кварцевые песчаники, содержащие SiO_2 84.56% и Al_2O_3 10.29% (табл. 9.7.4), развиты в центре Баренцева моря.

На третьем месте по распространенности после алевролитов и песчаников в донном каменном материале находятся сланцы. Они обнаружены в 5 районах (в четырех не обнаружены). Наибольшее их количество (30% от общего количества ДКМ) отмечено в районе Шпицберген Южный. Среди сланцев по цвету хорошо выделяются черные и серые. По составу главных оксидов они схожи. Черные сланцы в районе о. Медвежьего содержат SiO_2 66.97%, Al_2O_3 – 17.97%; в серых сланцах их соответственно 60.94 и 17.97% (табл. 9.7.4).

Следующим распространенным в ДКМ типом осадочных пород являются известняки. Они отмечены в составе ДКМ во всех районах. В районе Шпицберген Южный серый известняк представлен угловато-окатанными обломками гравийной размерности

(ст. 5441), тогда как в соседнем с ним районе Шпицберген Северный в окрестностях о. Белого (ст. 5447) известняки составляют 37% ДКМ и представлены во всех фракциях в количестве от 33 до 41% ДКМ. Обычно среди них преобладают плотные серые и светло-серые разновидности, слагающие слабоокатанные, угловатые обломки (плитчатые и призматические). Выделены органогенные, ракушечные (со створками брахиопод) и оолитовые известняки. Последние выявлены в шлифах при микроскопическом изучении на ст. 5427 в районе северо-западной окраины архипелага Новая Земля. Известковые оолиты имеют округлую форму размером 0.3–0.8 мм и несколько (от 1–2 до 8) отчетливых оболочек (рис. 9.7.7). Оолиты занимают до 50% площади шлифа. Кроме них в шлифе присутствуют окатанные и угловатые зерна песчаной размерности афанитовых известняков и алевролитов. Цементом является базальная известковая микрозернистая масса с разрушенными фораминиферами.

Таблица 9.7.1. Петрографический состав ДКМ Баренцева моря по данным 67 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Порода	Количество обломков	Число разновидностей типов пород
<i>I. Осадочные, органогенные и эффузивно-осадочные</i>		
Алевролит	2029	8
Аргиллит	170	6
Брекчия	34	5
Доломит	8	1
Железистые корки	5	1
Известняк	111	3
Конгломерат	1	1
Конкреции железистые	5	1
Кремень	17	3
Мергель	5	2
Песчаник	485	12
Сланец	555	8
Фосфорит	1	1
Уголь	13	1
Яшма	4	1
<i>II. Изверженные</i>		
<i>А. Глубинные</i>		
Габброид	2	1
Гранит	119	2
Гранитоид	35	1
Гранодиорит	6	1
Диорит	94	3
Перидотит	2	1
<i>Б. Жильные</i>		
Кварцевая жила	9	1
Пегматоид	34	1
<i>В. Эффузивные</i>		
Базальт	15	1
Диабаз	37	2
Порфирит	3	1
<i>III. Метаморфические и метаморфизованные</i>		
Гнейс	68	3
Кварцит	233	6
Роговик	2	1
Скарн	3	1
Слюдистый сланец	54	1
<i>IV. Отдельные минералы и образцы</i>		
Кальцит	11	1
Кварц	15	2
Полевой шпат	1	1
Шлак	8	1
ИТОГО	4193	85

Таблица 9.7.2. Список эталонных образцов ДКМ Баренцева моря по данным 67 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш»

№	Тип пород	Разновидности	Вес фракций, г					Вес, г	Кол-во обломков разной степени окатанности				Кол-во обломков
			5-10 мм	10-25 мм	25-50 мм	50-100 мм	> 100 мм		ока-тан-ный	урло-ва-ока-тан-ный	урло-ва-тый	не-ока-тан-ный	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	Алевролит	зеленовато-серый	27.0	25.1	42.0	0.0	0.0	94.0	3	6	10	54	73
2	Алевролит	красноцветный	80.0	316.0	0.0	0.0	0.0	396.0	22	82	124	11	239
3	Алевролит	окремненный, с развитием кварца по вторичным трещинам	3.2	117.5	0.0	0.0	0.0	120.6	0	0	11	6	17
4	Алевролит	расланцованный, полосчатой текстуры	2.3	2.5	0.0	0.0	0.0	4.8	0	6	1	3	10
5	Алевролит	серо-коричневый, ожелезненный	414.0	816.5	306.7	0.0	0.0	1537.2	49	160	206	50	464
6	Алевролит	серо-темно-серый	642.9	937.7	269.4	42.2	0.0	1892.2	23	349	400	223	996
7	Алевролит	черный	2.0	29.7	134.7	0.0	0.0	166.3	2	7	2	14	25
8	Алевролит	черный, слюдистый	21.4	0.0	0.0	65.0	0.0	86.4	20	59	84	43	206
9	Аргиллит	красноцветный	6.4	0.0	0.0	0.0	0.0	6.4	1	4	1	2	8
10	Аргиллит	ожелезненный	0.9	0.0	38.4	0.0	0.0	39.3	0	4	0	0	4
11	Аргиллит	окремненный	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0	1	0	0	1
12	Аргиллит	расланцованный, полосчатой текстуры	0.0	0.0	13.3	35.5	0.0	48.8	0	1	4	0	5
13	Аргиллит	серо-темно-серый	1.8	20.4	9.4	0.0	0.0	31.5	2	5	5	2	14
14	Аргиллит	черный	183.4	17.3	47.9	0.0	0.0	248.5	20	56	51	12	138
15	Базальт	единичные обломки базальтов (афанитовых, везикулярных, выветрелых)	4.9	12.2	51.0	0.0	0.0	68.1	1	4	1	9	15
16	Брекчия	с алевролитовым цементом	2.5	5.9	19.4	0.0	0.0	27.8	0	0	1	8	9
17	Брекчия	известковая	0.4	1.3	0.0	0.0	0.0	1.7	0	0	1	1	2
18	Брекчия	окремненная, окварцованная	1.9	2.8	0.0	0.0	0.0	4.7	0	0	1	7	8
19	Брекчия	с железистым цементом	0.3	37.6	43.7	0.0	0.0	81.5	0	1	8	3	12
20	Брекчия	брекчия гнейсовидная, с включениями фосфорита	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0	2	0	1	3
21	Габброид с коркой окисленности		0.0	5.5	70.1	0.0	0.0	75.5	0	0	0	2	2

Продолжение таблицы 9.7.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
22	Гнейс	серый, темно-серый до черного	18.2	39.5	4.5	409.4	0.0	471.6	1	15	35	11	62
23	Гнейс	гранитоиднейс	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0	0	0	1	1
24	Гнейс	слюдистый	1.6	14.9	0.0	0.0	0.0	16.4	0	2	1	2	5
25	Гранит	крупнокристаллический розовый	25.3	14.9	36.9	0.0	0.0	77.1	0	0	2	52	54
26	Гранит	мелко-среднекристаллический, серый	32.5	17.2	0.0	0.0	0.0	49.6	0	8	11	46	65
27	Гранитоид		11.4	2.4	0.0	0.0	0.0	13.8	1	3	0	31	35
28	Гранодиорит		1.6	0.0	20.5	0.0	0.0	22.1	0	0	2	4	6
29	Диабаз	зеленокаменный	3.6	0.0	0.0	0.0	0.0	3.6	0	0	0	1	1
30	Диабаз	афанитовый	11.8	80.4	89.1	0.0	0.0	181.3	2	15	14	5	36
31	Диорит	кварцевый	1.4	10.2	48.1	0.0	0.0	59.7	0	0	1	5	6
32	Диорит	выветрелый	2.8	0.0	0.0	0.0	0.0	2.8	1	0	0	2	3
33	Диорит	разнокристаллический	43.1	36.2	42.4	0.0	0.0	121.8	1	11	11	64	85
34	Доломит		1.3	11.6	16.6	0.0	0.0	29.4	0	3	3	2	8
35	Железистые корки		0.0	12.2	0.0	45.4	0.0	57.6	0	3	1	1	5
36	Известняк	оолитовый пористый серый, до белого с остатками раковин	10.7	87.7	130.1	32.0	0.0	260.5	2	13	11	5	31
37	Известняк	органогенный с остатками брахиопод, обл. ракушек, фораминиферами	0.0	2.3	44.7	0.0	0.0	47.1	0	2	0	0	2
38	Известняк	серый, светло-серый, розовый	27.7	55.9	211.0	206.4	0.0	501.0	5	36	26	10	77
39	Кальцит		3.3	1.9	21.0	0.0	0.0	26.2	1	3	5	2	11
40	Кварц	белый	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	1	2	1	0	4
41	Кварц	зерна кварца разного цвета	3.5	3.8	0.0	0.0	0.0	7.3	3	5	2	1	11
42	Кварц	кварцевая жила	4.9	0.8	0.0	0.0	0.0	5.8	0	0	0	9	9
43	Кварцит	белый	10.1	4.5	0.0	0.0	0.0	14.6	2	11	4	4	21
44	Кварцит	серо-коричневый с пленкой окисленности	53.5	56.2	0.0	249.5	0.0	359.2	5	12	2	0	19
45	Кварцит	розовый, красноцветный	4.0	9.9	0.0	0.0	0.0	13.9	0	3	3	1	7
46	Кварцит	серый, темно-серый	17.8	216.8	93.8	379.7	0.0	708.1	8	12	14	16	50
47	Кварцит	черный	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0	0	0	1	1
48	Кварцит	кварциты разных оттенков	124.8	108.6	0.0	0.0	0.0	233.4	13	40	49	34	135
49	Конгломерат		0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0	0	1	0	1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
50	Конкреции	железистые конкреции	0.0	17.7	36.6	0.0	0.0	54.2	3	2	0	0	5
51	Кремень	опал	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0	0	0	1	1
52	Кремень	голубовато-белого цвета, с стекляннм блеском	0.4	2.4	0.0	0.0	0.0	2.7	0	0	0	3	3
53	Кремень	серый, темно-серый до черного	2.3	12.5	20.1	132.1	0.0	166.9	0	3	2	8	13
54	Мергель	красновато-серый	0.6	1.1	0.0	0.0	0.0	1.7	0	0	0	4	4
55	Мергель	мергель с кварцевыми прожилками	0.2					0.2				1	1
56	Пегматоид		5.1	117.3	0.0	0.0	0.0	122.4	0	1	29	4	34
57	Перидотит		0.0	19.2	0.0	0.0	0.0	19.2	0	0	2	0	2
58	Песчаник	известковистый	0.0	11.7	53.4	223.8	0.0	288.9	0	4	0	2	6
59	Песчаник	кварцевый	9.8	61.7	141.8	111.4	0.0	324.7	4	15	15	13	47
60	Песчаник	кварц-полевошпатовый	5.9	6.0	83.8	0.0	0.0	95.8	1	5	4	0	10
61	Песчаник	красноцветный	12.3	25.8	34.3	0.0	0.0	72.3	5	17	11	1	34
62	Песчаник	серо-коричневого, коричневого цвета с пятнами ожелезнения, ожелезненный	31.0	233.3	91.7	0.0	0.0	356.0	9	50	17	13	89
63	Песчаник	окремненный пльчатый слабоокатанный	3.2	13.9	14.6	0.0	0.0	31.7	0	1	3	2	6
64	Песчаник	темноцветный с включениями титано-магнетита	0.0	20.7	0.0	0.0	0.0	20.7	0	2	2	1	5
65	Песчаник	разнозернистый, серо-зеленый, зеленовато-серый	4.5	138.1	117.7	111.5	0.0	371.8	0	28	17	0	45
66	Песчаник	серый, темно-серый с коркой окисленности	0.0	109.1	79.7	0.0	0.0	188.8	4	2	4	0	10
67	Песчаник	слоистой текстур	3.8	38.4	0.0	0.0	0.0	42.2	3	8	6	0	17
68	Песчаник	разнозернистый серый, темно-серый, желтовато-серый разной степени цементированности	121.7	108.5	138.2	50.6	0.0	419.0	15	72	76	51	214
69	Песчаник	розовый (ортоклазовый)	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0	0	0	2	2
70	Полевой шпат		0.0	0.0	2.3	0.0	0.0	2.3	0	1	0	0	1
71	Порфирит		1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	0	0	1	2	3
72	Роговик		0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0	0	0	2	2
73	Скарн		0.0	8.5	33.7	0.0	0.0	42.1	0	1	1	1	3
74	Сланец	серый до темно-серого с пятнами ожелезнения	147.1	139.6	191.4	510.8	0.0	988.9	8	35	75	184	302
75	Сланец	глинистый темно-серый, серый	16.6	47.1	0.0	0.0	0.0	63.6	4	2	31	25	62
76	Сланец	известковый	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0	1	0	0	1
77	Сланец	ожелезненный, серо-коричневого цвета	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0	0	1	0	1

Продолжение таблицы 9.7.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
78	Сланец	с окварцеванием по вторичной трещиноватости	20.0	0.0	92.5	0.0	0.0	112.5	14	13	4	14	45
79	Сланец	серый, темно-серый	114.0	237.4	38.9	0.0	0.0	390.3	0	2	17	14	33
80	Сланец	слоистый	11.7	143.2	67.6	0.0	0.0	222.5	2	3	18	31	54
81	Сланец	черный сланец	46.2	117.1	249.4	81.8	0.0	494.5	5	8	44	48	105
82	Сланец	филлит	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	2	0	1	3	6
83	Фосфорит		0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0	1	0	0	1
84	Уголь		0.3	7.2	0.0	0.0	0.0	7.5	1	1	8	3	13
85	Шлак		0.1	1.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0	0	0	8	8
86	Яшма		2.1	4.8	0.0	0.0	0.0	6.9	0	1	3	0	4

Таблица 9.7.3. Петрографические характеристики донного каменного материала, полученного из осадков Баренцева моря в 67 и 68 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Район	№ станции	Фракция, мм	Состав	Описание доминирующих групп пород	Краткое описание некоторых породных маркеров
1. Арх. Новая Земля	2	3	4	5	6
	5415–5417, 5422, 5423, 5425–5428, 5565–5569	5–10	Алевролит (60%), аргиллит (11%), сланец (10%), кварциты (9%), песчаник (5%), кварц (1%). Единичные обломки (менее 1%): известняк, диорит, кальцит, брекчия, гранитоид, гнейс, гранит, доломит, обломки коралла, мергель, фосфорит	Крупный гравий. Доминирует алевролит ожелезненный, серо-коричневого цвета с коркой окисленности и остатками фауны (мшанки) на поверхности (ст. 5566); аргиллиты черные окатанные (ст. 5566); сланцы алевролитовые серые, темно-серые с развитием кварца по вторичной трещиноватости (ст. 5567, 5568, 5427); песчаник серо-коричневого цвета с пятнами ожелезнения, кварцит серого и желтовато-серого цвета разной степени окатанности (ст. 5416, 5427, 5566)	Ст. 5566: аргиллит красноцветный; сланцы от серо-зеленого до черного цветов, слюдястые, с кварцевыми прожилками; песчаник полимиктовый слабоцементированный, обломки песчаника с Fe коркой и остатками фауны. Обломки выветрелого диорита. Фосфорит черный кремнистый (единичные обломки (1×1 см)). Ст. 5427 – оолитовый известняк, органический с галькой известняка с фораминиферами. Высокое содержание Sr (1279 ppm)
		10–25	Алевролит (74%), песчаник (7%), кварцит (7%), сланец (5%), брекчия (2%), аргиллит (2%), известняк (1%). Единичные обломки (менее 1%): кремень, уголь, гранит, яшма	Мелкая галька. Доминирует алевролит серого, темно-серого цвета с коричневой коркой окисленности на поверхности (ст. 5567, 5427, 5422, 5415, 5423); песчаник разнотернистый, серый, темно-серый разной степени сцементированности и песчаник серо-коричневого цвета с пятнами ожелезнения (ст. 5427, 5416, 5422, 5428); кварциты серых, серо-коричневых оттенков, окатанные и угловато-окатанные (ст. 5568, 5427, 5566, 5428)	Ст. 5428: окварцованный аргиллит темно-серый до черного; черный сланец, песчаник с пятнами ожелезнения. Ст. 5427: песчаник мелкозернистый с окварцеванием по трещинам
		25–50	Сланец (37%), алевролит (23%), песчаник (11%), известняк (10%), аргиллит (8%), брекчия (3%). По 1% обломки гнейса, доломита, кварцита, кальцита, полевого шпата, железистых конкреций	Средняя галька. Доминирует: сланец серый, темно-серый с окварцеванием по вторичным трещинам (ст. 5568); алевролит серый, темно-серый до черного с тонкой коркой окисленности на поверхности и остатками фауны (мшанок, губок); (ст. 5566) (ст. 5422, 5415, 5427); песчаник разнотернистый известковистый, песчаник серый, темно-серый с коркой окисленности (ст. 5427, 5423, 5566).	Ст. 5428: алевролиты темно-серые до темно-коричневого цвета, кварциты серые, темно-серые; доломит известковый пористый, серого цвета. Ст. 5427: алевролит красноцветный, известковая брекчия, обломки известняков и черных сланцев плитчатой формы; единичные обломки: друзы кварца, калиевого полевого шпата. Ст. 5568, 5566 – единичные обломки кварцевых песчаников
		50–100	Кварцит (38%), сланец (25%), известняк (25%), песчаник (13%).	Крупная галька кварцитового состава. Доминируют кварциты рассланцованные с коркой ожелезнения по поверхности, серо-коричневого цвета (ст. 5566); сланцы алев	Ст. 5446: песчаник кварцевый мелкозернистый, пористый, выколотый по тектоническим трещинам, обломок ромбоэдрической формы размером 7,5'5,5×3,5 см. Обломки

1	2	3	4	5	6	
2. Центр Баренцева моря	5412, 5425, 5443, 5444, 5544, 5547, 5550–5556, 5570–5573	5–10	Алевролит (57%), песчаник (17%), сланец (17%), гранит (6%), гнейс (3%), аргиллит (2%), кварцит (2%), брекчия (1%). Единичные обломки (менее 1%): кремень, диорит, известняк, кальцит, мергель, роговик.	Крупный гравий алевролитового состава. Доминирует: алевролит серый, темно-серый с признаками расщепления, с тонкой коркой окисленности на поверхности, угловато-окатанный, угловатый (ст. 5412, 5443, 5544, 5547, 5550, 5551, 5552, 5553, 5556, 5573); песчаник разнородный серый, темно-серый, желтовато-серый, разной степени цементованности (ст. 5443, 5444, 5547, 5551, 5552, 5555, 5556, 5571); угловатые обломки черного сланца (ст. 5442, 5552, 5556), сланец алевролитовый серого, серо-зеленого цвета с пятнами ожелезнения (ст. 5550, 5556, 5572)	ролитовые серые и сланцы черные (ст. 5426, 5566); известняк серый пористый плитчатый (ст. 5426)	черных сланцев, размером до 4.5 см. Ст. 5426: известняк плитчатый, пористый
		10–25	Алевролит (37%), сланец (34%), песчаник (14%), кварцит (6%), кремень (4%), брекчия (1%), обломки железистых корок (1%). Единичные обломки (менее 1%): аргиллит, доломит, конкреции	Мелкая галька. Доминирует: алевролит серый, темно-серый с признаками расщепления, с тонкой коркой окисленности на поверхности, угловато-окатанный, угловатый (ст. 5412, 5443, 5550, 5551, 5553), сланец алевролитовый серого, темно-серого цвета (ст. 5550, 5551, 5553, 5556), песчаник разнородный серый, темно-серый, желтовато-серый, разной степени цементованности (ст. 5443, 5547, 5551, 5552, 5556)	Ст. 5550: песчаник с-м/з серо-зеленоватый (с глауконитом). Ст. 5556: песчаник кварцевый. Ст. 5443, 5444, 5554: черные сланцы. Ст. 5412: диорит разнокристаллический слабополосчатый с высоким содержанием Na ₂ O (5.76%), Sr (874 ppm), Ba (574 ppm). Ст. 5412: доломит с высоким содержанием V (101ppm)	
		25–50	Песчаник (27%), сланец (27%), алевролит (23%), аргиллит (18%), кремень (5%)	Средняя галька. Доминирует: песчаник кварцевый мелкозернистый (ст. 5444, 5554); сланец алевролитовый серый, темно-серый, зеленовато-серый (ст. 5544, 5553, 5550); алевролит расщепленный серый с пятнами ожелезнения (ст. 5553)	Ст. 5443, 5544: черный сланец. Ст. 5544: плитка аргиллита с железистой коркой (4×3×1.8 см). Ст. 5551: сланцы темно-серого цвета, обломки до 6.6'5.6×1.5 см. Ст. 5553: песчаник полевошатово-кварцевый (SiO ₂ 84.56%)	
	50–100	Аргиллит (50%), песчаник (25%), сланец (13%), алевролит (13%)	Крупная галька. Доминируют: угловатые обломки аргиллита расщепленного, пористой текстуры (ст. 5554); угловатый обломок песчаника разнородного светлого серого (ст. 5551), угловатый обломок песчаника кварцевого (ст. 5553); сланец брекчиевидный, угловато-окатанный (ст. 5412)	Ст. 5425: эллипсоидальный лепешковидный обломок (8.5'6×3 см) алевролита зеленовато-серого цвета, слюдистого, с ходами илоедов; сверху и с боков оброс оксидной железистой коркой, толщиной до 0.5–1 см. Ст. 5551: окатанный обломок сланца темно-серого цвета (6.6'5.6×1.5 см)		

1	2	3	4	5	6
3. Печора-Варандей	5405-5407	5-10	Песчаник (67%), гранит (11%), диорит (11%), алевролит (11%)	Крупный гравий. Доминирует: неокатанные обломки песчаника окремненного плейстоценого (ст. 5406), обломки слабоокатанного разнородного песчаника серого, темно-серо-желтовато-серого угловатой формы (ст. 5405, 5407), неокатанный обломок гранита красновато-серо-коричневого и диорита (ст. 5407). Ст. 5405: гранит среднекристаллический угловатой формы. Ст. 5407: угловатый окатанный обломок окварцованного алевролита от серо-зеленого до темно-зеленого цвета	Ст. 5407: диорит среднекристаллический, SiO ₂ (57.70%), Ba (579 ppm)
		10-25	Известняк (42%), песчаник (25%), обломки железистых корок (17%), алевролит (8%), кварцит (8%)	Мелкая галька. Доминирует: известняк серый, плитчатой формы, угловатый, угловато-окатанный (ст. 5405, 5407); песчаник окремненный, плитчатый слабоокатанный (ст. 5406); песчаник мелкозернистый желтовато-серый, плоский, угловатый (ст. 5407)	Ст. 5405: кварцит серый, окатанный обломок размером 2.5×2×2 см; известняк песчаный, пористый, серый с розовым оттенком. Ст. 5407: алевролит окварцованный зеленовато-серый, железистая корка плоская 3-4.×2×1 см. Ст. 5406: кварцит серый окатанный (2.5×2×2 см); известняк слабоокатанный (остаток коралла)
4. Кольский полуостров		25-50	Песчаник (67%), известняк (33%)	Средняя галька. Ст. 5405: песчаник кварцполевошпатовый, мелкозернистый, зеленовато-темно-серый (размер от 1 до 4 см, обломки окатанной формы). Ст. 5406: песчаник окремненный плитчатый слабоокатанный серого цвета. Ст. 5407: песчаник мелкозернистый коричневый; известняк органогенный, светло-серый, раковинный, створки мелких брахиопод образуют тонкие слои	Ст. 5407: известняк раковинный с тонкими прослоями мелких брахиопод
	5578-5580, 5410, 5411	5-10	Алевролит (59%), песчаник (13%), диабаз (9%), диорит (5%), сланец (5%), кварцит (3%), гранит (1%), мергель (1%). Единичные обломки (менее 1%): диорит, аргиллит, известняк, кварц, полевой шпат	Крупный гравий алевролитового состава. Доминируют: угловато-окатанные обломки алевролитов серого, темно-серого цвета (ст. 5580); песчаник разнородный серый, темно-серый, желтовато-серый разной степени сцементированности, разной степени окатанности (ст. 5579, 5580); диабаз зеленокаменный неокатанный (ст. 5580), диорит	Ст. 5580: алевролиты темно-серые угловато-окатанные, серо-коричневые ожелезненные, песчаники серые, темно-серые, желтовато-серые (SiO ₂ 74.51%, Co 230 ppm), единичные обломки слоистого серого песчаника; единичные зерна угловато-окатанного темно-серого разнородного аргиллита; окатанная и угловато-окатанная галька

1	2	3	4	5	6
				(ст. 5579)	темно-серого, серого алевролита; обломки шлака, известняка светло-серого пористого со створками брахиопод. Ст. 5578, 5579; песчаник кварцевый неокатанный, песчаник красноцветный угловато-окатанный. Ст. 5580, диорит: SiO ₂ (54,12%; 58,12%), Ba (970 ppm)
		10–25	Алевролит (40%), песчаник (23%), шлак (15%), диабаз (4%), диорит (4%), сланец (4%), кварцит (2%), гранит (2%), мергель (2%), известняк (2%), доломит (2%)	Мелкая галька. Доминирует: угловатые, угловато-окатанные серые, темно-серые алевролиты (ст. 5580, 5578); песчаники серые, темно-серые, желтовато-серые разной степени сцементированности с окварцеванием по вторичным трещинам (ст. 5580, 5578)	Ст. 5579: песчаник м/з красноцветный. Ст. 5580: песчаник слоистый, темно-серый с пятнами ожелезнения; кварцит темно-серый, известняк серый пористый со створками брахиопод; обломки афанитового диабаз, гранита, диорита. Ст. 5578: доломит серый.
		25–50	Базальт (100%)	Средняя галька. Ст. 5580: базальт афанитовый темно-серый	
		50–100	Алевролит (100%)	Крупная галька. Ст. 5578: угловато-окатанная галька серого алевролита с пятнами ожелезнения, окремненного (46×30×22 см) (ст. 5578).	
	5433, 5435-5437, 5540, 5546	5–10	Алевролит (47%), песчаник (10%), гнейс (7%), диорит (7%), сланец (7%), гранитоид (6%), кварцит (4%), уголь, гранит по 2%. Известняк (1%). Единичные обломки (менее 1 %) аргиллита, брекчии, яшмы, диабаз, диоритов, гранита, кальцита, кварца, пегматоида, полевого шпата, шлака – всего 3.8%	Крупный гравий алевролитового состава. Доминирует: алевролит серо-темно-серый (ст. 5433, 5435, 5540, 5546); песчаник разнородный серый, темно-серый, желтовато-серый, розовый разной степени сцементированности (ст. 5433, 5435, 5546), песчаник разнородный, серо-зеленый, зеленовато-серый слабоцементированный, угловато-окатанный (ст. 5546); угловатые обломки аргиллитового гнейса черного цвета (ст. 5546)	Ст. 5546: песчаник кварцевый. Ст. 5437: песчаник среднеристый серый полосчатый, песчаник крупнозернистый коричневый; диорит серый плейчатый с мусковитом, серый кварцевый с роговой обманкой; обломки черного слюдяного сланца. Ст. 5436: алевролит окремненный зелено-серый, слоистый; слюдястый (мусковитовый) сланец. Ст. 5546: аргиллит красноцветный окремненный. Единичные обломки розового гранита, серого кварца
5. Скандинавский полуостров		10–25	Пегматоид (18%), алевролит (13%), сланец (13%), песчаник (13%), кварцит (13%), гнейс (10%), диабаз (6%), диорит (5%), гранит (2%), кварц (2%), перидотит (2%); обломки гранитоидов, известняка, габброидов, доломита – по 1%.	Мелкая галька. Доминирует: угловатые и неокатанные обломки пегматоидов (ст. 5435, 5437); алевролит серый, темно-серый с пленкой окисленности, частично слабоцементированный, угловатый (ст. 5435, 5446, 5540); сланцы слюдястые с пятнами ожелезнения (ст. 5435, 5437)	Ст. 5435: пегматоиды, гранитоиды, обломки слабоокатанные, изометричные (от 2 до 4 см), среди них есть 5–6 обломков габброидов; кварциты. Ст. 5546: обломки гнейсов с кварцевыми прожилками. Ст. 5433 и 5437: угловатые обломки розового крупнокристаллического гранита; обломки среднекристаллического диорита; кварциты полуокатанные серые, желтые. Ст. 5437, диорит: SiO ₂ (61,19%), Ba (921 ppm)

1	2	3	4	5	6
		25–50	Сланец (54%), диорит (15%), диабаз, габброид, брекчия, гра-нодиорит – по 8%	Средняя галька. Доминирует: сланец слюди-стый серый с пятнами ожелезнения (ст. 5437, 5540); неокатанный, обломки диорита (ст. 5546), угловато-окатанный обломок кварце-вого диорита крупнокристаллического (ст. 5537)	Ст. 5433, 5435, 5437: сланцы серые, темно-серые, слюдистые; обломки черных сланцев (Ba 921 ppm). Ст. 5437: угловатые обломки из сростков крупнокристаллических полевых шпатов (розоватых ортоклазов); кварцит серый (плитка до 8 см), с блестящей поверх-ностью
		> 50	Гнейс (100%)	Крупная галька. Ст. 5540: галька диоритово-го гнейса	
	5438, 5440, 5541, 5528А, 5529, 5530, 5531, 5532	5–10	Алевролит (53%), песчаник (15%), гранит (13%), кварцит (3%), диабаз (2%), пегматоид (2%), диорит (2%), кварц (2%). Обломки сланцев, артиллитов, известняков (1%). Единичные обломки (менее 1%): брекчия, гнейс, гранитоид, кремень, порфирит, базальт, доломит, роговик.	Крупный гравий. Доминирует: алевролит серый, темно-серый с признаками раслан-цовывания средней степени окатанности (ст. 5438, 5528А, 5529, 5541); песчаник разнозер-нистый серый, серо-коричневый, полимик-товый желто-серый (ст. 5438, 5529); неока-танные обломки крупнокристаллических гранитов серо-розового цвета (ст. 5528А), диориты среднекристаллические	Ст. 5441, 5446: песчаники мелкозернистые красноцветные, серые. Ст. 5445: сланцы (до 20 обломков) (1 – слюдистый сланец муско-витовый – 1, песчаники – 10, алевролиты – 15). Ст. 5438: обломок роговика. Ст. 5541, диориты: (SiO ₂ 54.31%; 57.04%; 59.34%)
6. О. Мелвэжкий		10–25	Алевролит (43%), песчаник (23%), сланец (15%), диабаз (6%), диорит (5%), гранит (3%). Единичные обломки (менее 1%): известняк, брекчия, базальт, доломит, белемнит, железистые конкреции.	Мелкая галька. Доминирует: алевролит се-рый, темно-серый (ст. 5438, 5440, 5529, 5528); песчаник разнозернистый зеленовато-серого цвета с редкими пятнами ожелезнения (ст. 5438, 5440); сланец серый, темно-серый (ст. 5438, 5440)	Ст. 5440: обломки слюдистых сланцев, вы-ветрелого базальта, белемнита грубчатой формы; известняк окремненный пористый серый. Ст. 5528А единичные обломки гра-нита розового расщепленного, диорита; отмечены красноцветные алевролиты, песчаник кварц-полевошпатовый. Ст. 5454: базальт (диабаз зелено-каменный) микро-кристаллический, темно-серый, 2 угловатых обломка: 1 – размером 6'4×3 см, 2 – зеле-но-темно-серый, зеленокаменный диабаз размером 3×2×1.5см;
		25–50	Песчаник (38%), алевролит (19%), кварцит (14%), сланец (14%), известняк (10%), скарн (5%)	Средняя галька. Доминируют: песчаник разнозернистый зеленовато-серого цвета (ст. 5438); алевролит серо-коричневый с тонкой пленкой окисленности на поверхно-сти, ожелезненный (ст. 5440, 5528А); кварцит зернистый серого и темно-серого цвета (ст. 5438, 5529)	Ст. 5438: песчаник среднезернистый, поли-миктовый желто-серый, окатанный; черный сланец, плитка, содержит Al ₂ O ₃ 17.23%. Ст. 5440: песчаник мелкозернистый кварцевый и полимиктовый, серого и темно-серого цвета. Ст. 5445: гнейс (развальцованный), уплощенный, полосчатый (обломок раз

Продолжение таблицы 9.7.3

1	2	3	4	5	6
7. Шпицберген Южный					мером 7'5×3 см: слои пироксена до 2 см, линзовидные слои плагиоклаза и кварца). Ст. 5528А: щелочной гранит с повышенным содержанием Na ₂ O (7,29%). Ст. 5528А: скарн темно-серый полосчатой текстуры с карбонатно-известковыми прожилками, неокатанный
		50–100	Сланец (50%), кремьень (50%)	Крупная галька. Ст. 5529: угловатый обломок серого кремня с характерным стекловатым сколом. Ст. 5528А: угловатый обломок серого алевритового сланца, плитчатой формы, с коричневой пленкой окисленности на поверхности	Ст. 5528А: сланец слабокремнистый, SiO ₂ (60,94%), Al ₂ O ₃ (17,97%), Zn (124 ppm)
	5441	5–10	–	–	–
		10–25	Сланец (30.4%), алевролит (13%), гранит (13%), диорит (13%), песчаник (13%), гранодиорит (9%), известняк (4%), порфирит (4.3%)	Мелкая галька. Состав: черный сланец, угловатые и слабоокатанные обломки известняка серого песчаного, песчаник разнозернистый зелено-серого цвета; песчаник красноватый, единичные обломки порфирита, диорита, гранодиорита, гранита; алевролит рассланцованный серого цвета с пятнами ожелезнения; обломок угловато-окатанный черного сланца (4.5 см), содержит прослой алевролита; алевролит зелено-серый (ст. 5441)	Ст. 5441: диорит SiO ₂ (54.31–57.01%), Ва (206–419 ppm)
		25–50	Диорит (100%)	Крупная галька. Ст. 5441: угловатый обломок диорита	–
		50–100	–	–	–

1	2	3	4	5	6
8. Шпицберген Северный	5445–5448	5–10	Известняк (41%), сланец (18%), алевролит (15%), песчаник (8%), базальт (4%), гранит (4%), кварцит (3%), гранитоид (2%). Единичные обломки (менее 1%): гранодиорит, гнейс, диабаз, диорит, кварц, яшма	Крупный гравий. Доминируют: известняки светло-серые мелкозернистые, пористые, слабоокатанные (ст. 5447); сланец серый, темно-серый (ст. 5445); алевролит серый, темно-серый (ст. 5445, 5446)	Ст. 5445: слюдястый сланец (мусковитовый), песчаники, алевролиты; гранит желто-серый; яшма розовая; кварцевый диорит. Ст. 5447: кварциты серые, темно-серые, форма обломков угловатая и угловато-окатанная; черный сланец (плитки); Ст. 5447: базальт (диабаз), угловатый обломок; гранит микрокристаллический желто-серый. Ст. 5445: диабаз афанитовый SiO ₂ (36,42%), V (146 ppm). Ст. 5446: диабаз SiO ₂ (41,48%), Cr (7,54 ppm). Ст. 5446: диорит SiO ₂ (56,43%), Ba (545 ppm)
		10–25	Кварцит (35%), известняк (19%), сланец (16%), алевролит (13%), базальт (6%), гранит (6%), конгломерат (3%)	Мелкая галька. Доминируют: неокатанные обломки кварцитов зернистых темно-серых (ст. 5447); известняки белые пористые с остатками раковин (оолитовые?) (ст. 5445, 5447); неокатанные обломки темно-серых сланцев (ст. 5445)	Ст. 5447: кварцит кремнистый желто-серый; базальт афанитовый темно-серый. Ст. 5445: алевролит темно-серый окремненный. Ст. 5446: алевролиты серые, темно-серые, кварциты, гранит среднекристаллический желтовато-серый; граниты розово-красные; конгломерат (гравелит)
		25–50	Известняк (33%), базальт (17%), песчаник (17%), диабаз (17%), диорит (17%).	Средняя галька. Доминируют: угловатые обломки известняка мелкозернистого серого (ст. 5447); обломки базальтов, диабазов, песчаников (ст. 5445, 5446, 5447)	Ст. 5446: диорит среднекристаллический, обломок угловатый, размером 4,5'4×3,5 см; песчаник кварцевый мелкозернистый светло-коричневый; слабоокатанный кристалл серого кварца; кварцит белесо-белый; темно-серые афанитовые базальты (диабазы). Ст. 5447: хорошо окатанная галька (валунчик до 4 см) базальта. Ст. 5445: базальт (диабаз зеленокаменный) микрокристаллический, темно-серый, 2 угловатых обломка (1 – размером 6'4×3 см, 2 – зелено-темно-серый, зеленокаменный, размером 3×2×1,5 см)
		50–100	Известняк (33%), гнейс (33%), железистые корки (33)	Крупная галька. Ст. 5445: гнейс (развалцованный, тектонический), уплощенный, полосчатый. Обломок размером 7'5×3 см: слойки пироксена до 2 см, линзовидные слойки плагиоклаза и кварц. Ст. 5447: известняки светло-серые, средне-мелкозернистые, угловатые, размером до 7'5'5 см	

Продолжение таблицы 9.7.3

1	2	3	4	5	6
9. Земля Франца-Иосифа	5450, 5455, 5558–5564	5–10	Песчаник (22%), алевролит (22%), сланец (14%), обломки железистых корок (12%), диабаз (9%), аргиллит (6%), диорит (6%), гранит (4%), кварцит (2%), гнейс и кальцит по 1%	Крупный гравий алевролитово-песчанистого состава. Доминируют: песчаник разнородный серый, темно-серый, желтоватосерый разной степени цементирования (ст. 5561, 5559); алевролит серый, серо-коричневый ожелезненный (ст. 5564); черный сланец (ст. 5561), сланец серый, темно-серый (ст. 5560, 5561) сланец глинистый (ст. 5564)	Ст. 5564: глинистые сланцы с высоким содержанием Al ₂ O ₃ (17%), V и Ba; алевролит серый, ожелезненный (ряд обломков с коркой ожелезнения). Обломки черных сланцев. Ст. 5558: обломки плейкачато слюдистого сланца. Ст. 5561: кварцевый песчаник с карбонатным цементом. Ст. 5558: песчаник разнородный полевошпатово-кварцевый (SiO ₂ 86,21%)
		10–25	Алевролит (32%), песчаник (32%), сланец (18%), обломки железистых корок (5%), кварцит (5%), гнейс (3%), известняк (3%), конкреции железистые (3%)	Мелкая галька. Доминируют: окатанная и угловато-окатанная алевролит преимущественно коричневого и черного цвета ожелезненный с редкими признаками расщепления (ст. 5564, 5562); песчаник серого, серо-коричневого цвета с пятнами ожелезнения (ст. 5562, 5564, 5558); сланец серый, темно-серый (ст. 5450, 5558, 5564)	Ст. 5455: черный алевролит слаболигифицированный, 2 – алевролит литофицированный окремненный. Ст. 5559: слюдистый гнейс. Ст. 5558: плитки черного сланца с высоким содержанием V(505 ppm), Cr (334 ppm), Ba (504 ppm)
		25–50	Песчаник (63%), алевролит (13%), гранит (13%), конкреции (13%)	Средняя галька. Доминируют: песчаник мелкозернистый коричневого цвета с признаками расщепления (5 окатанная и угловато-окатанная обломков) (ст. 5564); алевролит серо-коричневый ожелезненный (ст. 5564); гранит крупнокристаллический розовый (ст. 5558)	Ст. 5562: обломки окатанной железистых конкреций слабоцементированных
		50–100	Песчаник (100%)	Крупная угловато-окатанная галька зеленоватого-серого песчаника (ст. 5450)	

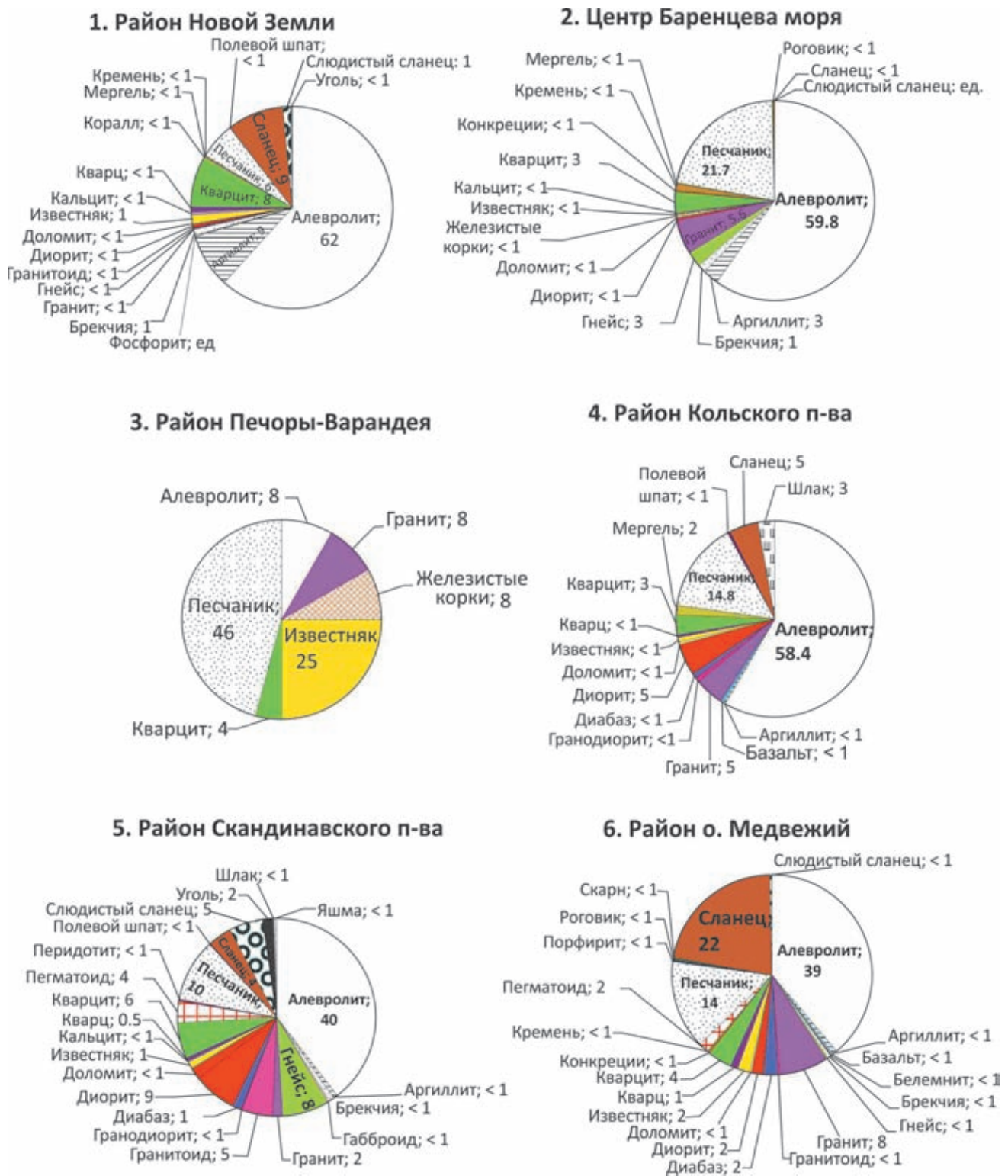


Рис. 9.7.5. Состав ДКМ (%) в разных районах Баренцева моря по данным 67, 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Типы пород: осадочно-органогенные и эффузивно-осадочные: 1 – алевролит, 2 – аргиллит, 3 – песчаник, 4 – брекчия, 5 – конгломерат, 6 – яшма, 7 – фосфорит, 8 – доломит, 9 – известняк, 10 – мергель, 11 – коралл, 12 – белемнит, 13 – железистые конкреции, 14 – железистые корки, 15 – кремень, 16 – сланец, 17 – уголь; изверженные глубинные: 18 – габброид, 19 – гранит, 20 – гранитоид, 21 – гранодиорит, 22 – диорит, 23 – перидотит; изверженные жильные: 24 – пегматоид; изверженные эффузивные: 25 – базальт, 26 – диабаз, 27 – порфирит; метаморфические: 28 – гнейс, 29 – кварцит, 30 – роговик, 31 – скарн, 32 – слюдистый сланец; отдельные минералы и образцы: 33 – кальцит, 34 – кварц, 35 – полевошпат, 36 – шлак

В оолитовых известняках рентгеноспектральным анализом обнаружено повышенное содержание стронция (Sr 1279 ppm) и кремнезема (SiO₂ 9,30%) (табл. 9.7.4).

Следует обратить внимание на органогенный раковинный известняк, обнаруженный в районе Печоры–Варандея. Здесь небольшой (4.5 см) угловато-плитчатый обломок светло-серого известняка содержит тонкие (0.3 см) прослойки мелких створок брахиопод хорошей сохранности.

Примечательны также находки доломитов, которые сделаны в районе островов Новой Земли (ст. 5428А), в центре Баренцева моря (ст. 5412). В районе архипелага Новая Земля доломит (пористый известковый) представлен окатанной галькой размером 4×3×2.5 см. В районе центра Баренцева моря доломит плотный крупнокристаллический. Кристаллы сдвойникованы, ромбической и пирамидальной формы (рис. 9.7.8). Характерно, что сам обломок доломита также имеет ромбоэдрическую форму и размеры 2.5×2×1 см. Химический анализ этого доломита показал высокое содержание MgO (18.91%) и несколько повышенное – ванадия (101 ppm) (табл. 9.7.4).

Магматические породы среди ДКМ Баренцева моря представлены гранитами, диоритами, диабазами (базальтами), порфиритами. В разных количествах (от единичных обломков до 43%) они выявлены во всех районах, но, в целом, составляют незначительную долю от ДКМ. Их максимальные концентрации отмечены в первую очередь для периферийных районов Баренцева моря, вблизи материкового склона Балтийского щита (Скандинавского и Кольского полуостровов) и около склона архипелагов Новая Земля и Шпицберген, их минимальное содержание – в осадках центральной части Баренцева моря в районе банок Персей и Центральная. По химическому составу среди магматических пород выделяются: 1 – диориты нормального ряда (районы: Печора–Варандей, Скандинавский и Кольский полуострова, о. Медвежий и Шпицберген Северный); 2 – субщелочные граниты и диориты, приуроченные к западной и центральной частям Баренцева моря (к югу от о. Медвежий, в районах Северный Шпицберген и Центральная котловина) (рис. 9.7.9).

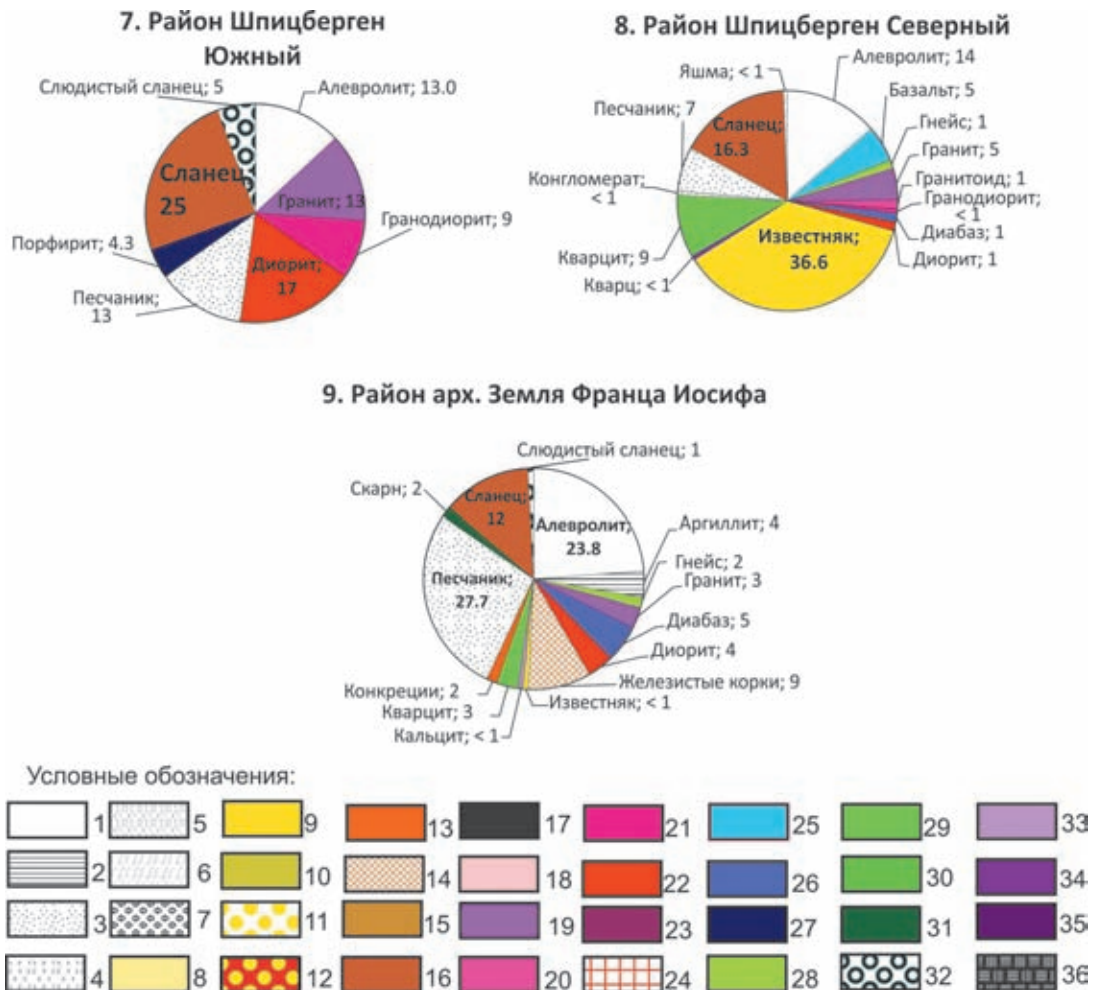


Рис. 9.7.5.

В районе Шпицберген Южный (ст. 5441) среди пяти угловатых и слабоокатанных обломков размером 1–4 см два представлены среднекристаллическими диоритами. По химическому составу они различаются по содержанию SiO_2 (54.31 и 57.04%), Al_2O_3 (соответственно 11.65 и 17.07%), Ва (206 ppm и 419 ppm) (табл. 9.7.4). Близки к ним по составу оксидов и малых элементов диориты района Шпицберген Северный (ст. 5446). В центральной части Баренцева моря (ст. 5412) найден угловатый обломок (размером 3×1 см) разнокристаллического диорита (рис. 9.7.10) с угловатыми кристаллами кварца, полевых шпатов, двойниками плагиоклаза. В нем повышено содержание K_2O (2.32%), Na_2O (5.7%), Sr (874 ppm), Ва (554 ppm). Для района о. Медвежий (ст. 5528А) характерны крупнокристаллические диориты с одинаковым идиоморфизмом кристаллов кварца и полевого шпата. В диоритах несколько повышено содержание K_2O (3.2%) и Zr (325 ppm). В районе Кольского полуострова (ст. 5580) диориты имеют «стандартный» состав породообразующих оксидов, но в них несколько повышено содержание хрома (Cr 80 ppm), никеля (Ni 97 ppm), цинка (Zn 109 ppm) и свинца (Pb 22 ppm). В диоритах района Скандинавского полуострова (ст. 5437) выявлено повышенное содержание стронция (Sr 58 ppm) и бария (Ba 537 ppm). Повышенное содержание бария (573 ppm) выявлено и в диоритах ст. 5407 района Печоры–Варандея (табл. 9.7.4).

Диабаз выявлен при микроскопическом изучении шлифа из образца ст. 5445, взятого в районе Шпицберген Северный. Этот угловатый образец размером 3×2×1.5 см был назван зеленокаменным базальтом (диабазом). Под микроскопом в шлифе он имеет

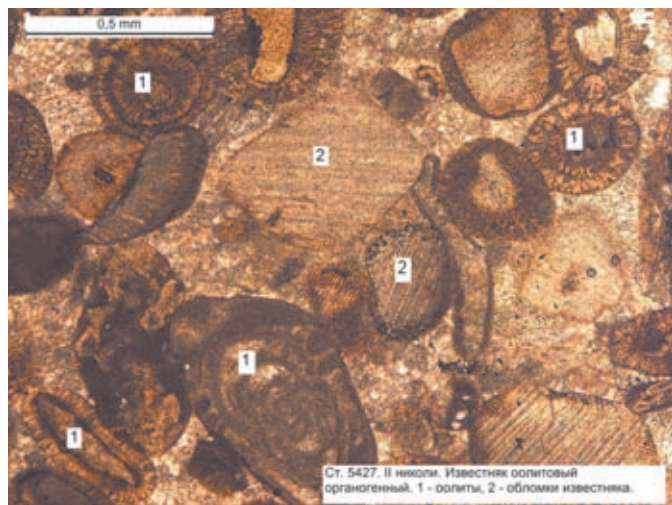


Рис. 9.7.7. Известняк оолитовый, ст. 5427, микрофото, II николи, фракция 5–10 мм.
Состав: оолиты (1), обломки известняка (2)

микроструктурную (до афанитовой) структуру (рис. 9.7.11). Основная масса состоит из микролейст плагиоклаза, местами со слабой ориентацией. В ней присутствуют мелкие разрушенные призмы плагиоклаза. Химический состав этого образца (SiO_2 36.45%, Al_2O_3 13.97%, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ 16.39%, MgO 9.25%) отвечает железистому толеиту, в котором несколько повышено содержание ванадия (V 146 ppm) и цинка (Zn 141 ppm) (табл. 9.7.4).

Гранодиорит был выявлен при микроскопическом изучении шлифа в районе Скандинавского полуострова (ст. 5446) и подтвержден рентгеноспектральным анализом (табл. 9.7.4). Угловатый обломок макроскопически названный гранитом имеет размеры 2×3×3 см. В шлифе (рис. 9.7.12) он среднекристаллический, гипидиоморфный. По химическому (SiO_2 68.83%, Al_2O_3 12.91%, Na_2O 4.42%, K_2O 2.04%) и минеральному составам он занимает промежуточное положение между диоритом и гранитом. Характерно незначительное обогащение цинком (Zn 67 ppm), стронцием (Sr 522 ppm) (табл. 9.7.4).

Граниты и гранитоиды среди ДКМ Баренцева моря встречаются часто, но в виде небольших (до 2×3×4 см) угловатых и слабоокатанных обломков. Они хорошо выделяются в ДКМ розоватым цветом. В районе о. Медвежьего (ст. 5528А) граниты крупнокристаллические, кристаллы кварца, плагиоклаза и полевых шпатов обладают разной идиоморфичностью. Цемент в гранитах типа соприкосновения (рис. 9.7.13). Судя по рентгеноспектральному анализу, гранит относится к субщелочному натриевому типу (SiO_2 71.65%, Al_2O_3 13.33%, K_2O 1.12%, Na_2O 7.29%) (табл. 9.7.4).

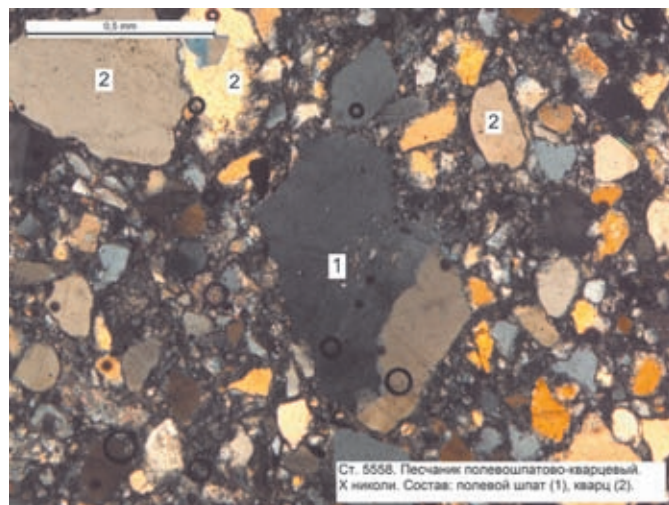


Рис. 9.7.6. Песчаник полевошпатово-кварцевый, ст. 5558, микрофото, X николи, фракция 5–10 мм.
Состав: полевой шпат (1), кварц (2)

Таблица 9.7.4. Химический состав грубообломочного донного каменного материала Баренцева моря по данным рентгено-флуорисцентного анализа (67, 68 рейсы НИС «Академик Мстислав Келдыш»)

Образец	Состав и краткое описание образца	Фракция, мм	Степень окатанности	%										ppm													
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{300nm}	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S ^{60nm}	Сумма	V	Cr	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	Pb	As	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
1. Район арх. Новая Земля																											
5564	Глинистый сланец	5-10	УО	62.83	0.89	17.03	6.25	2.35	0.147	0.63	2.69	2.22	0.26	0.033	95.332	130	65	22	36	95	73	199	203	544	16		
5427	Известняк оолитовый органический	5-10	Н	9.30	0.15	3.12	2.07	2.11	0.084	43.20	0.25	1.48	0.06	0.112	61.931	21	41	4	10	67	1	1279	34	24	12		
2. Район центра Баренцева моря																											
5412	Диорит, разнокристаллический гиподиморфно-зернистый	10-25	О	57.10	0.33	14.00	2.6	0.92	0.021	2.27	2.32	5.76	0.250	0.017	85.584	37	22	3	-4	67	50	874	121	554	4		7
5412	Доломит плотный крупнокристаллический	10-25	УО	1.66	0.08	3.58	0.41	18.91	0.021	38.41	0.02	1.40	0.06	0.013	64.563	101	3	4	5	19	1	48	5	40	19		
5553	Песчаник левощатово-кварцевый	50-100	УО	84.56	0.54	10.29	3.20	1.54	0.021	0.45	1.22	1.67	0.14	0.020	103.646	27	14	14	27	38	24	43	147	277	7		
5553	Диорит	10-25	УО	64.77	0.81	16.59	7.32	3.97	0.032	0.78	3.45	1.31	0.11	0.686	99.827	70	56	2	3	75	141	77	186	2313	12		
3. Район Печоры-Варандея																											
5407	Диорит	5-10	Н	57.70	0.40	13.91	2.74	2.17	0.032	0.36	2.86	5.42	0.228	0.091	85.915	34	29	4	28	40	106	97	181	573	6		5
4. Район Кольского п-ва																											
5580	Диорит	5-10	Н	58.12	0.56	12.84	8.93	2.89	0.126	2.16	1.11	3.03	0.205	0.034	90.001	60	80	18	97	109	29	126	119	195	22		5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
5580	Песчаник	5-10	Н	74.51	0.44	10.18	2.68	0.96	0.022	0.75	1.39	0.76	0.068	0.050	91.815	8	230	37	48	47	31	239	274	13	3		
5580	Диорит	5-10	Н	54.12	0.60	13.41	3.96	1.25	0.044	2.64	3.38	4.37	0.228	0.017	84.015	71	11	4	3	69	81	490	295	970	20	2	
5. Район Скандинавского п-ва																											
5437	Диорит	5-10	УО	61.19	0.21	13.53	2.03	0.69	0.021	2.52	1.58	6.29	0.114	0.017	88.197	25	17	3	-1	45	17	658	144	537	14	2	
5437	Черный кремнистый сланец, полосчатый, с прожилками кварца	10-25	У	69.57	0.66	16.08	5.61	1.32	0.011	0.16	6.64	0.55	0.09	0.007	100.703	25	11	4	19	44	193	59	696	921	9		
5546	Гранодиорит	5-10	Н	68.83	0.45	12.91	3.91	1.59	0.053	2.86	2.04	4.42	0.12	0.020	97.203	64	47	6	38	67	57	342	182	522	5		
6. Район о. Медвежий																											
5438	Черный сланец	10-25	УО	66.97	0.76	17.23	5.64	1.69	0.011	0.67	4.21	0.71	0.25	0.260	98.400	84	75	8	24	71	117	133	212	527	13		
5528А	Щелочной гранит	10-25	У	71.65	0.27	13.33	2.16	0.39	0.021	1.51	1.12	7.29	0.08	0.007	97.826	18	5	3	6	36	30	252	239	283	3		
5528А	Серый сланец слабокремненный	25-50	УО	60.94	1.02	17.97	9.18	2.95	0.158	0.31	2.71	1.80	0.25	0.020	97.309	137	8	20	90	124	78	116	185	443	21		
5528А	Диорит крупнокристаллический	10-25	Н	59.34	0.73	15.48	5.89	1.90	0.053	0.20	3.26	1.82	0.08	0.007	88.762	27	29	15	25	68	87	61	325	404	11		
7. Район Шпицберген Южный																											
5541	Диорит	5-10	Н	54.31	3.01	11.65	14.35	6.04	0.231	7.02	0.40	3.10	1.05	0.040	101.198	160	81	6	48	143	1	407	162	206	26		
5541	Диорит	5-10	У	57.01	0.27	17.07	2.93	1.59	0.032	4.94	0.73	7.87	0.11	0.033	92.582	51	15	3	10	54	13	2312	216	419	4		
8. Район Шпицберген Северный																											
5446	Диорит	25-50	У	56.43	0.53	1.84	5.6	3.27	0.084	2.24	2.45	4.62	0.262	0.017	77.344	88	23	16	10	79	74	403	154	545	5	3	

Продолжение таблицы 9.7.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
5446	Диабаз	25-50	У	41.48	0.86	11.79	10.65	11.61	0.160	7.33	1.22	2.72	0.239	0.017	88.078	126	754	24	237	148	54	281	122	382	12	2	
5446	Диорит	25-50	У	51.71	0.50	13.32	5.23	2.43	0.094	5.53	0.98	4.17	0.456	0.017	84.439	113	31	3	6	69	28	1355	72	362	8	6	
5445	Диабаз	5-10	Н	36.42	0.45	13.97	16.39	9.25	0.105	2.94	0.04	4.87	0.091	0.075	84.603	146	59	34	47	141	-2	136	20	48	31	3	
9. Район арх. Земля Франца-Иосифа																											
5559	Песчаник	10-25	Н	39.63	1.92	12.48	15.08	5.40	0.022	10.00	0.14	4.19	0.228	0.025	89.112	267	151	45	66	99		218	88	64	17	2	
5558	Черный сла- нец	10-25	Н	53.44	0.56	14.10	6.05	1.99	0.011	2.21	2.94	1.53	1.53	1.538	85.895	505	334	4	72	193	4	159	179	504	26		
5558	Песчаник по- левошагово- кварцевый	5-10	У	86.21	0.44	9.99	2.99	1.51	0.021	0.57	1.09	1.56	0.13	0.020	104.528	33	17	4	38	49	21	42	140	255	4		

Примечание. Аналитик Л. Демина.



Рис. 9.7.8. Доломит плотный крупнокристаллический, ст. 5412, микрофото, II николи, фракция 10–25 мм. Кристаллы двойниковые ромбической пирамидальной формы

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распределение ДКМ в современных осадках Баренцева моря зависит от нескольких факторов: расположения источников сноса ДКМ, способов транспортировки, гидродинамической обстановки в местах накопления ДКМ. Рассмотрим ряд этих факторов подробнее. Геоморфологической особенностью Баренцева моря является относительная мелководность (доминируют глубины 200–300 м), осложнение дна подводными возвышенностями (банками) и впадинами, унаследованными формами изначального ледникового рельефа, включая возможные выходы моренных пород и периферийное расположение предполагаемых источников сноса ДКМ (берега Евразийского континента на юге, группы островов на западе, севере и востоке). Это является причиной практически повсеместного присутствия ДКМ в осадках.

Возможные способы транспортировки ДКМ включают в себя:

- снос с суши ледниками;
- речной сток (на 90% он сосредоточен в юго-вос-

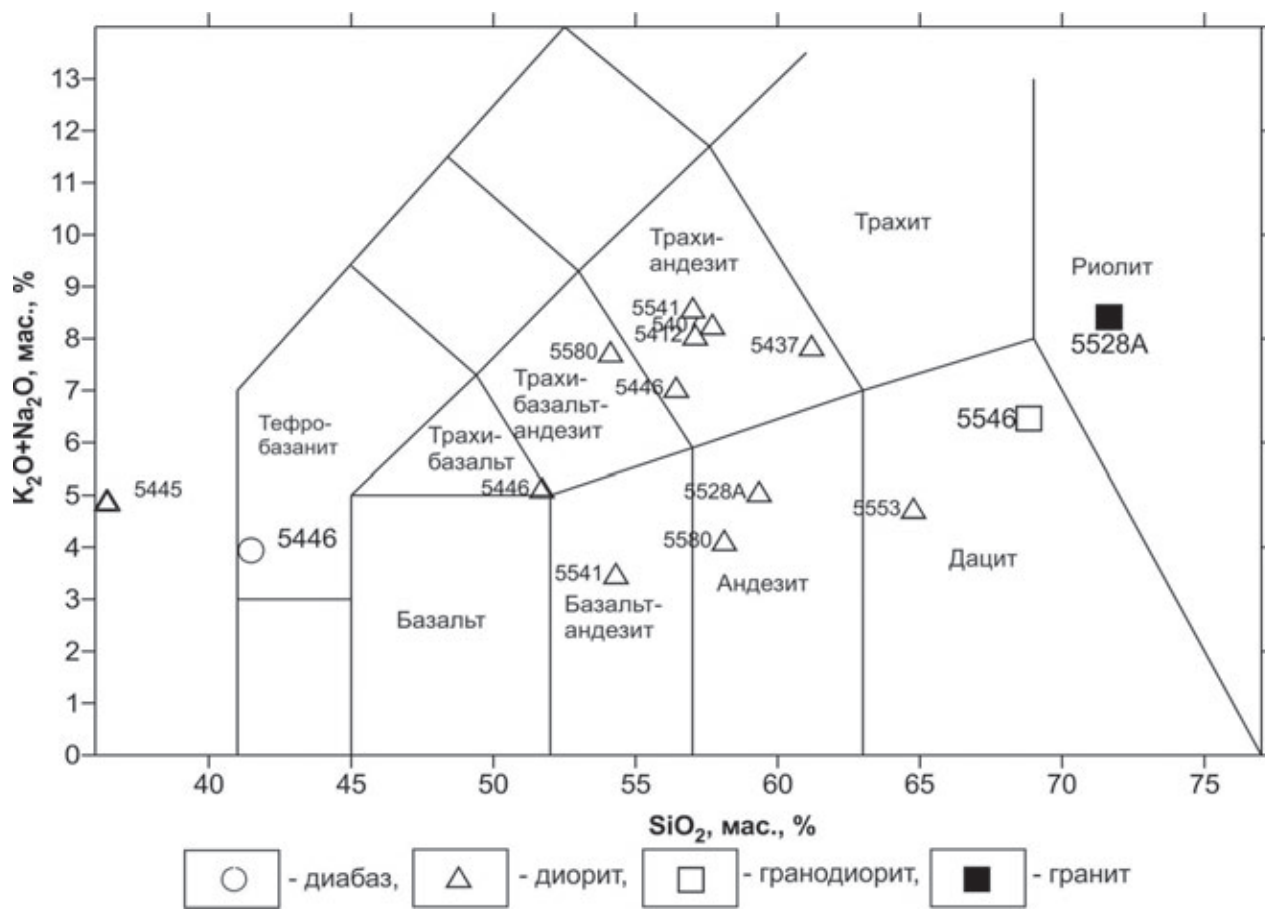


Рис. 9.7.9. Классификационная диаграмма (Na₂O + K₂O) – SiO₂ по [Le Bas et al., 1986].

Цифры – номера станций 67 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш», где отобраны образцы магматических пород

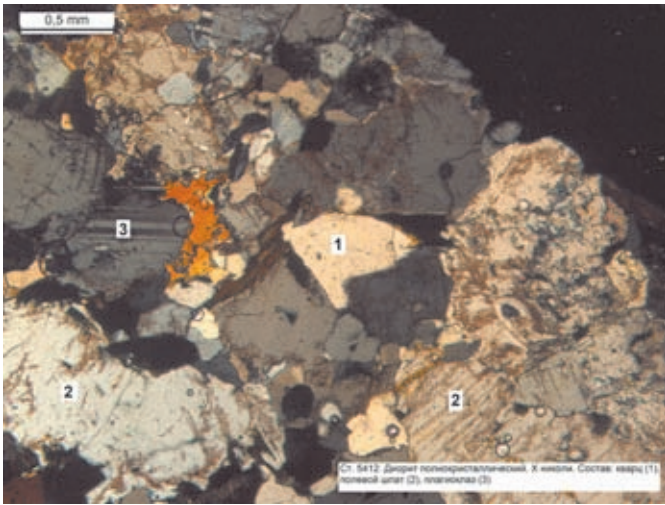


Рис. 9.7.10. Диорит разнокристаллический, ст. 5412, микрофото, X николи, фракция 5–10 мм.
Состав: кварц (1), полевой шпат (2), плагиоклаз (3)

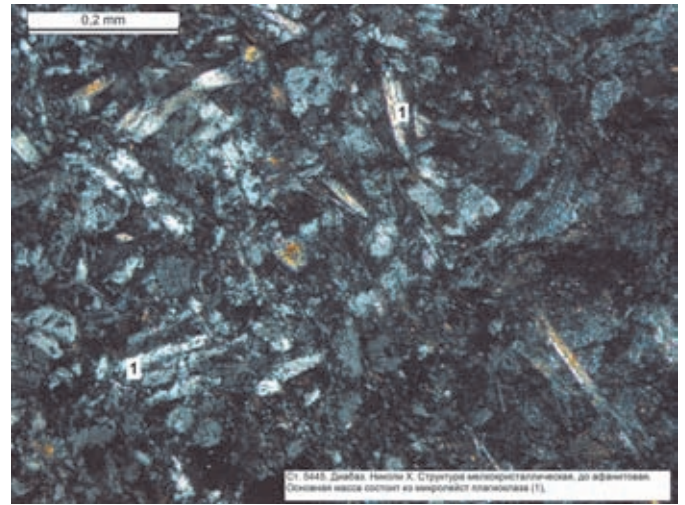


Рис. 9.7.11. Диабаз, ст. 5445, микрофото, X николи, фракция 5–10 мм.
Структура мелкокристаллическая до афанитовой. Основная масса состоит из микролейст плагиоклаза (1)

точной части моря, включая район Печоры–Варандея) [Добровольский, Залогин, 1982];

- абразию береговой зоны (волновой прибой, приливные волны);

- ледовый разнос при захвате ДКМ в зонах берегового припая с дальнейшей его транспортировкой и разгрузкой;

- абразию и экзарацию склонов подводных возвышенностей, валов и банок.

Начальный этап формирования ДКМ в Баренцевом море связан с экзарационной денудацией ледником и льдом береговых горных массивов Скандинавии, архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа,

Новая Земля, где до сих пор сохранились центры современных ледниковых образований. Исследования грубообломочного материала в осадках Баренцева моря российских и зарубежных ученых [Wright, 1974; Тарасов, 1998; Хасанкаев, 1999; Мурдмаа, Иванова, 1999] выявили на обломках сланцев и песчаников четкие следы ледниковой транспортировки [Лисицын, 1994а; Тарасов, 1982; Хасанкаев, 1999]. Подробно исследованы виды транспортировки материала в прибрежную зону путем талых вод. Ледниковый разнос является основной причиной накопления грубообломочного слабоокатанного и неокатанного материала в прибрежных областях архипелагов Баренцева моря.



Рис. 9.7.12. Гранодиорит, ст. 5446, микрофото, X николи, фракция 5–10 мм.
Состав: полевой шпат (1), кварц (2), в центре – зерно плагиоклаза (3)



Рис. 9.7.13. Гранит крупнокристаллический, ст. 5528А, микрофото, X николи, фракция 10–25 мм.
В центре – зерно полевого шпата (1) и зерна кварца (2)

Дальнейшая транспортировка материала связана с айсберговым и ледовым разносом; ледниковые поля разной степени плотности занимают более половины площади Баренцева моря и их распределение зависит от гидродинамических особенностей изучаемого региона.

Вблизи уреза воды на транспортировку и степень окатанности ДКМ оказывают влияние волноприбойные и приливные процессы. Приливные течения формируются главным образом атлантической приливной волной, вступающей в море с запада между Нордкапом и Шпицбергом и продвигающейся на восток до Новой Земли. Приливы Баренцева моря почти везде носят правильный полусуточный характер, поэтому и вызываемые ими течения имеют такой же характер, но смена направлений приливных течений в разных районах моря происходит неодинаково. Скорости приливных течений, как правило, превышают скорости постоянных. Их наибольшее значение (около 154 см/с) отмечается в поверхностном слое. Большими скоростями характеризуются приливные течения вдоль Мурманского берега, при входе в Воронку Белого моря, в Канинско-Колгуевском районе и на Южно-Шпицбергенском мелководье [Добровольский, Залогин, 1982]. Приливные течения в совокупности с волноприбойными береговыми процессами участвуют в формировании пляжевых залежей грубообломочного материала, который характеризуется высокой степенью окатанности.

Дальнейшая транспортировка и формирование ДКМ вдали от берега тесно связаны с динамикой ледового покрова, которая характеризуется значительной сезонной и межгодовой изменчивостью (рис. 9.7.15) [Бойцов, 2007]: восточная и северная части моря периодически покрываются льдом, в то время как в западной части акватория свободна от ледовых полей практически круглый год (рис. 9.7.14). Эта особенность ледообразования является отличительной чертой Баренцева моря и отличает его от остальных морей Арктики. Она связана с двумя факторами: с поступлением в воды моря теплого Нордкапского течения (рис. 9.7.15); с относительной изоляцией от водных масс Северного Ледовитого океана благодаря расположенным на севере архипелагам Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Таким образом, мощный поток теплого течения, поступающего в Баренцево море по Западному желобу, позволяет сохранять эту часть моря свободной ото льда круглый год. Развиваясь до максимальных площадей в марте–апреле, захватывая практически всю центральную, северную, северо-западную и восточную части моря, от ледников арх. Шпицберген и Земля Франца-Иосифа до побережья Новой Земли и Печорского моря, ледо-

вый покров становится причиной транспортировки донного материала. Из-за наличия преимущественно скалистых берегов по периферии моря припай в прибрежной зоне малоразвит [Добровольский, Залогин, 1982]. В основном он зафиксирован на побережье Печорского моря, в районе береговых склонов арх. Шпицберген. У мурманских берегов припай встречается только в губах. Вследствие этого основным транспортом ледового разноса становятся айсберги, ледники. Динамика ледового покрова в Баренцевом море позволяет выделить зоны, в которых ледово-айсберговый перенос играет существенную роль в транспортировке ДКМ – это север и северо-восток. В юго-западной части моря, практически круглый год свободной ото льда, основную роль в формировании залежей ДКМ должны играть течения и снос с берега в результате абразии береговой зоны и подводных возвышенностей (банок). Проведенные норвежскими учеными исследования на шельфах и склонах Норвегии показали, что изменения в петрографическом составе ДКМ незначительные, т. е. он определяется в большей степени региональными (не локальными) факторами, связанными с масштабной транспортировкой и распределением ДКМ. По степени окатанности выявились закономерности: окатанный материал отвечал пляжевому составу, тогда как неокатанный являлся результатом размыва моренных отложений [Лисицын, 1994а].

Формирование залежей ДКМ в абиссальной зоне моря частично связано с наличием подводных течений с относительно повышенными скоростями. Они являются причиной выноса тонкой фракции осадков, при этом псаммитовый и крупнообломочный материал остается на месте [Лисицын, 1994]. Например, сравнивая карты течений и распределения ДКМ разных фракций и разной степени окатанности (рис. 9.7.3, 9.7.4, 9.7.14), можно заметить, что в центральной части Баренцева моря на склонах банок Персей и Центральная ДКМ характеризуется преимущественно мелкогравийной размерностью; в его составе доминируют серые алевриты и серые алевриты различной степени цементирования. Кроме этого, в осадочных дночерпательных пробах на станциях этого района (ст. 5553, 5554, 5555) обнаружено присутствие алевритового ила и смешанного осадка (ил с песком и гравием). Все это указывает на вынос течениями тонкой фракции осадка с этих мест. Сам же гравийно-галечный материал по степени окатанности в большинстве своем не соотносится с пляжевым окатанным материалом, а скорее всего, близок к материалу ледникового и последующего айсбергового разноса. Окатанные обломки здесь единичны.

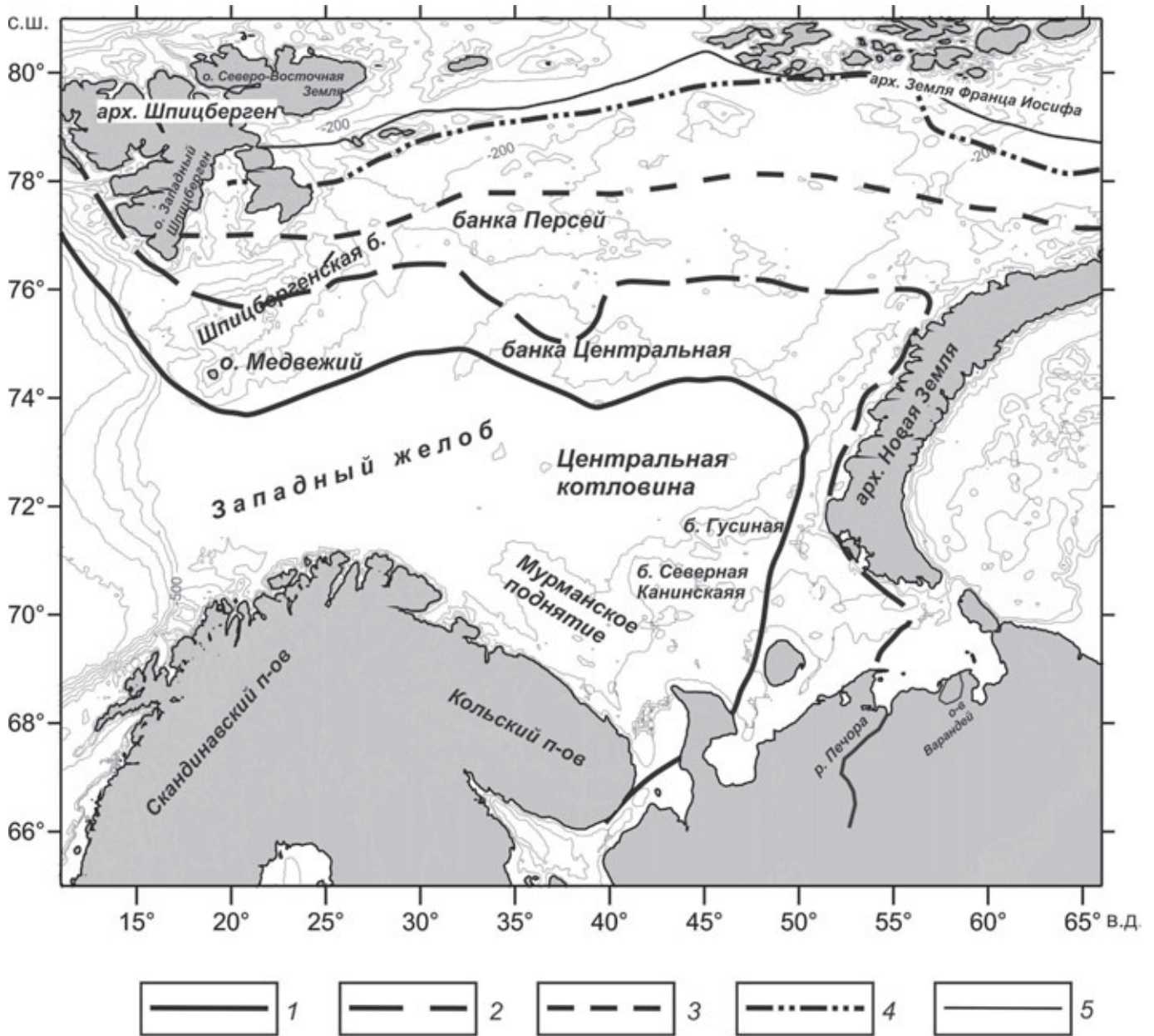


Рис. 9.7.14. Карта динамики ледового покрова Баренцева моря по [Бойцов, 2007].

Граница распространения льдов: 1 – март, 2 – июнь, 3 – июль, 4 – август, 5 – сентябрь

В Баренцевом море общее движение поверхностных вод происходит против часовой стрелки, оно осложнено различными по направлениям и скоростям течениями [Добровольский, Залогин, 1982]. Сравнение карты течений и распределения навесок ДКМ позволяет утверждать, что устойчивые потоки со скоростью более 20 см/с формирующие зоны с повышенным содержанием песчаной и мелкогравийной фракций в осадках, отмечены практически для каждого района Баренцева моря с максимальным содержанием ДКМ. Так, они характерны для южной ветви Нордкапского течения вдоль берега Скандинавского полуострова (рис. 9.7.2, 9.7.15). При продвижении на

восток Нордкапское течение разделяется на систему течений восточной направленности, включающих и Мурманское прибрежное, часть которых идет далее на север вдоль западного побережья арх. Новая Земля (Новоземельское прибрежное), другая направляется в Печорское море. Вдоль возвышенности Персея при направлении с востока на запад скорость течения достигает 15–25 см/с, далее к юго-западу сливаясь с холодными водами у о. Надежды, оно образует Медвежинское течение, скорость которого равна примерно 51 см/с. У восточного и юго-восточного склона банки Центральной формируется течение Центральное с такой же скоростью, что и в районе банки Персей.



Рис. 9.7.15. Карта течений Баренцева моря, масштаб 1:10000000 [Карта Баренцева моря, 2019]

На севере, огибая с востока арх. Земля Франца-Иосифа, в Баренцево море заходит холодное течение Макарова также со скоростью более 15–25 см/с [Карта Баренцева моря, 2019]. При выходе из Горла Белого моря образуется Беломорское течение со скоростью более 20 см/с, которое огибает с западной стороны п-ов Канин [Карта Баренцева моря, 2019].

Особенности условий формирования ДКМ отражаются на его составе. Сравнение диаграмм на рисунке 9.7.16 позволяет увидеть, что основная часть ДКМ представлена угловато-окатанными, угловатыми обломками крупного гравия и мелкой галькой. Высокая доля в составе ДКМ материала с высокой и средней степенями окатанности указывает на большую роль его переработки в мелководной зоне моря при размыве материнских пород и последующей транспортировке. На подобное распределение, несомненно, оказали влияние физические свойства некоторых типов пород. Так, наличие доминантных групп алевролитов и песчаников в гравийной фрак-

ции частично объясняется их слабой устойчивостью к денудационным процессам и малой степенью цементизации.

Анализ распределения основных доминирующих типов осадочно-метаморфических пород ДКМ (алевролиты, песчаники сланцы) и магматических (диориты) (рис. 9.7.17) показывает, что максимальные скопления алевролитов и песчаников зафиксированы в западной части Баренцева моря, причем можно отметить разделение на северные и южные группы скоплений: максимальные концентрации алевролитов и песчаников встречены в центральной части моря (банки Персей, Центральная), где айсберговый и ледовый разнос играет существенную роль; южные максимумы скоплений приурочены к побережьям Скандинавии, району о. Медвежьего, юго-западному склону Шпицбергенской банки, где происходит окончательная разгрузка материала ледового разноса (рис. 9.7.17). На рисунке виден сходный характер распределения алевролитов, песчаников и сланцев в западной части моря (рис. 9.7.17, а, б, в), восточная часть характеризуется меньшим количеством упомянутых типов ДКМ. Можно выделить меньшую приуроченность скоплений алевролитов и сланцев к южным береговым источникам, что частично отличает их от песчаников. Наличие в центральной части моря скоплений алевролитов с более высоким содержанием обломков (их более 100), нежели в наиболее близких береговых районах арх. Шпицберген, может указывать и на размыв выходов коренных пород, а также иллюстрировать вышеуказанное интенсивное дробление при транспортировке. В отличие от вышеперечисленных пород, распределение диоритов более локализовано: максимальные скопления обломков приурочены в основном к побережьям Скандинавского и Кольского полуостровов, что объясняется их происхождением в результате экзарации, денудации и абразии береговых горных массивов (рис. 9.7.17, г). В данном случае близость береговых источников ДКМ наглядно демонстрируется зонами максимального его скопления.

Низкое количество встреченных обломков вышеперечисленных типов пород в восточной части моря должно объясняться, вероятно, менее интенсивной экзарацией и гидродинамикой прибрежной зоны (рис. 9.7.14, 9.7.17); увеличение обломков ДКМ здесь отмечено только на юго-восточных склонах арх. Земля Франца-Иосифа, где с севера в Баренцево море втекает холодное течение Макарова, вынося илистые фракции осадка и позволяя формироваться скоплениям крупнообломочного материала. Отдельный максимум ДКМ также наблюдается у северо-западных берегов Новой Земли, где станции для

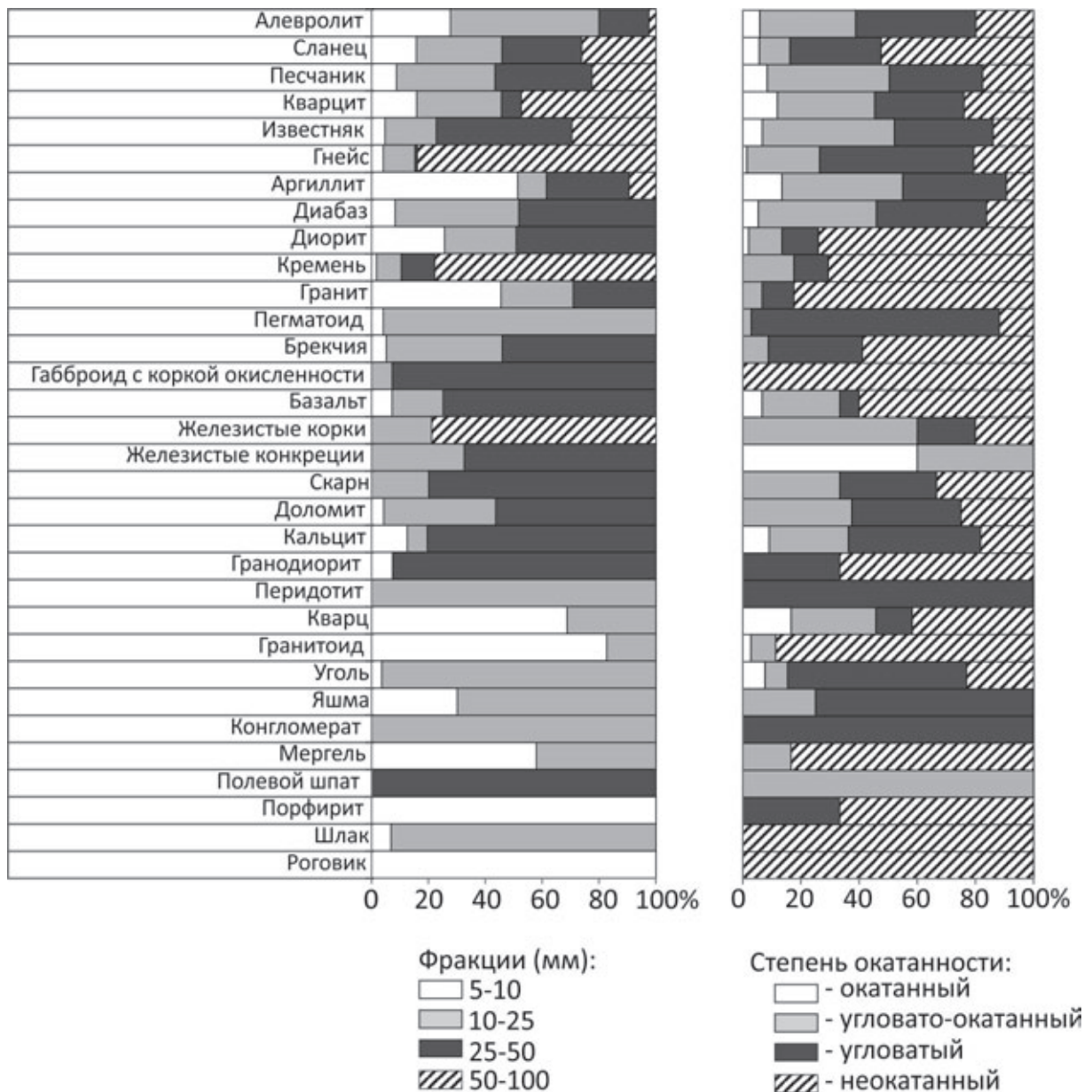


Рис. 9.7.16. Состав ДСМ Баренцева моря для гравийно-галечных фракций больше 5 мм (доли фракций для каждого типа пород в процентном соотношении и соответствующие им процентные доли пород различной степени окатанности).

Типы пород отсортированы по убывающему суммарному весу (сверху вниз) выбранных эталонных образцов ДСМ, подсчитанных по всем станциям 67 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш»

отбора материала располагались непосредственно вблизи берега. Близость берега к станциям отбора в этих районах иллюстрирует доминирующие влияние прибрежных денудационных процессов на формирование ДСМ.

В распределении петрографического состава ДСМ существуют локальные различия по его количественным и качественным характеристикам, однако, наблюдаются и общие черты. Можно отметить пестроту и разнообразие петрографического состава ДСМ в изученных районах моря (рис. 9.7.18). Восемь диаграмм характеризуют выделенные выше районы

Баренцева моря и одна – Печорское море, в районе устья р. Печоры и побережья острова Варандей. Для семи диаграмм характерно значительное разнообразие петрографических типов горных пород (от 10 до 24), что свидетельствует об отсутствии связи с единичными коренными выходами на дне морей. Лишь две циклограммы, принадлежащие ДСМ районов Шпицберген Южный и Печора–Варандей, включают вдвое меньше петрогенетических типов (соответственно 5 и 7). Почти во всех районах в составе ДСМ преобладают алевролиты. Как упоминалось выше, это объясняется их слабой устойчивостью при

транспортировке, но подобное объяснение годится и для многочисленных обломков сланцев, которые также составляют значительную долю гравийных фракций ДКМ.

На рис. 9.7.19 показано распределение выделенных в работе эталонных разновидностей пород (эталонных образцов), представленных ранее в (табл. 9.7.2). Анализ рисунка показывает, что максимальное разнообразие ДКМ характерно для западной части моря, северо-восточных склонов арх. Новая Земля, для склонов Кольского полуострова и Мурманского поднятия. Сравнительный анализ этих данных и выше представленных качественных и количественных характеристик ДКМ позволил выявить общую закономерность в распределении количества выделенных эталонных типов и подтипов пород. Пики максимального количества

эталонных кластеров приходятся на глубины 200–250 м (табл. 9.7.5) – это районы Скандинавского полуострова, Мурманского поднятия и арх. Новая Земля. Отдельный пик разнообразия пород ДКМ зафиксирован на шельфовом склоне западной окраины Баренцева моря (к юго-западу от о. Медвежьего) и приурочен к глубинам 400–450 м. Диаграммы зависимости количества эталонных образцов от долей фракции и степени окатанности показали, что разнообразие ДКМ не привязано к определенной фракции, на что указывают низкие значения коэффициента линейной аппроксимации ($R^2 < 0.5$) (рис. 9.7.20). Но наблюдается некая положительная корреляция с распределением неокатанного материала ДКМ, степень аппроксимации в этом случае $R^2 > 0.5$. Данная картина может указывать на то, что разнообразие состава ДКМ не связано с распреде-

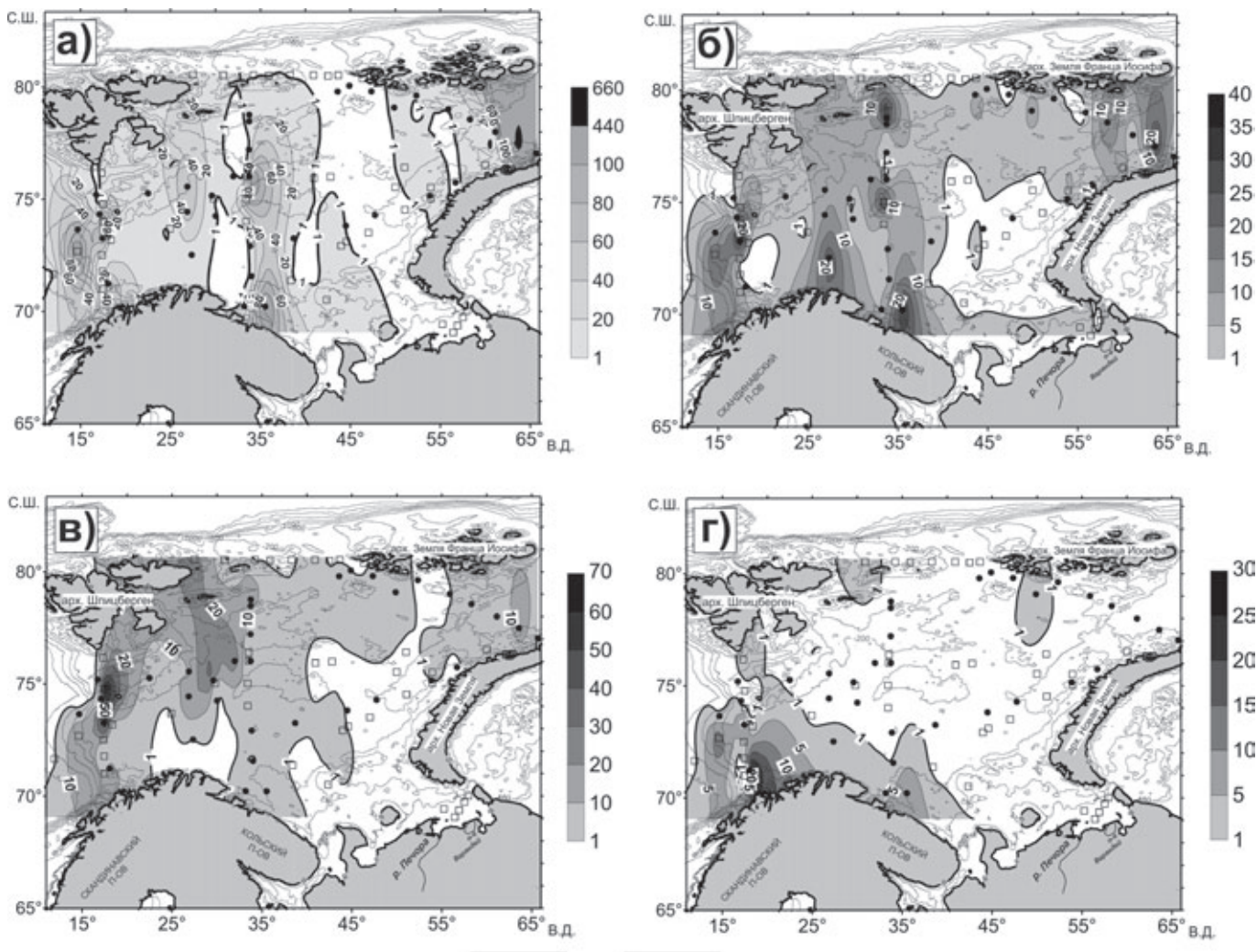


Рис. 9.7.17. Распределение основных доминирующих типов осадочно-метаморфических и магматических групп ДКМ в Баренцевом море.

Распределение: а – алевролитов, б – песчаников, в – сланцев, г – диоритов. Станции НИС АМК: 1 – 67 рейс, 2 – 68 рейс. Данные на шкалах – количество обломков в навесках ДКМ

лением какой-либо фракции (т. е. данный материал несортирован), но коррелируется с распределением неокатанного материала ледово-айсбергового раз-носа и, следовательно, его состав зависит от геологического строения и петрографии областей сноса.

ИСТОЧНИКИ ДКМ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Почти для всех выделенных районов в составах ДКМ имеются петрографические маркеры – типы горных пород, указывающие на место их происхождения, откуда они были доставлены ледником. Но, при этом, один и тот же маркер отмечается в не-

скольких районах. Это свидетельствует о транзите его ледником из одного источника в разные районы. К таким маркерам относятся, например, коричневые (красноцветные) песчаники, фосфориты, развитые в пермских отложениях Северного острова Новая Земля. Из обнажений этого возраста в районы центральной части Баренцева моря ледник принес нижнедевонские оолитовые известняки, доломиты грибовской свиты и черные сланцы. Такое же происхождение имеют и обломки гранитов. Граниты района Печоры–Варандей принесены речным льдом р. Печоры с Полярного Урала.

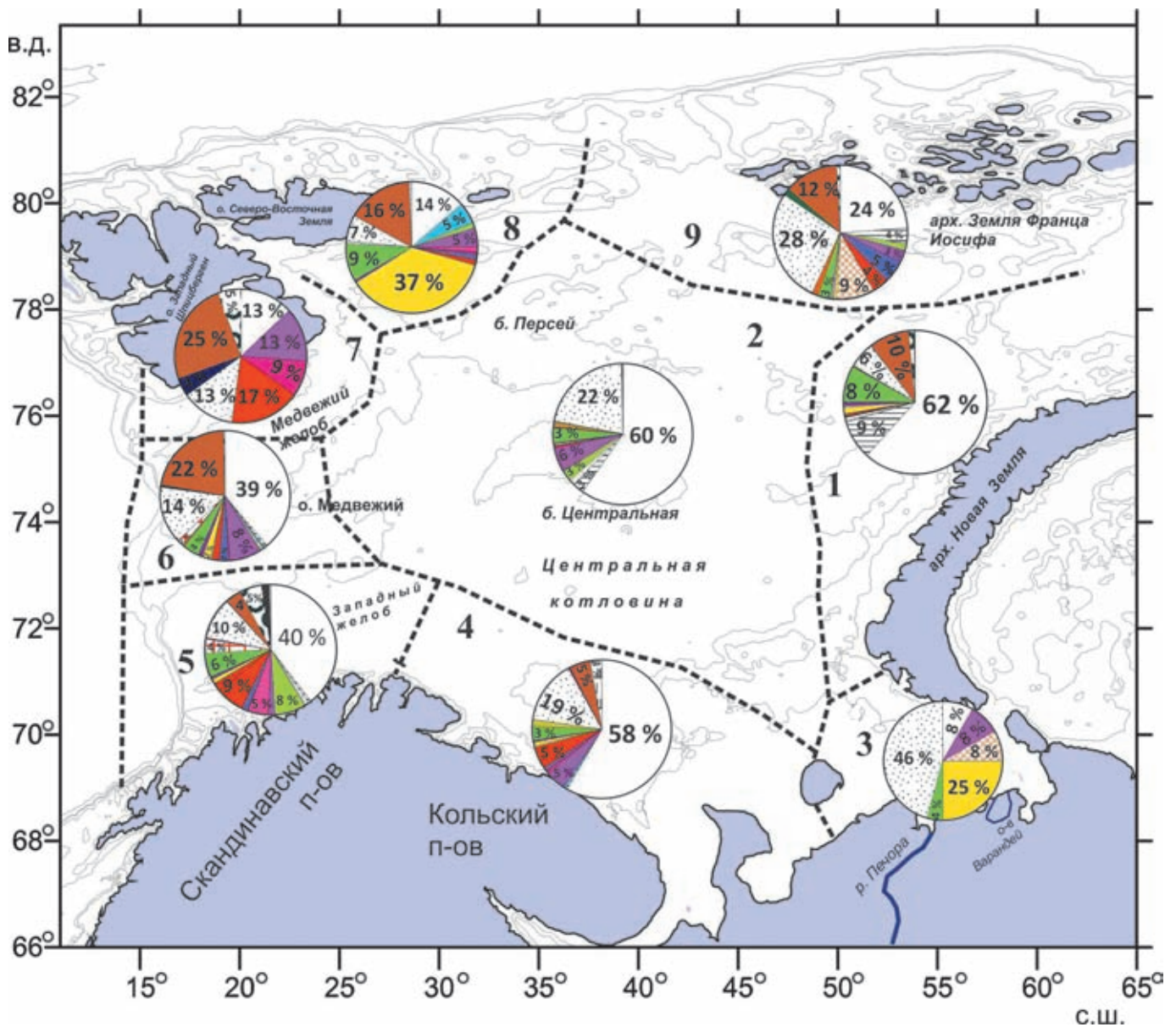


Рис. 9.7.18. Петрографический состав донного каменного материала в Баренцевом море по данным 67 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» (АМК).
 Условные обозначения см. рис. 9.7.5. Районы: 1 – арх. Новая Земля, 2 – центр Баренцева моря, 3 – Печора – Варандей, 4 – Кольского п-ова, 5 – Скандинавского п-ова, 6 – о. Медвежий, 7 – Шпицберген Южный, 8 – Шпицберген Северный, 9 – арх. Земля Франца-Иосифа

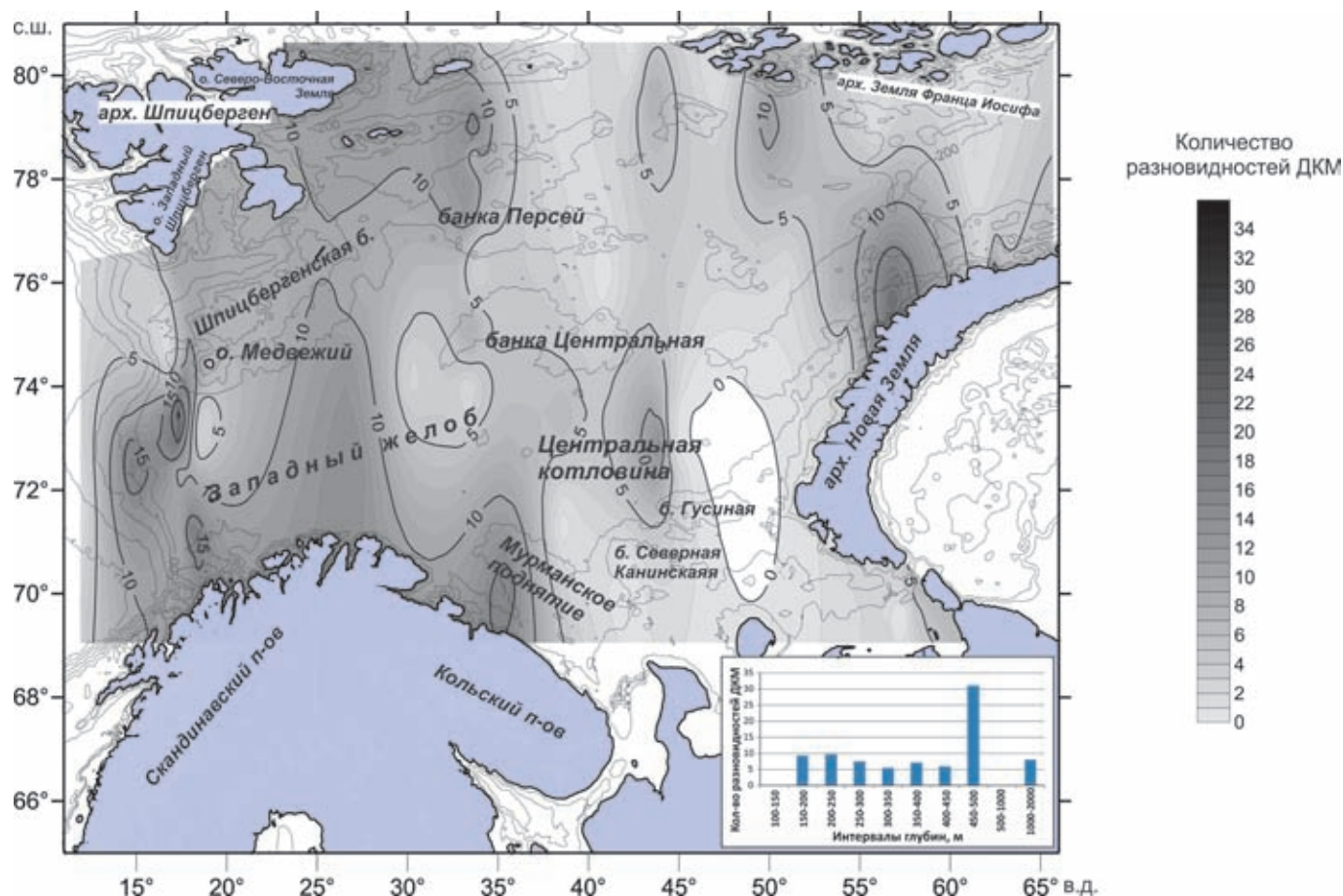


Рис. 9.7.19. Количество разновидностей пород ДКМ (шт.) в верхней части осадочной толщи по данным 67 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» (АМК).

На вставке внизу слева: количество разновидностей пород ДКМ по интервалам глубин

Весьма разнообразен петрографический состав ДКМ Баренцева моря в районах Скандинавии и Кольского полуострова. Маркерами здесь являются пегматиты, граниты, диориты. Характерно, что обломки кольских пегматоидов присутствуют в составе ДКМ в районе о. Медвежьего.

Состав ДКМ районов Шпицберген Южный и Печоры–Варандея беден. Это следует объяснять небольшим количеством полученных представительных образцов грубообломочного каменного материала. На ст. 5441 было получено только пять угловатых и слабоокатанных обломков размером от 1 до 4 см серого известняка, черного сланца и алевролита, принесенных, очевидно, ледником с южной части архипелага Шпицберген.

Петрографический состав северных островов этого архипелага, судя по ДКМ баренцевоморского района Шпицберген Северный, более разнообразен. Здесь отмечены угловатые, слабоокатанные обломки и окатанная галька базальтов, гранитов, гнейсов, диоритов, кварцитов, розовой яшмы, кварца, песчаников, черных сланцев, алевролитов.

По опубликованным данным нами также были сделаны выборки химических анализов магматических пород, развитых в континентальных окраинах и на островах Баренцева моря. На диаграмме (K_2O+Na_2O)– SiO_2 (рис. 9.7.21) показаны составы магматических пород ДКМ, полученных на станциях 67 и 68 рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш», и поля составов предполагаемых наземных магматических источников ДКМ. Наиболее обширно поле раннепротерозойских вулканитов Печенского района Кольского полуострова (поле 5). Оно охватывает почти все составы магматических пород ДКМ Баренцева моря. Незначительные «отступления» от этого поля диоритов ст. 5553 и 5580 и гранодиоритов ст. 5546 вполне объяснимы их меньшей дифференцированностью по сравнению с наземными источниками, приведшей к пониженному содержанию щелочных компонентов. На диаграмме достаточно наглядно прослеживается связь магматических пород ДКМ Баренцева моря с магматизмом прилегающих островных и наземных источников – областей сноса. Химический состав диабаза

Таблица 9.7.5. Особенности гранулометрического состава ДКМ и распределения степени окатанности для выделенных интервалов глубин Баренцева моря

Интервалы глубин, м	Фракции ДКМ (средний % от общей навески)					Степень окатанности ДКМ (% от общего количества обломков)				Количество разновидностей пород ДКМ
	5–10 мм	10–25 мм	25–50 мм	50–100 мм	> 100 мм	окатанный	углового-окатанный	угловатый	неокатанный	
100–150	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
150–200	53	24	21	2	0	10	39	19	32	9
200–250	34	27	6	22	0	2	32	16	39	10
250–300	51	26	18	4	0	24	31	28	16	8
300–350	62	22	15	0	0	3	60	21	16	6
350–400	50	29	21	0	0	5	29	27	39	7
400–450	25	31	44	0	0	26	74	0	0	6
450–500	17	16	29	39	0	1	16	36	47	31
500–1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1000–2000	11	28	8	53	0	9	22	64	4	8

ст. 5446 из района Шпицберген Северный близок к составу палеозойских даек диабазов о. Шпицберген, приведенных в работе [Евдокимов и др., 2013, с. 204] (рис. 9.7.20).

ДКМ Баренцева моря в районе о-вов Земли Франца-Иосифа исследованы по данным отбора и изучения образцов на 14 станциях. Все они представлены угловатыми обломками размером до 7.5 см. Ранее в этом районе трубой большого диаметра и драгой нами на пяти станциях были получены обломки базальтов и диабазов [Харин, Красильщиков, 1981], химический состав которых аналогичен базальтам названных островов [Хасанкаев, 1978; Чернышева и др., 2003]. Геохимия перечисленных выше петрографических разновидностей горных пород, развитых на островах Земли Франца-Иосифа и Новой Земли, откуда они были доставлены в ДКМ Баренцева моря плейстоценовыми и голоценовыми ледниками с этих островов, изучена детально [Хасанкаев, 1978; Чернышева и др., 2003; Ntaflos, Richter, 2003].

Разная изученность ДКМ Баренцева моря имеет ряд причин. Возможной причиной, кроме отмеченного выше недостатка количества полученного ДКМ, была разная площадь суши, экзарируемая ледниками. В центральной части Баренцева моря петрографическое разнообразие грубообломочного материала определялось его поступлением с ледниками при их центростремительном схождении из разных центров оледенения. Так, граниты и черные сланцы поступали с Новой Земли, кремни, кварциты и доломиты – с

Кольского полуострова, алевриты мела и палеогена – из обнажений на банках и поднятиях в центре Баренцева моря. Ранее [Харин, Красильщиков, 1981] в 13 образцах алевритов по данным споро-пыльцевого анализа был определен их альб-сеноманский возраст.

Согласно таким представлениям об источниках и путях переноса грубообломочного материала, в акватории Баренцева и Печорского морей нельзя говорить о четких границах петрографических провинций. Можно лишь констатировать, что они определялись двумя главными обстоятельствами: 1 – расположением и размерами площадной экзарации горных пород на суше; 2 – направлением путей движения ледовых масс, переносящих экзарированный материал с суши в морской бассейн. Со временем эти обстоятельства изменялись. Размеры оледенения в плейстоцене то увеличивались, то сокращались, а в голоцене многие центры оледенения и вовсе исчезли. Площади распространения грубообломочного материала меняли свои границы. Этот материал в геологической летописи неоднократно менял свое положение, подвергался размывам, переотложениям, разрушался и превращался в пески, алевриты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение грубообломочного материала (донного каменного материала – ДКМ) в позднечетвертичных и голоценовых осадках Баренцева и Печорского морей показало, что он распространен неравномерно, но почти повсеместно. Петрографический состав

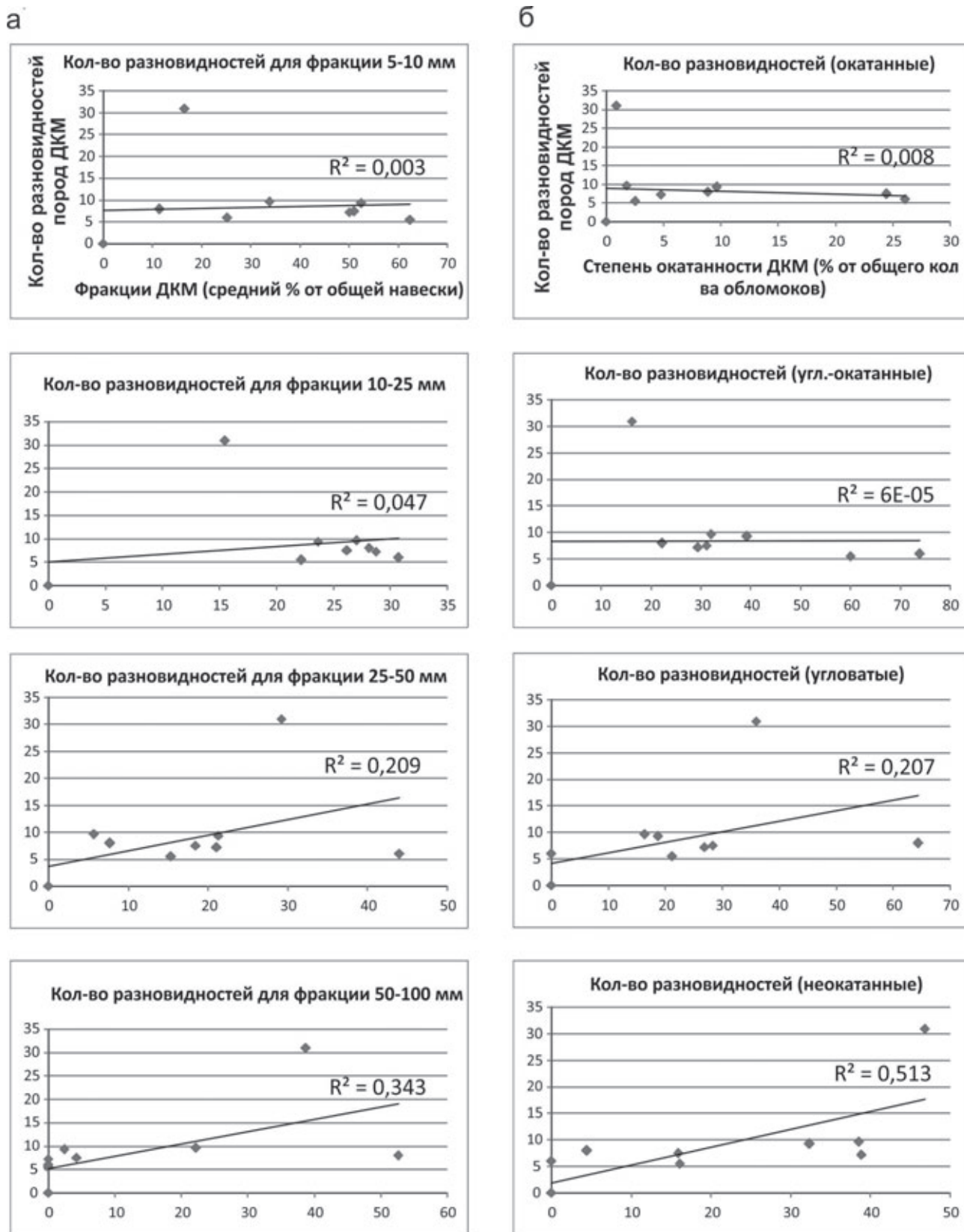


Рис. 9.7.20. Сравнение данных по среднему весовому составу фракций ДКМ и степени окатанности с количеством выделенных эталонных образцов (данные из табл. 9.7.5):

а – распределение количества эталонных образцов по фракциям, б – по степени окатанности

что перспективы его использования для геокартирования и прогнозирования на минеральные ресурсы дна Баренцева и Печорского морей весьма ограничены.

Благодарности. Авторы выражают благодарность экипажу НИС «Академик Мстислав Келдыш», Н.В. Политовой, М.Д. Кравчишиной, А.Н. Новигатскому и Н.В. Козиной за помощь в сборе материала, а также академику А.П. Лисицыну за поддержку работы и научное руководство.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема № 0149-2019-0013). Экспедиционные исследования проводились при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций) и Российского научного фонда (проект № 14-27-00114-П). Обработка материала частично выполнялась при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 20-17-00157).

ГЛАВА 10. ГЕОЭКОЛОГИЯ И ЗАГРЯЗНЕНИЕ

10.1. Углеводороды в водной толще и донных осадках Баренцева моря

И.А. Немировская, А.М. Титова, А.В. Храмова

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

Исследованы углеводороды (УВ) в воде, взвеси и донных осадках Баренцева моря по материалам экспедиций на НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2016–2019 гг.). Показано, что в настоящее время в открытых районах Баренцева моря нефтяное загрязнение отсутствует. В поверхностных водах произошло увеличение концентраций УВ в 2019 г. (в среднем 23 мкг/л) по сравнению с осенью 2016 г. (3 мкг/л), вызванное, скорее всего, изменением биохимического состава органического вещества (возможно под влиянием таяния льдов). С глубиной содержание УВ в основном снижалось. Исключение наблюдалось в районе желобов и месторождений, где в нефелоидных придонных слоях происходил рост концентрации УВ во взвеси и в поверхностном слое донных осадков, а в толще осадков отсутствовала зависимость в распределении УВ и $C_{\text{орг}}$.

Исследованы углеводороды (УВ) в воде, взвеси и донных осадках Баренцева моря по материалам экспедиций на НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2016–2019 гг.). Показано, что в настоящее время в открытых районах Баренцева моря нефтяное загрязнение отсутствует. В поверхностных водах произошло увеличение концентраций УВ в 2019 г. (в среднем 23 мкг/л) по сравнению с осенью 2016 г. (3 мкг/л), вызванное, скорее всего, изменением биохимического состава органического вещества (возможно под влиянием таяния льдов). С глубиной содержание УВ в основном снижалось. Исключение наблюдалось в районе желобов и месторождений, где в нефелоидных придонных слоях происходил рост концентрации УВ во взвеси и в поверхностном слое донных осадков, а в толще осадков отсутствовала зависимость в распределении УВ и $C_{\text{орг}}$.

Ключевые слова: углеводороды, липиды, органический углерод, донные осадки, загрязнение, нефть, полиароматические углеводороды.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(35)

ВВЕДЕНИЕ

Исследование углеводородов (УВ) в экосистеме арктических морей имеет приоритетное значение в связи с увеличивающейся морской добычей нефти на арктическом шельфе. Континентальный шельф России обладает огромными нефтегазовыми ресурсами, существенно превышающими 100 млрд т нефтяного эквивалента (н.э.) [Каминский и др., 2016]. При этом доминирующая часть извлекаемых ресурсов УВ приурочена к недрам арктических морей: Карского и Баренцева с Печорским (рис. 10.1.1). Поэтому определяющую роль в поддержании нефтегазового потенциала РФ будет играть арктический шельф.

Согласно Энергетической стратегии, добыча нефти на шельфе России к 2030 г. должна возрасти до 33 млн т/год, в том числе в арктическом секторе – до 17 млн т/год, т. е. в 17 раз. На акватории Баренцева моря к настоящему времени открыто одиннадцать месторождений нефти и газа [Глобальная..., 2007], которые уже начали разрабатывать, а на рыбном промысле в Баренцевом море постоянно находится около 200 судов российских рыбодобывающих компаний [Бамбуляк, Францен, 2009]. Увеличение объемов добычи, производства и транспортировки нефтепро-

дуктов должно приводить к возрастающей антропогенной нагрузке на окружающую среду. В частности, введение в строй ледостойкой морской нефтедобывающей платформы «Приразломная» и связанных с этим маршрутов транспортировки нефти также должно сказаться на экологической ситуации этого района моря. Поэтому актуальность исследования углеводородов (УВ) в экосистеме арктических морей не вызывает сомнений.

При изучении УВ важно учитывать природный углеводородный фон, который возникает вследствие естественной жизнедеятельности фитопланктона и высачивания УВ из осадочной толщи, так как УВ – постоянные компоненты органического вещества (ОВ) [Вернадский, 2001].

Баренцево море считается самым продуктивным из шельфовых арктических морей с величиной первичной продукции (ПП) 44 г С/(м²·год) [Макаревич, 2012]. Высокую продуктивность моря определяет смешение относительно тёплых атлантических вод с холодными арктическими, что приводит к формированию Полярного фронта и подъёму богатых биогенными элементами глубинных вод [Barents Sea..., 2016] (рис. 10.1.2).

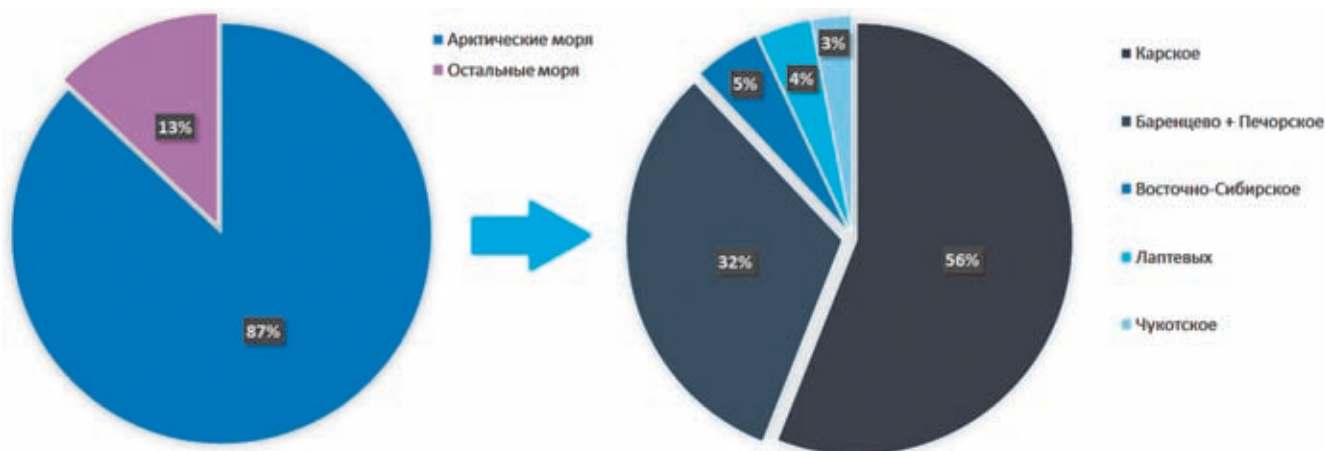


Рис. 10.1.1. Доля арктических морей в начальных суммарных ресурсах углеводородов шельфов РФ [Каминский и др., 2016]

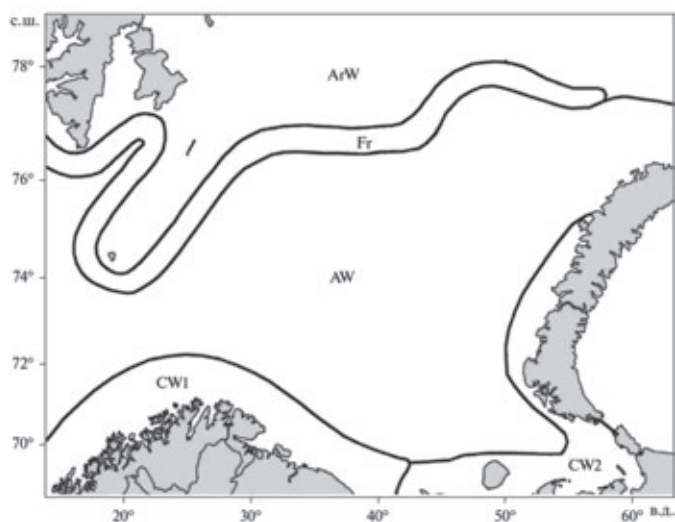


Рис. 10.1.2. Схема границ водных масс Баренцева моря. AW – атлантические и собственно баренцевоморские воды, ArW – арктические воды, Fr – фронтальные воды, CW1 – мурманские и собственно норвежские воды, CW2 – восточные прибрежные воды

В условиях меняющегося климата в последние годы в экосистеме моря произошли значительные изменения, так как увеличилось влияние атлантических вод. В результате существенно сократилась площадь многолетних льдов, и произошло освобождение шельфа от зимнего льда, а ПП фитопланктона возросла в среднем на 28% [Аксенов, Иванов, 2018; Макаревич, 2012; Matishov et al., 2012].

Проведенное ранее исследование УВ показало, что в открытых водах моря их содержание изменялось в интервале от 0 до 1130 мкг/л, а распределение носило мозаичный характер [Химические процессы..., 1997]. Ареалы более высоких концентраций расположены в южной части, в области фронтальной, полярной зоны, а также в районах интенсивного рыбного про-

мысла и судоходства. Однако наблюдения экстремально высоких концентраций были единичными в локальных участках акватории.

В прибрежные районы Баренцева моря антропогенное загрязнение в основном поступает при выносе из губ и заливов, куда сбрасывают промышленные и муниципальные сточные воды от предприятий и коммунальных организаций Мурманской области. Кроме того, возможен перенос загрязняющих веществ морскими течениями из сопредельных морей. В Кольский залив осуществляется сброс производственных и хозяйственно-бытовых сточных вод флотов и береговых предприятий различных ведомств, расположенных на его берегах [Качество..., 2019]. Основными сбрасывающими сточные воды предприятиями являются: ГОУП «Мурманскводоканал», МУП «Североморскводоканал», АО «Главное управление жилищно-коммунального хозяйства», ОАО «Мурманский морской рыбный порт». Кольский залив – рыбохозяйственный водоем высшей категории и характеризуется высоким уровнем загрязнения. Это закономерный результат непрекращающегося сброса в него неочищенных сточных вод. В водах и донных отложениях залива постоянно отмечается повышенное содержание нефтепродуктов, фенолов и тяжелых металлов.

Дополнительным источником поступления ЗВ является индустриальная деятельность непосредственно на морских акваториях, включая морской транспорт, разработку месторождений, захоронение (дампинг), прямой сброс, аварийные ситуации. В настоящее время вследствие предполагаемого освоения нефтяных месторождений в Баренцевом и Карском морях может существенно увеличиться поступление нефтепродуктов как при эксплуатации месторождений, так и в процессе их транспортиров-

ки и перегрузки. Для северных морей разработка нефтяных месторождений представляет особую опасность, что связано с низкими темпами химического, биохимического и микробиологического окисления нефтепродуктов вследствие низких температур воды и воздуха. Содержание УВ в торговом порту г. Мурманска в течение 2018 г. изменялось в диапазоне от 22 до 146 мкг/л (максимальное значение отмечено в июле и составляет 2.9 ПДК, что в 1.5 раза выше прошлогоднего максимального значения). Среднее за год содержание УВ составило 95 мкг/л, что выше прошлогоднего в 1.5 раза и составляет 1.9 ПДК. По индексу загрязненности вод (ИЗВ = 1.07) качество вод в районе водопоста в торговом порту Мурманска несколько ухудшилось по сравнению с уровнем 2017 г. (0.93) и оценивалось III классом, «умеренно загрязненные» [Качество..., 2019].

Содержание *n*-алканов изменялось в диапазоне 1.1–90.0 мкг/л, но в большинстве проб в более узком диапазоне – 1.1–20.0 мкг/л [Ильин и др., 2004]. Лишь в локальных участках их концентрации достигали 20–50 мкг/л [Плотицына и др., 2002]. В общей сумме *n*-алканов доминировали соединения растительного и бактериального происхождения (C20–C25), составляющие до 30–33% от суммы.

Низкомолекулярные алканы C12–C22 преобладали в районе Мурманского мелководья, где в прибрежной зоне их максимум приурочен к C10–C12 и C14–C17. Для прибрежной зоны в целом и для вод Мотовского залива характерны высокие значения отношений изопреноидов (пристан/фитан – Pr/Ph) и низкие значения индекса нечетности (CPI), что отличает УВ нефтяного происхождения [Ильин и др., 2004].

Содержание алифатических УВ в водах залива Гренфьорд (пос. Баренцбург, Шпицберген) весной находилось в пределах от 4.9 до 46.0 мкг/л с максимумом в районе водозабора [Качество..., 2016].

Суммарная концентрация ПАУ в воде южной части моря изменялась в интервале от 12 до 79 нг/л [Ильин и др., 2004]. Из 14 анализируемых соединений надежно определены лишь пирен, фенантрен, флуорен, флуорантен. Другие ПАУ находились в следовых количествах или в концентрациях ниже порога чувствительности метода, в том числе бенз(а)пирен. Исходя из этих данных, можно предположить, что в распределении ПАУ на акватории открытых частей моря основная роль принадлежит атмосферным выпадениям. Концентрация ПАУ существенно увеличивалась в прибрежных районах, по данным 2001 г. до 79 нг/л [Плотицына и др., 2002]. В воде Печорского моря содержание ПАУ изменялось в интервале 15–67 нг/л. По направлению к берегу оно увеличивалось в придонном слое до 420–500 нг/л [Иванов, 2002].

Концентрирование ПАУ (в растворенной форме) происходило в слое пикноклина, где их содержание достигало 90 нг/л, что в 2–3 раза выше, чем на поверхности. В придонных горизонтах ПАУ обнаружены в следовых количествах. Основу ПАУ составлял фенантрен (до 90% от ΣПАУ), бенз(а)пирен идентифицирован лишь в отдельных случаях [Немировская, 2004].

В районе Шпицбергена из 16 контролируемых ПАУ в весенний период в морских водах залива Гренфьорд были обнаружены только нафталин (с максимумом 41.5 нг/л) и фенантрен (максимум 39.9 нг/л) [Качество..., 2019]. Содержание остальных соединений находилось ниже предела обнаружения. В августе было обнаружено 4 арена с максимальными концентрациями: нафталин (79.0 нг/л), аценафтен (6.5 нг/л), фенантрен (12.4 нг/л) и антрацен (4.1 нг/л). В морской взвеси в конце лета сумма идентифицированных ПАУ находилась в интервале от 31.7 до 97.55 нг/мг взвеси. Концентрация большинства групп загрязняющих веществ была характерной для прибрежных районов арктических морей со средним или незначительным воздействием на морскую акваторию береговых источников загрязнения. Качество вод залива Гренфьорд в 2018 г. можно оценить как хорошее, поскольку расчет комплексного индекса ИЗВ для обследованной акватории, выполненный с использованием максимальных превышений ПДК для растворенного кислорода, значения БПК, концентрации меди и никеля, позволил оценить воды в период летней съемки в среднем как «умеренно загрязненные» и отнести к III классу качества, а на отдельных участках воды оценивались как «чистые» (II класс качества). Однако следует отметить, что начиная с 2016 г., наблюдается тенденция к увеличению степени загрязнения вод залива Гренфьорд [Качество..., 2019].

В донных осадках открытых районов моря концентрации алифатических УВ изменялись в интервале от следовых величин до 80 мкг/г сухого осадка [Химические процессы..., 1997; Ильин и др., 2004]. Их распределение мозаично, наиболее высокие концентрации отмечены не только в осадках прибрежной зоны, но и Центрального желоба. Антропогенные поступления имели подчиненное значение. Такое распределение УВ в осадках определяется гидродинамическими и литологическими факторами.

Более высокие уровни УВ характерны для устьевых участков Кольского и Мотовского заливов – 500–700 мкг/г. В кустовой области Мотовского залива осадки содержали до 600×10^3 мкг/г УВ [Доклад о состоянии..., 2003]. За пределами хозяйственно используемых участков прибрежной зоны содержание УВ снижалось.

В осадках губ Терiberской, Ура, Печенга концентрации УВ увеличены (90–120 мкг/г сухого осадка) по сравнению с осадками открытых районов, но меньше, чем в прибрежных районах интенсивного хозяйственного использования Мотовского и Кольского заливов [Химические процессы..., 1997; Ильин и др., 2004].

Структурный состав алканов в донных осадках шире, чем в водной среде. Преобладали низкомолекулярные алканы $n-C_{10}-C_{14}$, которые были обнаружены практически на всей акватории моря. Суммарное содержание алканов в прибрежных районах значительно выше, по сравнению с открытыми акваториями моря. Наиболее неравномерно их распределение происходило в области склонов Мурманского мелководья. В составе алканов осадков прибрежной зоны доля легких гомологов $n-C_{12}-C_{17}$ повышена (25%) по сравнению с осадками открытых частей моря, где возрастает доля высокомолекулярных соединений $C_{25}-C_{28}$ (до 11%), связанных с наземными биоценозами и липидами морских водорослей (макрофитов). Низкие величины индекса нечетности ($СРІ < 1$) указывают на нефтяной генезис УВ. Приуроченность низкомолекулярных алканов $C_{12}-C_{22}$ к локальным участкам дна и низкие величины $СРІ$ могут свидетельствовать о нефтяном происхождении УВ, предположительно поступающих из осадочной толщи [Ильин и др., 2004].

В осадках губ Кольского залива доминировали две группы алканов: $n-C_{12}-C_{17}$ и $n-C_{18}-C_{24}$ (соответственно 30 и 45% от общего количества). В период интенсивного развития микроводорослей отмечалось увеличение концентрации биогенных алканов $n-C_{20-21}$ и $n-C_{25}-C_{26}$, что подтверждают также величины индекса нечетности ($СРІ > 1$) [Ильин и др., 2004].

Композиционный состав ПАУ в донных отложениях также имел качественные различия в сравнении с водной средой. Суммарное содержание ПАУ (20–400 нг/г сухого осадка) распределено в осадках мозаично, но максимальная концентрация определена в осадках Центрального желоба в зоне гидрофронта теплых течений [Ильин и др., 2004].

На всей акватории в составе ПАУ преобладали пирогенные структуры – пирен, бензо- и дибензоантрацены, флуорантен. Концентрация бенз(а)пирена варьировала от следовых значений до 14 нг/г. Максимальный уровень его накопления приурочен к отложениям фронтальных зон. Незначительную долю в композиционном составе на всех участках дна составила группа типично нефтяных ПАУ, представленных нафталином, антраценом и инденом [Научно-методические..., 1997; Ильин и др., 2004].

В прибрежных осадках и особенно хозяйственно освоенных зон преобладающими соединениями являлись нафталин, антрацен, флуорантен и фенантрен. В восточных районах прибрежной зоны концентрация ПАУ варьировала от 5 до 76 нг/г сухого осадка. Основу ПАУ составляли нафталин и флуорантен – соединения преимущественно нефтяного и антропогенного генезиса. Концентрация бенз(а)пирена (БП) была низкой – от 0.0 до 5.2 нг/г сухого осадка.

Вблизи устья Кольского залива состав ПАУ расширялся. Доминировали фенантрен, нафталин и флуорантен. Концентрация БП оставалась низкой и изменялась в интервале 0.6–2.6 нг/г, а в Мотовском заливе – 1.7–2.8 нг/г сухого осадка при содержании Σ ПАУ от 7 до 147 нг/г [Научно-методические..., 1997]. В западном секторе прибрежной зоны, в Варангер-фьорде, осадки характеризовались относительно низкими концентрациями ПАУ – от 0.0 до 34 нг/г сухого вещества [Environmental..., 2003]. Основными аренами в составе ПАУ осадков российского побережья оказались соединения нефтяного генезиса – нафталин и его гомологи, указывающие на долговременное антропогенное воздействие на прибрежную зону [Ильин и др., 2004].

В осадках Печорского моря были обнаружены нафталин (3.4–33.2 нг/г сухого осадка), 2-метилнафталин (2–7.2 нг/г сухого осадка), флуорен (1.4–9.2 нг/г сухого осадка), фенантрен (0.6–1.1 нг/г), бенз(а)антрацен (0.1–0.3 нг/г сухого осадка), бенз(б)флуорантен (0.2–0.4 нг/г сухого осадка). На участках нефтегазовых месторождений суммарная концентрация ПАУ возрастала до 75–80 нг/г сухого осадка [Научно-методические..., 1997].

Наиболее высокие концентрации ПАУ приурочены к осадкам губы Печенга: от 430 до 2060 нг/г. Напротив, в осадках губы Малая Волоковая, не испытывающей антропогенного воздействия, содержание ПАУ снижалось до 124 нг/г [Environmental..., 2003]. В их составе идентифицированы 18 полиаренов. Доминировали, как и везде в побережье, нафталины и флуорантен. В отличие от других районов в губе Печенга значительна доля природных ПАУ – фенантрена, хризена и перилена (до 17%). В этом районе увеличилась концентрация БП, которая колебалась в интервале от 13 до 59 нг/г. В губе Малая Волоковая доля типично нефтяных соединений (нафталинов) снижена до 3–4%. На фоне общего уменьшения концентраций ПАУ содержание БП в осадках этой губы не превышало 1 нг/г сухого осадка [Матишов и др., 2000].

Для донных отложений открытых районов моря характерно распространение природных ПАУ хризена и фенантрена – метаморфизованных циклических биогенных УВ наземного и морского генезиса

[Ровинский и др., 1988]. Некоторые ПАУ – флуорен, бенз(g,h,i)перилен, дибенз(a,h)антрацен, антрацен, аценафтен, бенз(a)антрацен имеют ограниченное распространение в осадках и обнаружены лишь на некоторых локальных участках.

В 1996–1997 гг. было проведено изучение ПАУ в осадках прибрежных районов Норвегии и в Кольском заливе [Jorgensen et al., 2000; Dahle et al., 2008, 2006]. Пробы были собраны в потенциально загрязненных районах (рис. 10.1.3).

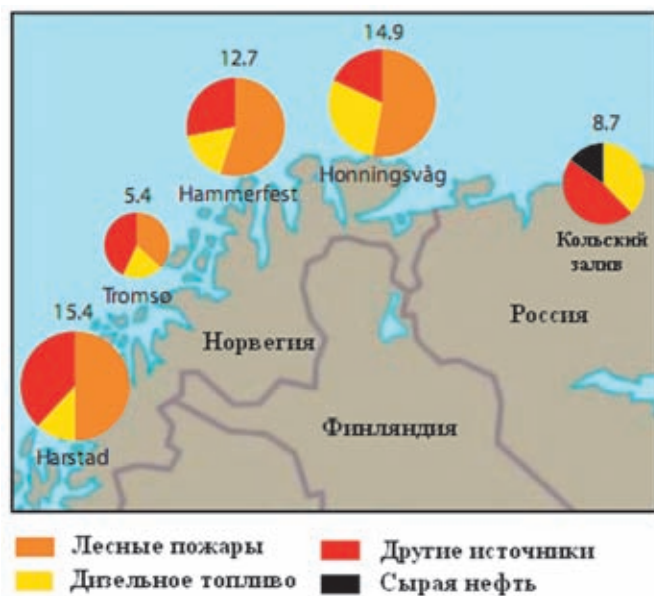


Рис. 10.1.3. Соотношение различных источников в составе ПАУ (мг/кг сухого веса) в донных отложениях припортовых районов Баренцева моря [Dahle et al., 2006]

Минимальная концентрация ПАУ приурочена к акватории п. Тромсе – 5.4 нг/г, а максимальная – у п. Харштад – 15.4 нг/г (табл. 10.1.1). В Кольском заливе содержание ПАУ оказалось сравнительно невысоким – 8.7 нг/г; однако в этом районе пробы были собраны в 25 км от Мурманска. Пирогенные ПАУ доминировали в осадках на севере Норвегии. Доля пирена, флуорантена и бензфлуорантена в среднем составляла 26%. Однако индекс загрязненности (FFPI) был значительно ниже, чем в Кольском заливе (табл. 10.1.1), где преобладали метилированные гомологи. Обогащение состава ПАУ менее стабильными полиаренами характерно для осадков норвежского района. Соотношение между петрогенными и пирогенными источниками свидетельствовало о том, что в этих районах не происходили природные высачивания нефти.

Обогащение состава полиаренов осадков прибрежных районов Норвегии менее стабильными со-

единениями, видимо, возникало из-за сходства в источниках ПАУ, среди которых преобладали продукты лесных пожаров (рис. 10.1.3). В осадках из Кольского залива доминирующими оказались полиарены сырой нефти и дизельного топлива, характерные для судоходных районов.

Результаты определения концентраций ПАУ в донных осадках открытых районов Баренцева моря в 2001–2005 гг. приведены на рис. 10.1.4 [АМАР, 2007; Savinov et al., 2006; Boitsov et al., 2007]. Эти данные близки к результатам анализа ПАУ в 1990 г. На основании концентраций и состава ПАУ было выделено 5 географических районов: северо-западная часть, которая разделяется на 2 области – прибрежный район Шпицбергена и желоб о. Медвежьего, юго-западная, юго-восточная и северо-восточная части моря [Dahle et al., 2008].

В осадках прибрежного района Шпицбергена в составе ПАУ доминировали алкилированные гомологи нафталина и фенантрена (рис. 10.1.5). Сравнительные исследования отложений этой области предполагают в качестве источника полиаренов эрозию углистых отложений западной части Шпицбергена [Dahle et al., 2006]. Высокие концентрации пирогенных ПАУ обусловлены их естественным образованием в низкотемпературных процессах. Статистически значимые различия в концентрациях и в составе ПАУ в осадках, отобранных в 1991–1998 и 2001–2005 гг., отсутствовали [Dahle et al., 2006].

В глубоководной части района о. Медвежьего (400–500 м), находящейся под влиянием вод Атлантического течения, содержание ПАУ в 2001–2003 гг. составило 900–2200 нг/г. Столь высокие концентрации ПАУ и их состав (преобладание трех кольчатых гомологов) указывали на генетическую связь с угленосными отложениями Шпицбергена. Более высокие концентрации пирогенных полиаренов установлены в отложениях о. Медвежьего [АМАР, 2007].

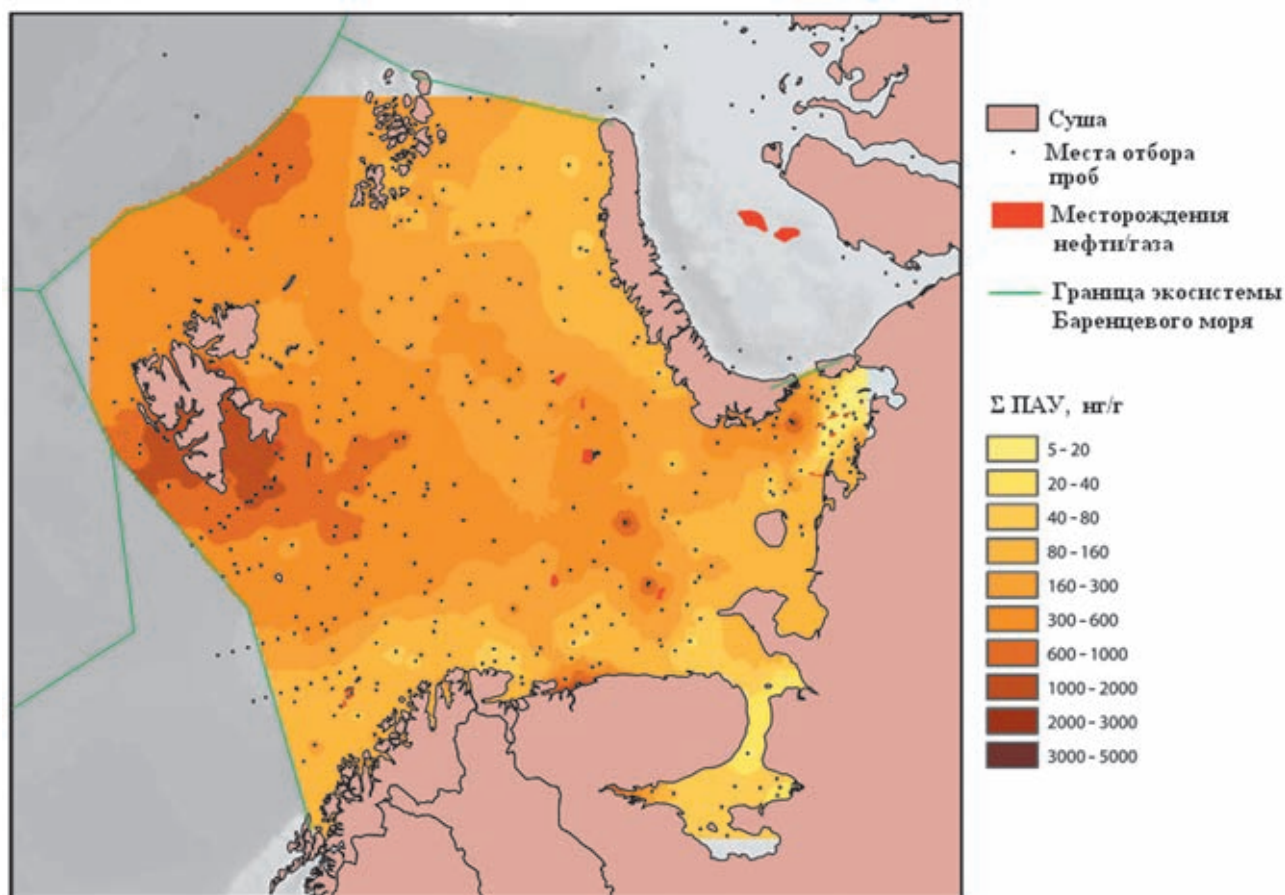
В юго-западной части Баренцева моря концентрации ПАУ изменялись в интервале 27–467 нг/г. В их составе доминировали пирогенные соединения: бензфлуорантен, индопирен и бензперилен, что указывало на высокотемпературные процессы образования полиаренов. По сравнению с 1991–1998 гг., в осадках, отобранных в 2001–2005 гг., увеличилось количество 2–3-кольчатых ПАУ, имеющих нефтяной генезис, что может быть обусловлено поступлением загрязнений с ростом транспортировки нефти в этих водах.

В юго-восточной части Баренцева моря в 2003 г. концентрации ПАУ изменялись в диапазоне 137–861 нг/г. Количество пирогенных соединений здесь было выше, чем в осадках других районов моря, и возросло в 2003 г. по сравнению с 1991–1998 гг.

Таблица 10.1.1. Содержание и состав ПАУ в донных осадках припортовых районов Норвегии и в Кольском заливе [АМАР, 2007]

Параметры ПАУ	Харстед	Тромсе	Хаммерфест	Хоннисваг	Кольский залив
Количество проб	13	18	9	7	3
Концентрация ПАУ, мг/кг сухого веса					
ΣПАУ*	15.4	5.4	12.7	14.9	8.7
Σспирог. ПАУ	9.9	3.1	7.6	7.5	2.8
NPD	4.8	1.9	4.4	6.6	5.5
FFPI, %	25	30	28	38	51
ΣТВQ	1.41	0.48	1.01	0.84	0.20
Соотношение маркеров					
ФЛ/202	0.55	0.52	0.55	0.55	0.52
ИНД/276	0.53	0.51	0.49	0.52	–

Примечание. *ΣПАУ – сумма нафталина, фенантрена, дибензтиофена и их алкилированных гомологов, аценафтена, аценафтилена, флуорена, флуорантена, пирена, бенз(а)пирена, хризенабенз(б-к)флуорантена, бенз(е)пирена, перилена, бенз(ghi)перилена, индено(1,2,3-сd)пирена, дибенз(ah)антрацена; Σспирог. ПАУ – полиаренов 4–5 – кольчатых за исключением перилена; NPD – сумма нафталина, фенантрена, дибензтиофена и их алкилированных гомологов; ΣТВQ – сумма токсичных полиаренов в эквиваленте бенз(а)пирена; ФЛ/202 – флуорантен/флуорантен+пирен; ИНД/276 – индено(1,2,3-сd)пирен/индено(1,2,3-сd)пирен+бенз(ghi)перилен.

**Рис. 10.1.4.** Распределение концентраций ПАУ в поверхностном слое донных осадков в 2001–2005 гг. [АМАР, 2007]

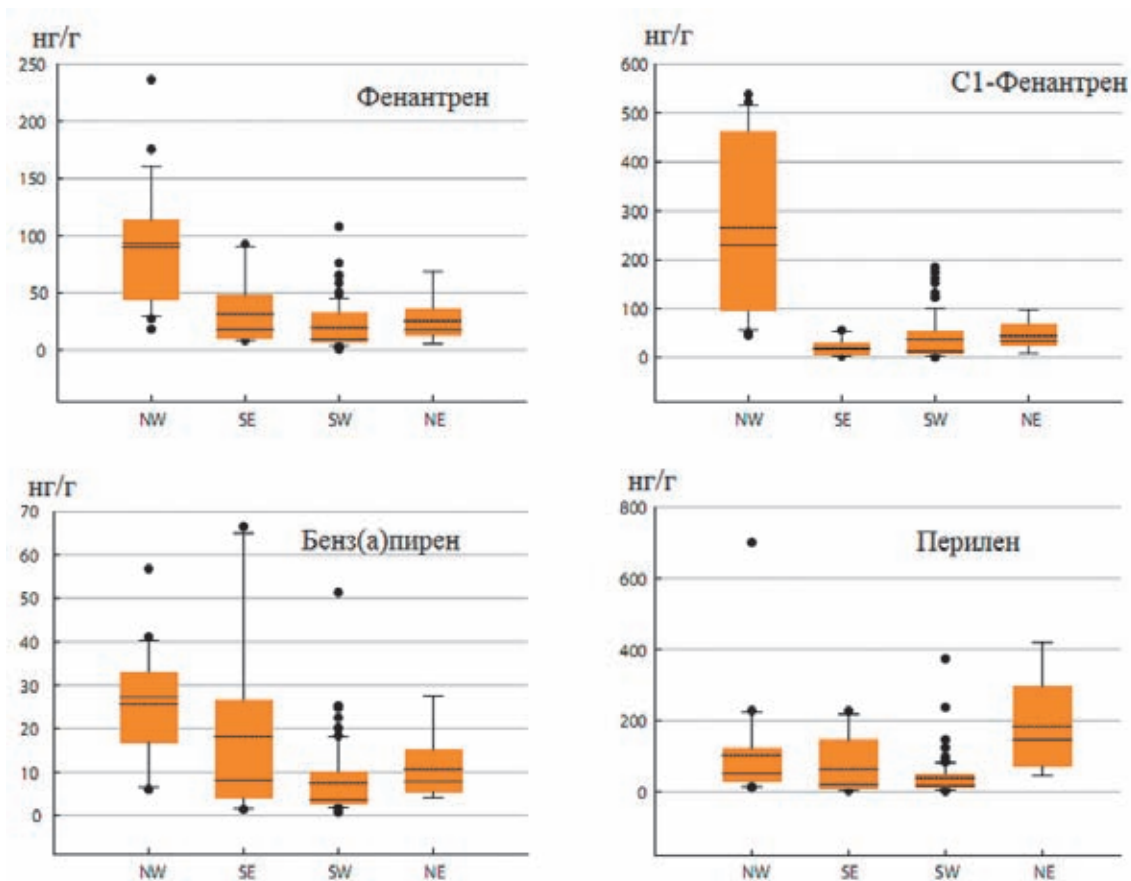


Рис. 10.1.5. Распределение доминирующих полиаренов в поверхностном слое (0–2 см) различных районов Баренцева моря в 2001–2005 гг. [АМАР, 2007]

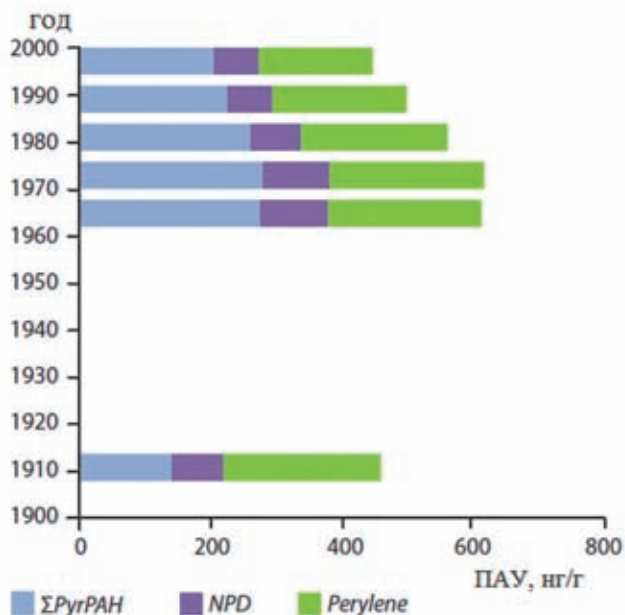


Рис. 10.1.6. Вертикальный профиль ПАУ в осадке северо-западной части Баренцева моря:

Σ Pyр – сумма 3–4-кольчатых ПАУ, за исключением перилена, Σ NPD – сумма нафталина, фенантрена, дибензтиофена и их алкилированных гомологов, Perylene – перилен

В северо-восточную часть Баренцева моря поступают как атлантические, так и арктические воды. В 2003 г. суммарные концентрации ПАУ в осадках колебались от 406 до 1136 нг/г; в их составе доминировали перилен и бензфлуорантены. Высокие концентрации перилена могут указывать на слабую преобразованность исходного ОВ в восстановленных условиях.

В районе влияния атлантических вод на глубине 500 м (74°58.0' с. ш., 46°59.8' в. д.) [Dahle et al., 2008], в составе ПАУ в осадочной толще доминировали 2–3-кольчатые полиарены (рис. 10.1.6), которые указывали на выветренные продукты углеродных пластов Шпицбергена. Несмотря на то, что в современных осадках содержание ПАУ увеличилось (с максимумом в 1970 г.), их состав практически не изменился с 1910 г.

В 2009 г. был проведен мониторинг стойких органических загрязняющих веществ в пробах донных осадков и биоты, отобранных в западной части Баренцева моря, в отдельных районах Печорского и Белого морей (рис. 10.1.7) [Monitoring..., 2011].

Концентрации ПАУ (Σ 16ПАУ из списка ЕРА) колебались от 10.9 до 52.5 нг/г (1924–4931 нг/С_{орг}). В со-

ответствии с классификацией [Monitoring..., 2011], определенные концентрации могут быть отнесены к фоновому уровню (класс I) загрязнения. В сравнении

с Белым морем их средние уровни в осадках Баренцева и, особенно, Печорского морей были значительно ниже, чем в осадках Белого моря (табл. 10.1.2).

Таблица 10.1.2. Средние концентрации $\Sigma 16$ ПАУ в поверхностном слое донных осадков [Monitoring..., 2011]

Море	Среднее $\Sigma 16$ ПАУ, нг/г	мкг/г $C_{орг}$
Печорское	15	1.7
Баренцево	165	11.7
Белое	202	2.5

Работы по изучению УВ были продолжены в 67



Рис. 10.1.7. Содержание ПАУ в поверхностном слое донных осадков в Баренцевом и Белом морях в 2009 г.

(август–сентябрь 2016 г.), 68 (июль–август 2017 г.) и 75 (май–июнь 2019 г.) рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш», где было отобрано 250 проб взеси и 197 проб донных осадков. Местоположение станций в 67 и 68 рейсах приведено на рис. 10.1.8.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор проб производили пластиковыми батометрами (система Розетта) на гидрологических станциях. Взвесь для изучения органических соединений (ОС): липидов, УВ, $C_{орг}$, хлорофилла-*a* (*Chl-a*) выделяли фильтрацией при 0.2 атм на предварительно прокаленные при 450°C стекловолоконистые фильтры GF/F (0.7 мкм), а для изучения взвеси – на предварительно отмытые соляной кислотой и взвешенные ядерные фильтры (0.45 мкм).

Липиды экстрагировали метиленхлоридом на ультразвуковой бане «Сапфир» при температуре 30°C. Концентрацию липидов (до колоночной хроматографии на силикагеле) и алифатических УВ (после коло-

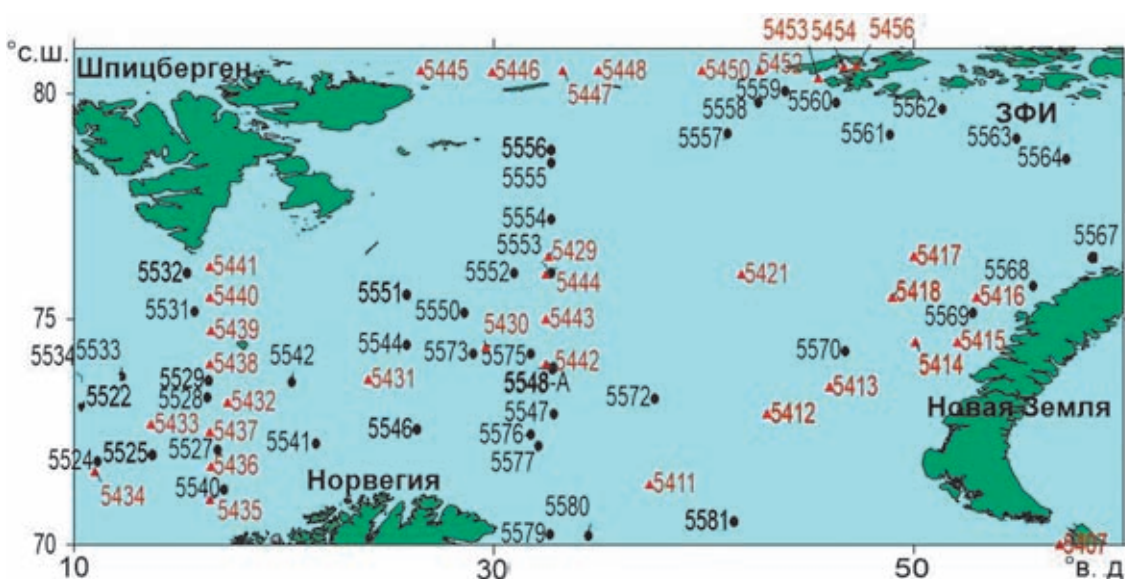


Рис. 10.1.8. Схема отбора проб в 67 (ст. 5411–5456) и 68 (ст. 5522–5581) рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш»

ночной хроматографии) определяли ИК-методом на спектрофотометре «IRAffinity-1 Shumadzu» (Япония) по полосе 2930 см⁻¹. В качестве стандарта использовали смесь (по объему): 37.5% изооктана, 37.5% гексадекана и 25% бензола (ГСО 7248–96, разработчик: АОЗТ «Экрос»). Чувствительность метода – 4 мкг/мл экстракта [Немировская, 2013]. Этот метод используется в качестве арбитражного при изучении нефтяных УВ [Качество..., 2016].

Донные осадки отбирали дночерпателем и боксдорером. Пробы замораживали при 18°C до анализа в стационарной лаборатории, где их размораживали, сушили при температуре 50°C, определяя влажность осадков. Из высушенных проб отсеивали фракцию 0.25 мм, из которой экстрагировали липиды метилхлоридом. В дальнейшем УВ определяли так же, как и из взвеси, – ИК-методом.

Для анализа алканов из углеводородной фракции использовали отечественный хроматограф Кристалл-Люкс 4000-М, оснащенный пламенно-ионизационным детектором (ПИД), с капиллярной колонкой 30 м × 0.22 мм фирмы «Supelco», с фазой 5% фенила и 95% поликсилана при программировании температуры от 60 до 300°C со скоростью 8°/мин., газ-носитель – гелий (скорость прохождения газа 1.5 л/мин). Для калибровки прибора и определения времени выхода идентифицируемых алканов использовали смесь калибровочных стандартов n-C₁₀-C₄₀ фирмы «Supelco», а в качестве внутреннего стандарта – сквалан фирмы «Sigma-Aldrich».

C_{орг} в пробах взвесей и донных осадков определяли методом сухого сжигания на анализаторе АН-7560.

Фильтр (или его часть) или навеску осадка помещали в фарфоровый тигель и использовали обычные процедуры, применяемые при определении C_{орг} в донных осадках. Чувствительность метода – 6 мкг углерода в пробе, точность – 3–6 отн. %. Для пересчета концентраций УВ в C_{орг} использовали коэффициент 0.86.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В поверхностных водах Баренцева моря в 2016 и 2017 гг. содержание УВ во взвеси оказалось довольно низким: для различных районов в среднем оно изменялось в интервале 1.6–5.3 мкг/л (2016 г.) и 2.0–8.3 мкг/л (2017 г., табл. 10.1.3).

Содержание УВ во взвеси обычно совпадает с распределением самого взвешенного вещества [Немировская, 2017]. Летом 2016 г. концентрации взвеси в открытых поверхностных водах колебались от сотых до десятых долей мг/л (табл. 10.1.3), за исключением залива Русская Гавань арх. Новая Земля, где при таянии ледника Шокальского они выросли до 8.77 мг/л, а концентрации УВ – до 9.3 мкг/л (рис. 10.1.9, а). Довольно высокое содержание липидов было установлено на разрезе Шпицберген – ЗФИ (63–86 мкг/л), в то же время содержание УВ там оказалось низким – в среднем 2 мкг/л. Тем не менее, для всего массива данных в 2016 г. наблюдалась корреляция (с высоким коэффициентом $r = 0.96$) между УВ и липидами.

Распределение УВ и взвеси также совпадало и для различных районов в 2016 г. Значения r изменялись от 0.54 (район о. Шпицберген) до 0.81 (разрез о. Шпицберген – ЗФИ).

Таблица 10.1.3. Концентрация УВ в поверхностных водах Баренцева моря (мкг/л)

Акватория	Август – октябрь 2016 г.			Июль – август 2017 г.		
	<i>n</i> *	Интервал средняя	σ	<i>n</i>	Интервал средняя	σ
Восточная часть – Норвежское море	2	<u>1.9–2.8</u> 2.3	–	12	<u>0.8–18.6**</u> 4.8	4.1
Западная часть	7	<u>1.3–2.7</u> 2.0	0.5	6	<u>1.4–8.0</u> 4.2	2.8
Центральная часть (Кольский меридиан)	6	<u>1.5–2.5</u> 2.2	0.7	18	<u>1.3–14.5</u> 4.7	3.3
Север (Шпицберген – ЗФИ)	9	<u>1.1–2.8</u> 1.6	0.6	8	<u>1.1–4.9</u> 2.0	1.3
Восточная часть	8	<u>3.3–11.0</u> 5.3	2.3	3	<u>3.6–8.7</u> 6.5	–
Южная часть	1	4.3	–	3	<u>5.8–9.6</u> 8.3	–

Примечание. * Количество проб; ** не учитывали концентрацию на ст. 5532 – 92 мкг/л.

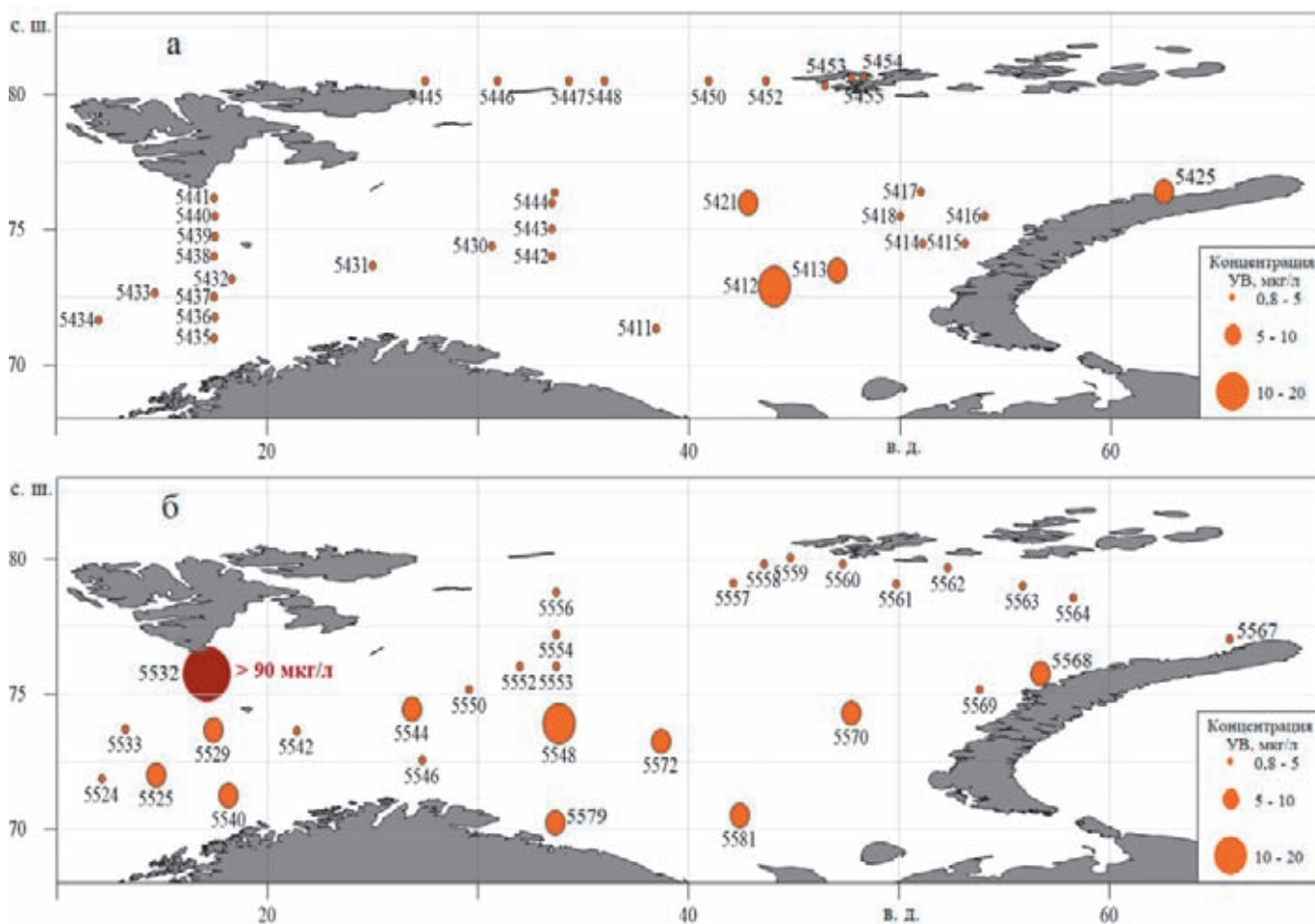


Рис. 10.1.9. Концентрация УВ (мкг/л) в поверхностных водах в 2016 (а) и в 2017 (б) гг.

В пересчете на взвесь при среднем значении 12.3 мкг/мг ($n = 36$, $\sigma = 9.8$) повышение концентраций УВ наблюдалось на Штокмановском полигоне (ст. 5417) – до 55.6 мкг/мг (при содержании УВ 11 мкг/л) и в Медвежинском желобе на ст. 5431 – до 20.6 мкг/мг (при содержании УВ всего 3 мкг/л).

С переходом от осени 2016 г. к лету 2017 г. во всех исследованных районах моря произошло увеличение концентраций УВ (табл. 10.1.3), что могло быть вызвано изменением элементного и биохимического составов органического вещества [Кодрян и др., 2017]. Резкий рост концентрации УВ (до 92 мкг/л, в пересчете на взвесь – 177 мкг/мг) установлен у южной оконечности Шпицбергена на ст. 5532, где их содержание по сравнению со ст. 5531 возросло в 23.3 раза. При этом концентрации *Chl-a* и взвеси также увеличились, но только в 2.5 и 2.2 раза соответственно.

Повышение концентраций УВ во взвеси при синхронном увеличении содержания взвеси и *Chl-a* произошло также в центральной части моря (рис. 10.1.9, б) на станциях, приуроченных к области активного

кокколитофоридного цветения (на ст. 5548 – до 13.6 и ст. 5540 – до 39.8 мкг/мг). По данным спутника MODIS-Aqua, за 14–15 августа 2017 г. концентрация кокколитофорид составила более 2 млн кл/л [Копелевич и др., 2017б]. Предполагается, что это начальная стадия цветения кокколитофорид, так как чередовалась вода молочного цвета, характерная для кокколитофоридного цветения, и «зеленая», указывающая на цветение диатомовых или динофлагеллят. Цветение кокколитофорид происходило локально, поэтому на соседних станциях содержание УВ уменьшалось до 2–5 мкг/л.

Если не учитывать аномальную концентрацию на ст. 5532, то среднее содержание УВ для разных районов летом 2017 г. в поверхностных водах уменьшалось в последовательности (мкг/л): Южная часть (8.3) > Восточная часть (6.5) > Норвежское море (4.8) \approx Центральная часть (Кольский меридиан) (4.7) \approx Западная часть (4.2) > северная часть, Шпицберген – ЗФИ (2).

В июне 2019 г. установили более высокие концентрации УВ (6–63 мкг/л), по сравнению исследованиями, проведенными в 2016 и 2017 гг. (рис. 10.1.10).

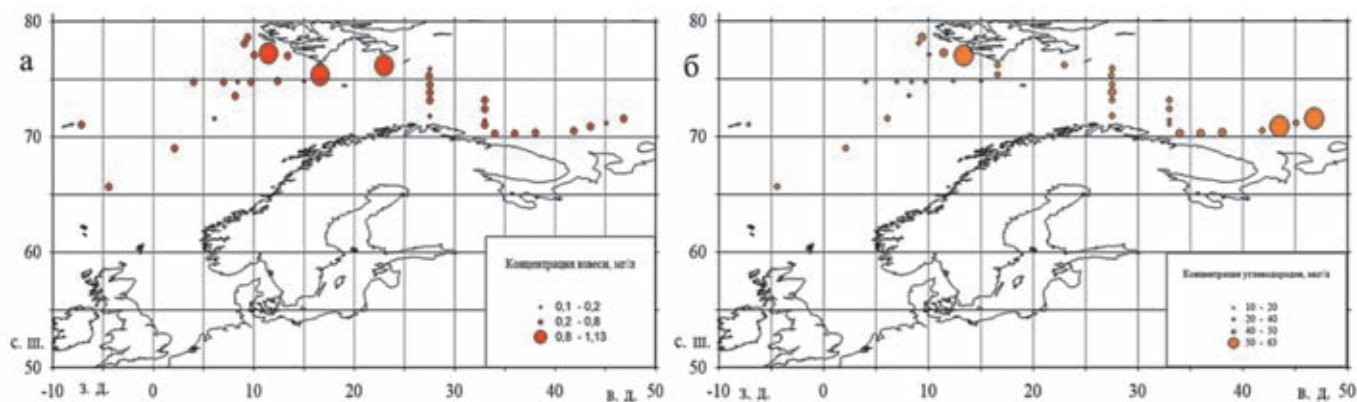


Рис. 10.1.10. Распределение взвеси (а) и алифатических УВ (б) в районах работ в 75 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в июне 2019 г.

Обусловлено это может быть разными сезонами исследования, так как в 2019 г. пробы отбирали в июне, сразу после таяния льдов. Однако, как и раньше, повышенные концентрации УВ, в отличие от взвеси, тяготеют к южной части Баренцева моря (рис. 10.1.10, б), что может быть обусловлено поступлением нефтяных УВ в судоходных районах.

С глубиной содержание УВ в основном снижалось (рис. 10.1.11), наиболее резко – у южной оконечности Шпицбергена. Здесь на ст. 5532 на глубине 18 м концентрация уменьшилась в 11.5 раз (до 8 мкг/л), а к придонному горизонту (350 м) – до 3 мкг/л. У о-ва Ян Майен в Норвежском море в районе шельфового склона на ст. 5516 с глубиной также происходило уменьшение концентраций УВ, но в меньшей степени: с 18.5 до 2.8 мкг/л.

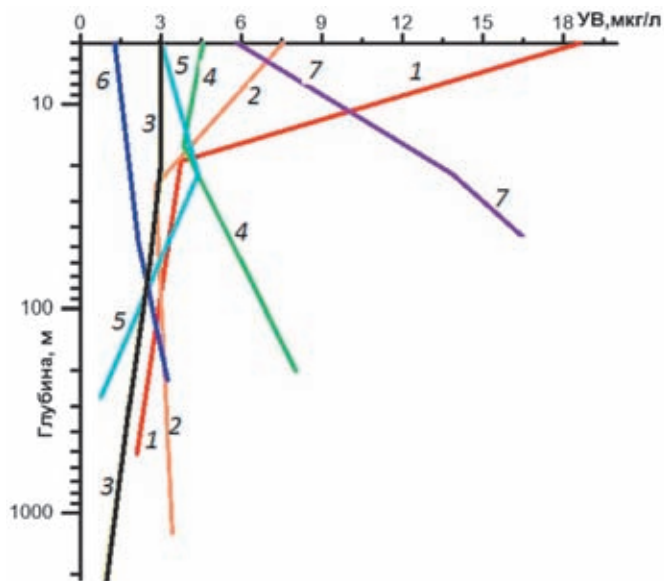


Рис. 10.1.11. Изменение концентраций УВ (мкг/л) в толще вод Баренцева моря на отдельных станциях в 2017 г.: 1 – ст. 5516, 2 – ст. 5525, 3 – ст. 5535, 4 – ст. 5551, 5 – ст. 5556, 6 – ст. 5567, 7 – ст. 5581

В Баренцевом море верхний теплый слой воды отделен от нижнего, более холодного и соленого, хорошо выраженным пикноклином на глубинах 25–50 м. Увеличение продуктивности фитопланктона в этом слое способствовало росту содержания УВ на ст. 5516, 5525, 5556 (рис. 10.1.11). Углубление приповерхностного максимума происходило с севера на юг.

При изучении вертикальной структуры гидрологических, биогеохимических и оптических характеристик [Копелевич и др., 2017а; Кравчишина и др., 2019] четко выделялся нижний нефелоидный слой до 50 м толщиной. Поэтому в отдельных случаях (рис. 10.1.10) происходил рост УВ в придонном горизонте. В частности, на ст. 5581 в районе Мурманской банки на глубине 46 м их содержание возросло практически в 3 раза (с 6 до 17 мкг/л).

Донные осадки Баренцева моря представлены, в основном терригенными, слабо- или бескарбонатными илами, оливково-коричневых и серых оттенков с окисленным слоем мощностью около 3 см. В толще осадков (на глубинах > 3–5 см) нередко появляются стяжения гидротроилита. Осадки часто биотурбированы, с ходами или трубками полихет.

В поверхностных слоях осадков содержание УВ (в пересчете на сухую массу) изменялось в 2016 г. в интервале 2.7–43.7 мкг/г (в среднем 14 мкг/г, 0.15% от $C_{орг}$), а в 2017 г. – от 4.4 до 56.9 мкг/г (в среднем 12 мкг/г, 0.17% от $C_{орг}$, табл. 10.1.4).

В 2016 г. максимум их концентраций приурочен к району Медвежинского желоба (ст. 5441, рис. 10.1.12, а), а в 2017 г. – к северной оконечности арх. Новая Земля (ст. 5567, рис. 10.1.12, б). Повышенное их содержание отмечалось и в углистых отложениях Шпицбергена (до 36.9 мкг/г на ст. 5551).

Потенциал сорбции УВ, так же, как ОВ в целом, зависит от дисперсности осадков [Немировская, 2013]. В распределении $C_{орг}$ и влажности осадков (которая в значительной степени определяется их

гранулометрическим типом) для различных районов моря установлена корреляция с высокими значениями коэффициента $r = 0.61-0.86$, в среднем – 0.76 в 2016 г., с максимумом в районе Штокмановской площади. Эти данные совпадали с полученными ранее при изучении гранулометрического состава осадков: распределение $C_{орг}$ в осадках этого района коррелировано с пелитовой фракцией ($r = 0.86$); хуже зависимость для алевритов ($r = 0.35$) [Петрова и др., 2015].

Благодаря высокой гидрофобности и сравнительно низкой растворимости УВ легко сорбируются взвеси и при седиментации попадают в донные осадки. Однако зависимости в распределении $C_{орг}$ и УВ более сложные. В 2016 г. распределение УВ и $C_{орг}$ совпадало только в Медвежинском желобе ($r = 0.81$) и в Русской гавани ($r = 0.61$). В акватории Штокмановского месторождения эта зависимость полностью отсутствовала: $r_{C_{орг}-УВ} = 0.02$, а $r_{УВ-Вл} = -0.45$, что может указывать на дополнительные источники ОВ, не связанные с минеральной матрицей [Петрова и др., 2015].

Таблица 10.1.4. Характеристика поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря

Район	Станции	n	УВ, мкг/г		$C_{орг}$, %		Влажность, %	
			Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее
Август–сентябрь 2016 г.								
Все районы	5405–5456	42	2.7–43.7	14.0	0.072–2.588	1.085	20.1–69.7	45.6
Штокмановский полигон	5413–5421	7	8.8–27.4	14.8	0.667–2.568	1.812	23.7–69.7	53.0
Медвежинский желоб	5431–5441	10	6.0–43.7	16.9	0.253–1.707	0.791	27.0–58.5	40.6
Русская гавань	5422–5430	7	4.3–22.3	10.9	0.242–1.860	0.960	27.9–60.0	40.1
Шпицберген – ЗФИ	5447–5446	8	8.0–24.5	16.2	0.699–1.475	1.214	33.2–68.5	55.5
Июль–август 2017 г.								
Все районы	5518–5581	48	3.0–57.2	12.0	0.032–2.377	1.023	17.0–72.1	49.5
Западная часть	5518–5532	16	14.6–36.9	10.2	0.302–1.695	0.647	30.4–60.7	49.6
Шпицберген	5550–5556	7	5.0–36.9	14.6	1.113–2.377	1.729	44.8–54.6	52.3
ЗФИ	5557–5564	7	4.1–20.4	10.6	0.720–1.720	1.235	37.6–72.0	56.3
Новая Земля	5565–5569	5	6.4–57.2	18.8	0.80–1.662	1.193	40.5–63.4	49.8
Центральная часть	5570–5581	13	4.4–17.2	10.8	0.032–1.937	0.926	17.0–63.4	49.1

В 2017 г. наиболее высокие значения коэффициента корреляции между $C_{орг}$ и УВ наблюдались в западных ($r = 0.67$) и северных районах Баренцева моря, у берегов Шпицбергена эта зависимость проявлялась в меньшей степени ($r = 0.48$). Еще хуже связь между этими величинами была в центральной части моря ($r = 0.27$), что обусловлено меньшим влиянием седиментационных процессов на формирование $C_{орг}$ и УВ.

В толще донных осадков концентрации $C_{орг}$ уменьшались при переходе от горизонта 0–5 см к 10–15 см в 1.1 (ст. 5551) и в 1.7 раз (ст. 5524). Содержание УВ на отдельных станциях также уменьшалось с глубиной захоронения, даже в большей степени, чем $C_{орг}$. В частности, на ст. 5522 (в Лафонтенской котловине) при переходе от слоя 0–5 к слою 5–10 см их концентрации уменьшались в 14 раз, а доля в составе $C_{орг}$ – в 2 раза (рис. 10.1.13). Сильно восстановленная среда с активно протекающими процессами сульфат-редукции и микробиологической переработкой биомассы планктона, поступившей в осадки, приводит

к уменьшению содержания УВ при переходе от поверхностного к подповерхностному слою. Диагенетические процессы осложнены еще и тем, что осадки в верхних горизонтах на этой станции одновозрастные, а глубина слоя перемешивания, обусловленного биотурбацией, лежит в пределах 6–9 см.

На других станциях (5517, 5524, 5551, 5555 и др.) не наблюдалось уменьшения концентраций УВ с глубиной захоронения, а на отдельных горизонтах их содержание, наоборот, возрастало. В частности на ст. 5555 (глубина 200 м, район архипелага Шпицберген) от слоя 0–5 к слою 5–10 см концентрации УВ возрастали в 53 раза, а в составе $C_{орг}$ – в 66 раз (от 0.03 до 2.0%). Максимальные величины УВ на этой станции в пересчете на сухой осадок (272 мкг/г) и в составе $C_{орг}$ (2.2%) были установлены на горизонте 15–20 см. Осадки этого района отличаются высоким нефтегазогенерационным потенциалом.

Условия седиментации и процессы, происходящие в толще осадков, формируют различный состав

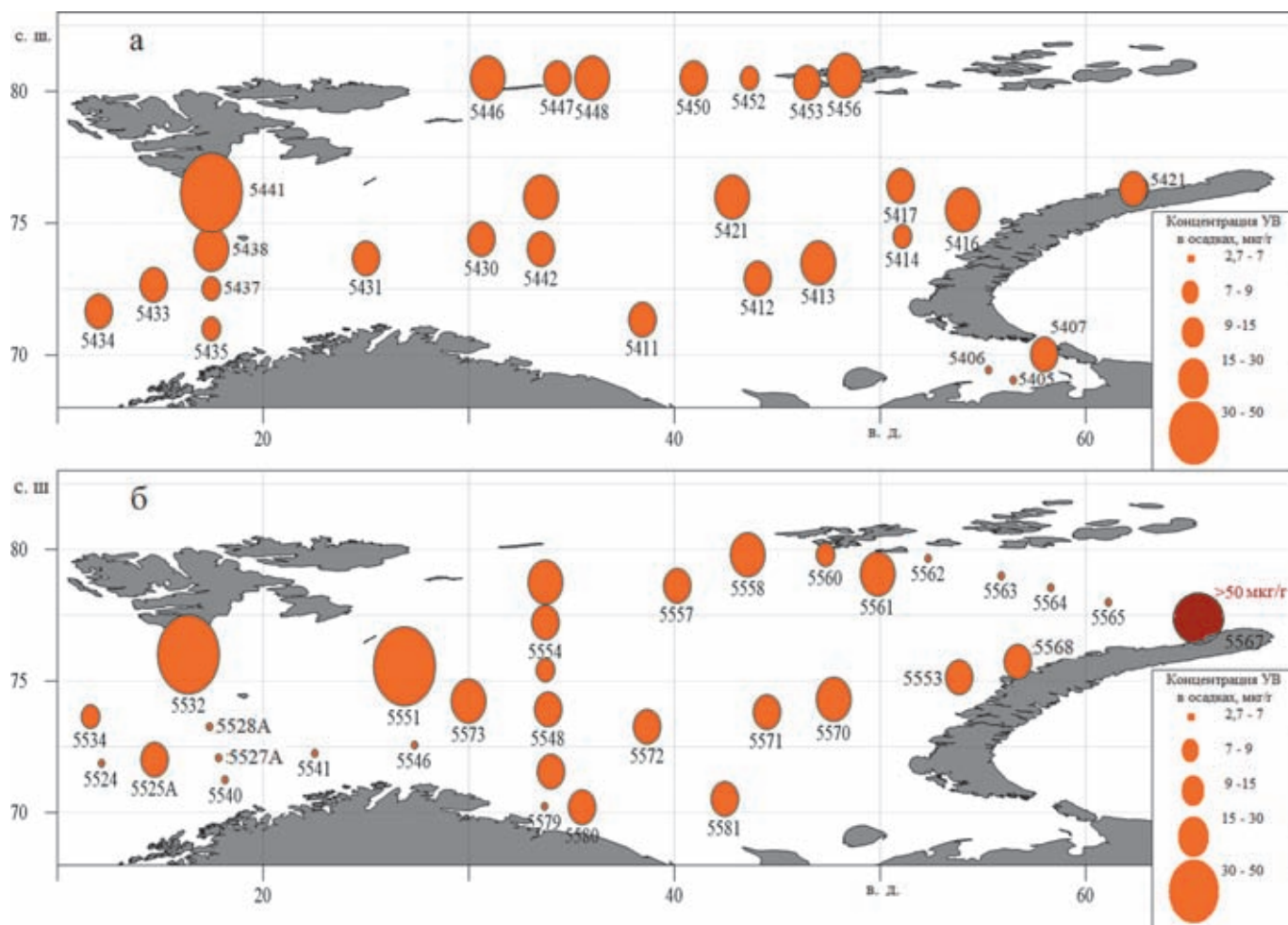


Рис. 10.1.12. Распределение концентраций УВ (мкг/г) в поверхностном слое донных осадков в 2016 г. (а) и 2017 г. (б)

алканов (рис. 10.1.14), так как изменяется соотношение основных маркеров (табл. 10.1.5).

Значения СРІ (отношение нечетных к четным гомологам в высокомолекулярной области), характеризующие включение терригенных соединений, изменялись в широком интервале – 1.98–5.4. Более высокие значения этого соотношения наблюдались в осадках при приближении к архипелагу Новая Земля (табл. 10.1.5), что может указывать на высокую степень диагенетических преобразований ОВ в этом районе. За исключением ст. 5517, во всех пробах доминировали высокомолекулярные гомологи. Практически на всех хроматограммах в низкомолекулярной области фиксировалось повышение концентраций $n\text{-C}_{17}$ – основного гомолога фитопланктона. Максимальная концентрация $n\text{-C}_{17}$ (5.4%) установлена в поверхностном осадке на ст. 5532, где также увеличена доля гомологов $\text{C}_{18}\text{--}\text{C}_{22}$ (до 22%), возникающих при повышенной бактериальной активности. Судя по значительным колебаниям отношений основных изопреноидов ($\text{Pr}/\text{Ph} = 0.19\text{--}1.85$), в

верхнем слое осадка интенсивно происходят микробиологические процессы преобразования ОВ.

В толще осадков синхронно с УВ изменялась концентрация алканов. Показательны в этом плане данные для осадков со ст. 5555, где их содержание колебалось от 0.8 до 10.6 мкг/г. При этом доля легких гомологов последовательно уменьшалась с глубиной захоронения, а величина СРІ, наоборот, возрастала. Видимо, в вертикальном разрезе донных осадков, при повышении доли автохтонного материала формируются промежуточные зоны с подавленным микробиологическим потреблением и ресинтезом. Это вызывает возникновение микрофаций со «свежим» составом УВ. Фактически, на ст. 5555 в слое 15–20 см состав УВ был преимущественно биогенным и мало преобразованным, по сравнению со слоем 5–10 см. Активная трансформация алканов происходила и в слое 20–23 см. Величина СРІ здесь достигла максимального значения – 3.38 (табл. 10.1.5), что указывало на высокое содержание континентального ОВ.

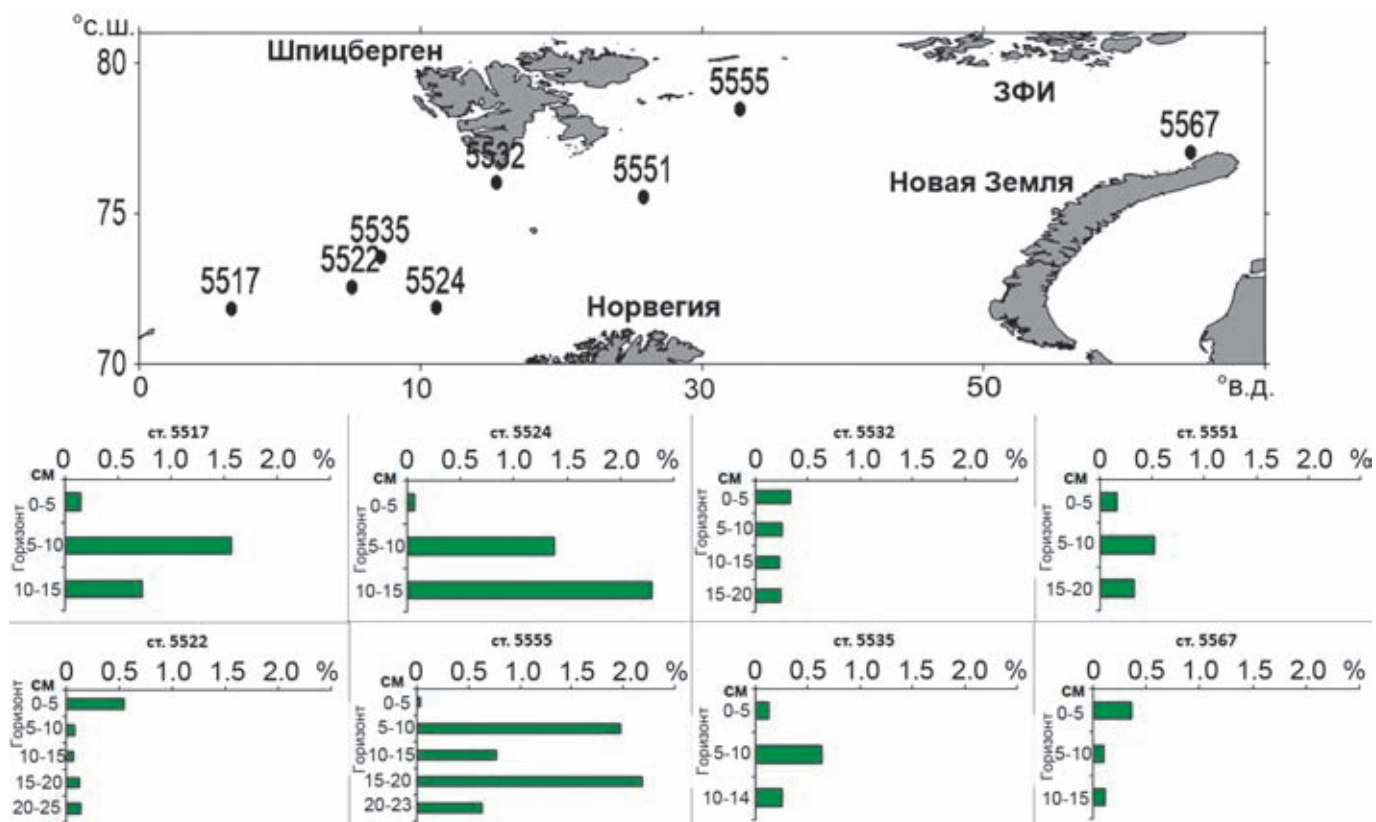


Рис. 10.1.13. Изменение содержания УВ в составе $C_{орг}$ (%) с глубиной захоронения на отдельных станциях

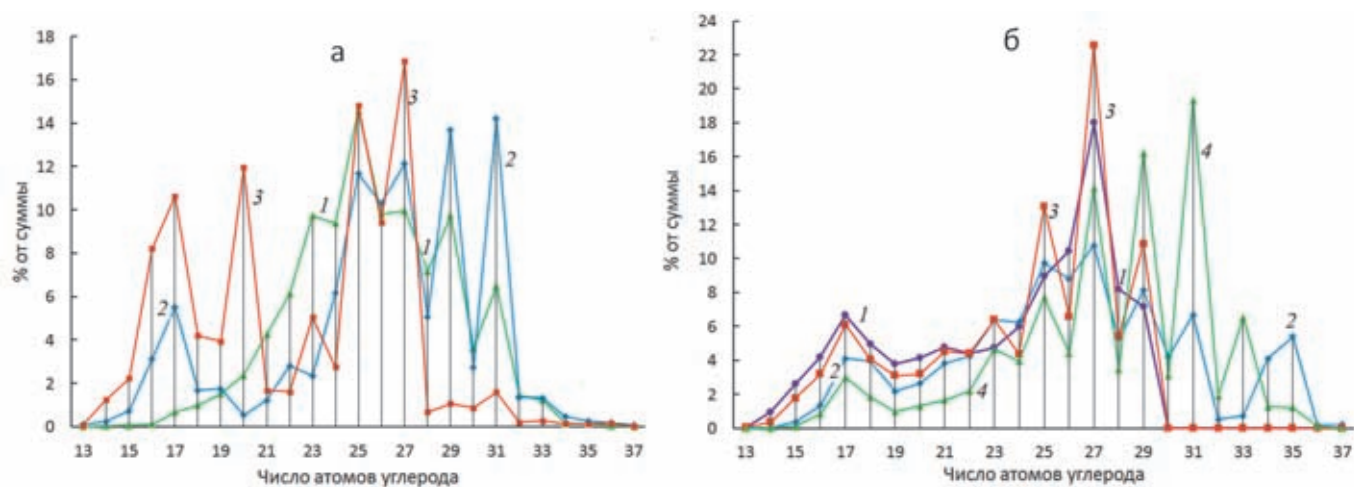


Рис. 10.1.14. Изменение состава алканов в донных осадках с глубиной захоронения:
 а – на ст. 5517 (71°17.927' с. ш. и 05°46.393' в. д.): 1 – 0–5 см, 2 – 5–10 см, 3 – 10–15 см; б – на ст. 5555 (78°28.318' с. ш. и 33°43.640' в. д.):
 1 – 5–10 см, 2 – 10–15 см, 3 – 15–20 см, 4 – 20–23 см

Флюидные потоки и их трансформация в поверхностном слое донных осадков рассматривались в качестве основного источника УВ при исследовании донных осадков в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения (ШГКМ) [Немировская, 2013].

Таким образом, изменчивость в распределении УВ в водах моря обусловлена, в основном, природными

процессами: смешением вод разного генезиса и изменением ПП. К настоящему времени значительные источники локального загрязнения нефтью открытых районов Баренцева моря отсутствуют [Иванов, 2017; Новиков, Драганов, 2017]. Согласно спутниковым данным [Иванов и др., 2017], наибольшая загрязненность поверхности моря нефтяными пленками тяго-

теет к основным судоходным трассам (рис. 10.1.15): пролив Карские ворота (через о. Колгуев) – Кольский залив – порты Мурманска и Архангельска. Считается, что мелкие пятна нефти площадью около 4 км², обнаруженные в Печорском море около платформы «Приразломная», образованы технологическими сбросами с судов обеспечения платформы; в районе терминала Варандей нефтяные пленки отсутствовали.

Согласно нашим данным, в открытых водах Баренцева моря концентрации УВ во взвеси в 2016 г. оказались ниже, чем в предыдущие годы, когда их величины в 2011 г. составили в среднем 12 мкг/л, а в октябре 2014 г. на западном шельфе – 10 мкг/л [Немировская, 2013]. Пониженные концентрации как в 2016 г. (в среднем 1.6 мкг/л), так и в 2017 г. (в среднем 2 мкг/л) приурочены к северной части Баренцева моря (рис. 10.1.9), что, скорее всего, обусловлено поступлением низкопродуктивных арктических вод и удаленностью от континента [Кодрян и др., 2017; Макаревич, 2012]. Кроме того, изменение площади льдов также может приводить к уменьшению содержания УВ, образование которых активно происходит на границе лед–вода [Немировская, 2013]. В последние годы, несмотря на увеличение ПП и содержание растворенного ОВ, концентрации взвешенных форм ОВ уменьшились с 58 (1998 г.) до 42 мкг/л (2016 г.) [Кодрян и др., 2017]. При этом количество липидов в составе взвешенного ОВ практически не изменилось и составило в разные годы 24 и 26% от ОВ.

Согласно имеющимся данным, содержание УВ в растворенной форме в поверхностных водах шельфовых акваторий в среднем составило 20 мкг/л; в водах Печорского моря – 30 мкг/л, в районе Штокмановского месторождения – 10–20 мкг/л, по трассе

Севморпути – 17 мкг/л, в Печорской губе – 10 мкг/л [Матишов и др., 1997; Немировская, 2001].

Низкое содержание УВ в поверхностных водах в составе взвеси (в основном 0.5–2%), зависимость их распределения и распределения *Chl-a* (значения $r_{УВ-Chl-a}$ изменялись в интервале 0.57–0.91), подтверждают биогенное происхождение УВ в центральной, восточной и северной частях Баренцева моря. Влияние антропогенных источников (трассы судов, интенсивный рыбный промысел) привело в 2017 г. к отсутствию этих зависимостей в южной части Баренцева моря с более высокими концентрациями УВ ($r_{УВ-Chl-a} = 0.06$) и в восточной части Норвежского моря ($r_{УВ-Chl-a} = -0.16$).

Относительно низкие концентрации УВ оказались в атлантических водах. Это в чем-то парадоксальный результат, так как ранее считалось, что основное загрязнение в Баренцево море поступает из Западной Европы с водами Северо-Атлантического (Норвежского) течения [Комплексные исследования..., 2011]. В качестве основного источника УВ в арктических водах рассматривается дальний трансграничный перенос и выпадение атмосферных осадков, а также таяние льда как припайного, так и дрейфующего [Новиков, Драганов, 2017].

Мозаичность в распределении концентраций УВ в поверхностных водах в отдельных районах (рис. 10.1.9) обусловлена смешением вод разного происхождения. В частности, в 2017 г. на разрезе по 71° с. ш. конечные ст. 5526–5527 располагались в зоне шельфа. Здесь соленость на горизонте 5 м уменьшалась до 34.55 епс и далее до ст. 5546 сохранялась в пределах 34.6–34.8 епс (температура снижалась от 10.3°С на ст. 5526 до 8.8°С на ст. 5546), что соответ-

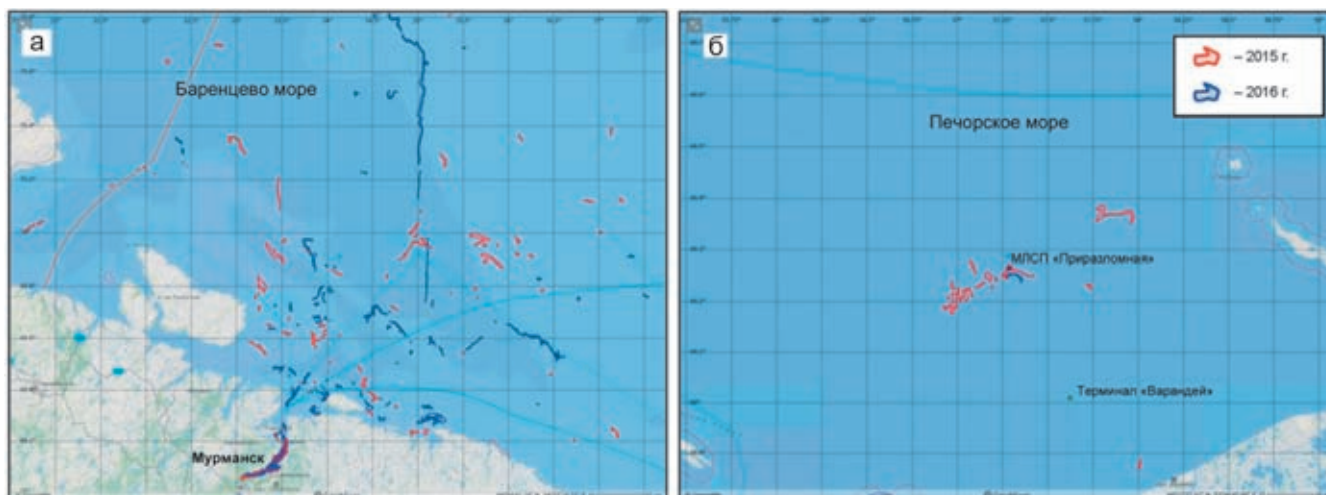


Рис. 10.1.15. Пленочные загрязнения по данным радиолокационного мониторинга Баренцева моря: а – на подходах к Кольскому заливу и в нем самом (максимальная площадь единичных судовых разливов более 50 км); б – в Печорском море в районе нефтедобычи около МЛСП «Приразломная» (площадь не более 4 км) [Иванов и др., 2017]

стует водам Норвежского прибрежного течения. На ст. 5547 соленость вновь возрастала до 34.95 епс (температура 8.3°C), то есть этот район попадал уже в зону влияния течения Северного Мыса [Girardeau et al., 2016]. Значения температуры и солености на ст. 5516–5524 находились в пределах 7.4–9.6°C и 34.9–35.1 епс, что соответствовало водам Норвежского Атлантического течения. В результате, при смешении вод Норвежского и Баренцева морей в 2017 г. увеличилась дисперсность данных: при среднем значении 4.4 мкг/л, $\sigma = 4.1$ (табл. 10.1.3).

При таянии льдов происходит не только освобождение принесенного ими материала, но и в краевых зонах льдов создаются благоприятные условия для развития ПП, величины, которые здесь сопоставимы с зонами апвеллингов [Мельников, 1989]. Так, в акватории плавучих льдов на ст. 5556 из-за резкой вспышки численности автотрофных бореальных динофлагеллят в зоне Полярного фронта возросла концентрация *Chl-a* (с 0.158 до 896 мкг/л) [Кравчишина и др., 2019], так же, как количество УВ в пересчете на взвесь – с 4 до 10.3 мкг/мг.

Видимо, такой же процесс при таянии ледников Шпицбергена произошел на ст. 5532 [Копелевич и др., 2017а]. Вначале предположили, что аномальное увеличение концентраций УВ, взвеси и *Chl-a* (до 92 мкг/л) в поверхностных водах на этой станции вызвано их поступлением с флюидными потоками из толщи осадков. Повышенная концентрация метана в осадках ст. 5531 (до 4140 нмоль·л⁻¹, при обычном интервале значений – 50–800 нмоль·л⁻¹) и в воде у дна свидетельствовала о дегазации метана из донных отложений этого района [Кравчишина и др., 2019]. В районе о. Медвежьего и у западной оконечности о. Шпицберген в поверхностном слое воды были обнаружены признаки эмиссии метана в атмосферу – до 30 нмоль·л⁻¹. Однако уменьшение концентраций УВ в толще воды с глубиной на ст. 5532 и довольно низкое их содержание в пересчете на сухой вес (38 мкг/г) и в составе $C_{\text{орг}}$ (всего 0.19%) в поверхностном слое донных осадков опровергает данное предположение. Это еще раз подчеркивает роль природных процессов в формировании уровней УВ.

На вертикальное содержание УВ в зоне активного поступления в Арктический бассейн теплых атлантических вод сильное влияние оказывает смешение вод разного генезиса и, как следствие, образование пикноклина. На кромке материкового склона и в открытых районах моря в основном содержание УВ в толще воды уменьшалось (ст. 5567 и 5581, рис. 10.1.11). Пикноклин действует как барьер для осаждения липосодержащего органического материала от поверхности ко дну, так называемое, «жидкое дно» [Лисицын, 2014]. Чем больше

перепад плотности, тем выше концентрирование УВ в слое пикноклина, которое происходит не только за счет механического аккумуляирования взвеси, но и при интенсивном развитии здесь микропланктона [Агатова, 2017]. В 1998 г. в северной части Баренцева моря в районе желоба Франц-Виктория, содержание УВ в растворенном состоянии на отдельных станциях в слое пикноклина превышало даже величину ПДК для нефтяных УВ – 50 мкг/л, а средняя по разрезу (48 мкг/л) оказалась сопоставимой с этой величиной [Немировская, 2004]. Уровень УВ в слое пикноклина был в 3–5 раз выше, чем на поверхности, а степень концентрирования соответствовала наблюдаемой в поверхностном микрослое.

В районе желоба Франц-Виктория на кромке материкового склона на одной из станций происходило увеличение концентраций УВ в придонном горизонте (глубина >1000 м), где их содержание в 1.5 раза превосходило поверхностное. Эта аномалия в распределении УВ, скорее всего, связана с флюидными потоками из донных осадков – явлением, наблюдаемым над вулканом Хаакон Мосби на материковом склоне западной части Баренцева моря [Богданов и др., 1999], так как в придонном слое отмечено повышенное содержание этана, углеводородов и липидов [Агатова и др., 2001].

Образование нефелоидных слоев при взмучивании осадков сказывается на концентрациях УВ в придонном горизонте. Обычно увеличение концентраций УВ у дна наблюдается в прибрежных районах с тонкодисперсными осадками и рассматривается как результат эрозии дна и ресуспендирования [Kennicutt, Jeffrey, 1981]. Аномалия в распределении УВ в придонном горизонте на ст. 5551 и, особенно, на ст. 5581 (рис. 10.1.11) может быть обусловлена активной гидродинамикой придонных вод [Frey et al., 2017], способствующей взмучиванию поверхностного слоя донных осадков и образованию повышенных концентраций взвеси и УВ.

Кроме того, в придонном слое вод и в поверхностном слое донных осадков формированию уровней УВ может способствовать их поступление из осадочных пород нефтегазоносных провинций. Локальное концентрирование УВ в придонных водах – явление закономерное, особенно в акватории месторождений и в районе грязевого вулканизма, где обычно отмечают геохимические аномалии [Гуревич, 2002; Pirlı et al., 2010]. Их появление связывают с неотектоникой и разломными структурами в Баренцевом море [Корнеев и др., 2008]. Считается [АМАР, 2007], что могут высачиваться не только метановые, но и высокомолекулярные УВ. Балансовые расчеты показали, что в арктические моря, таким образом, попадает 79% (8360 т) от суммарного по-

ВЫВОДЫ

тока алканов. Необходимо отметить, что основной морской источник нефтяных УВ (0.6 млн т/год, 48% от суммарного поступления) в Мировом океане – высачивающиеся УВ в нефтегазовых акваториях [NAS, 2003]. Этот процесс идет на площади, составляющей не более 10–15% от общей площади Мирового океана, в окраинных и внутриматериковых морях, где распространены нефтегазовые бассейны. На российском арктическом шельфе впервые просачивание нефти описано в XVI в. на банке в р. Ухте на севере Тимано-Печорского района, где были найдены смоляные комки [АМАР, 2007]. Позднее такого рода процессы зафиксированы и в других арктических морях.

Согласно полученным данным, повышенные концентрации УВ в поверхностном слое донных осадков приурочены к южной акватории Шпицбергена, Зюйдкапскому и Медвежинскому желобам (рис. 10.1.12).

Наши результаты по содержанию ПАУ в донных осадках на Штокмановской площади так же, как и для алифатических УВ, оказались ниже данных, полученных ранее. В частности, согласно исследованиям ФГУНПП «Севморгео», донные осадки в районе ШГКМ в 2000 г. отличались повышенными концентрациями ПАУ (в среднем 1610 нг/г) по сравнению с другими районами Баренцева моря (в среднем 110 нг/г) [Иванов, 2006]. В 2001–2005 гг. в донных осадках концентрации ПАУ в районе ШГКМ изменялись в диапазоне 137–861 нг/г. Считается, что повышение содержания ПАУ в районе ШГКМ обусловлено подтоком газовой флюидности из нижележащих толщ [Иванов, 2006]. Предполагалось, что довольно низкое содержание УВ в пересчете на сухую массу (в поверхностном слое 4.4–18.6 мкг/г; на горизонте 10–20 см – 7.8–84.6 мкг/г) и в составе $C_{орг}$ (в среднем $\leq 1\%$) обусловлены снижением интенсивности флюидных потоков, так как углеводородные залежи ШГКМ перекрыты непроницаемой толщей преимущественно глинистых пород [Леин и др., 2012]. Разгрузки эндогенных флюидных источников оказывают влияние на распределение и состав УВ в толще донных осадков и в придонных водах.

В поверхностных водах Баренцева моря установлены довольно низкие концентрации УВ во взвеси (в среднем 2.8–8.3 мкг/л), обусловленные уменьшением ледового покрова. В настоящее время в открытых районах Баренцева моря нефтяное загрязнение отсутствует.

С переходом от августа–сентября 2016 г. к июлю–августу 2017 г. и к маю–июню 2019 г. во всех исследованных районах моря произошло увеличение концентраций УВ, которое определялось гидробиологическими процессами, так как совпадало с изменением концентраций взвеси и *Chl-a*. Максимальная концентрация (92 мкг/л, 2017 г.) установлена при таянии льда у южной оконечности Шпицбергена, а повышенные – в районах кокколитофоридного цветения (до 11 мкг/л). Пониженное содержание УВ приурочено к северной части моря с низкой ПП. В толще воды на распределение УВ оказывает влияние образование пикноклина, а в придонных горизонтах – нефелоидные потоки взвеси.

В донных осадках повышенные концентрации УВ (до 48–50 мкг/г в поверхностном слое) приурочены к зонам разломов (Медвежинскому желобу и к углистым месторождениям Шпицбергена). Разгрузки флюидных источников из осадочной толщи оказывают влияние на распределение и состав УВ в донных осадках и в придонных водах. Согласно отношениям основных маркеров в составе алканов, в изученных голоценовых осадках происходят интенсивные процессы трансформации УВ, что приводит к отсутствию связей их распределения с содержанием $C_{орг}$.

Отсутствие связи между концентрациями $C_{орг}$ и УВ, увеличение доли УВ в составе $C_{орг}$ с глубиной захоронения в осадочной толще, а также распределение маркеров в алканах в отдельных районах могут свидетельствовать о флюидных высачиваниях высокомолекулярных УВ. На локальный характер этих процессов указывает латеральная изменчивость их концентраций. Незначительная интенсивность процессов просачивания привела к снижению концентраций УВ по сравнению с более ранними исследованиями.

10.2. Содержание радионуклидов цезия в воде и донных отложениях Баренцева моря

А.А. Параскив, Н.Ю. Мирзоева, О.Н. Мирошниченко

ФГБУН ФИЦ «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН», Севастополь

По результатам экспедиционных исследований в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» проведена оценка содержания антропогенных радионуклидов ^{137}Cs в поверхностных водах и донных отложениях Баренцева моря. В результате проведения сравнительной оценки современных уровней радиоцезия в других морях сделан вывод о благополучной радиоэкологической обстановке в акватории Баренцева моря, несмотря на наличие большого количества потенциальных источников радиационного загрязнения. Работа выполнена по теме государственного задания ФИЦ ИнБЮМ «Молисмологические и биогеохимические основы гомеостаза морских экосистем», № АААА-А18-118020890090-2.

Ключевые слова: радионуклиды цезия, радиоэкологический мониторинг, загрязнение.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(36)

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное поступление искусственных радионуклидов в окружающую среду началось с первых ядерных испытаний и боевого применения ядерного оружия при бомбардировке Хиросимы и Нагасаки в 1945 году, продолжилось в результате ядерных взрывов, проводившихся в мирных целях (США и СССР провели более 400 испытаний ядерных бомб). Отмечено, что ^{90}Sr и ^{137}Cs – два наиболее важных долгоживущих продукта деления в радиоактивных выпадениях после ядерных испытаний [Эйзенбад, 1967]. В современный период в процессе работы и в результате аварийных происшествий на предприятиях ядерно-топливного цикла (ЯТЦ) искусственные радионуклиды продолжают поступать в природные среды [Сапожников и др., 2015]. Они в различном количестве встречаются во всей толще морских и океанических вод и, циркулируя в струях основных течений, распространяются на многие тысячи километров от источников [Матишов, Матишов, 2001; Радиоэкологический отклик..., 2008; Саркисов и др., 2015].

В последние десятилетия уделяется особое внимание экологическим проблемам Арктики. Это обусловлено, прежде всего, важной ролью полярного и приполярного регионов в сохранении экологического равновесия на планете, а также наличия в арктическом районе богатых месторождений минерального и углеводородного сырья. Ранее проведенные исследования показали, что, наряду с тяжелыми металлами и нефтяными углеводородами, радионуклиды считаются приоритетными загрязняющими веществами, влияющими на морские экосистемы Арктики [Евсеев, Красовская, 1996; Евсеев, Телелекова, 2013]. За время существования атомной энергетики произошло более 150 аварий различных типов, которые внесли свой вклад в радиоактивное загряз-

нение этого региона. Среди них наиболее крупной как по площади загрязнения земной поверхности, так и по уровню радиоактивных выбросов, стала авария на атомной электростанции в Чернобыле (СССР, 1986 г.) [Радиоэкологический отклик..., 2008]. В Баренцево-Карской акватории базировались атомные подводные лодки, курсировали ледоколы, которые, по совокупности, были оснащены 180 ядерными реакторами, а также периодически происходили сбросы и захоронения жидких и твердых радиоактивных отходов [Nilsen et al., 1996]. Как результат, антропогенные радиоизотопы вовлекались в океанологические и биогеохимические процессы и проникали во все компоненты морских экосистем.

Необходимость и актуальность радиоэкологического мониторинга в регионе Баренцева моря также обуславливают затонувшие в результате аварий атомные подводные лодки. Опасение вызывают возможные утечки радионуклидов из их атомных реакторов [Саркисов и др., 2015]. Наряду с этим, для решения природоохранных вопросов, особенно на локальных акваториях, важны сведения о современном содержании основных дозообразующих радиоактивных техногенных нуклидов, к которым в настоящее время относят ^{137}Cs , ^{90}Sr и $^{238,239,240}\text{Pu}$ [Матишов, Матишов 2001; Радиоэкологический отклик, 2008; Саркисов и др., 2015]. Такие знания не менее важны также для системы экологической безопасности в случае применения при аварийных ситуациях на объектах с атомными реакторами, при нефтегазодобыче на шельфе [Матишов, Матишов, 2001].

Все это предполагает изучение тенденций в развитии морских экосистем под влиянием слабой радиации, а также определение стратегии природоохранных мер по сохранению биоразнообразия морей Арктики.

Цель проводимых исследований состояла в обобщении результатов многолетнего изучения перераспределения ^{137}Cs в воде и донных отложениях Баренцева моря по литературным данным [АМАР, 1997; Crene, Galasso, 1999; Матишов, Матишов, 2001; Саркисов и др., 2015] в сравнении с полученными на основе отбора проб (2017 г.) в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» собственными данными.

ИСТОЧНИКИ И ПУТИ ПЕРЕНОСА РАДИОНУКЛИДА ^{137}Cs В БАРЕНЦЕВО МОРЕ

Многолетние мониторинговые радиоэкологические исследования в морях Арктики позволили выделить следующие источники радиоактивного загрязнения Баренцева моря, в том числе радионуклидом ^{137}Cs [Саркисов и др., 2015]:

- глобальные выпадения после испытания атомного оружия в открытых средах;
- атмосферные выпадения в результате аварии на Чернобыльской АЭС;
- вынос радионуклидов реками с водосборных бассейнов;
- перенос радиоактивных отходов, сбрасываемых в моря западноевропейскими радиохимическими заводами;
- сбросы радиоактивных отходов атомного флота, проведенные СССР/Россией;
- последствия аварий при эксплуатации кораблей СССР/России с ядерными энергетическими установками.

Максимальные величины глобальных атмосферных выпадений приходились на 1962–1963 гг. [Матишов, Матишов, 2001; Радиоэкологический отклик..., 2008]. В районе архипелага Новая Земля в 1950–1960 гг. проводились многочисленные ядерные испытания в атмосфере и гидросфере, что приводило к образованию очагов локального загрязнения в непосредственной близости от испытательных полигонов [Матишов и др., 1994; Smith et al., 1995a, b]. По различным оценкам в период 1945–2000 гг. на территорию Баренцева моря с атмосферными выпадениями поступило 1.5–2.1 ПБк ^{137}Cs [Матишов, Матишов 2001; Техногенные радионуклиды, 2005; Саркисов и др., 2015].

После аварии на Чернобыльской АЭС (1986 г.) в атмосферу поступило до 100 ПБк ^{137}Cs [Израэль и др., 1994], при этом около 1 ПБк ^{137}Cs попало в Арктические регионы непосредственно с атмосферным переносом и выпадением с осадками, затем 5 ПБк этого радионуклида поступило в Норвежское, Баренцево и Карское моря вместе с Норвежским течением из Балтийского и Северного морей [MacDonald, Bewers, 1996].

Радионуклиды, поступившие в окружающую среду в результате сбросов из ядерных центров ПО «Маяк», Сибирского химкомбината и Красноярска-26, в том числе искусственный радионуклид ^{137}Cs , оказали незначительное влияние на радиоактивность арктических морей. Это обуславливается тем, что ^{137}Cs перераспределяется в донные отложения на всем протяжении таких крупных рек, как Енисей и Обь, которые впадают в Карское море Ледовитого океана, а также Иртыша, который является притоком Оби. Также в поймах и эстуариях этих рек при смешивании морской и пресной вод (так называемый маргинальный фильтр океана) происходит лавинообразное выпадение радионуклидов ^{137}Cs с взвесью [Лисицын, 1994; Саркисов и др., 2015].

К западноевропейским радиохимическим заводам, активно сбрасывающим радиоактивные отходы в северные моря во второй половине XX века, относят Селлафилд (северо-западное побережье Англии), Ла-Аг (Франция) и Дунрей (северо-восток Шотландии). Самым значительным источником радионуклидов являлся завод в Селлафилде – суммарная активность сброшенных искусственных радионуклидов составляла 160 ПБк, среди которых на долю ^{137}Cs приходилось 25.6 ПБк [Израэль и др., 1994]. Пик сбросов ^{137}Cs в Ирландское море пришелся на 1975 год (5 ПБк) [Kershaw, Baxter, 1995]. К началу 2000-х гг. поступление этого радионуклида снизилось до величины порядка 0.01 ПБк в год [Матишов, Матишов, 2001].

В целом, к 1985 г. в результате сбросов в Селлафилде и переноса с течениями с временным запаздыванием в 5 лет в акваторию Баренцева моря поступило примерно 5–6 ПБк ^{137}Cs (рис. 10.2.1) [Техногенные радионуклиды..., 2005; Саркисов и др., 2015].

В настоящее время на дне арктических морей находится около 18 тыс. радиационно-опасных объектов, в том числе три атомных подводных лодки (АПЛ), содержащие 5 реакторов с отработавшим ядерным топливом на основе обогащенного урана и относящихся к классу ядерно-опасных [Саркисов и др., 2015]. АПЛ «К-27» была затоплена в 1981 г. в заливе Степового у восточного побережья Новой Земли, «К-278» («Комсомолец») и «К-159» аварийно затонули в Норвежском (1989 г.) и Баренцевом (2003 г.) морях соответственно. Данные объекты представляют наибольшую опасность, так как они содержат ядерное топливо с массой, превышающей критическую, что теоретически не исключает возможности возникновения самопроизвольной цепной реакции и выхода большого количества радиоизотопов в морскую среду. Для Баренцева и Карского морей суммарная активность затоплений радиационно-опасных объектов составляет примерно 38.8 ПБк [Саркисов и др., 2015].

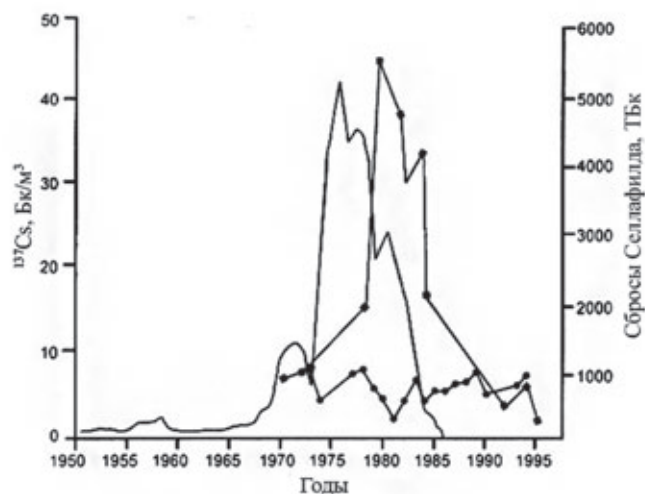


Рис. 10.2.1. Уровни сброса ^{137}Cs с завода по переработке ядерных материалов в Селлафилде в Ирландское море и радиоактивность поверхностных вод Баренцева моря и Восточно-Гренландского течения [Атомное наследие..., 2015].

Линия без маркеров – сбросы Селлафилда, линия с круглыми маркерами – Восточно-Гренландское течение, линия с квадратными маркерами – Баренцево море

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор проб поверхностной морской воды осуществлялся одновременно с отбором проб поверхностного (0–5 см) слоя донных отложений в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в июле–августе 2017 года. Пробы поверхностной воды объемом 100 л отбирались с помощью проточной системы отряда гидрооптики Института океанологии им. П.П. Ширшова. Пробы донных осадков отбирались дночерпателем «Океан-50». Определение содержания ^{137}Cs в пробах поверхностной воды проводили методом, который основан на его концентрировании с помощью проточной сорбции [Gulin et al., 2015]. Предварительно пробы прокачивали через полипропиленовый фильтр с номинальным диаметром пор 0.5 мкм для удаления взвешенного вещества. Далее фильтрат пропускали через два последовательно соединенных адсорбера, содержащих порошковый сорбент, импрегнированный ферроцианидом никеля-калия. Затем сорбенты сжигались в муфельной печи при температуре 400°C, после чего в них определялось содержание ^{137}Cs на высокоэффективном сцинтилляционном гамма-спектрометре 1282-CompuGamma (LKB Wallac, Финляндия), имеющем геометрию счета, близкую к 4π (well type детектор) по гамма-излучению дочернего радионуклида $^{137\text{m}}\text{Ba}$. Эффективность сорбции определяли исходя из разницы активности на первом и втором адсорберах [Бей и др., 2015].

Пробы донных осадков высушивали в сушильном шкафу при температуре 80°C, гомогенизировали и проводили определение содержания в них ^{137}Cs на полупроводниковом гамма-спектрометре с детектором из сверхчистого германия. Контроль корректности методов и достоверности полученных результатов осуществляли путём международной интеркалибровки МАГАТЭ (Вена, Австрия) и Национальной Лаборатории (РИСОЕ, Дания) [Радиоэкологический отклик..., 2008].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Проведение анализа вклада различных источников в загрязнение Баренцева моря радиоцезием показало, что основными из них являются поступление с морскими течениями в результате сброса радиоактивных отходов во Франции и Великобритании, а также глобальные выпадения после испытания ядерного оружия в открытых средах. На фоне этих источников незаметно воздействие от затонувших атомных подводных лодок и операций по сбросу и захоронению радиоактивных отходов.

Первые данные по распространению и количественной динамике ^{137}Cs в поверхностных водах Баренцева моря относятся к 1970-м гг. [Вакуловский и др., 1985], где отмечено содержание изучаемого радионуклида на уровне 5–30 Бк/м³, а в юго-восточной части моря – 25–60 Бк/м³. Максимальные концентрации были характерны для прибрежных вод, поступающих с Норвежским течением.

В 1980-е гг. воды Баренцева моря аккумулировали в себе еще большие концентрации ^{137}Cs – 10–90 Бк/м³ [Вакуловский и др., 1985] и было установлено, что практически все повышенные уровни радиоцезия находились в акватории западнее и восточнее Новой Земли, а также к северу от Кольского и Мотовского заливов. В северо-западном направлении от Новой Земли к Шпицбергену содержание ^{137}Cs в поверхностной воде убывало до 6–8 Бк/м³.

В 1990-е годы уровни ^{137}Cs были сравнительно низкими, отмечались концентрации 4.4–7.4 Бк/м³ [Foun, Semenov, 1993; Матишов, Матишов, 2001]. Несколько большие концентрации были обнаружены в поверхностных водах Норвежского течения рядом с Кольским полуостровом – 4–15 Бк/м³, что обуславливалось как выбросами с Селлафилда, так и более загрязненными водами из Балтийского моря [Матишов, Матишов, 2001]. В исследованиях 2000–2010 гг. отмечены еще более низкие концентрации радиоцезия – 3–5 Бк/м³ [Nikitin, 2014]. В целом, процессы самоочищения морских акваторий протекают более медленными темпами, чем в атмосфере, и по оценкам [Усягина, 2012] время уменьшения содержания ^{137}Cs в Баренцевом море составляет 6–12 лет.

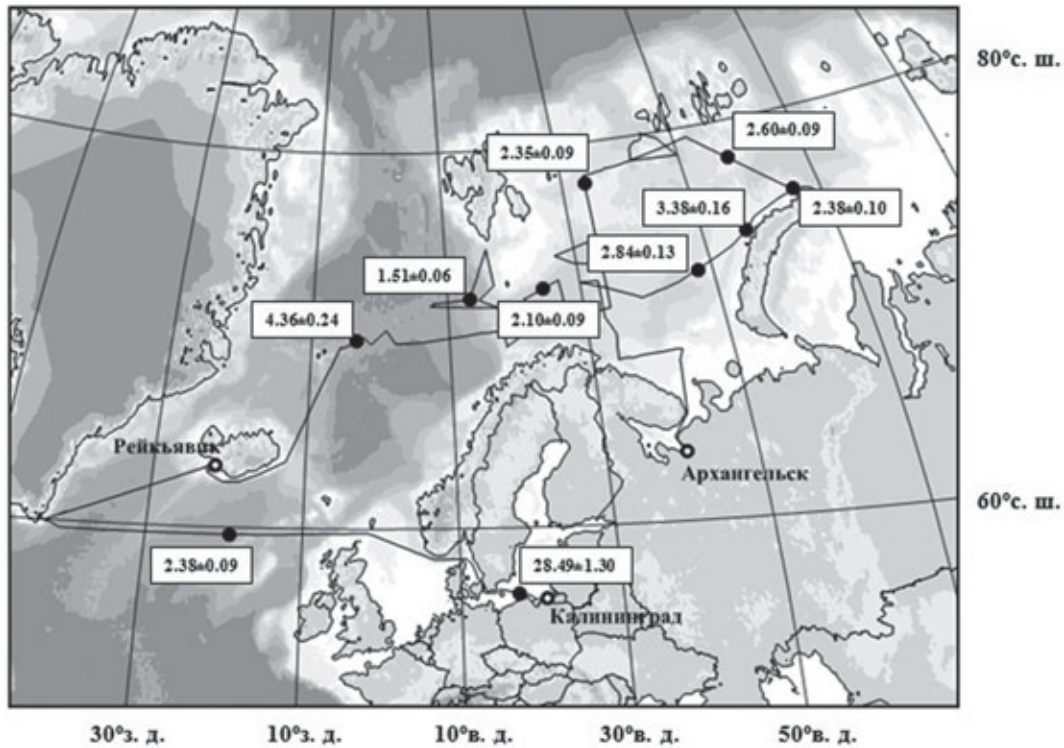


Рис. 10.2.2. Концентрации радионуклидов ^{137}Cs ($\text{Бк}/\text{м}^3$) в поверхностной воде Баренцева моря (отбор проб 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»)

Результаты определения концентрации радионуклидов ^{137}Cs в водах Норвежского и Баренцева морей в ходе 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (июль–август 2017г.) дополняют эти данные (рис. 10.2.2). Так, в различных частях акватории Баренцева моря наблюдались практически одинаковые уровни радиоцезия – 2.1–3.4 $\text{Бк}/\text{м}^3$. Стоит отметить, что в водах Балтийского моря была определена на порядок большая концентрация ^{137}Cs .

Сравнительная оценка содержания ^{137}Cs в поверхностной воде Баренцева, Балтийского и Черного морей показала, что на протяжении 40 лет самым загрязненным было и остается Балтийское море (рис. 10.2.3). Воды Баренцева моря характеризуются сравнительно более благополучной радиоэкологической обстановкой, где современные уровни ^{137}Cs в 1.9 и 8.4 раз меньше, чем таковые в Черном и Балтийском морях соответственно.

Низкое содержание радиоцезия в водах Баренцева моря, по сравнению с морями, расположенными южнее, может быть обосновано моделью механизмов переноса и ассимиляции радиоизотопов в морских экосистемах [Матишов, Матишов, 2001]. Основная идея данной модели сводится к тому, что в северных морях существует благоприятное сочетание высокой биологической активности, трансграничного водообмена и термохалинных и гидродинамических

условий. Все эти факторы способствуют срабатыванию масштабного эффекта самоочищения акваторий от радиоактивного загрязнения. Наиболее важные функции системы самоочищения контролируются явлениями литологической и биологической адсорбции, которые происходят, соответственно, в маргинальном фильтре (эстуариях) и в пелагическом био-фильтре (аккумуляция гидробионтами).

Следует отметить, что современная нормативная база загрязнения морской среды радионуклидами отличается от имевшей место в 1970–1980-е гг., когда в отечественной и зарубежной практике применялся ряд количественных критериев – норм предельно допустимого сброса радионуклидов в морскую воду, ПДК для морской воды, донных отложений и гидробионтов. В данный момент как в России, так и за рубежом нет обновленных документов. В нашей стране существуют лишь ведомственные [Временные методические указания..., 1981; Руководство..., 1991; СанПиН, 2009], значения в которых разнятся (на порядок) между собой (табл. 10.2.1). Однако, согласно всем нормативно-правовым документам, современные уровни содержания ^{137}Cs в поверхностной воде Баренцева моря находятся ниже предельно допустимых (уровней вмешательства).

Содержание и состав искусственных радионуклидов в поверхностных донных отложениях северных

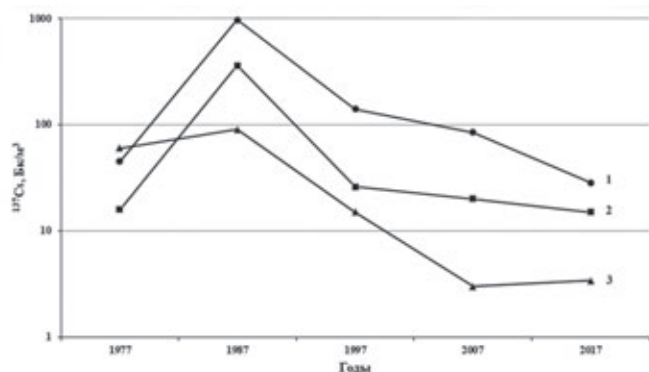


Рис. 10.2.3. Сравнительная характеристика максимального содержания ^{137}Cs на протяжении 40 лет в поверхностных водах Балтийского (1) [Шус, Ikaheimonen, 1991; Матишов, Матишов, 2001], Черного (2) [Радиоэкологический отклик..., 2008] и Баренцева (3) [Матишов, Матишов, 2001; Техногенные радионуклиды..., 2005; Саркисян и др., 2015] морей

морей, в том числе и Баренцева, стали предметом изучения в 1980-х гг. Было выяснено, что особенности

Таблица 10.2.1. Допустимые концентрации (уровни вмешательства) для радионуклида ^{137}Cs в морской воде, применяемые в различных ведомствах Российской Федерации [Временные методические указания..., 1981; Руководство..., 1991; СанПиН, 2009]

Радионуклид	Допустимые концентрации (уровни вмешательства) в морской воде, Бк/л		
	Росгидромет	НРБ-99/2009	ВМФ
^{137}Cs	2.22	11	22.2

По результатам наших исследований (пробы лета 2017 г.) получено, что концентрации ^{137}Cs в поверхностном слое донных отложений Баренцева моря на всех станциях отбора проб были ниже уровня детектирования, за исключением северного побережья Новой Земли, где концентрация радионуклида составила 0.83 Бк/кг. Это может объясняться низкими современными уровнями изучаемого радиоизотопа в воде. Известно, что при низких концентрациях в морской воде цезий образует ионную форму Cs^+ , которая имеет тенденцию оставаться в водной среде, слабо сорбироваться взвесью, а значит, в незначительной степени накапливаться в донных осадках [Громов, Спицин, 1975; Никитин и др., 1991]. Существование радиоцезия в водном растворе преимущественно в ионном состоянии предопределяет способ его миграции в море, который, в свою очередь, зависит от гидрологических факторов. Так в акватории шельфа Баренцева моря к западу от Новой Земли сильные течения интенсивно разбавляют поверхностный сток с архипелага и выносят захваченные радиоизотопы в

миграции и накопления радионуклидов определяются как их химической природой, так и свойствами собственно донных осадков [Матишов, Матишов, 2001]. В начале 1980-х гг. концентрация ^{137}Cs в поверхностном слое донных осадков Баренцева моря составляла 10–30 Бк/кг, при этом основными загрязнителями считались радиохимические заводы западной Европы [Вакуловский и др., 1985; Вакуловский и др. 1988].

Начиная с 1990-х гг., практически во всех районах морского дна донные отложения характеризовались низкими уровнями искусственных радионуклидов [Nies et al., 1998]. По состоянию на 2001–2006 гг. концентрация ^{137}Cs в поверхностном слое практически по всей акватории Баренцева моря была на уровне 1–5 Бк/кг [Сыч, Дубинко, 2012]. Исключение составляла лишь бухта Черная, расположенная в южной оконечности Новой Земли со стороны Баренцева моря, где к середине 2000-х гг. содержание ^{137}Cs составляло 50–100 Бк/кг. Это обуславливается последствиями проведения подводных и надводных ядерных испытаний, проводившихся в этом месте [Саркисов и др., 2015].

Карское море [Матишов и др., 1994]. Из-за гидродинамического режима отсутствуют условия быстрого накопления тонкодисперсной фракции абиогенного и биогенного материала, что обуславливает недетектируемое количество ^{137}Cs в поверхностном слое донных осадков в этом районе.

Однако вызывает интерес изучение более глубоких слоев донных осадков, где, согласно ранее определенным данным [Матишов, Матишов, 2001; Вакуловский и др., 1985; Вакуловский и др. 1988], должны находиться значительные концентрации ^{137}Cs . Эти данные наряду с изучением послойного распределения изотопа ^{210}Pb могут служить основой для проведения датировки донных осадков, геохронологической реконструкции их загрязнения искусственными радионуклидами и определения скоростей осадконакопления в исследуемом районе. Опыт подобных работ существует для Черного моря [Радиоэкологический отклик..., 2008].

Следует также отметить отсутствие в поверхностной воде и донных отложениях Баренцева моря дру-

гого радиоактивного изотопа цезия – ^{134}Cs . Его период полураспада равен 2.1 годам, поэтому он обнаруживается, как правило, лишь после крупных радиационных аварий [Buessler, 2014]. В работе [Дружинин и др., 2016] отмечается, что в донных отложениях Белого моря летом 2012 г. обнаружены значимые концентрации ^{134}Cs – 0.7–8.3 Бк/кг. Данный факт может указывать на поступление техногенной радиоактивности в его акваторию, которая граничит с Баренцевым морем. Однако отсутствие ^{134}Cs в Баренцевом море в 2017 г., а также подтвержденная нашими исследованиями тенденция на снижение концентрации ^{137}Cs в его поверхностных водах говорит о том, что данная акватория не испытывает влияния от потенциальных источников техногенной радиоактивности. Но наши исследования не охватили самый масштабный маргинальный фильтр и накопитель антропогенных радионуклидов – экосистемы побережья, заливов и губ, что требует дальнейших исследований.

ВЫВОДЫ

Основными источниками радионуклидов цезия в Баренцевом море являются сбросы радиоактивных отходов в морскую среду западноевропейскими радиохимическими заводами, а также глобальные выпадения после испытания ядерного оружия в открытых средах.

На основании проведения работ по радиоэкологическому мониторингу в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» и сравнении результатов с предыдущими исследованиями, можно сделать вывод о благополучной радиоэкологической обстановке в акватории Баренцева моря.

Современные концентрации ^{137}Cs в поверхностных водах Баренцева моря составляют 2.1–3.4 Бк/м³ и находятся существенно ниже уровней вмешательства [Временные методические указания..., 1981; Руководство..., 1991; СанПиН, 2009]. Большинство районов Баренцева моря характеризуется небольшими значениями концентрации ^{137}Cs в поверхностном слое донных осадков, так как практически весь он в растворенной форме остается в воде.

В донных осадках детектируемые количества радиоцезия обнаружены лишь у побережья Новой Земли, однако интерес вызывает изучение более глубоких слоев донных отложений, что позволит применять изучаемый радионуклид ^{137}Cs в качестве трассера природных процессов седиментации и осадконакопления.

Не выявлено влияния погибших АПЛ и затопленных радиоактивных отходов на радиоэкологическую обстановку в Баренцевом море. Последствия операций по захоронению РАО могут иметь локальный характер и проявляться лишь в регионах захоронений. Однако на данный момент уровни ^{137}Cs в Баренцевом море в несколько раз ниже, чем в Черном и Балтийском морях, где затопления РАО не проводились.

Процессы самоочищения системы Баренцева моря от радионуклидов контролируются явлениями литологической и биологической адсорбции, которые происходят, соответственно, в маргинальном фильтре и в пелагическом био фильтре.

Проведение дальнейших исследований необходимо в прибрежных экосистемах северных морей – эстуариях крупных рек, заливах, губах, являющихся накопителями антропогенных радионуклидов.

10.3. Оценка современного геоэкологического состояния фьордов восточной части Баренцева моря

В.А. Шахвердов, Д.В. Рябчук, М.А. Спиридонов, В.А. Жамойда, М.В. Шахвердова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург

Проведен краткий анализ истории изучения геоэкологического состояния Баренцева моря, который показал, что на период начала промышленного освоения геологическая среда характеризовалась низким уровнем нарушения и загрязнения. На примере Кольского залива дана оценка современного геоэкологического состояния фьордов восточной части Баренцева моря. Сейсмоакустические исследования подтверждают преимущественно тектоническое происхождение залива и опасное распространение гравитационного перемещения пород, приуроченного к береговым склонам. Определены фоновые геохимические характеристики современных донных осадков. Показано, что геохимическое районирование дна акватории залива является следствием как природных, так и антропогенных процессов. Получена характеристика различных районов по содержанию в донных осадках Cu, Zn, As, Cd, Pb, Hg и гексанрастворимых нефтепродуктов (НП). Показано, что распределение НП в основных компонентах аквальных и береговых геосистем, наравне с другими поллютантами, является ведущим эле-

ментом системы экологического контроля, количественной оценки антропогенного воздействия и накопленного экологического ущерба. На особенности распределения химических элементов влияет активная хозяйственная деятельность в пределах Южного колена Кольского залива, а также базы Северного флота ВМС РФ.

Приведены данные по изучению форм нахождения химических элементов в современных донных осадках, которые позволяют предполагать высокую вероятность вторичного загрязнения акватории при изменении физико-химических условий процессов осадконакопления.

Сравнительный анализ показал, что современные донные отложения Кольского залива характеризуются наиболее высокой на Северо-Западе РФ концентрацией химических элементов.

Ключевые слова: Баренцево море, Кольский залив, геоэкология, геохимическое районирование.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(37)

Важным этапом в исследовании Баренцева моря в 1920–1930-е гг. явились работы созданного в 1921 г. Плавучего морского научного института (ПлавморНИИ), переименованного в дальнейшем в Государственный океанографический институт (ГОИН). Планомерное изучение Кольского шельфа экспедициями ПлавморНИИ, Полярного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ПИНРО), Мурманским морским биологическим институтом (ММБИ КНЦ РАН), Гидрометслужбой и Гидрографическим предприятием ММФ было преимущественно связано с рыбопромысловой океанологией, а также геологией шельфа и физической океанографией. Дальнейшие исследования геологического строения Кольского шельфа в значительной степени определялись высокими перспективами нефтегазности региона и проводились Научно-исследовательским институтом геологии Арктики (НИИГА), Полярной экспедицией НПО «Севморгео», Морской арктической геологической экспедицией (МАГЭ) и другими специализированными организациями, образованными в Мурманске.

Изучение и оценка эколого-геологического состояния геологической среды прибрежно-шельфовой зоны Баренцева моря имеют относительно недавнюю историю. В 1970–1980-е гг. был организован мониторинг по программе «Общегосударственной системы наблюдений по сети станций» и проведено математическое моделирование океанологических процессов. Результаты исследований отражены в монографических работах ГОИН [Гидрометеорология..., 1990, 1992]. В ходе выполнения различных проектов ММБИ КНЦ РАН были получены данные о гидробиологической и радиоэкологической обстановке в арктическом регионе [Матишов и др., 1994, 2001, 2007, 2009, 2010; 2011, 2014; Матишов, Матишов, 2001]. В частности, в Кольском заливе в 2000-х гг. экологический мониторинг проводился ММБИ КНЦ РАН в рамках проекта «Комплексные исследования и мониторинг арктических морей России». На основе проведенного «ВНИИОкеангеология» комплекса ли-

толого-стратиграфических и геохимических исследований был дан прогноз изменения геологической среды Баренцевоморского шельфа [Ванштейн, 2001].

В 1990-е гг. ВНИИОкеангеологией осуществлялся государственный мониторинг геологической среды шельфа в пределах Баренцева моря южнее 74° с. ш. [Козлов, Неизвестнов, 2000]. Базовые оценки состояния недр связаны с проведением Государственной геологической съемки и подготовкой листов геологической карты масштаба 1:1 000 000 (новая серия) с номенклатурой R-(35)-37 (ВСЕГЕИ, МАГЭ, ВНИИОкеангеология, 2000); T-41-44 (МАГЭ, 2006); и 1:1 000 000 (третье поколение) с номенклатурой R-38-40 (МАГЭ, 2003); R-(35)-36 (МПР России, МАГЭ, ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ, 2007); R-37-38 (ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, МАГЭ, 2008); S-(36), 37 (МАГЭ, 2016); S-38, (МАГЭ, 2017).

С точки зрения оценки источников поступления загрязняющих веществ с суши, большой интерес представляет фундаментальная сводка данных по геохимии Кольского полуострова, являющаяся результатом совместного норвежско-российского проекта «Kola» (1992–1996) [Reimann et al., 1998].

Начало 2000-х гг. характеризуется активизацией работ по морским экспедиционным и фундаментальным исследованиям экосистем Баренцева моря. Их организационной основой на этом этапе стала подпрограмма «Исследования природы Мирового океана» в рамках Федеральной целевой программы «Мировой океан». Активизация геологических и эколого-геологических исследований в последние годы, в первую очередь, связана с перспективами ресурсного освоения шельфа.

Оценка эколого-геологического состояния геологической среды прибрежно-шельфовой зоны Баренцева моря содержится в опубликованных и фондовых работах «ВНИИОкеангеологии» (А.Ю. Опекунов, М.Г. Опекунова, В.А. Щербаков, М.А. Садиков, И.А. Андреева, Б.Г. Ванштейн, В.Я. Кабаньков и др.) [Опекунов и др., 2002; Садиков, 2000] и других работах [Гуревич, 2002; Иванов, 2006]. Поч-

ти во всех перечисленных источниках проводится мысль о высокой уязвимости геологической среды со слабой самовосстанавливающейся способностью и низкой устойчивостью аквальных геосистем к антропогенному воздействию в условиях Арктики. Одновременно подчеркивается актуальность вопроса о загрязнении Баренцевоморского шельфа нефтеуглеводородами (НУ) и потенциальная уязвимость геологической среды шельфа под воздействием опасных геологических процессов и явлений в подводной части криолитозоны, таких как термическое растрескивание, термокарст, пучение, солифлюкция, термоабразия и т.п. Анализ опубликованных и полученных в последние годы данных позволяет дать современную оценку состояния геологической среды прибрежного шельфа Баренцева моря как практически не нарушенную, с низким уровнем загрязнения на период начала промышленного освоения.

Наблюдения за состоянием окружающей среды Кольского залива уже длительное время проводятся организациями различных ведомств (Госкомприроды, Росгидромета, Роскомрыболовства РАН, ММБИ КНЦ РАН, МАГЭ, ПИНРО, ФГУНПП «Севморгео» и др.). Тем не менее, единая система геоэкологического мониторинга до последнего времени так и не была сформирована, несмотря на все возрастающий уровень техногенного воздействия. В 2001 г. МАГЭ были начаты исследования по эколого-геологическому мониторингу Кольского залива, в которых принимали участие сотрудники отдела Региональной геоэкологии и морской геологии ФГУП «ВСЕГЕИ» [Шахвердов, Шахвердова, 2016]. В результате этих работ была заложена основная сеть мониторинга, которая насчитывала 50 станций. Она учитывала расположение станций по программе комплексного экологического мониторинга Мурманского морского биологического института Кольского научного центра РАН, Мурманского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, а также Полярного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича. Полученные тогда данные легли в основу Государственного мониторинга состояния геологической среды Баренцева моря, который проводился ФГУНПП «Севморгео» (2004–2009 гг.). В дальнейшем, в результате работ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (2011–2015 гг.) была выполнена оптимизация сети наблюдений с целью получения данных по наиболее проблемным частям акватории Кольского залива, в основном в южном колене.

В последние годы наиболее представительные и интересные результаты по оценке современного эколого-геологического состояния залива были полу-

чены в ходе работ по программе «Государственного мониторинга состояния недр прибрежно-шельфовой зоны Баренцева, Белого и Балтийского морей», которые с 2011 г. были продолжены ФГУП «ВСЕГЕИ» [Информационный бюллетень..., 2012, 2013, 2014; Шахвердов, Шахвердова, 2011, 2012, 2014].

Мурманская область является частью обширной территории распространения кристаллических, главным образом, докембрийских пород, слагающих Балтийский щит или Фенноскандию. Архейские и протерозойские образования перекрыты чехлом четвертичных отложений. Разрез осадочного чехла Баренцевоморской плиты сложен образованиями верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, выделенных в ранге серий, сейсмокомплексов и сейсмоподкомплексов [Государственная геологическая..., 2007].

В пределах Баренцевоморского шельфа проявлялись как каледонская складчатость и связанная с ней магматическая деятельность, так и платформенные герцинские движения, во время которых внедрялись основные и щелочные магмы, образовавшие уникальные массивы ультраосновных, основных и щелочных пород. О существовании более молодых дислокаций можно судить лишь по наличию разломов, раздробивших кристаллический фундамент на ряд блоков и создавших сложную картину тектонических очертаний современного побережья Кольского п-ова и многих речных долин, а также по ряду других геоморфологических признаков [Панов, 1940].

Тектонические движения четвертичного периода в послеледниковое время отчетливо фиксируются отложениями морских трансгрессий, распространенными по берегам Кольского п-ова и в устьях больших рек. О наличии самых молодых дислокаций свидетельствуют явления современной сейсмичности и общее поднятие территории, отмечаемые как для Кольского п-ова, так и для Скандинавии. Характерной особенностью тектоники Мурманского побережья является сочетание концентрических разломов большой протяженности, имеющих в пределах Кольского п-ова юго-западное – северо-восточной простирание, и системы радиальных разломов. Применительно к Мурманскому побережью крупнейший радиальный разлом определяет его общее простирание, а секущие концентрические разломы – фьордовое расчленение этого побережья [Каплин и др., 1991].

Баренцевоморский шельф считается в целом асейсмичной областью [Ассиновская, 1994], в пределах которой выделяются активные участки [Геология..., 2004], которые тяготеют к окраинным частям бассейна. За исторически обозримый отрезок времени на северо-западе Мурманской области наиболее сильными

были сейсмические события 1758, 1772, 1819 и 1873 годов. Чаще всего в летописных изданиях упоминается поселок Кола. Несмотря на отрывочность сведений об исторических землетрясениях, приближенные оценки магнитуд и положения эпицентров, они показывают, что некоторые из землетрясений носили разрушительный характер [Мушкетов, Орлов, 1893; Панасенко, 1969]. Наиболее ощутимыми из современных землетрясений стали сейсмические события 1968 и 1990 гг. [Николаева и др., 2008]. Последняя вспышка активности была отмечена в интервале 1987–1993 гг.

Техногенная сейсмичность, связанная с деятельностью МО РФ в акватории (торпедные стрельбы, уничтожение устаревших боеприпасов, аварийные взрывы на АПЛ «Курск» и т.п.), генерирует в прибрежном районе сотрясения грунтов 5–9 классов, что эквивалентно землетрясению до 5 баллов [Виноградов и др., 2006].

Подводный береговой склон Мурманского берега Кольского п-ова характеризуется большой приглубостью, что обусловлено его сбросовым происхождением. Вдоль берега протягивается Мурманский желоб, представляющий собой серию узких грабенов с глубинами более 100 м. По геоморфологическому строению прибрежная часть суши в основном представляет собой морскую аккумулятивную равнину, сформированную в результате послеледниковых регрессий Северного Ледовитого океана [Каплин и др., 1991].

Мурманское побережье характеризуется значительным разнообразием берегов, которое во многом определено его структурно-геологическим строением. В северо-западном районе побережья, представляющем собой северную окраину Балтийского щита, преимущественное распространение имеют расчлененные фьордами берега. Печенгский залив, Лица, Ара-Губа, Ура-Губа, Кольский залив – типичные фьорды тектоно-эрозионно-ледникового расчленения, предопределенные серией концентрических разломов, пересекающих Фенноскандию, которая в неогене испытала поднятие куполовидной формы. Разрывные нарушения Кольского полуострова входят в общую систему радиальных разломов Балтийского щита и продолжают разломы Норвегии и Швеции [Каплин, 1962]. Берега здесь сопровождаются высокими денудационными уступами высотой до 100–300 м. Заливы занимают понижения в массивах архейских пород, несущих следы ледниковой обработки [Каплин и др., 1991].

К востоку от Кольского залива характер морфологии береговой зоны меняется. Фьорды в пределах этой части побережья невелики, одна их группа располагается от губы Териберской до устья р. Рынды,

к фьордам также относятся губы Дальнезеленецкая, Дроздовка, Иоканга, Нокуевская, Завалишина и др. [Каплин и др., 1991]. До о-ва Лумбовский простирается участок пенепленезированного сбросово-тектонического берега с четко выраженными следами ледниковой экзарационной обработки склонов, местами сопровождающийся мелкими островами типа шхер – «лудами».

Общей особенностью арктических морей является развитие береговой зоны в условиях многолетнемерзлых пород. Береговые системы в криолитозоне обладают низкой устойчивостью [Геоэкология Севера, 2001], что особенно хорошо заметно в районах интенсивного ресурсного освоения. Техногенные нарушения приводят к активизации разрушительных береговых процессов, которые могут серьезно осложнить условия промышленного освоения береговой зоны и привести к значительным затратам на ликвидацию негативных последствий и восстановление нарушенных геосистем.

Кольский залив располагается в северной части Кольского п-ова и сообщается с Баренцевым морем. Общая протяженность залива по створам составляет около 55 км, ширина – 1–7 км. На берегах залива находятся такие крупные города как Мурманск, Североморск, Кола, Полярный. Северной границей залива можно считать точку с координатами 69°20' с. ш. и 33°30' в. д., устьем залива – 68°58' с. ш. и 33°00' в. д. Средние глубины залива составляют около 200 м, максимальные – 330 м. Крупными питающими реками, впадающими в южной части залива, являются Кола и Тулома. Залив можно разделить на три части: южное, среднее и северное колено (рис. 10.3.1). Его берега сильно изрезаны и образуют собственные заливы (губы) сложной формы (губа Сайда, губа Оленья, губа Ваенга и др.).

Кольский залив Баренцева моря является важным стратегическим объектом России. Его акватория не замерзает и хорошо защищена от сильных ветров. Именно эти особенности были учтены еще при императоре Николае I при выборе места для строительства северного форпоста России и торгового порта, и сделали Кольский залив для России стратегическим выходом в Мировой океан, а Мурманский порт – крупнейшим портом на арктическом побережье.

Комплексные морские эколого-геологические исследования ФГБУ «ВСЕГЕИ» в Кольском заливе в первую очередь связаны с изучением и картографированием геологических и антропогенных объектов, явлений и процессов прямо или косвенно влияющих на состояние геологической среды. Эти исследования сопровождались изучением широкого круга параметров ее состояния. Основным методом исследований

являлось лито-геохимическое картирование современных донных осадков. Работы базировались на полевых изысканиях с отбором проб донных отложений, придонных вод, лабораторных исследованиях и камеральной обработке полученных материалов. Донный геологический пробоотбор производился с помощью ковша-дночерпателя грейферного типа и бокс-корера (рис. 10.3.2, а), грунтовой трубки (ГТТ) конструкции Лаури-Ниёмисто (рис. 10.3.2, б). Пробы придонных вод отбирались из ГТТ и батометра (рис. 10.3.2, в). Визуальное обследование дна проводилось с помощью малогабаритного телеуправляемого подводного аппарата. Большое внимание было уделено методу поисково-оценочного геофизического профилирования с использованием гидролокатора бокового обзора (ГЛБО) (рис. 10.3.3) и непрерыв-

ного сейсмоакустического профилирования (НСП) (рис. 10.3.4). Привязка всех видов работ осуществлялась с применением спутниковых систем позиционирования. Всего за время исследований по сети мониторинга нами выполнены наблюдения более чем на 200 станциях. С помощью ГЛБО изучено около 110 погонных километров дна залива при полосе обзора на каждый борт до 150 м. НСП проведено по разрезам общей протяженностью около 80 км.

Анализ геологических данных позволяет считать, что Кольский залив имеет тектоническое происхождение. В создании его современного облика четвертичное оледенение является вторичным фактором. Так, Северное колено Кольского залива представляет собой субмеридиональный отрезок одного из грабенов Мурманского тектонического блока (рис. 10.3.1).



Рис. 10.3.2. Средства отбора проб донного грунта: а – ковш бокс-корер, б – грунтовая трубка конструкции Лаури-Ниёмисто, воды: в – батометр

Преобладающими на большом протяжении берега, здесь являются очень крутые, близкие к отвесным, уступы тектонического происхождения. Такой его генезис подчеркивается системами трещин с наличием сбросовых уступов, смещенных блоков (обвалов), «зеркал» скольжения и т. п. На четко выраженные

черты тектонического рельефа «наложено» не менее активное воздействие материкового оледенения (рис. 10.3.5). Фиксируются специфические формы ледниковой экзарации в виде ледниковых штриховых «курчавых скал», «бараньих лбов», экзарационных сколов и скоплений валунного материала.

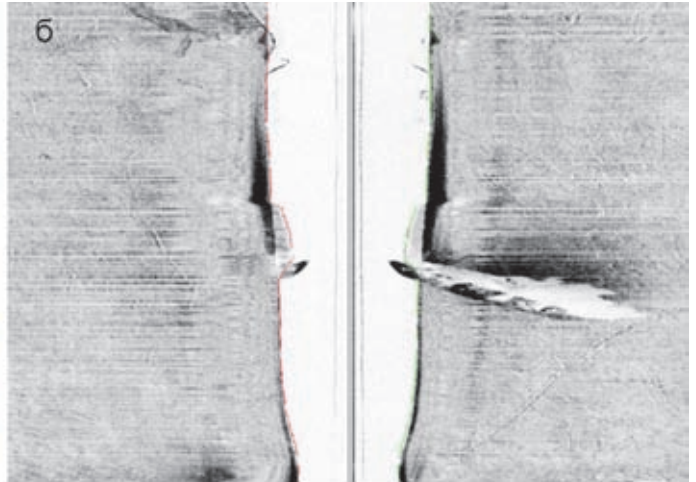


Рис. 10.3.3. Сонар СМ-2 (С-МАХ, Великобритания):
а – подготовка буксируемого устройства (антенны) к работе, б – фрагмент сонограммы поверхности дна с затопленным судном (длина 120 м, ширина 20 м, максимальная высота над дном – 15 м)



Рис. 10.3.4. Сейсмоакустический комплекс GEONT–HRP:
а – цифровой блок управления и регистрации записи НСП, б – спуск приемной сейсмокося



Рис. 10.3.5. Вид восточного берега Северного колена Кольского залива в районе м. Летинский

В результате проведения НСП получена детальная информация о строении верхней части геологического разреза и мощности четвертичных отложений (рис. 10.3.6, 10.3.7). Выявлены структурные, мощностные и пространственные взаимоотношения сейсмогеологического разреза. В подводной части так же, как и на суше, преобладают крутые, близкие к отвесным подводные склоны. Полученная геофизическая информация четко фиксирует смещение блоков, положение обнажений коренных пород, разломов и т.п. Особое внимание, в этой связи, привлекают участки склонов с проявлением оползневых, обвальных и осыпных процессов. Широкое распространение гравитационного перемещения пород и отложений свидетельствует об активном проявлении опасной экзогенной геодинамики и возникновении нестабильных аккумулятивных форм в береговой зоне всего Кольского залива. Зональность и интенсивность проявления этих процессов устойчиво коррелируется с крутизной исходных поверхностей, площадями развития рыхлых отложений, а также режимом грунтовых вод, мерзлотными процессами и растительным покровом.

Важную деструктивную роль играет постоянное смачивание, а также промерзание в приливно-отливной зоне. В условиях промышленного освоения и планирования строительства целой серии крупных инфраструктурных объектов в береговой зоне Кольского залива изучение и мониторинг опасных процессов и явлений приобретает первостепенное значение.

Исследования показали, что в береговой зоне Кольского залива местами наблюдаются активные проявления локальной морфолитодинимики, обусловленной периодичным приливно-отливным

воздействием. Это приводит к возникновению и изменчивости форм аккумулятивного и размывного происхождения: валов и промоин (рис. 10.3.8). Тем не менее, интенсивной абразии не наблюдается. Активные абразионные уступы отмечаются локально и, как правило, имеют незначительную высоту (менее 1 м).

Анализ сейсмограмм подтверждает предрасположенность дна Кольского залива и его береговой зоны к проявлению эндогенной геодинамики, в том числе связанной с периодической сейсмичностью региона. Признаки неотектонических движений также зафиксированы при интерпретации данных НСП смещением породных блоков, обуславливающих резкую ступенчатость подводных склонов, а также наличием вертикальных зон потери корреляции в сейсмическом разрезе, которые сопоставляются с разрывными нарушениями (рис. 10.3.6). Аналогии подобной ситуации имеют место в пределах береговой суши. Активизация разломов подтверждается развитием зияющих трещин, зон дробления, зеркал скольжения, а также изменениями уклонов и ступенчатости поверхностей вплоть до возникновения вертикальных стенок, даже с отрицательными уклонами (рис. 10.3.9). Подобные явления отмечены в Южном колене залива на участках берега в районе Абрамыса и Абрам-Пахта, где вдоль высоких береговых обрывов отмечены активное развитие склоновых процессов и практически вертикальные клифы, уходящие под воду. Обвалы могут провоцировать подводные оползни, следы которых, как было указано ранее, выявлены на различных участках подводного берегового склона с помощью непрерывного сейсмоакустического профилирования. Обвальные и оползневые процессы могут быть отнесены к категории опасных геологических процессов.

С точки зрения проявления эндогенной геологической опасности следует учитывать потенциальную угрозу вполне реальных (периодически повторяющихся в регионе) сейсмических событий с магнитудой более 2.5–3. При этом в береговой зоне эти процессы могут повлиять на устойчивость береговых, особенно свайных сооружений (причалы, эстакады, погрузочно-разгрузочные комплексы, коммуникации и т.п.), а также спровоцировать опасную активизацию экзогенных и техногенных геологических процессов.

Таким образом, абразионные процессы в береговой зоне Кольского залива проявлены слабо, вдоль-береговой поток наносов практически отсутствует. Значительную роль в динамике береговой зоны, особенно в кутовой части Кольского залива, играют приливно-отливные явления.

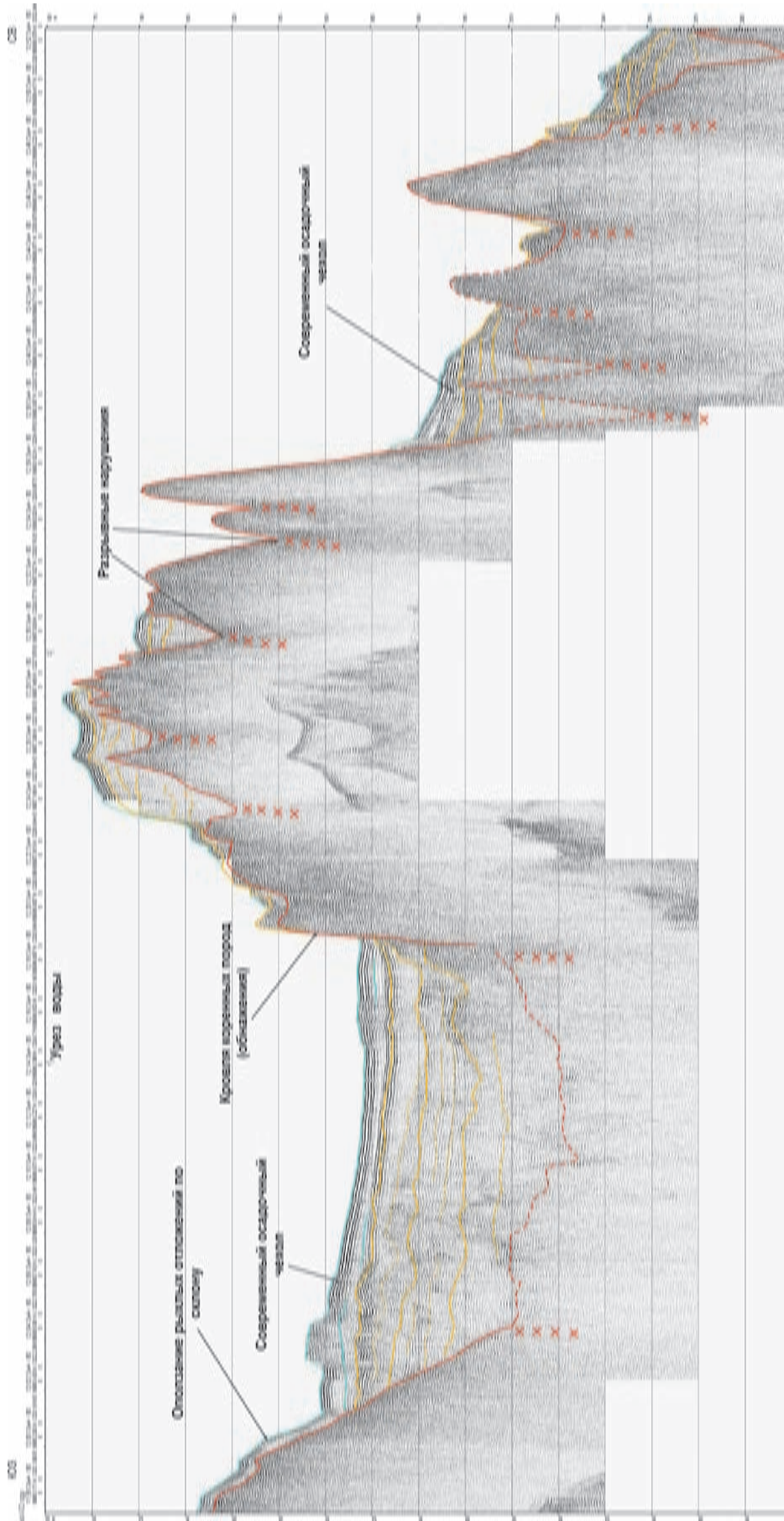


Рис. 10.3.6. Сейсмогеологический разрез по профилю вдоль акватории Кольского залива, Среднее колено (составил Кропачев Ю.П.)

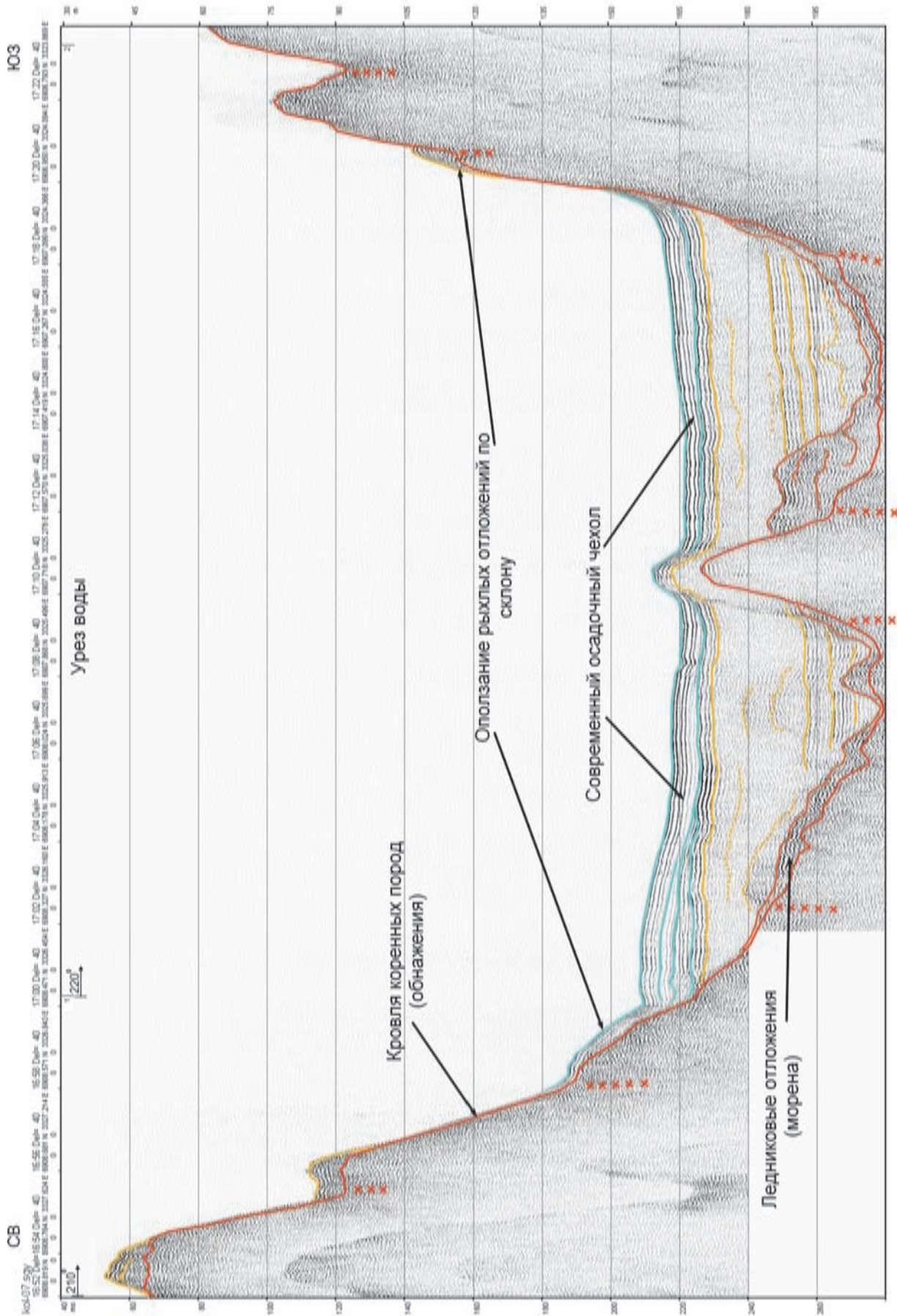


Рис. 10.3.7. Сейсмогеологический разрез по профилю в крест простирания крутого берегового склона, сложенного древними коренными породами, и проявлением оползневых процессов (составил Кропачев Ю.П.)



Рис. 10.3.8. Вид берега Кольского залива в районе мыса Сальный

Главную геологическую опасность в береговой зоне представляют гравитационные перемещения породных блоков и дезинтегрированного обломочного материала. Особым случаем проявления таких опасностей следует считать высокую вероятность сейсмических явлений с обвалами, оползнями, осовами и возможным затоплением берегов.

По результатам донного пробоотбора с учетом данных гранулометрического анализа и в зависимости от морфологических особенностей донного рельефа нами была построена литологическая схема поверхности дна Кольского залива (рис. 10.3.10). В общем виде в его пределах отмечаются три основных области пелитовой седиментации, приуроченные к южному, среднему и северному коленам. Они отделены друг от друга зонами песчано-глинистых и глинисто-песчаных алевритов, которые вблизи берегов обогащены песчаным и гравийным материалом.

Полученные результаты гранулометрического анализа показали, что наиболее широко распространены осадки поликомпонентного состава (рис. 10.3.11) вследствие близости областей сноса терригенного материала.

Кольский залив занимает особое место среди фьордов юго-восточной части Баренцева моря, в первую очередь, по степени вовлечения в хозяйственно-промышленную деятельность. На территории Мурманской области расположены три морских порта и объекты инфраструктуры Министерства обороны (базы Северного флота). В Мурманске базируется атомный ледокольный флот. Акватория залива и его берега являются объектами экстенсивного природопользования и зоной повышенной экологической загрязненности: сброса сточных промышленных и бытовых вод предприятий Мурманска и области, судоходства и военных ведомств [Кольский залив..., 2009].



Рис. 10.3.9. Вид западного берега Южного колена Кольского залива в районе Абрам-Пахта

Существенные преобразования прибрежной зоны связаны с проведением строительных, дноуглубительных и намывных работ. Так, в 1996 г. дноуглубительные работы у причалов порта Мурманска сопровождалась перемещением и захоронением в среднем колене залива 14 000 м³ грунта. Перемещенный грунт в высокой степени загрязнен различными поллютантами, в том числе и нефтепродуктами, и приводит к вторичному загрязнению акватории [Кольский залив..., 1997]. По степени антропогенной нагрузки побережье Кольского залива сравнимо с индустриальными районами США, Канады, Германии. Однако загрязнение аквальных систем, испытывающих постоянную нагрузку от объектов оборонно-промышленного комплекса и населенных пунктов, может носить уже хронический характер, особенно в условиях Арктики, характеризующейся низким потенциалом самоочищения бореальных ландшафтов и их слабой устойчивостью к различным видам загрязнения. Это подтверждается высоким средним уровнем содержания вредных веществ в донных отложениях и природных водах Кольского залива [Кольский залив..., 2009].

Дополнительным источником загрязнения залива нефтепродуктами, металлоломом и другими твердыми отходами стали затонувшие или выброшенные на берег суда. В некоторых местах побережья образовались своего рода «кладбища кораблей» [Кольский залив..., 1997]. Накопление загрязняющих веществ в донных осадках и биоте, поступление их из атмосферы, с речными стоками, от предприятий и морских судов создают угрозу полной деградации экосистемы залива. Загрязнение морскими течениями извне не может существенно повлиять на баланс загрязнения, так как результирующий водообмен направлен в сторону открытого моря.

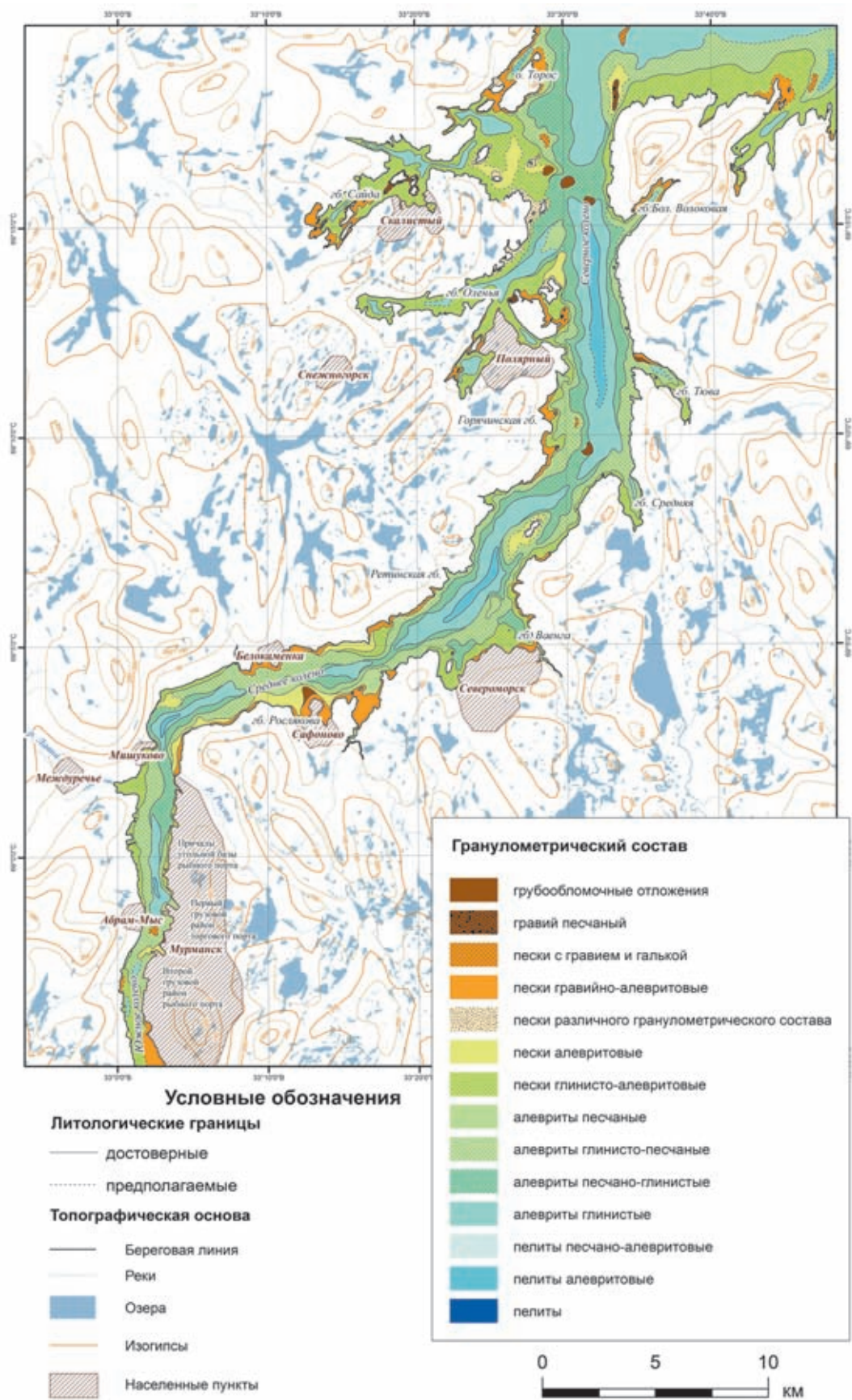


Рис. 10.3.10. Литологическая схема поверхности дна Кольского залива

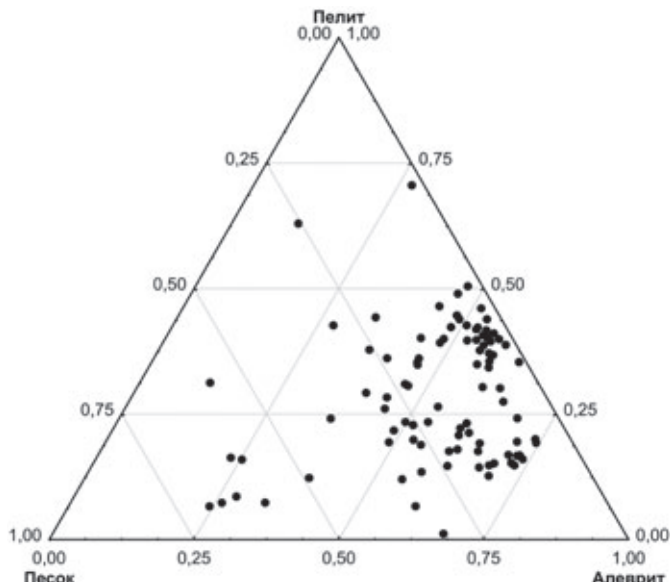


Рис. 10.3.11. Диаграмма распределения проб осадков по гранулометрическим характеристикам (на данной диаграмме не нанесены пробы с явно выраженной грубообломочной составляющей)

Растущее антропогенное воздействие на береговую зону и морскую экосистему залива в последние годы стало вызывать большую тревогу. Наиболее угрожающим является сброс бытовых и промышленных стоков. Общий объем сточных вод по данным Комитета природных ресурсов и охраны окружающей среды Мурманской области составляет более 50 млн м³ в год [Доклад..., 2006, 2007, 2010]. В наиболее значительных количествах поступают взвешенные и органические вещества, нефтепродукты, жиры, тяжелые металлы, соединения фосфора и азота, что приводит к возникновению существенного накопленного экологического ущерба. По результатам наблюдений индекс загрязненности вод в Кольском заливе в районе торгового порта равен 2,17, что соответствует V классу качества вод – воды грязные [Доклад..., 2015].

Крупными загрязнителями являются ГОУП «Мурманскводоканал», МУП «Североморскводоканал», Филиалы «СРЗ “Нерпа”» и «35 СРЗ» ОАО «ЦС “Звездочка”», ОАО «82 СРЗ» п. Росляково, ОАО «Водоканал» г. Полярный, УМТЭП г. Полярный, ЗАТО «Александровск», ФГУП «Атомфлот» и ряд других предприятий [Доклад..., 2015]. Кроме организованного сброса, постоянный сброс различного типа загрязнения осуществляется с судов и в результате ливневых стоков.

Об антропогенной нагрузке на различные части акватории и прилегающей к ней суши можно судить по степени концентрации объектов промышленности, Министерства обороны, портовой инфраструк-

туры и нарушению природных ландшафтов, связанных с населенными пунктами (рис. 10.3.12). В то же время при проведении геоэкологических исследований следует разделять факторы техногенного (антропогенного) воздействия и признаки его проявления или последствия. Наличие фактора или процесса еще не является показателем самого воздействия, тем более его уровня, а лишь показателем потенциальной техногенной опасности или техногенного риска [Шахвердов, 2014а]. Показателем уровня антропогенной нагрузки служат прямые признаки или критерии. Безусловно, геохимические особенности донных осадков являются одним из важнейших прямых показателей состояния окружающей среды и оценки влияния на нее природных геологических и антропогенных процессов, объектов и явлений. Поэтому изучение закономерностей распределения и особенностей накопления химических элементов, в том числе опасных, в современных донных осадках Кольского залива имеет большое значение для выявления источников поступления поллютантов в акваторию и оценки уровня их концентрации в различных ее частях с целью районирования по степени экологической опасности.

Комплекс аналитических исследований включал: приближенно-количественный эмиссионный спектральный анализ (45 элементов); атомно-эмиссионный метод с индуктивно связанной плазмой (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Cr, Cd, As) и Hg; определение форм нахождения Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Cr, Cd, As; определение содержания нефтепродуктов (суммарных).

Анализ геохимических проб на содержание в них химических элементов выполнялся в Центральной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Приближенно-количественный эмиссионный спектральный анализ на 46 элементов (ПКЭСА). Применялся метод испарения из канала электрода, который предпочтителен для определения элементов с высокой упругостью пара. Минимальная аналитическая навеска составляла – 30 мг. Точность анализа соответствует V категории по ОСТ 41-08-212-82.

ПКЭСА эффективен как предшествующий (опережающий) для выбора оптимального количественного метода (оценки состава матрицы, уровня содержания интересующих элементов, наличия мешающих элементов и их содержания). Для более точного определения выбранных химических элементов (основных тяжелых металлов и токсичных элементов) дополнительно использовались методы анализа с большей чувствительностью и точностью.

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS). Метод многоэлементного анализа, в котором для десольватации, испарения,

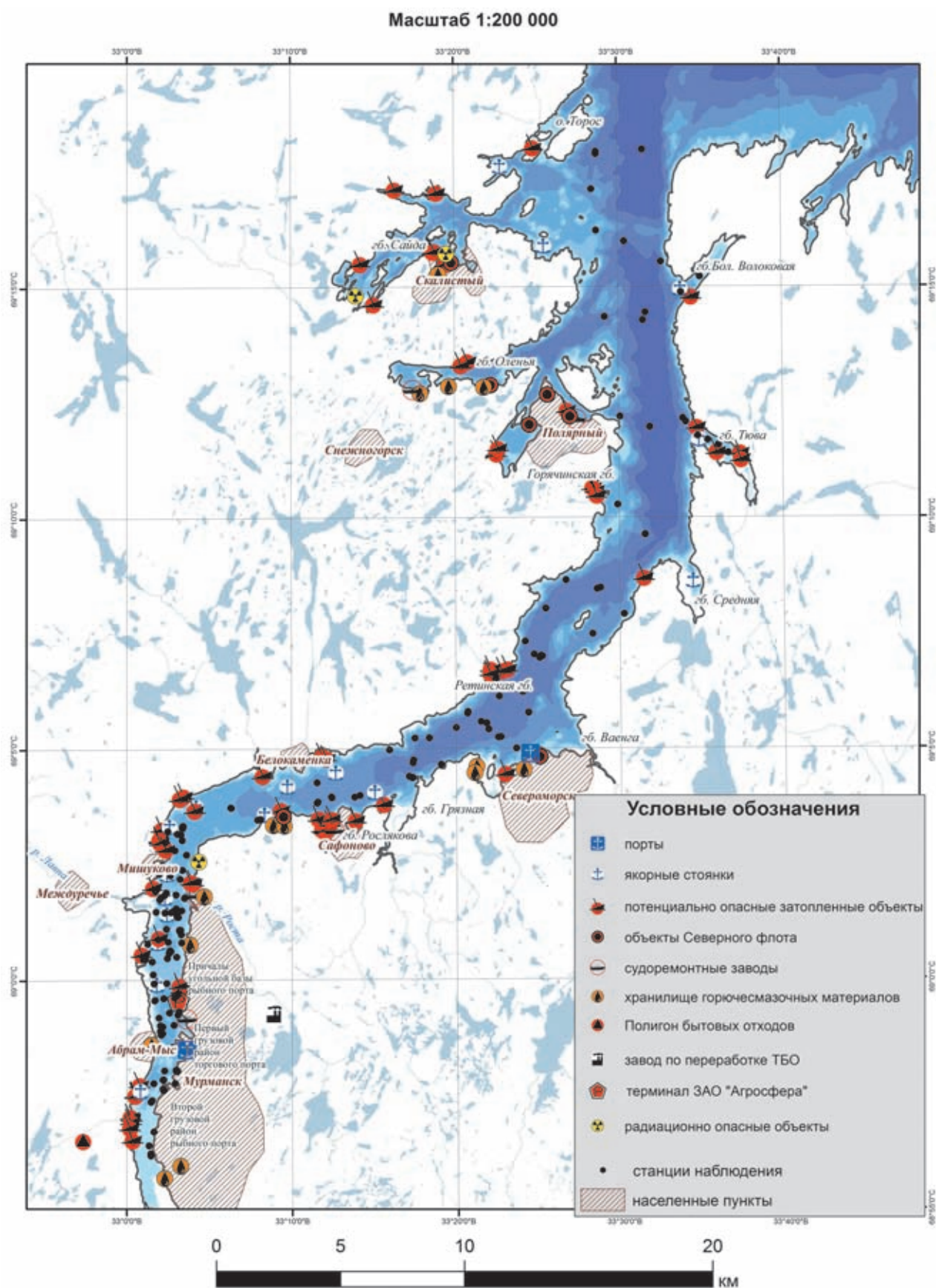


Рис. 10.3.12. Схема расположения опасных техногенных объектов в Кольском заливе

атомизации и ионизации пробы используется индуктивно-связанная плазма, а для детектирования и измерения количества ионов пробы – метод масс-спектрометрии. Применение современного программного обеспечения позволяет провести автоматический учет изобарических наложений и обеспечить пределы обнаружения элементов на уровне 0.0002–0.01 г/т в горных породах и на два порядка ниже – в воде. В настоящее время ICP MS, являясь мощным методом следового многоэлементного анализа, широко применяется в биологии и геохимии для решения широкого круга задач, в том числе, наиболее успешно – для определения редкоземельных и редких элементов, а также в поисковой геохимии и геоэкологии. Нами при определении Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Cd, Pb при пробоподготовке использовался способ «полного» разложения проб смесью концентрированных кислот и окислителей, который основан на реакциях взаимодействия компонентов пробы с кислотами с образованием солей, растворимых в разбавленной азотной кислоте. Процессу способствуют также те обстоятельства, что некоторые кислоты (азотная, хлорная) проявляют окислительные свойства, а плавиковая является одновременно комплексообразователем. В данном случае происходит почти полное удаление силикатной части пробы в результате образования летучего соединения – тетрафторида кремния. Хлорная кислота способствует также вытеснению фторид-иона из образующегося нерастворимого в воде фторида кальция, что обеспечивает более полное переведение кальция в раствор.

При подготовке проб для определения As применялся способ их разложения «царской водкой». Он основан на тех же принципах, что метод «полного» разложения, однако, в данном случае возможно лишь частичное переведение в раствор большинства компонентов. Силикатная часть при этом не разлагается, что приводит к занижению значений для породообразующих элементов. Основное преимущество данного способа разложения – снижение пределов обнаружения элементов, в нашем случае мышьяка, что важно в связи с часто низким его содержанием в пробах.

Анализ подготовленных растворов проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на «Agilent 7700х» с использованием компьютерной программы обработки данных, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов.

Атомно-абсорбционный анализ. Это метод анализа, в основе которого лежит явление избирательного поглощения (абсорбции) электромагнитного излучения атомами отдельных элементов. Для дис-

социации молекул пробы на свободные атомы используют пламена (пламенная атомная абсорбция) и графитовые печи различной конструкции (атомная абсорбция с электротермической атомизацией). В современных атомно-абсорбционных спектрометрах реализованы наилучшие способы коррекции фонового поглощения.

Для определения ртути применяется непламенный метод атомной абсорбции. Принцип разработки анализаторов для определения ртути основан на том, что ее пары при комнатной температуре находятся в атомном состоянии. Для разложения образцов и переведения соединений ртути в раствор применяется метод, предотвращающий потери этого легколетучего элемента. Используется навеска пробы в 1 г. Предел обнаружения ртути данным методом достигает 0.005 г/т.

Флуориметрический метод анализа. Для определения массовой концентрации нефтепродуктов (общих) на анализаторе жидкости «Флюорат-02» в донных осадках (нижний предел обнаружения 0.005 мг/г) применялась методика ПНД Ф 16.1.21-98. В пробах природной воды – ПНД Ф 14.1.2:4.128-98 (диапазон измеряемых концентраций – 0.005–50 мг/дм³).

Вопросы оценки экологически опасного уровня концентрации различных компонентов в почвах, и, особенно, в донных осадках недостаточно разработаны [Музалевский, 2003]. Поэтому для анализа пространственного распределения химических элементов в донных осадках Кольского залива применялась методика обработки данных, заключающаяся в генерализации основных свойств геохимического поля и выделении систематической и случайной (аномальной) составляющих. При этом под систематической составляющей геохимического поля подразумевается теоретическая доля содержания химического элемента в его суммарной концентрации в донных осадках и почвах, которая является функцией региональных естественно-генетических факторов. Случайная или аномальная составляющая связана с воздействием внешних или наложенных процессов и явлений как природных, так и техногенных. Цель геохимических исследований в Кольском заливе состояла в геохимическом районировании, определении фоновых характеристик и зон нарушения первичного геохимического фона, выявлении районов акватории с опасным уровнем загрязнения и его источников. Алгоритм решения сформулированных задач содержит несколько последовательных шагов и неоднократно рассматривался авторами ранее [Шахвердов, 1997, 1998, 20146; Шахвердов, Кулаков, 2004; Невская губа..., 2004].

Прежде чем перейти к рассмотрению полученных результатов, необходимо дать определение некоторых понятий, используемых в дальнейшем.

Региональный фон. Для его определения использовалось среднее гармоническое содержание химического элемента, рассчитанное по результатам анализа всех проб. Природа его расчета такова, что позволяет существенно снизить роль аномальных значений в ряду данных, поэтому значение среднего гармонического содержания, по нашему мнению, более объективно для оценки регионального фона по сравнению с другими показателями. Как показали проведенные ранее исследования [Шахвердов, 1998; Невская губа..., 2004; Шахвердов, Шахвердова, 2008; Информационный бюллетень..., 2014], применение среднего гармонического при геохимических исследованиях весьма эффективно.

Геохимический район – часть дна акватории, на которой совокупность объектов (станций опробования) по результатам иерархической кластеризации трендов содержания химических элементов в современных донных осадках относится к одному кластеру и характеризуется однородными геохимическими свойствами.

Коэффициент дефицита/профицита K_{dp} : $K_{dp} = C_{\text{гари}}/C_{\text{гар}}$ (при $C_{\text{гари}} > C_{\text{гар}}$), $K_{dp} = -C_{\text{гар}}/C_{\text{гари}}$ (при $C_{\text{гари}} < C_{\text{гар}}$), где $C_{\text{гар}}$ – среднее гармоническое содержание элемента в современных осадках Кольского залива (региональный фон), а $C_{\text{гари}}$ – среднее гармоническое содержание элемента в современных осадках i -го района. То есть в случае избытка содержания элемента в районе относительно фона коэффициент имеет положительное значение, а при недостатке – отрицательное.

Суммарный коэффициент концентрации определяется как сумма частных коэффициентов концентрации элементов в точке наблюдения (станции) относительно фона в единицах стандартного отклонения содержания соответствующего элемента от фона (δ) с коэффициентом концентрации более 2δ .

Для геохимического районирования дна акватории залива использовались результаты приближенно-количественного эмиссионного спектрального анализа (ПКЭСА) проб донных осадков, отобранных авторами в 2001 г. (рейс № 1) и в 2011 г., выполненные в центральной лаборатории ВСЕГЕИ. Общее количество станций опробования, вовлеченных в обработку, составило около 140 (рис. 10.3.12). Причем аналитические данные по южному колену Кольского залива были выделены в отдельную выборку, что позволило провести более детальное районирование дна этой наиболее экологически напряженной части акватории. Для определения фоновых характеристик, генерализации

основных свойств регионального геохимического поля и выделения систематической составляющей в распределении исследуемых переменных (содержания элементов в современных осадках) применены программы тренд-анализа и факторного анализа. Распределение систематической составляющей геохимического поля (трендов содержания химических элементов) может быть описано всего двумя факторами, сумма которых составляет практически 100%. Для залива в целом: первый фактор (F1) – 61.83%, второй фактор (F2) – 38.16%, а для южного колена: первый фактор (f1) – 50.2%, второй фактор (f2) – 49.8%.

Анализ распределения факторных нагрузок показал, что структура систематической составляющей геохимического поля в региональном плане, прежде всего, определяется лито-динамическими процессами современного осадконакопления и геологическим строением береговой зоны Кольского залива. Об этом свидетельствует преимущественный вес первого фактора (F1), вектор которого направлен вдоль оси Кольского залива от положительных значений у выхода из залива к отрицательным в его кутовой части. С изменением первого фактора связаны тренды содержания целого ряда петрогенных элементов. Выделяются две ассоциации. Первая связана положительно: Li (0.98), Fe₂O₃ (0.84), Be (0.75), вторая – отрицательно: Sc (-0.97), Y (-0.97), MnO (-0.95), Yb (-0.92), Zr (-0.91), Sr (-0.87), Ba (-0.80). Подобные ассоциации свидетельствуют о высокой роли кислых и умеренно кислых пород обрамления Кольского залива в формировании современных осадков за счет процессов механической дифференциации обломочного материала. В то же время наличие отрицательной связи с первым фактором трендов содержаний таких элементов, как Cr (-1.0), Cu (-1.0), Zn (-0.98), Ni (-0.96), Co (-0.80) и Pb (-0.76), свидетельствует, в том числе, об их связи с процессами пелитового осадконакопления.

Вектор второго фактора (F2) направлен от восточного берега залива к западному, что может указывать на различия в особенностях геологического строения берегов. А наличие положительной связи со вторым фактором трендов TiO₂ (0.99), V (0.99), MgO (0.98), Sn (0.96), Nb (0.89) и Be (0.66) говорит об их связи с позднеархейскими кислыми и щелочными биотитовыми гранитами и мигматит-гранитами восточного берега. При этом отрицательная связь с меньшим уровнем достоверности Pb (-0.65) и Co (-0.60) со вторым фактором может указывать на возможность участия техногенных процессов в формировании региональной геохимической зональности донных осадков.

В южном колене Кольского залива фактором, влияющим на характер распределения химических эле-

ментов в современных донных осадках, вероятно, становится активное антропогенное воздействие. На это указывает поперечное к оси залива направление первого фактора (f_1), с которым связаны тренды содержаний таких элементов, как Cu (-1.0), Mn (-0.98), Mo (-0.96), Ag (-0.96), Be (-0.96), Sn (-0.91), Zn (-0.88) и в меньшей степени Pb (-0.68). Распределение второго фактора (f_2) свидетельствует о существенном влиянии на характер распределения систематической составляющей геохимического поля в пределах южного колена источников вещества, расположенных в районе мыса Мишуков и устья реки Лавна.

Следствием указанных природных и антропогенных процессов, особенно в южном колене, является геохимическое районирование дна акватории. В результате обработки геохимических данных с использованием предложенного алгоритма в пределах акватории Кольского залива выделено девять районов. Их нумерация проведена с юга на север (рис. 10.3.13).

Предложенная методика позволяет привлекать для геохимических исследований самый массовый и недорогой приближенно-количественный эмиссионный спектральный анализ. Выделенные районы характеризуются разным содержанием химических элементов и их ассоциациями. Однако следует иметь в виду, что целью методики является собственно районирование, а не определение точных уровней концентрации химических элементов в осадках. Поэтому для более надежной геохимической характеристики районов, выделенных по данным ПКЭСА, и сравнительного анализа их геохимических особенностей использовались данные масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS), которые были получены в период с 2001 по 2015 гг. В обработку было включено более 200 проб.

Как показывает опыт наших исследований, наиболее универсальными индикаторами техногенных процессов являются тяжелые металлы. Они присутствуют практически во всех промышленных и бытовых стоках, сопровождают свалки, зоны дампинга и захоронения оружия. Кроме того, многие тяжелые металлы имеют высокую биологическую активность и достаточно легко попадают в трофические цепи. Для целей анализа геохимической специализации выделенных районов было выбрано девять элементов, наиболее распространенных и принимающих активное участие в антропогенных процессах и явлениях и, что особенно важно, в биокосных взаимодействиях: Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Cd, Pb и Hg. Обобщение аналитических данных многолетних исследований позволило оценить региональный фон современных донных отложений Кольского залива по этим элементам (табл. 10.3.1).

Сравнение полученных результатов с данными по другим акваториям северо-запада России показывает, что современные осадки Кольского залива характеризуются высокой фоновой концентрацией целого ряда химических элементов [Информационный бюллетень..., 2015]. Так, полученные нами фоновые концентрации (среднее гармоническое содержание) таких элементов, как Zn, Ni и Pb (табл. 10.3.1), существенно превышают средние концентрации (среднее арифметическое содержание) аналогичных элементов в осадках Баренцева моря, особенно в наиболее загрязненном районе 3, где среднее гармоническое содержание Pb почти в 8 раз, Zn в 4 раза, Ni в 1.5 раза выше их средней концентрации в осадках Баренцева моря [Иванов, 2006]. При этом следует учитывать, что среднее гармоническое содержание обычно ниже среднего арифметического, рассчитываемого для одного и того же массива данных.

Выделенные геохимические районы отличаются содержанием химических элементов и их ассоциациями. Отличия и геохимическая специализация районов отчетливо видны при сопоставлении значений коэффициента дефицита/профицита (табл. 10.3.1, рис. 10.3.14), который иллюстрирует уровень средней концентрации элемента в геохимическом районе относительно его фона в современных донных осадках залива в целом.

Результаты многолетних исследований показали, что районы (1–4), расположенные в южном и, отчасти, среднем коленах, характеризуются наиболее высоким коэффициентом дефицита/профицита по ряду элементов техногенной ассоциации. Причем, за счет более высокой точности данных ICP MS она проявляется в значительно более отчетливом виде, чем в случае анализа данных ПКЭСА, особенно для Pb, Hg, Zn, Cu и Cd. На этом фоне выделяется район 3, для которого отмечена наиболее широкая ассоциация химических элементов с повышенной концентрацией. В нее входят химические элементы I (Pb, Zn, Hg, Cd) и II (Cu) классов опасности. Вероятно, химическое загрязнение прибрежной части в районе 3 связано с базированием морских судов в этой части акватории, свалкой в районе устья реки Лавны, а также отсутствием очистных сооружений в расположении гарнизона ВМФ на мысе Мишуков. Также необходимо отметить, что во всех районах южного колена наблюдается повышенное содержание ртути, а также свинца (за исключением района 2). Обращает на себя внимание высокий уровень среднего гармонического содержания Cd в осадках в районе 8, а также Cd и Hg в районе 9, приуроченных к устью губ Сайда и Оленья, где расположены базы атомных подводных лодок, хранилище реакторных отсеков и завод по их утилизации.

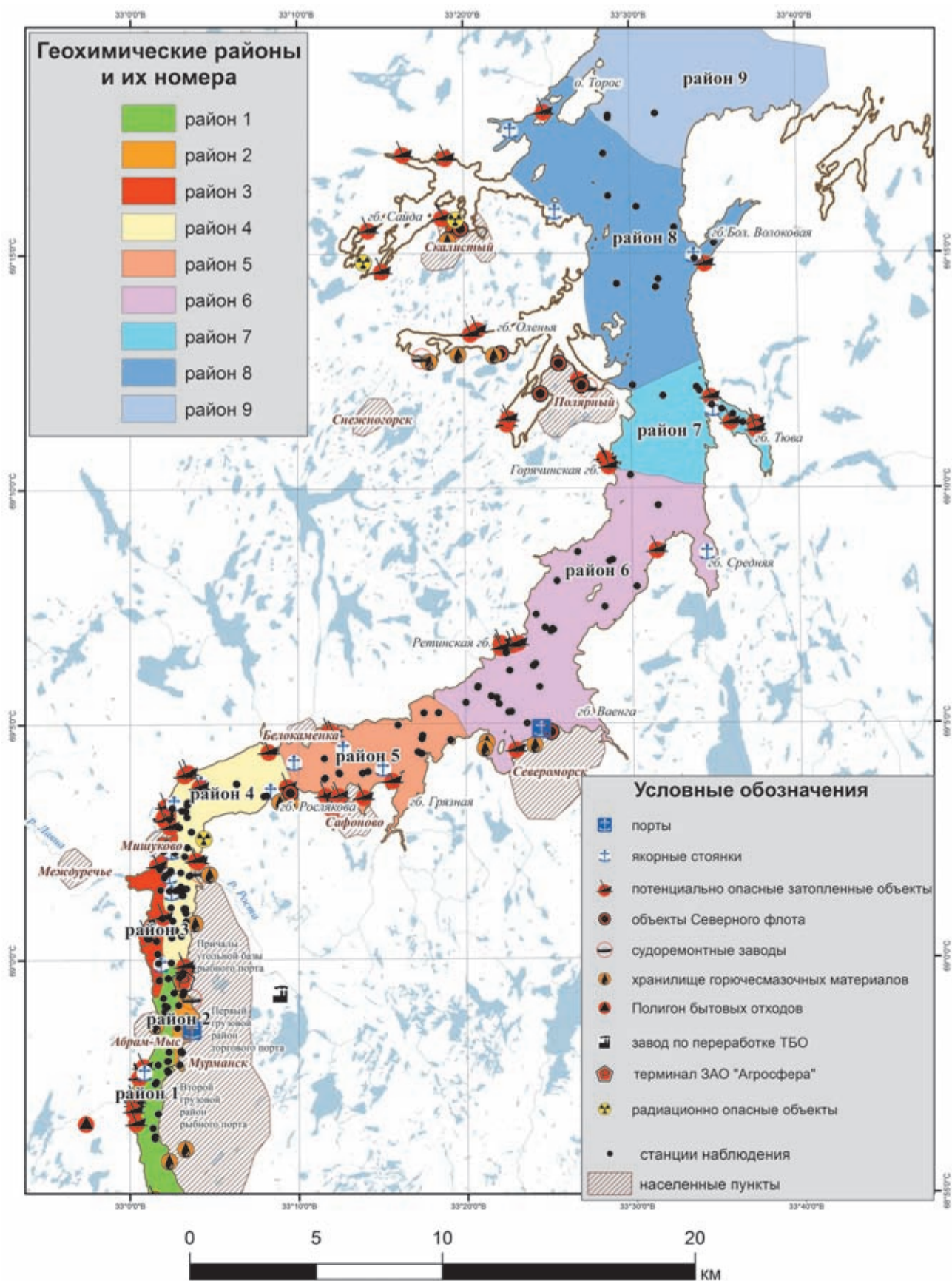


Рис. 10.3.13. Схема геохимического районирования Кольского залива. Масштаб 1:200 000

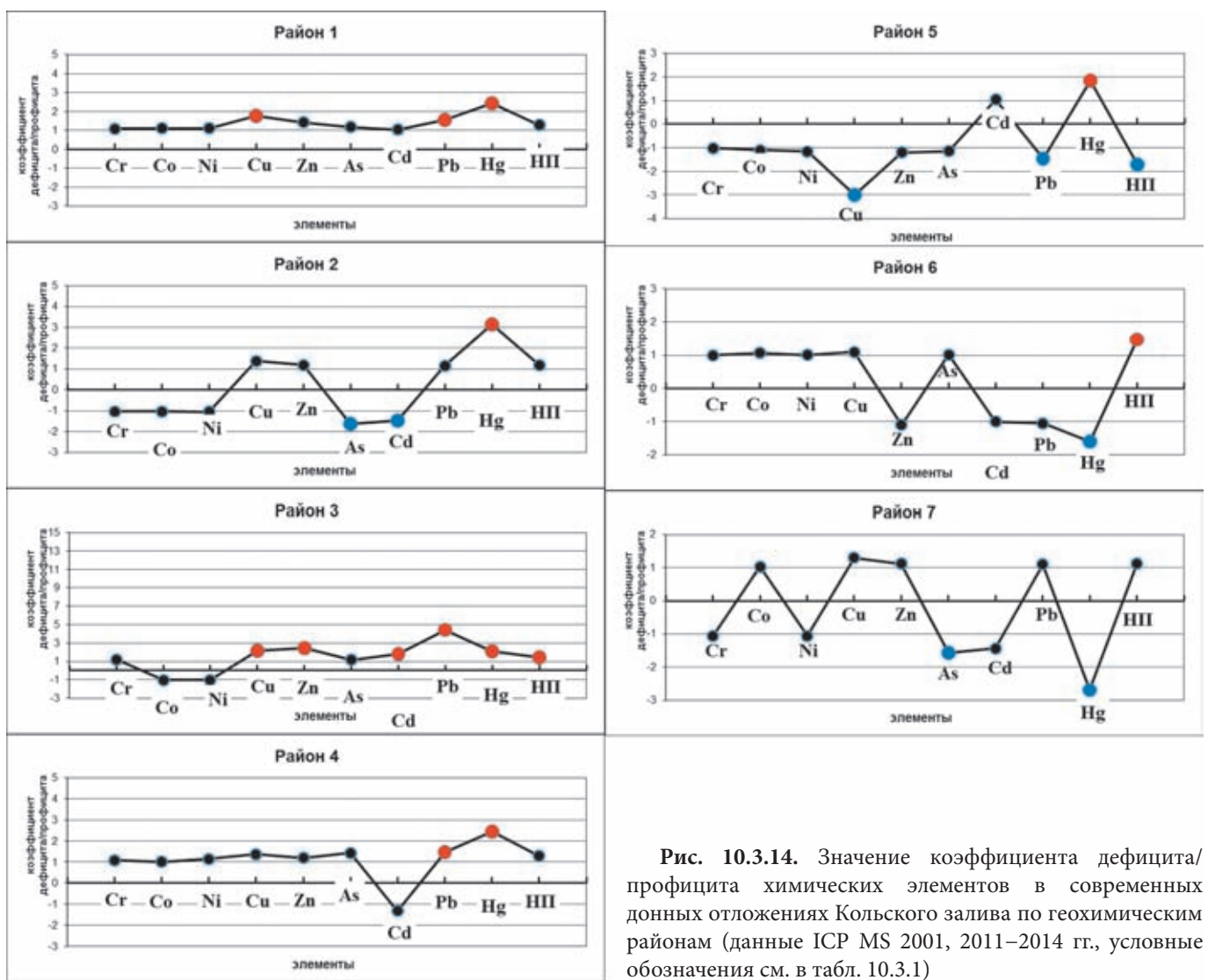


Рис. 10.3.14. Значение коэффициента дефицита/профицита химических элементов в современных донных отложениях Кольского залива по геохимическим районам (данные ICP MS 2001, 2011–2014 гг., условные обозначения см. в табл. 10.3.1)

Локализация зон загрязнения выполнена по результатам анализа нормированных к фону содержаний элементов в современных донных осадках (рис. 10.3.15). Эти зоны в южном колене тяготеют к причальным сооружениям Мурманска и поселка Минькино, в среднем колене – к ремонтным базам Северного флота в Росляково и Сафоново, главной базе Северного флота в Североморске, а также к участку акватории к северу от мыса Мишуков, в северном колене – к участку акватории к северу от мыса Крестовый.

Таким образом, в результате многолетнего мониторинга определены районы акватории с наиболее высокими концентрациями химических элементов: поселок Минькино – база флота МАГЭ (Cd, Pb, Cu, Zn), поселок Росляково (Hg, Pb, Cu, Zn) и район Первого грузового района рыбного порта (Cu, Zn, Pb, Hg, Cd). Уровни концентрации химических элементов в донных осадках этих районов Кольского

залива определены по данным ICP MS в соответствии с классификацией Норвежского агентства по контролю загрязнения окружающей среды (SFT) [Molvær et al., 1997]. Большинство из изученных химических элементов в современных донных осадках содержится в концентрациях, соответствующих «умеренному» уровню загрязнения. Содержания Hg в ряде случаев достигают «явного», а Pb и Cd «сильного» уровня загрязнения. Кроме того, пелиты в пределах южного колена загрязнены As в «умеренной» степени.

Важнейшим видом исследований с точки зрения геоэкологического мониторинга является изучение форм нахождения химических элементов в современных донных осадках Кольского залива. Именно формы нахождения химических компонентов в донных осадках во многом определяют дальнейшие пути их миграции и ту опасность, которую они могут представлять для окружающей среды. В основе исследо-

вания лежат химические методы фазового анализа, заключающиеся в применении последовательной обработки проб разными экстрагентами и выделении различных форм нахождения химических элементов из твердого скелета донных осадков [Кузнецов, Шимко, 1990; Разенкова, Филиппова, 1984] и последующим определением их содержания в выделенных фазах методом ICP-MS:

1-я фаза: водорастворимые;

2-я фаза: сорбированные;
3-я фаза: связанные с битумными органическими веществами;
4-я фаза: связанные с гумусовыми органическими веществами;
5-я фаза: связанные с карбонатными соединениями;
6-я фаза: связанные с гидроксидами и оксидами железа и марганца;
7-я фаза: труднорастворимые.

Таблица 10.3.1. Характеристика современных донных отложений Кольского залива по геохимическим районам

Район	Среднее гармоническое содержание элементов, ppm (ICP MS)									
	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Pb	Hg	Нефтепродукты
1	165.1	17.8	70.7	81.0	196.6	12.6	0.271	72.3	0.203	2.067
2	147.0	15.6	61.9	63.9	167.6	6.6	0.177	54.6	0.262	1.919
3	184.8	15.7	63.5	98.6	338.4	12.4	0.474	207.8	0.173	2.344
4	165.2	16.1	74.2	63.0	165.7	15.4	0.199	68.9	0.204	2.083
5	149.2	14.4	55.6	15.3	116.2	9.4	0.269	32.2	0.155	0.946
6	152.5	17.2	65.0	50.5	127.4	10.9	0.261	45.0	0.053	2.375
7	144.8	16.5	61.5	59.9	156.0	6.9	0.183	51.9	0.031	1.824
8	134.9	15.1	63.0	47.5	117.5	8.4	1.152	30.5	0.027	0.627
9	93.6	7.5	37.0	30.8	64.8	0.0	1.880	19.4	0.188	0.456
Региональный фон	152.1	16.0	64.0	45.9	139.4	10.8	0.261	47.0	0.084	1.615
Коэффициент дефицита/профицита по районам										
1	1.1	1.1	1.1	1.8	1.4	1.2	1.0	1.5	2.4	1.3
2	-1.0	-1.0	-1.0	1.4	1.2	-1.6	-1.5	1.2	3.1	1.2
3	1.2	-1.0	-1.0	2.1	2.4	1.2	1.8	4.4	2.1	1.5
4	1.1	1.0	1.1	1.4	1.2	1.4	-1.3	1.5	2.4	1.3
5	-1.0	-1.1	-1.2	-3.0	-1.2	-1.1	1.0	-1.5	1.9	-1.7
6	1.0	1.1	1.0	1.1	-1.1	1.0	-1.0	-1.0	-1.6	1.5
7	-1.1	1.0	-1.1	1.3	1.1	-1.6	-1.4	1.1	-2.7	1.1
8	-1.1	-1.1	-1.0	1.0	-1.2	-1.3	4.4	-1.5	-3.1	-2.6
9	-1.6	-2.1	-1.7	-1.5	-2.2	—	7.2	-2.4	2.3	-3.5

Примечание. Красным цветом выделены элементы с высоким значением коэффициента дефицита/профицита (1.5 и более), синим – с низким (-1.5 и менее).

По соотношению различных форм в донных осадках Кольского залива химические элементы могут быть объединены в четыре группы. Первую составляют Co, Ni и Cr (табл. 10.3.2). Эти элементы преимущественно находятся в осадках в труднорастворимой и связанной с гидроксидами и оксидами Mn и Fe формах, причем для Cr труднорастворимая форма

является преимущественной. Доля остальных форм незначительна.

Вторую группу химических элементов составляют Pb, Cu, Zn, и Cd (табл. 10.3.2). Для них ведущей является форма, связанная с гидроксидами и оксидами Mn и Fe. В тоже время эти элементы отличаются по относительному содержанию дру-

гих форм. Так, для свинца это труднорастворимые формы и формы, связанные с гумусовым органическим веществом. Основное увеличение общей

концентрации свинца в донных осадках определяется формами, связанными с гидроксидами и оксидами Mn и Fe.

Таблица 10.3.2. Среднее арифметическое содержание различных форм нахождения химических элементов в современных осадках Кольского залива, в % от общего содержания

Фаза	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Cd	Pb
1	0.1	0.3	0.4	0.8	0.6	1.8	0.8	2.0	0.6
2	0.0	0.2	0.2	0.1	12.0	0.2	2.9	9.1	0.1
3	0.1	0.2	0.2	0.8	0.6	0.6	0.3	2.8	0.6
4	5.9	1.1	3.9	23.0	17.7	49.2	0.4	7.7	14.3
5	1.6	3.0	2.8	1.4	2.2	8.9	0.9	2.1	1.7
6	38.7	50.8	50.2	54.4	49.9	23.2	15.9	39.9	62.7
7	53.6	44.5	42.4	19.5	16.9	16.1	78.8	36.4	20.0

Для меди важными являются формы, связанные с гумусовым органическим веществом. Необходимо отметить, что с ростом относительного содержания этой формы отмечается и увеличение общей концентрации меди в осадках. При этом содержание труднорастворимых форм существенно не меняется. Для цинка, так же как и для меди, кроме форм, связанных с гидроксидами и оксидами Mn и Fe, значительная доля связана с гумусовым органическим веществом. Причем, преимущественно за счет форм 4-й фазы происходит увеличение общей концентрации цинка в современных осадках. В то же время достаточно высока доля и сорбированной формы. Для кадмия важнейшей, наравне с труднорастворимой, является как сорбированная, так и форма, связанная с гумусовым органическим веществом.

Совершенно иной характер имеет соотношение различных форм As в общем содержании в осадках (табл. 10.3.2). Основной является форма, связанная с гумусовым органическим веществом. Важную роль играют формы, связанные с гидроксидами Fe и Mn, а также труднорастворимые и карбонатные. При этом довольно заметную долю составляют формы, подвижные в современных гидрохимических условиях, в том числе воднорастворимые. Таким образом, можно предполагать, что As обладает наиболее опасными в условиях Кольского залива свойствами с точки зрения вероятности вторичного загрязнения, вследствие чего может легко вовлекаться в миграционные процессы и попадать в трофические цепи.

Для Sr доля труднорастворимых форм существенно преобладает над остальными (табл. 10.3.2), в ряде случаев достигая 80% и более. Значительно ниже в среднем доля связанных с гидроксидами и оксидами Mn и Fe и сорбированных форм. Большая доля

в осадках труднорастворимых соединений Sr и Cr, может свидетельствовать о существенной роли в их миграции процессов механического переноса.

Проведенные исследования по изучению форм нахождения химических элементов в современных осадках Кольского залива показали, что для таких элементов, как As, Cu, Zn, Pb характерна высокая доля форм, связанных с гумусовым органическим веществом. В связи этим, для них весьма вероятно образование металлоорганических комплексов, которые обладают высокой устойчивостью, мобильностью и биологической активностью. Кроме того, большая доля таких элементов, как Zn, Cd, Sr и Cu находится в осадках в легкоподвижных формах и без труда может попадать в трофические цепи. Таким образом, изучение форм нахождения химических элементов в современных донных осадках позволяет предполагать высокую вероятность вторичного загрязнения акватории при изменении физико-химических условий процессов осадконакопления.

Возросшая транспортная нагрузка на морские и озерные акватории северо-запада Российской Федерации, в особенности связанная с транспортировкой нефти и освоением шельфа, увеличивает риски возникновения аварийных ситуаций, что может привести к угрозе нефтяного и химического загрязнения. Именно поэтому северо-запад России стал территорией проявления комплекса экологических проблем, а проблема масштабного техногенного воздействия на аквальные и береговые геосистемы становится здесь приоритетной в области взаимоотношения человека с окружающей средой.

Наши исследования показали, что формирование транспортной инфраструктуры и связанное с этим увеличение нагрузки на природную среду береговых

зон сопровождаются существенным увеличением концентрации гексанрастворимых нефтепродуктов (НП) в современных донных осадках и природных водах [Шахвердов, Шахвердова, 2008, 2014] наравне с другими поллютантами – тяжелыми металлами и токсичными химическими соединениями. Таким образом, нефтяное загрязнение вносит существенный вклад в загрязнение окружающей среды, а концентрация НП в различных средах может служить индикатором антропогенных процессов. Распределения НП в основных компонентах аквальных и береговых геосистем (донных осадках, почвах и природных водах) становится ведущим элементом системы экологического контроля и количественной оценки антропогенного воздействия. Учитывая вышесказанное, нами рассмотрены особенности распределения НП в современных донных осадках Кольского залива. Массовая концентрация НП определялась на анализаторе «Флюорат-02-2М». Аналитические данные по содержанию НП получены в ходе работ ВСЕГЕИ по мониторингу состояния геологической среды, начиная с 2001 г. Кроме того, были привлечены данные, полученные специалистами ОАО «Севморгео». Всего в обработку было включено около 200 определений массовой концентрации НП в образцах донных осадков.

Обобщенные данные многолетних наблюдений показали, что донные осадки Кольского залива характеризуются самой высокой на северо-западе России фоновой концентрацией гексанрастворимых нефтепродуктов (среднее гармоническое – 1.615 мг/г) (табл. 10.3.1), в то время как фоновая концентрация НП в донных осадках региона в целом по нашим расчетам составляет 0.032 мг/г [Шахвердов, Шахвердова, 2014]. Это еще одно свидетельство аномально высокого уровня техногенного воздействия на геосистему залива. Концентрация НП в современных донных осадках меняется в широком диапазоне значений в зависимости от положения в пределах акватории. На рис. 10.3.16 представлена характеристика выделенных в Кольском заливе геохимических районов по среднему гармоническому содержанию НП в донных осадках и доле проб, содержание в которых превышает региональный фон относительно общего числа проб в выборке по соответствующему району. Проведенные исследования показали, что наиболее высокой средней гармонической концентрацией НП и долей аномальных проб характеризуются районы, расположенные в южном колене, а также район 6 в среднем колене с главной базой Северного флота в Североморске.

Для определения гидрохимических особенностей водной толщи Кольского залива по разрезам были проведены измерения электропроводности (солено-

сти), температуры, pH и скорости звука. Применялся мультипараметрический зонд STD90M. Результаты электрохимического исследования могут быть представлены в виде профиля, построенного по данным зондирования, расположенного близко к осевой линии залива и простирающегося с юга на север залива (рис. 10.3.17–10.3.20). Анализ полученного профиля показывает, что практически по всем измеренным электрохимическим параметрам водной толщи выделяется поверхностный слой природных вод, характеризующийся резко отличными свойствами по сравнению со всей остальной толщей. Мощность этого слоя составляет около 5–6 м. На его нижней границе происходит резкое изменение температуры (с 9°C до 6°C) (рис. 10.3.17) и солёности воды (с 18 до 30‰) (рис. 10.3.18), что говорит о наличии здесь совмещенного термо- и галоклина. Далее вниз по глубине отмечается постепенное изменение температуры до 3–4°C и, в меньшей степени, солёности до 33–34‰. С севера на юг наблюдается распреснение поверхностного слоя, которое, вероятно, связано со стоком рек Колы и Туломы (рис. 10.3.18). Зона галоклина характеризуется наиболее высокой скоростью звука (рис. 10.3.19). Причем в слое распреснения в пределах Южного колена скорость звука снижается, а звукопроводящий слой в этой области акватории исчезает.

Воды выше термо-галоклина характеризуются меньшей щелочностью по сравнению с расположенными ниже него. Кроме того, ниже термо-галоклина

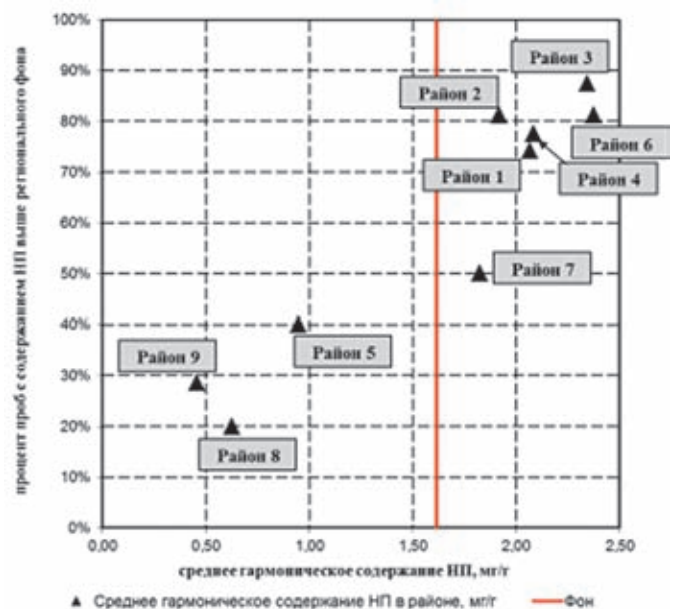


Рис. 10.3.16. Характеристика современных донных отложений геохимических районов Кольского залива по содержанию гексанрастворимых НП

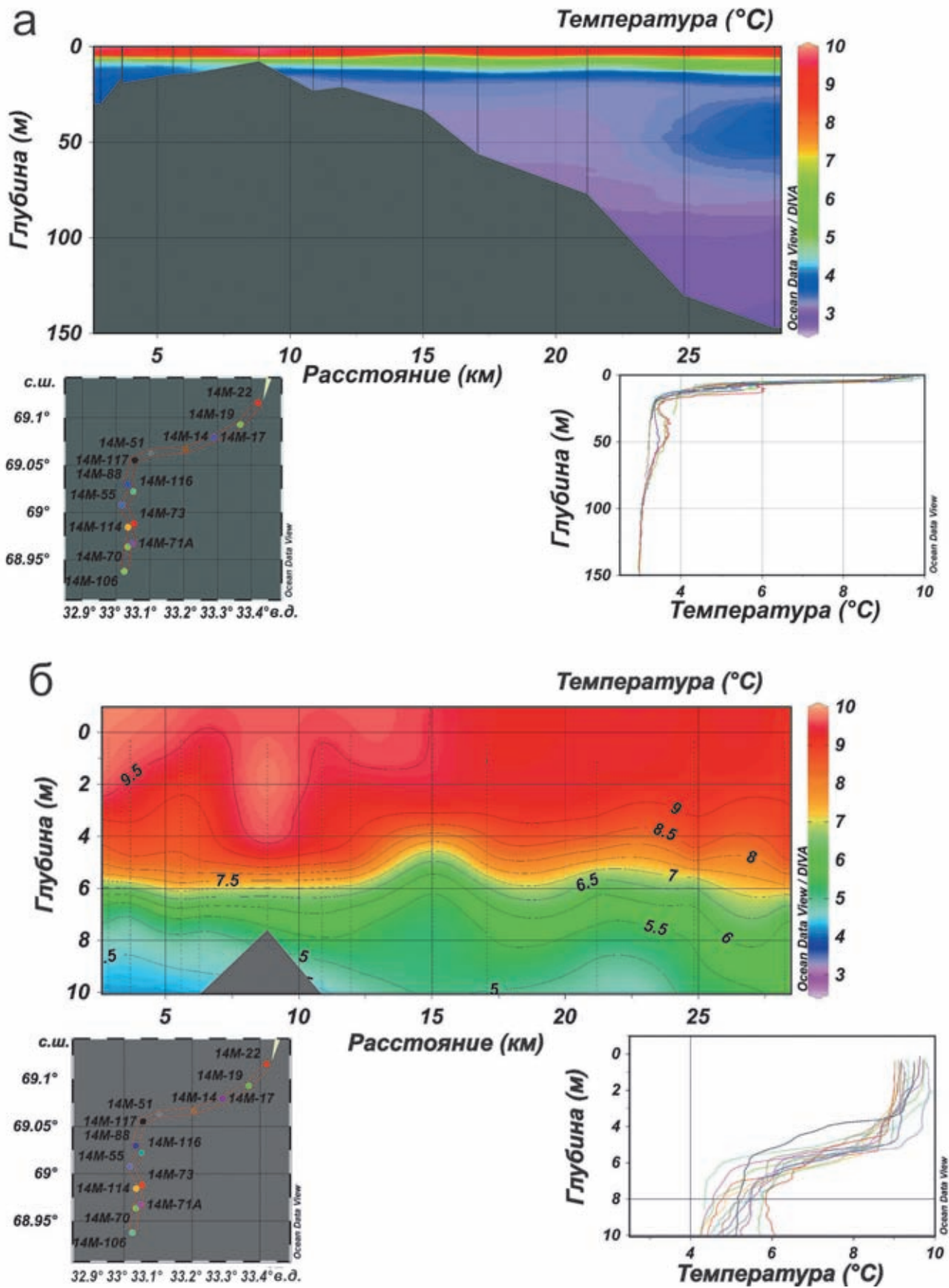


Рис. 10.3.17. Распределение температуры воды по разрезу через Южное и Среднее колена Кольского залива: а – на всю глубину, б – в поверхностном слое 10 м

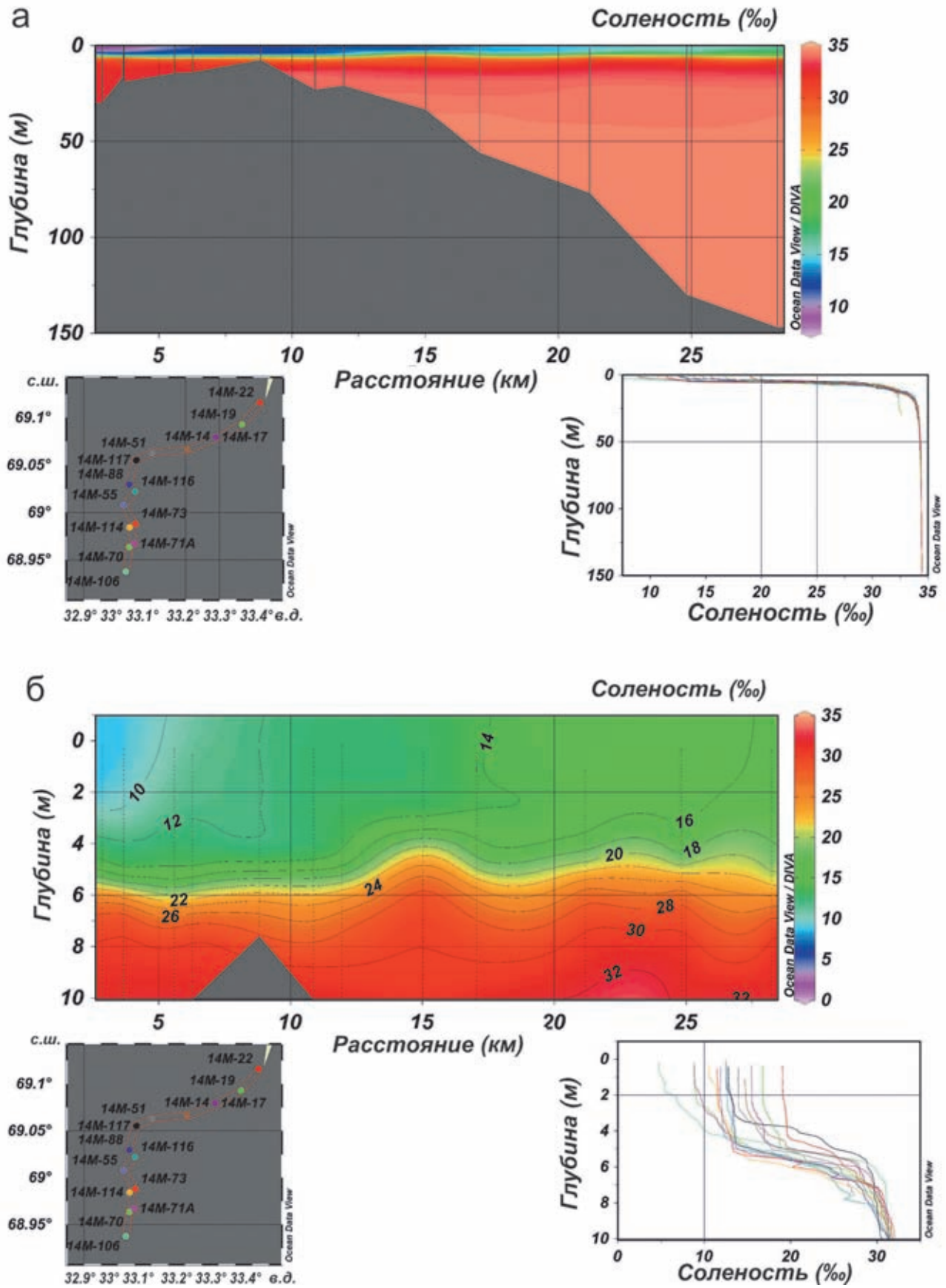


Рис. 10.3.18. Распределение солености воды по разрезу через Южное и Среднее колено Кольского залива: а – на всю глубину, б – в поверхностном слое 10 м

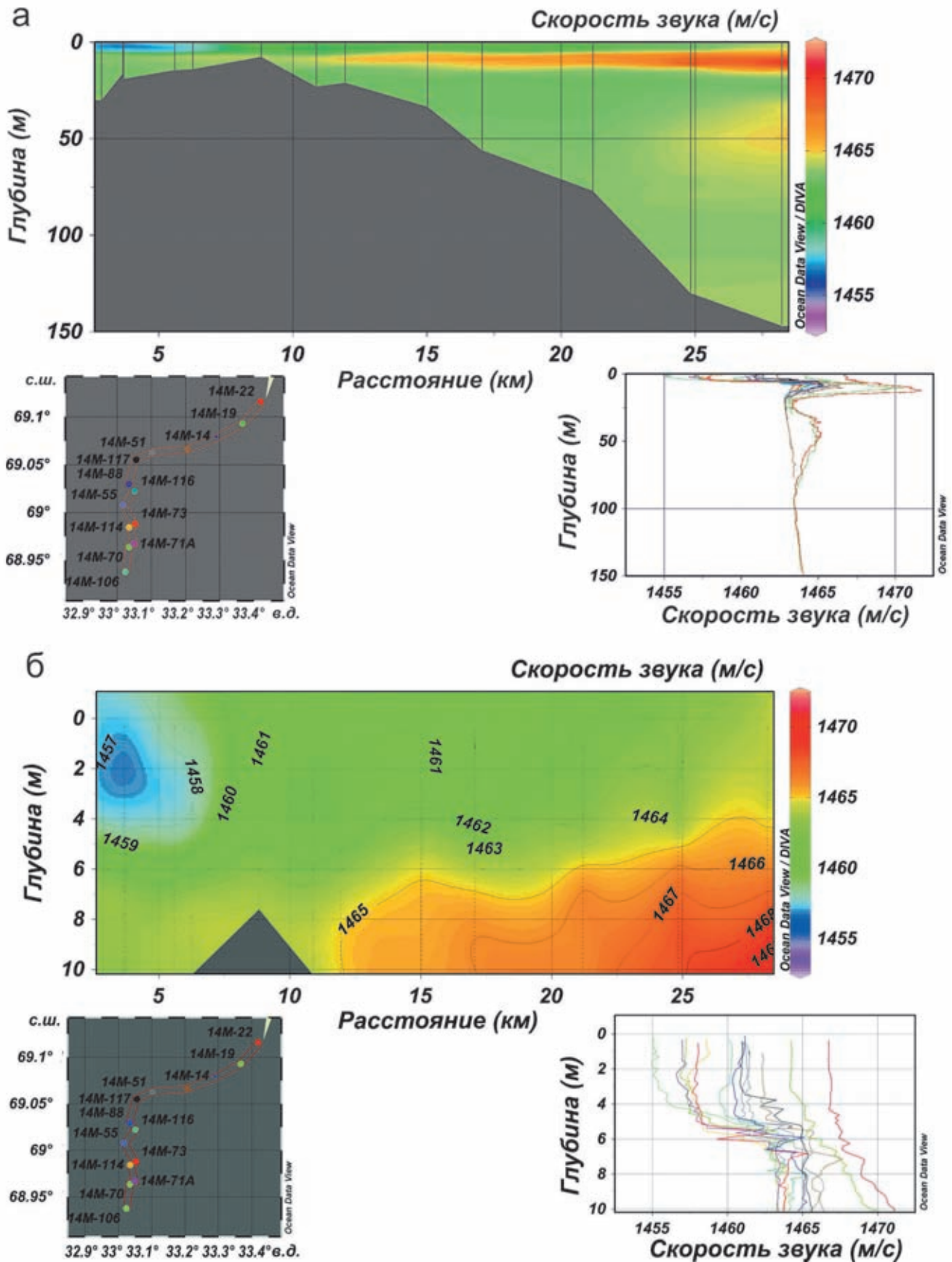


Рис. 10.3.19. Распределение скорости звука в воде по разрезу через Южное и Среднее колесо Кольского залива: а – на всю глубину, б – в поверхностном слое 10 м

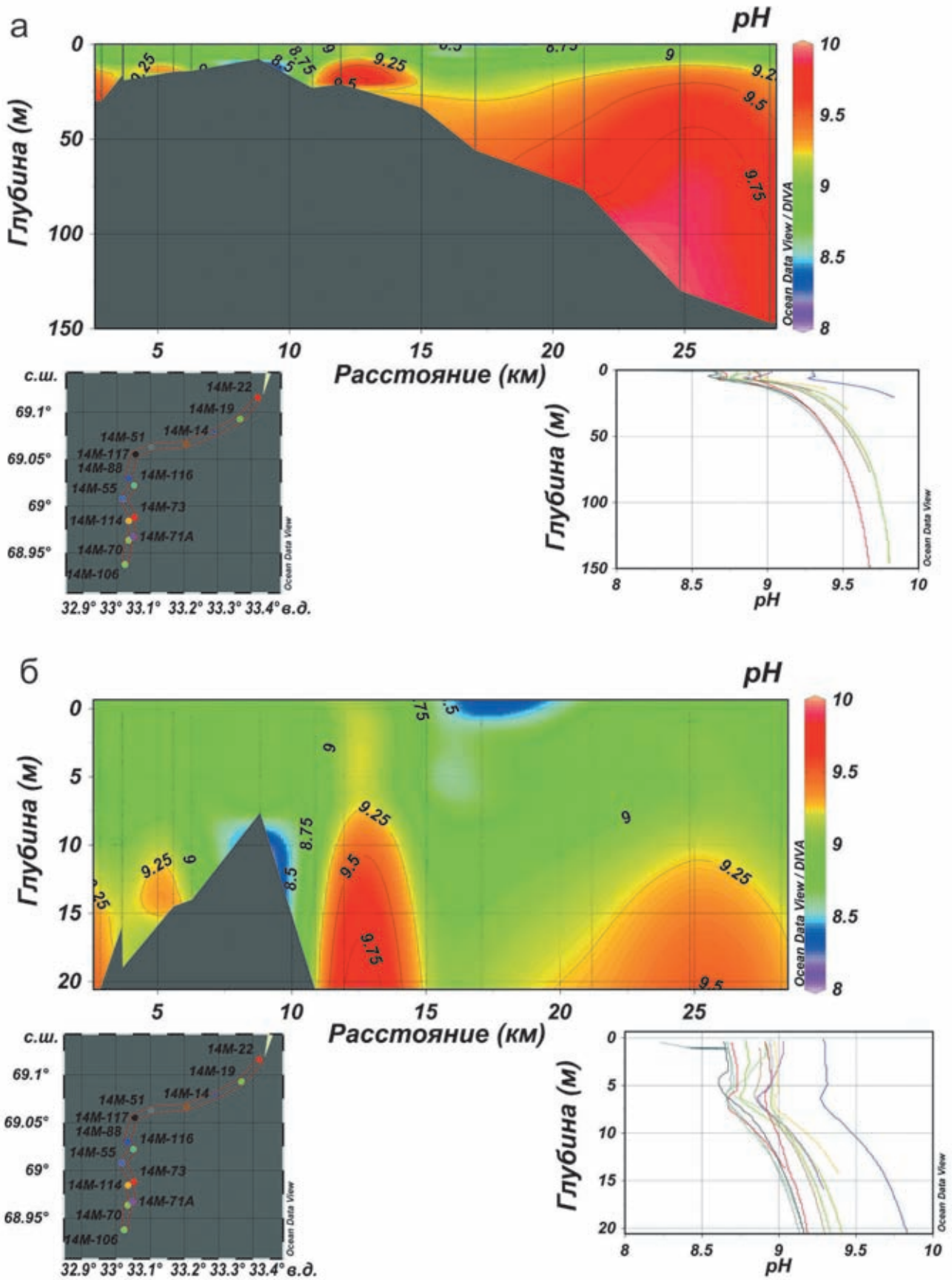


Рис. 10.3.20. Распределение pH воды по разрезу через Южное и Среднее колено Кольского залива: а – на всю глубину, б – в поверхностном слое 20 м

(рис. 10.3.20) наблюдаются локальные области увеличения щелочности вод. Их положение приурочено к устью р. Лавны, объектам портовой инфраструктуры, а также к области акватории на траверсе базы СФ в г. Североморске. По нашему мнению, повышение щелочности вод в этих случаях, скорее всего, может быть связано с антропогенным фактором, а именно, деятельностью объектов ВМФ и стоком загрязненных и коммунальных вод.

В процессе работ были проведены исследования по изучению особенностей строения поверхности морского дна. Для этих целей применялась гидролокация бокового обзора (ГЛБО) и подводная телевизионная съемка. На подводных участках береговой зоны, благоприятных для применения ГЛБО, наряду с общей характеристикой донных образований (распределение поверхностных осадков, определение выходов коренных пород) (рис. 10.3.21, а), выявлены потенциально опасные затопленные объекты, в частности затопленные суда. Так в пределах полигона в районе мыса Мишуков были обнаружены два затопленных судна и определены их параметры. Первое в точке с координатами: нос – $69^{\circ}03.678'$ с. ш. и $33^{\circ}04.175'$ в. д., корма – $69^{\circ}03.616'$ с. ш. и $33^{\circ}04.120'$ в. д. (WGS-84) длиной около 120 м, шириной ~20 м и максимальной высотой над дном ~15 м (рис. 10.3.22, а). Второе в точке с координатами: нос – $69^{\circ}03.432'$ с. ш. и $33^{\circ}02.799'$ в. д., корма – $69^{\circ}03.401'$ с. ш. и $33^{\circ}02.760'$ в. д. (WGS-84) длиной ~65 м, шириной ~10 м и максимальной высотой над дном ~4 м (рис. 10.3.22, б). Кроме того, в точке с координатами $69^{\circ}00.5933'$ с. ш. $33^{\circ}02.9393'$ в. д. обнаружена затонувшая баржа длиной около 17 м (рис. 10.3.21, в). Кроме затопленных объектов на записях ГЛБО на поверхности дна отчетливо видны борозды от судовых якорей (рис. 10.3.21, б), подводные свалки (рис. 10.3.21, в) и объекты портовой инфраструктуры (рис. 10.3.21, г).

Наши геофизические исследования показали, что проведение ГЛБО наиболее эффективно и результативно в частях акватории с возможной высокой концентрацией затопленных потенциально опасных техногенных объектов, а также для оценки состояния дна в районах с развитой портовой инфраструктурой. В то же время в условиях резкого изменения глубин, которое отмечено в северном и на большей части среднего колена Кольского залива, применение ГЛБО не целесообразно в связи с существенным ухудшением качества сонограмм из-за сложной морфологии донного рельефа.

Обследование поверхности дна в районах портовых сооружений с помощью подводного телевизионного аппарата показало, что локально поверхность

дна, даже на глубинах более 10 м, практически полностью покрыта техногенным мусором. В то же время среди него в большом количестве наблюдаются представители зообентоса (рис. 10.3.23), что может указывать на высокую степень аэрации водной толщи в прибрежной зоне.

ВЫВОДЫ

Таким образом, проведенный анализ эколого-геологической обстановки в Кольском заливе показал, что высокая концентрация объектов Министерства обороны и степень его вовлеченности в хозяйственно-промышленную деятельность приводят к возникновению существенного накопленного экологического ущерба. Исследования показали, что вопросы оценки состояния геологической среды и уровня антропогенной нагрузки могут быть решены в основном в результате анализа прямых признаков и критериев оценки. Геохимические особенности донных осадков являются одним из важнейших прямых показателей состояния окружающей среды и определения влияния на нее природных геологических и антропогенных процессов, объектов и явлений.

В результате анализа фоновых геохимических характеристик поверхностных донных отложений Кольского залива было определено, что современные донные осадки на северо-западе России характеризуются наиболее высокой концентрацией, в том числе опасных химических элементов и соединений. Изучение закономерностей распределения химических элементов в современных донных осадках показало, что их концентрации связаны как с природными, так и с антропогенными факторами. На основе геохимических исследований было проведено районирование дна акватории Кольского залива, а также определены уровни концентрации ряда химических элементов в выделенных геохимических районах. Это позволило определить районы акватории с наиболее высоким содержанием химических элементов в современных донных осадках и наиболее высоким уровнем накопленного экологического ущерба.

Результаты многолетних исследований свидетельствуют о высокой относительной концентрации Cu, Zn, As, Cd, Pb и Hg в районах акватории, связанных с наиболее активной хозяйственной деятельностью, примыкающих к терминалам рыбного и торгового портов, местам базирования судов и рейдовым стоянкам в южном колене Кольского залива. Высокие значения коэффициента дефицита/профицита по целому ряду элементов техногенной ассоциации указывают на связь этих элементов с техногенными процессами. Обращает на себя внимание высокий уровень среднего гармонического содержания Cd и Hg в

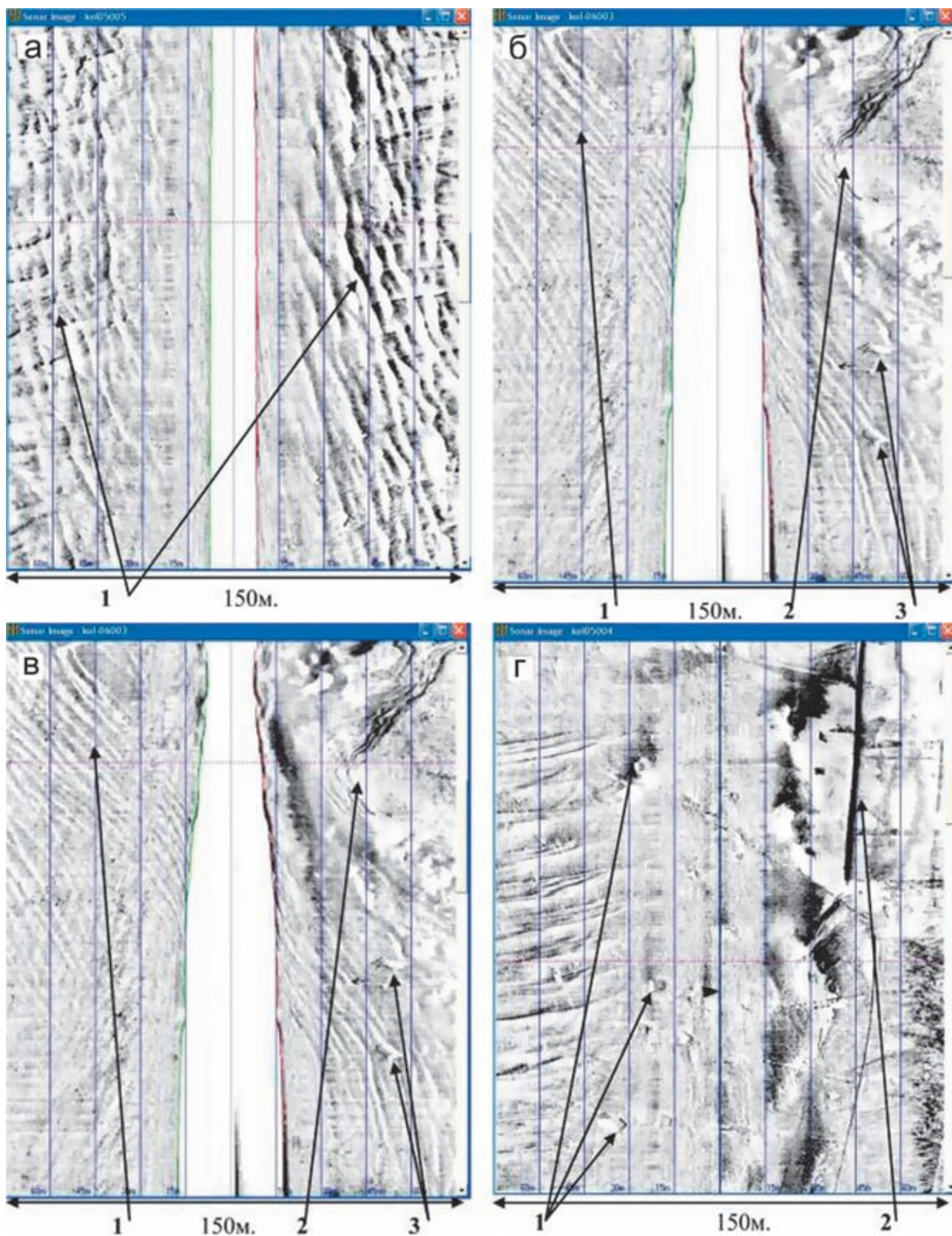


Рис. 10.3.21. Фрагменты сонограмм поверхности дна Кольского залива (южное колено):

а – выходы коренных пород; б – устье реки Лавна: 1 – конусы выноса, 2 – линия берега, затопливаемая во время прилива, 3 – техногенные объекты; в – участок дна: 1 – борозды судовых якорей, 2 – затонувшая баржа; г – участок дна в районе Мурманского порта: 1 – бетонные блоки, 2 – край плавучего дока

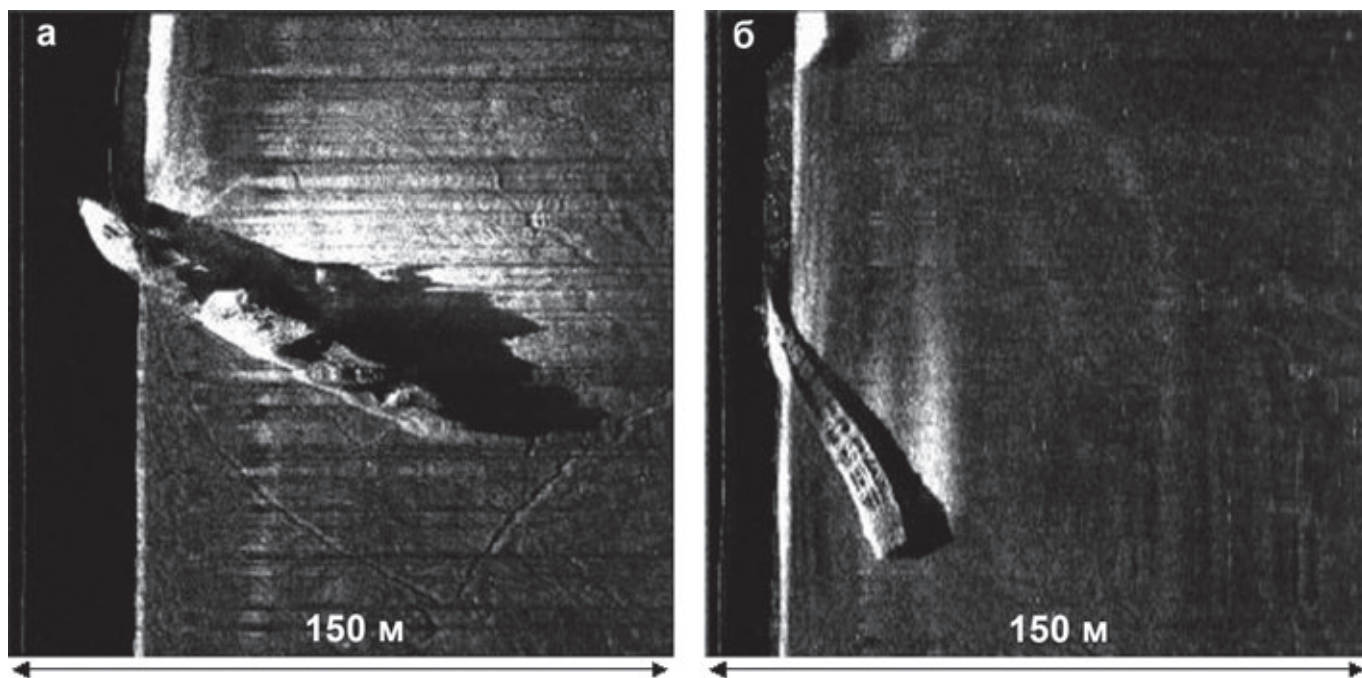


Рис. 10.3.22. Фрагменты сонограмм поверхности дна Кольский залив (мыс. Мишуков):
 а – затопленное судно, точка с координатами: нос – 69°03.678' с. ш. 33°04.175' в. д., корма: – 69°03.616' с. ш. и 33°04.120' в. д. (WGS-84);
 б – затопленное судно в точке с координатами: нос – 69°03.432' с. ш. и 33°02.799' в. д., корма: – 69°03.401' с. ш., 33°02.760' в. д. (WGS-84)

осадках северного колена. Здесь аномальные концентрации Cd и Hg не сопровождаются повышением содержания других элементов, что свидетельствует об ином типе загрязнения и его источниках. Наиболее вероятной причиной повышенного содержания Cd и Hg в осадках является деятельность Северного флота. К сожалению, остаются недоступными для изучения закрытые районы акватории.

Загрязнение акватории нефтепродуктами связано с интенсивной портовой деятельностью и функционированием Северного флота. Наименьшей концентрацией НП характеризуются районы, расположенные в северной части Кольского залива, имеющие непосредственную связь с Баренцевым морем.

Дополнительные опасности и риски связаны с таким природным геологическим фактором, как гравитационные перемещения горных пород, что может спровоцировать возникновение аварийных ситуаций на объектах береговой инфраструктуры и должно учитываться при планировании их строительства.

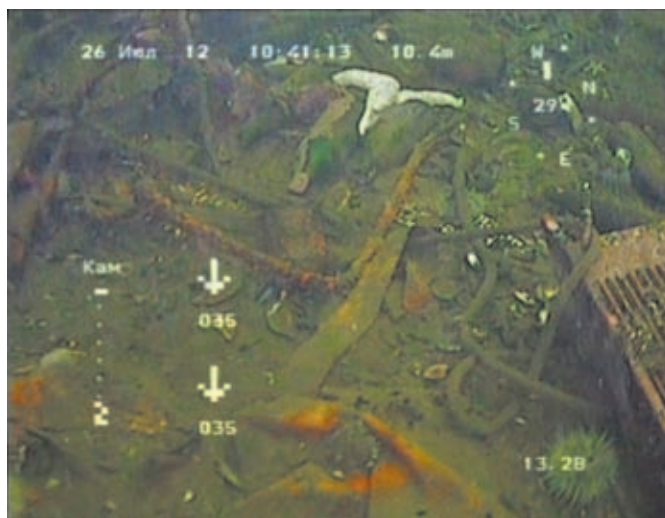


Рис. 10.3.23. Фотография поверхности дна у причала базы флота ОАО «МАГЭ», глубина 10.4 м, координаты: 69°00.470' с. ш. и 33°01.160' в. д. (WGS-84)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

*Текущие выводы и перспективы будущих исследований*М.Д. Кравчишина, А.П. Лисицын*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(38)

Монография «Система Баренцева моря» завершает цикл книг, посвященных исследованиям морей европейской части России. Шельфовые моря представляют собой интересные и сложные системы, часто включающие уникальные градиентные зоны с резкими изменениями в пространстве физических, химических, биогеохимических и биологических параметров среды на коротких расстояниях. Полагаем, мы достигли значительного прогресса в понимании фундаментальных вопросов океанологии шельфовых морей. В том числе, определены важнейшие отличия в ходе осадочных процессов на шельфе и в открытых районах океана. Впервые проведено сопряженное изучение условий и процессов современной и древней седиментации с оценкой потоков вещества и загрязнений в морских системах разных климатических зон на основе многодисциплинарных (физических, химических, геологических и биологических) исследований от геодинамики до микробов.

В монографии «Система Баренцева моря» на основе системного «геосферного» подхода проанализированы данные о влиянии потепления климата на осадочные процессы. Уникальность этого моря заключается в его прямом контакте как с Северной Атлантикой, так и с Центральной Арктикой. Современные явления в этом море определяют изменчивость всей арктической системы атмосфера – криосфера (морской лед) – гидросфера (океан). Представлены свидетельства того, что Баренцево море играло важную роль в климате Северного полушария, по крайней мере, в течение последних 2500 лет.

Главная цель коллективной монографии состояла не только в понимании процессов, происходящих в Баренцевом море на фоне глобального потепления и масштабного освоения арктического шельфа, но и в формулировании новых гипотез и прогнозов на будущее. Как нам представляется, выбранная стратегия сопряженного изучения условий и процессов современной и древней седиментации с оценкой потоков вещества и загрязнений в области взаимодействия Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана дает немедленные результаты для решения задач обоснованного прогноза климата и среды бу-

дущего. В настоящее время междисциплинарные исследования быстро развиваются. Их результаты отражены в 34 разделах монографии, каждый из которых вносит вклад в общее представление о современной геосистеме Баренцева моря и ее историческом прошлом. В конце каждого раздела сформулированы выводы, сфокусируем внимание лишь на некоторых из них.

1. Представлена исчерпывающая информация о тектоническом районировании Баренцева моря с позиции геодинамической эволюции и рассмотрены вопросы положения границы между Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформами.

2. Подробно рассмотрены полемические вопросы формирования четвертичного покрова Баренцева моря. Оценена роль гляциогенных отложений в строении четвертичных отложений шельфа. Значительная часть современной акватории Баренцева моря испытала покровное площадное оледенение в позднем неоплейстоцене, когда ледники суши вышли на акваторию шельфа и распространились вплоть до изобат 100–150 м. К концу этого времени контуры ледового покрова сильно сократились за счет развития открытого моря, в том числе, под влиянием теплого Северо-Атлантического течения.

3. В свете вопросов влияния потепления климата, изменения уровня моря и тектонической активности возрастает интерес к изучению динамики береговой зоны южного побережья Баренцева моря в голоцене.

4. В южной и юго-восточной частях Баренцева моря выделены три литокомплекса и пять региональных палинозон, соответствующих определенным этапам развития седиментационных обстановок на этапе дегляциации и перехода к голоцену; выявлены их общие и региональные особенности.

5. Уникальность Баренцева моря по сравнению с другими арктическими морями связана с развитием основных групп (диатомовых и динофлагеллат) фитопланктона и их отражением в танатоценозах донных осадков. Распространение изученных микроостатков фитопланктона поверхностных вод отражает современный ледово-гидрологический сигнал. Получены данные по характерным ассоциациям,

связанным, в первую очередь, с перераспределением относительно теплых североатлантических вод.

6. Изучены комплексы остракод из различных районов арктического шельфа Евразии. Ископаемые комплексы континентального склона отражают периоды усиления влияния трансформированных атлантических вод, поступления талых ледниковых и речных вод, а также катастрофических событий начала дегляциации.

7. В послеледниковой истории Баренцева моря выделены три основных этапа, которым соответствуют специфические литостратиграфические горизонты в донных осадках: ранняя дегляциация, поздняя дегляциация и голоцен. Эти интервалы характеризовались различными палеообстановками. Поверхностный водный слой в течение всей дегляциации оставался более холодным, чем глубинный слой, подверженный влиянию атлантической воды.

8. Доказана существенная роль аэрозолей в формировании природной среды Арктики и, в частности, Баренцева моря. Выявлены элементы-индикаторы (Cr, Cu, Zn, As, Se, Br, Ag, Sb, Au, Pb) антропогенного загрязнения аэрозолей баренцевоморского региона и рассчитаны их потоки. Оценены средние потоки сажевого углерода на поверхность моря и побережья. Показано, что выпадение сажевого углерода на снег весной может понизить альбедо чистого снега на единицы процентов, внося существенные поправки в радиационный форсинг поверхности.

9. Дан обзор современных представлений о гидрологических условиях и рельефе дна Баренцева моря. Обсуждается классификация В.К. Ожигина и В.А. Ившина [1999] как наиболее обоснованная классификация водных масс.

10. Анализ среднемесячных данных температуры воды Баренцева моря показал её существенный рост (на $\sim 0.2^\circ\text{C}$ за 10 лет) за последние десятилетия. Обосновано предположение о связи колебаний температуры воды с явлением Эль-Ниньо, Северо-Атлантическим колебанием и изменениями Северо-Атлантического течения. Для периода спутниковых наблюдений прослеживается рост амплитуды, количества и продолжительности экстремальных температурных явлений с положительным знаком.

11. В XXI веке скорость уменьшения ледовитости в Баренцевом море максимальная по сравнению с другими арктическими морями. Возросла повторяемость мягких зим, произошло уменьшение средней сплоченности льда, уменьшилась толщина припайного льда. Изменчивость ледовитости носит циклический характер с периодом цикла, близким к 84 годам. Дается прогноз, что минимум ледовитости после 1935–1945 гг. следует ожидать в период с 2019 по 2029 гг.

12. За период спутниковых наблюдений (1992–2018 гг.) отмечается рост скорости смещения кромки льда в северо-восточном направлении на 0.3 км/год, а также установлено повышение уровня в Баренцевом море приблизительно на 6 см.

13. Анализ гидрохимических данных за последние 30 лет показал, что усиление притока атлантических вод способствовало не только увеличению первичного продуцирования органического вещества, но и значительной интенсификации окислительно-восстановительных и гидролитических процессов его преобразования, особенно в высокоширотной части Баренцева моря. Выделены акватории, в которых надежно фиксируется поступление углеводородов метанового ряда.

14. Наиболее значительные изменения показателя обратного рассеяния частицами взвеси и хлорофилла по спутниковым данным в настоящее время (2017–2018 гг.) фиксируются в северной части Баренцева моря (по сравнению со среднеклиматическим значением 1998–2011 гг.). Это может свидетельствовать о заметной трансформации состава рассеянного осадочного вещества верхнего слоя водной толщи, преимущественно ввиду сокращения поступления талого морского льда из Центральной Арктики.

15. Обобщены данные авторов и литературы по концентрации и составу рассеянного осадочного вещества в водной толще Баренцева и Печорского морей, а также ряда заливов западного побережья Новой Земли. Представлен анализ величин вертикальных потоков осадочного вещества в шельфовых морях и центральных районах Северного Ледовитого океана. Приходится констатировать, что все еще слабо изучена роль взвеси, поступающей в Баренцево море с атлантическими и арктическими водами.

16. Биогеохимические исследования свидетельствуют об изменениях в экосистеме водной толщи Баренцева моря, которые повлекли за собой рост концентрации растворенного метана, а также численности и биомассы микроорганизмов, начиная с 1997 г. по настоящее время.

17. Обобщение существующих немногочисленных данных по микобиоте Баренцева моря позволит оценить роль этого малоисследованного компонента экосистемы арктических морей. Уже имеются сведения о высокой выживаемости спор грибов в холодной морской воде, о значении микобиоты в контроле численности популяций диатомовых водорослей во льдах и в разложении древесных остатков. Грибы имеют значительный биологический потенциал в арктических морских экосистемах.

18. Изучение летних планктонных фитоценов на акватории Баренцева моря позволило установить,

что баренцевоморская популяция кокколитофориды *Emiliana huxleyi* имеет «атлантическое» происхождение. Цветения кокколитофорид в южной части моря отмечались в течение всего периода спутниковых наблюдений (с 1998 г. по настоящее время). Однако их интенсивность существенно варьирует во времени и обусловлена динамикой поступления атлантической воды. Массовые цветения этого вида, наблюдавшиеся последние годы и охватывающие значительные акватории южной части моря, напрямую связаны с изменениями климата Арктики. Впервые показано, что основным регулятором цветения этой кокколитофориды, помимо температуры воды, была концентрация фосфатов. Присутствие атлантических видов в составе планктонных фитоценов 80-х широт может быть следствием дальнего проникновения атлантической воды в высокую Арктику.

19. Обстоятельный обзор данных по распределению биомассы зоопланктона и его основных групп показал, что распределение *Calanus spp.* может быть использовано в качестве индикатора различных водных масс в Баренцевом море. Показано, что вертикальный поток органического углерода на дно почти на половину состоит из углерода, заключенного в составе фекальных пеллет, что важно для понимания цикла углерода в арктических морях. Не удалось выявить связи между температурой воды и биомассой мезозоопланктона в юго-западной части моря, наиболее подверженной влиянию атлантической воды. Однако, выводы о влиянии потепления климата на изменение количества зоопланктона, его направление и амплитуду пока преждевременны и неочевидны. Еще предстоит понять, как временные рамки развития различных трофических уровней взаимосвязаны с физической средой и экосистемой. Мы уже начинаем осознавать, что ни хлорофилл, ни фиксация углерода в сообществе часто не являются достаточными индикаторами того, как экосистема реагирует на физические процессы.

20. Анализ ретроспективного и современного материала видовой разнообразия донной фауны дал возможность установить многолетнюю изменчивость его количественных характеристик. Оценен ущерб, который наносится донной фауне в результате тралового промысла; выделены районы экологической чувствительности.

21. Современные геохимические исследования в зоне контакта вода – донные осадки позволили установить признаки деградации субаквальных многолетнемерзлых пород, а также зафиксировать сигналы диссоциации приповерхностных газгидратов на мелководном шельфе. Есть основания полагать, что эти процессы связаны с «атлантификацией» Аркти-

ки в XXI веке. До сих пор в Баренцевом море еще не удалось извлечь из осадочной толщи образец газгидрата. Тем не менее, в норвежских водах моря надежно закартированы протяженные зоны метанового высачивания, холодные метановые сипы, покмарки и кратеры. При этом показано, что метан, преимущественно, термогенный. Однако для российской акватории Баренцева моря подобные данные все еще весьма фрагментарны и не систематизированы, а исследования термогенных процессов не носят системный характер.

22. Представлены новые материалы гранулометрического и минерального состава поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря; обсуждаются геохимические особенности макро- и микроэлементного состава голоценовых осадков. Впервые приводятся результаты исследования геохимических фракций некоторых тяжелых металлов и изотопные характеристики современных донных осадков.

Установлено, что Al, Cr и Ni накапливаются за счет геохимически инертной литогенной формы, а накопление большинства тяжелых металлов (Pb, Cd, Cu, Ni, Co, Mn) и металлоида As происходит, главным образом, за счет гидрогенных процессов (адсорбция на аморфных Fe-Mn оксигидроксидах и глинистых частицах, вхождение в состав ОВ).

Роль осадочного материала, инкорпорированного во льды и переносимого Трансполярным дрейфом, в формировании поверхностных донных осадков Баренцева моря незначительна. По-видимому, основной вклад в формирование голоценовых донных осадков вносят породы Северо-Европейской континентальной окраины.

23. Исследование углеводородов в воде, взвеси и донных осадках показало отсутствие загрязнения в открытых районах Баренцева моря. В результате сравнительной оценки современных уровней радиоцезия в различных шельфовых морях сделан вывод о благополучной радиоэкологической обстановке в акватории Баренцева моря. В донных осадках детектируемые количества радиоцезия обнаружены лишь у побережья Новой Земли. Оценка современного геоэкологического состояния фьордов восточной части Баренцева моря показала, что современные донные осадки Кольского залива отличаются наиболее высокой на Северо-Западе России концентрацией химических элементов, в том числе, токсичных микроэлементов и тяжелых металлов. В монографии было показано, как при определенных физико-химических условиях осадки могут привести к вторичному загрязнению акватории.

Кооперация ученых из разных областей океанологии в междисциплинарных исследованиях морских

систем интеллектуально полезна и имеет возрастающую практическую ценность. Поскольку Баренцево море – это рыбопромысловый район, крупная нефтяная провинция и важный транспортный морской путь, то до недавнего прошлого использование его ресурсов проводилось без особого внимания к широким воздействиям на морскую систему. Следует заметить, что в последнее десятилетие этот подход меняется.

Таким образом, на примере нашей монографии мы можем видеть, что «атлантификация» Баренцева моря в XXI веке привела к изменениям в системе атмосфера – криосфера (морской лед) – гидросфера

(море), также как это происходило в геологическом прошлом. Многокомпонентные геосистемы по-разному реагируют на текущие климатические изменения, имеют разную амплитуду реакции, а некоторые из них сохраняют прежние характеристики или их изменения пока не достаточно четко фиксируются. По нашему мнению, дальнейшие усилия исследователей необходимо направить на выявление сложных причинно-следственных связей между физической средой, живыми и биокосными системами, которые приблизят нас к пониманию направленности климатических изменений.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдусаматов Х.И. Солнце диктует климат Земли. СПб.: Logos, 2009. 198 с.
- Агатова А.И. Органическое вещество в морях России. М.: ВНИРО, 2017. 260 с.
- Агатова А.И., Дафнер Е.В., Сапожников В.В., Торгунова Н.И., Уколова Т.К. Основные закономерности распределения растворенного и взвешенного органического вещества в Охотском море // *Океанология*. 1996. Т. 36. С. 856–864.
- Агатова А.И., Лапина Н.М. Органическое вещество во льдах высоких широт Баренцева моря // *Опыт системных океанологических исследований в Арктике*. М.: Научный мир, 2001. С. 221–226.
- Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.А. Органическое вещество Северной Атлантики // *Океанология*. 2008. Т. 48. С. 200–214.
- Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.А. Скорости процессов деструкции органического вещества в центральной части Арктического бассейна // *Океанология*. 2011. Т. 51. С. 827–836.
- Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.А. Скорость трансформации органического вещества в экосистемах арктических морей // *Арктика и Антарктика*. 2004. Вып. 3 (37). С. 171–195.
- Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И. Органическое вещество Баренцева моря // *Арктика и Антарктика*. 2007. Вып. 5. С. 156–174.
- Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И. Органическое вещество в водах высоких широт Баренцева и Норвежского морей // *Опыт системных океанологических исследований в Арктике*. М.: Научный мир, 2001а. С. 205–220.
- Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И., Кирпичев К.Б. Биохимические исследования морских экосистем солоноватых вод // *Водные ресурсы*. 2001б. Т. 28. С. 470–479.
- Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И., Пропп Л.Н. Биохимический состав взвешенного и растворенного органического вещества в Беринговом море // *Комплексные исследования экосистемы Берингова моря. Сборник научных трудов ВНИРО*. М.: ВНИРО, 1995. С. 204–226.
- Агатова А.И., Сапожников В.В., Винтовкин В.Р. Влияние активности фосфатазы сестона на скорость минерализации фосфора и его оборачиваемость в продукционно-деструкционном цикле // *Океанология*. 1985. Т. 25. № 1. С. 66–73.
- Агатова А.И., Торгунова Н.И. Биологическая активность взвеси в водах разной трофности и их роль в регенерации биогенных элементов // *Промышленно-океанографические исследования продуктивных зон морей и океанов: Сб. научных трудов*. М.: Наука. 1984. С. 36–53.
- Айбулатов Н.А. Экологическое эхо холодной войны в морях Российской Арктики. М.: ГЕОС, 2000. 305 с.
- Айбулатов Н.А., Матюшенко В.А., Шевченко В.П., Политова Н.В., Потехина Е.М. Новые данные о поперечной структуре латеральных потоков взвешенного вещества по периферии Баренцева моря // *Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология*. 1999. № 6. С. 526–540.
- Айзатуллин Т.А., Лебедев В.Л., Хайлов К.М. Океан. Активные поверхности и жизнь // Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 191 с.
- Акатова Н.А. К фауне Ostracoda Новосибирского мелководья // *Труды дрейфующей экспедиции Главсевморпути на л/п «Седов» 1937–1940 гг.* 1946. Т. 3. С. 224–230.
- Аксенов П.В., Иванов В.В. «Атлантификация» как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2018. Т. 64. № 1 (115). С. 42–54.
- Аладин Н.В. Соленосные адаптации и осморегуляторные способности ракушковых ракообразных из Баренцева и Белого морей. Эволюция функции осморегуляции в пределах подкласса Ostracoda // *Зоологический журнал*. 1985. Т. 64. С. 368–376.
- Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А. Облачность в Баренцевом море и ее изменчивость // *Труды ААНИИ*. 2010. Т. 450. С. 92–102.
- Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // *Лед и снег*. 2014. Т. 54. № 2. С. 53–68.
- Алексеева Т.А., Сероветников С.С., Фролов С.В., Соколов В.Т. Ледовые условия плавания в арктическом бассейне в летний период 2018 года // *Российская Арктика*. 2018. № 2. С. 31–40.
- Амфлетт Ч. Неорганические иониты. М.: Мир, 1966. 188 с.
- Андреева И.А., Аплонов В.С., Гринберг Г.П., Кабаньков В.Я. Исследования современных донных осадков в связи с проблемой экологии // *Освоение шельфа Арктических морей России – РАО-97: Материалы III Международной конференции*. СПб., 1997. Ч. 2. С. 543–548.
- Андреева И.А., Ванштейн Б.Г., Зинченко А.Г., Кийко О.А., Петрова В.И. Ландшафтно-геоэкологические исследования акватории Баренцева моря, как основа для постановки долгосрочного мониторинга // *Концептуальные проблемы геоэкологического изучения шельфа*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 17–32.

- Андреева И.А., Гринберг Г.П., Кабаньков В.Я. Сорбционные свойства современных донных осадков Баренцева моря и их значимость для оценки геоэкологической обстановки в регионе // Материалы II Международного совещания «Геохимия биосферы». Новороссийск, 1999. С. 16–17.
- Анисимов М.А., Барляев А.Э. Интерпретация радиуглеродных датировок, полученных по разным органическим останкам (на примере датировок террасовых комплексов Шпицбергена) // Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений. Тезисы конференции, посвященной 90-летию со дня рождения Л.Д. Сулержицкого. М.: ИГ РАН, 2019. С. 10.
- Анисимова Н.А. Иглокожие Баренцева моря: биогеографический анализ фауны // Современный бентос Баренцева и Карского морей / под ред. Г.Г. Матишова и др. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. С. 237–255.
- Антипова Т.В. Распределение биомассы бентоса Баренцева моря // Труды ПИНРО. 1975. Т. 35. С. 121–124.
- Антипова Т.В., Денисенко Н.В., Семенов В.Н. Распространение видов бентоса и вопросы биогеографического районирования северных морей // Жизнь и среда полярных морей / под ред. О.А. Скарлато, Г.Г. Матишова. Л.: Наука, 1989. С. 146–157.
- Аглонов С.В. Геодинамика. СПб.: СПб. ун-т, 2001. 360 с.
- Арашкевич Е.Г., Дриц А.В. Экспериментальное исследование питания копепод *Calanus helgolandicus* и *C. glacialis* при разных концентрациях корма // Океанология. 1984. Т. 24. № 2. С. 316–322.
- Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время / под ред. А.А. Аксенова. М.: Наука, 1987. 277 с.
- Арсланов Х.А., Кошечкин Б.И., Чернов Б.С. Абсолютная хронология осадков поздне- и послеледниковых морских бассейнов на Кольском п-ове // Вестник Ленинградского ун-та. 1974. № 12. С. 132–138.
- Артемчук Н.Я. Микофлора морей СССР. М.: Наука, 1981. 190 с.
- Артемьев В.А., Буренков В.И., Григорьев А.В. и др. Оптика // Печорское море: Системные исследования (гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социоэкономические проблемы). М.: Море, 2003. С. 118–132.
- Артемьев В.А., Таскаев В.Р., Буренков В.И., Григорьев А.В. Универсальный малогабаритный измеритель вертикального распределения показателя ослабления света // Комплексные исследования мирового океана. Проект «Меридиан». Часть 1. Атлантический океан. М.: Наука, 2008. С. 165–172.
- Архипов Б.В., Попов С.К. Моделирование плотностных и ветровых течений в юго-восточной части Баренцева моря // Океанология. 1996. Т. 36. № 6. С. 805–813.
- Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря / под ред. С.Л. Соловьева. М.: Национальный геофизический комитет РАН, 1994. 128 с.
- Атлас Арктики. М.: ГУГКБ, 1985. 204 с.
- Атлас Океанов. Северный Ледовитый океан. МО СССР. ВМФ. 1980. 184 с.
- Аэрозоль и климат / под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 542 с.
- Бадюков Д.Д. Взвесь и донные осадки прибрежно-морских экосистем // Новая Земля. Природа. История. Археология. Культура. Труды Морской Арктической комплексной экспедиции. Книга 1. М.: Российский НИИ культурного и природного наследия, 1998. С. 87–100.
- Байтаз В.А., Байтаз О.М. Количественные и продукционные характеристики бактериального населения побережья Баренцева моря. Апатиты, 1991. С. 20–22.
- Байтаз В.А., Байтаз О.М., Мишустина И.Е. Морфометрия клеток, численность и биомасса основных морфологических групп бактериопланктона Баренцева моря // Океанология. 1996. Т. 36. № 6. С. 883–887.
- Баканев С.В., Золотарев П.Н. Исландский гребешок // Состояние биологических сырьевых ресурсов Баренцева моря и Северной Атлантики в 2012 г. Мурманск: ПИНРО, 2012. С. 46–47.
- Бамбуляк А., Францен Б. Транспортировка нефти из российской части Баренцева региона по состоянию на январь 2009 года. Тромсе: Акваплан-Нива, 2009. 97 с.
- Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики: дис. ... канд. геогр. наук. СПб, 2015. 236 с.
- Баренцевская шельфовая плита. И.С. Грамберг (ред.). Л.: Недра, 1988. 263 с.
- Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 224 с.
- Безруков П.Л. Зональности и неравномерность осадконакопления в океанах // Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964. С. 245–249.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Труды ИОАН СССР. 1960. Т. 32. С. 120–168.
- Бей О.Н., Проскурнин В.Ю., Гулин С.Б. Измерение концентрации ^{137}Cs по собственному бета-излучению

- чению с помощью жидкостно-сцинтилляционной спектрометрии // Радиохимия. 2016. Т. 58. № 2. С. 147–149.
- Беклемишев К.Б., Семина Г.И. География планктонных диатомей высоких и умеренных широт Мирового океана // Труды Всесоюзного гидробиологического общества. 1986. Вып. 27. С. 7–23.
- Беляева А.Н., Романкевич Е.А. Органическое вещество в толще вод Баренцева моря // Океанология. 1983. Т. 23. С. 255–263.
- Бенжитский А.Г., Петров В.С., Ильин Г.В., Гордиенко А.П. Изучение пространственно-временной изменчивости АТФ микропланктона в динамически активных зонах Баренцева и Норвежского морей // Экология моря. 1992. № 40. С. 15–20.
- Беренбойм Б.И., Пинчуков М.А. Камчатский краб ИЭЗ РФ // Развитие отечественного рыболовства на северном бассейне после введения 200-мильных зон. Мурманск: ПИНРО, 2010. С. 271–280.
- Биология и океанография Северного морского пути: Баренцево и Карское моря / под ред. Г.Г. Матишова. М.: Наука, 2007. 323 с.
- Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН. 1997. Т. 357. № 4. С. 511–515.
- Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Гурвич Е.Г., Пименов Н.В., Павлова Г.А., Карпенко А.А., Власова И.Э., Плишкин А.Н. Исследование строения верхней части осадочного чехла Баренцева моря для описания истории осадконакопления и палеоокеанологических построений // Опыт системных океанологических исследований в Арктике / под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевич. М.: Научный мир, 2001. С. 598–615.
- Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Вогдт П.Р. и др. Грязевый вулкан Хаакон Мосби в Норвежском море: результаты комплексных исследований с глубоководных обитаемых аппаратов // Океанология. 1999. Т. 39. № 3. С. 412–419.
- Богоров В.Г. Продолжительность жизни и экологические особенности *Themisto abyssorum* Баренцева моря // Докл. АН СССР. 1940. Т. 27. № 1. С. 69–71.
- Богоров В.Г., Виноградов М.Е., Воронина Н.М. и др. Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Мирового океана // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. С. 1205–1207.
- Богоявленский В.И., Янчевская А.С., Богоявленский И.В., Кишанков А.В. Газовые гидраты на акваториях циркумарктического региона // Арктика: экология и экономика. 2018. № 3 (31). С. 42–55.
- Бойцов В.Д. Изменчивость температуры Баренцева моря и ее прогноз. Мурманск: ПИНРО, 2006. 292 с.
- Бойцов В.Д. Сезонная изменчивость положения кромки льдов Баренцева моря // Вопросы промысловой океанологии / под ред. А.П. Алексеева, В.Н. Кочкикова, В.В. Масленникова. М.: ВНИРО, 2007. Вып. 4. № 2. С. 206–220.
- Броцкая В.А., Зенкевич Л.А. Количественный учет донной фауны Баренцева моря // Труды ВНИРО. 1939. Т. 4. С. 3–150.
- Бруевич С.В. Проблемы химии моря. М.: Наука, 1978. 324 с.
- БРЭ. Баренцево море. 2005. Т. 3. С. 43–45.
- Брызгин В.Ф., Денисенко Н.В., Денисенко С.Г., Калужный Э.Е., Рыжов В.М. Животные и растения Баренцева моря. Апатиты: КФ АН СССР, 1981. 290 с.
- Брызгин Н.Н., Александров Е.И., Дементьев А.А. Изменчивость атмосферных осадков в Баренцевом море // Труды ААНИИ. 2010. Т. 450. С. 102–110.
- Бубнова Е.Н. Грибы донных грунтов Кандалакшского залива Белого моря // Микология и Фитопатология. 2009. Т. 43. Вып. 4. С. 4–11.
- Бубнова Е.Н., Коновалова О.П. Разнообразие мицелиальных грибов в грунтах литорали и сублиторали Баренцева моря (окрестности посёлка Дальние Зеленцы) // Микология и Фитопатология. 2018. Т. 52. № 5. С. 320–328.
- Будько Д.Ф., Демина Л.Л., Лисицын А.П., Кравчишина М.Д., Политова Н.В. Формы нахождения тяжелых металлов в современных донных осадках Белого и Баренцева морей // ДАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 93–98.
- Бузин И.И., Гудкович З.М. Сезонные особенности климатических изменений в Баренцевом море // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 3(89). С. 20–32.
- Буренков В.И., Ведерников В.И., Ершова С.В. и др. Использование спутниковых данных сканера цвета океана SeaWiFS для оценки биооптических характеристик вод Баренцева моря // Океанология. 2001. Т. 41. № 4. С. 485–492.
- Буренков В.И., Копелевич О.В., Ратькова Т.Н., Шерберстов С.В. Спутниковые наблюдения цветения кокколитофорид в Баренцевом море // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 818–826.
- Буренков В.И., Купцов В.М., Сивков В.В., Шевченко В.П. Пространственное распределение взвеси в море Лаптевых в августе–сентябре 1991 г. // Океанология. 1997. Т. 3. № 6. С. 920–927.
- Бышев В.И., Галеркин Л.И., Гротов А.С. Мезомасштабная термохалинная структура вод Баренцева моря и ее изменчивость // Опыт системных исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 119–127.
- Бышев В.И., Нейман В.Г. Отклик Баренцева моря на события Эль-Ниньо // ДАН. 2000. Т. 373. № 6. С. 826–829.

- Вакуленко Н.В., Серых И.В., Сонечкин Д.М. Хаос и порядок в атмосферной динамике. Часть 3. Предсказуемость Эль-Ниньо // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. 2018. Т. 26. № 4. С. 75–94.
- Вакуловский С.М., Никитин А.И., Чумичев В.Б. Загрязнение Белого моря радиоактивными отходами западноевропейских стран // Атомная энергия. 1988. Т. 65. Вып. 1. С. 66–67.
- Вакуловский С.М., Никитин А.И., Чумичев В.Б. О загрязнении арктических морей радиоактивными отходами западноевропейских радиохимических заводов // Атомная энергия. 1985. Т. 58. Вып. 6. С. 445–449.
- Вангенгейм Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ. 1952. Т. 34. С. 3–14.
- Ванштейн Б.Г. Прогноз изменения геологической среды на Баренцевоморском шельфе // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Кн. 1. Апатиты, 2001. С. 157–161.
- Васильев В.В., Вискунова К.Г., Кийко О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист Т-41–44 – мыс Желания. Объяснит. записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 200 с.
- Ведерников В.И., Гагарин В.И. Первичная продукция и хлорофилл в Баренцевом море в сентябре–октябре 1997 г. // Океанология. 1998. Т. 38. № 5. С. 693–703.
- Ведерников В.И., Гагарин В.И., Ветров А.А. Первичная продукция и хлорофилл // Печорское море: Системные исследования (гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социоэкономические проблемы). М.: Море, 2003. С. 693–703.
- Верба М.Л., Матвеев Ю., Рослов Ю.В. и др. Литосфера Карско-Баренцевской шельфовой плиты и арктического побережья европейского Севера (по результатам исследований на опорном профиле 2-АР) // Строение литосферы российской части Баренц-регион / под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 182–216.
- Верба М.Л., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С. Новая Земля в структуре Обско-Баренцевского осадочного мегабассейна по результатам работ на опорном профиле 2-АР // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 6–9.
- Вернадский В.И. Биосфера. М.: Мысль, 1967. 367 с.
- Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 2001. 376 с.
- Ветров А.А., Романкевич Е.А. Первичная продукция и потоки органического углерода на дно арктических морей, ответ на современное потепление // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 1–12.
- Ветров А.А., Романкевич Е.А. Первичная продукция и потоки органического углерода на дно в арктических морях Евразии в 2003–2012 гг. // ДАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 97–99.
- Визе В.Ю. О возможности предсказания состояния льдов в Баренцевом море // Известия Центрального Гидрометбюро. 1923. Вып. 1. 56 с.
- Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Баранов С.В. Сейсмичность Баренцевоморского шельфа // Материалы Международной Конференции «Нефть и газ Арктического шельфа. 2006» [Электронный ресурс]. URL: <https://helion-ltd.ru/seismicnost-barencevomorskogo-shelfa/> (дата обращения 13.05.2019).
- Виноградов М.Е., Ведерников В.И., Романкевич Е.А., Ветров А.А. Компоненты цикла углерода в арктических морях России: Первичная продукция и поток Сорг из фотического слоя // Океанология. 2000. Т. 40. № 2. С. 221–233.
- Виноградова А.А. Дистанционная оценка влияния загрязнения атмосферы на удаленные территории // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. № 4. С. 5–20.
- Виноградова А.А. Микроэлементы в составе арктического аэрозоля (обзор) // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 4. С. 437–456.
- Виноградова А.А. Потоки свинца и кадмия из атмосферы на поверхность на европейской территории России – по данным международной программы ЕМЕР // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2015. № 12. С. 111–115.
- Виноградова А.А., Иванова Ю.А. Перенос воздушных масс и загрязнений к арктическим островам России (1986–2016): долговременные, межгодовые и сезонные вариации // Геофизические процессы и биосфера. 2017. Т. 16. № 4. С. 5–20.
- Виноградова А.А., Иванова Ю.А. Тяжелые металлы в атмосфере над северным побережьем Евразии: межгодовые вариации зимой и летом // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15. № 4. С. 5–17.
- Виноградова А.А., Копейкин В.М., Смирнов Н.С. Мониторинг концентрации черного углерода в приземном воздухе в районе Печоро-Ильчского биосферного заповедника // Успехи современного естествознания. 2019а. № 11. С. 64–69.
- Виноградова А.А., Котова Е. И. Вклады источников Европы в загрязнение свинцом и кадмием се-

- верных районов Европейской России // Живые и биокосные системы. 2018. № 23. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.jbks.ru/archive/issue-23/article-2>.
- Виноградова А.А., Котова Е.И. Загрязнение северных морей России тяжёлыми металлами: поток из атмосферы и речной сток // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 1. С. 22–32.
- Виноградова А.А., Котова Е.И., Топчая В.Ю. Атмосферный перенос антропогенных тяжелых металлов в районы севера европейской России // География и природные ресурсы. 2017. № 1. С. 108–116.
- Виноградова А.А., Максименков Л.О., Погарский Ф.А. Промышленные комплексы Заполярья – источники антропогенных тяжелых металлов в окружающей среде Российской Арктики // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 3. Ч. 2. Природные процессы в полярных областях Земли / под ред. В.М. Котлякова. М.: ИГ РАН, ИФЗ РАН, 2008. С. 193–203.
- Виноградова А.А., Малков И.П., Полиссар А.В., Храмов Н.Н. Элементный состав приземного атмосферного аэрозоля арктических районов России // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 2. С. 164–172.
- Виноградова А.А., Титкова Т.Б. Температура воздуха и концентрация черного углерода в приземной атмосфере в районе Тикси, Якутия // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 4. С. 15–21.
- Виноградова А.А., Титкова Т.Б., Васильева А.В., Иванова Ю.А. Влияние летних природных пожаров в России на содержание черного углерода в атмосфере над арктическим побережьем Евразии // Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД – 2017) 24–27 июня 2019, Санкт-Петербург–Петродворец. Тезисы. СПб., 2019. С. 134–135. [Электронный ресурс]. <http://www.rrc.phys.spbu.ru/msard19/thesis.pdf>.
- Виноградова А.А., Титкова Т.Б., Иванова Ю.А. Эпизоды аномально высокой концентрации черного углерода в приземном воздухе в районе станции Тикси, Якутия // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 10. С. 837–844.
- Вода России. Водно-ресурсный потенциал / под ред. А.М. Черняева. Екатеринбург: АКВА-ПРЕСС, 2000. 420 с.
- Воскресенский А.И., Петров Л.С. Особенности климата // Северный Ледовитый и Южный океаны / под ред. А.Ф. Трешникова, С.С. Сальникова. Л.: Наука, 1985. С. 45–64.
- Временные методические указания по организации и проведению государственного надзора за соблюдением требований состава вод над шельфом, донных отложений, в том числе по показаниям их химического и радиоактивного загрязнения на континентальном шельфе. М.: Госкомгидромет, 1981. 30 с.
- Галимов Э.М., Лаверов Н.П., Степанец О.В. и др. Предварительные результаты эколого-геохимического исследования Арктических морей России (по материалам 22 рейса НИС «Академик Борис Петров») // Геохимия. 1996. № 7. С. 579–597.
- Галкин Ю.И. О путях расширения ареалов бореальных видов в процессе «потепления Арктики» на примере моллюска *Iothia fulva* – Gastropoda: Lepetidae // Бентос Баренцева моря. Распределение, экология и структура популяций. Апатиты: КФ АН СССР. 1984. С. 11–31.
- Гальченко В.Ф. Метанотрофные бактерии. М.: ГЕОС, 2001. 500 с.
- Гатауллин В.Н., Поляк Л.В. О присутствии ледниковых отложений в Центральной впадине Баренцева моря // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1463–1467.
- Гатауллин В.Н., Поляк Л.В., Эпштейн О.Г. и др. Гляцигенные отложения Центральной впадины – ключ к позднечетвертичной истории развития восточной части Баренцева моря // Материалы гляциологических исследований. 1992. № 75. С. 42–49.
- Гельферих Ф. Иониты (Основы ионного обмена). М.: Иностранная литература, 1962. 490 с.
- Геодекан А.А., Троцюк В.Я., Авилов В.И., Большаков А.М. Углеводородные газы Норвежско-Гренландского бассейна // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 1. С. 223–226.
- Геологическая карта Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления (в границах бывшего СССР). Довендские образования / под ред. Ю.Р. Беккера. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996.
- Геологическая карта Кольского региона. Масштаб 1:500000 / под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: МПР России, ГИ КНЦ РАН, 2001.
- Геологическая карта Северного Ледовитого океана и сопредельных территорий. М-б 1:15000000 / гл. ред. Ю.Е. Погребницкий. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
- Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. 115 с.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.
- Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребницкого. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.

- Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. 548 с.
- Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Л.: Недра, 1967. 342 с.
- Георгиева М.Л., Бондаренко С.А., Бубнова Е.Н., Биланенко Е.Н. Щелочеустойчивые мицелиальные грибы побережья Шпицбергена // Труды VII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)». 2019. Т.4. С. 209–212.
- Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана / под ред. Н.А. Айбулатова, Ю.В. Артюхина. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 303 с.
- Геоэкология шельфа и берегов морей России / под ред. Айбулатова Н.А. М.: Ноосфера, 2001. 428 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / под ред. Ф.С. Терзиева, Т.В. Гирдюка, Г.Г. Зыковой, Л. Дженюка. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 271 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 182 с.
- Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 487 с.
- Глаголева М.А. Формы миграции элементов в речных водах // К познанию диагенеза осадков. М.: АН СССР. 1959. С. 5–28.
- Глобальная борьба за Арктику. Информационно-аналитический отчет. М., 2007. 56 с.
- Глуховец Д.И., Копелевич О.В., Салинг И.В. и др. Биооптические характеристики вод поверхностного слоя Балтийского, Норвежского и Баренцева морей по судовым и спутниковым данным летом 2014–2016 гг. // Океанология. 2017. Т. 57. № 3. С. 454–463.
- Голенкевич А.В. Воздействие тралового промысла на донные экосистемы Баренцева моря и возможности снижения уровня негативных последствий // Доклад на Международной конференции «Рыболовство в Арктике: современные вызовы, международные практики, перспективы» 19 марта 2014, г. Мурманск, 2014.
- Голенкевич А.В. Минимизация отрицательных последствий тралений для донных экосистем // Воздействие тралового промысла на донные экосистемы Баренцева моря и возможности снижения уровня негативных последствий. Мурманск: WWF, 2013. С. 36–41.
- Голиков А.Н. Моллюски Vucchinidae Мирового океана // Фауна СССР. Том. 5. Вып. 2. Л.: Наука, 1980. 508 с.
- Голобокова Л.П., Польшкин В.В., Онищук Н.А., Хуриганова О.И., Тихомиров А.Б., Терпугова С.А., Польшкин В.В., Турчинович Ю.С., Радионов В.Ф. Изменчивость химического состава аэрозоля в приземном слое атмосферы переходной зоны «материк–океан» в районе Восточной Антарктиды // Лед и снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 177–188.
- Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Изосимова О.Н., Зенкова П.Н., Почуфаров А.О., Хуриганова О.И., Онищук Н.А., Маринайте И.И., Польшкин В.В., Радионов В.Ф., Сакерин С.М., Лисицын А.П., Шевченко В.П. Химический состав атмосферного аэрозоля в арктическом районе по маршрутам морских экспедиций 2018–2019 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 6. С. 421–429.
- Головнина Е.А., Полякова Е.И. Ассоциации цист динофлагеллят в поверхностных осадках Белого моря (Западная Арктика) // ДАН. 2005. Т. 400. № 3. С. 382–387.
- Голубева Н.И., Бурцева Л.В., Громов С.А. Тяжелые металлы в атмосферном воздухе в акватории Карского моря в сентябре–октябре 2011 г. // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 948–957.
- Голубева Н.И., Матишов Г.Г., Бурцева Л.В. Выпадения тяжелых металлов из атмосферы с осадками в регионе Баренцева моря // Океанология. 2005. Т. 401. № 5. С. 683–686.
- Голубева Н.И., Матишов Г.Г., Бурцева Л.В. Результаты исследования загрязнения тяжелыми металлами атмосферного воздуха в открытых районах Баренцева и Белого морей // ДАН. 2002. Т. 387. № 4. С. 537–540.
- Горбунов Н.И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М.: изд-во АН СССР, 1965. 302 с.
- Гордеев В.В. Геохимия системы река–море. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
- Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 152 с.
- Гордеев В.В., Демина Л.Л. Тяжелые металлы в шельфовой зоне морей России // Геоэкология шельфа и берегов морей России / под ред. Н.А. Айбулатова. М.: ИД «Ноосфера», 2001. С. 328–358.
- Гордеев В.В., Лисицын А.П. Геохимия поверхностного слоя донных осадков Белого моря // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 577–643.
- Гордеев В.В., Маккавеев П.Н., Рейхард Л.Е., Коченкова А.И. Особенности элементного состава взвеси Аральского моря в современных условиях // Океанология. 2018. Т. 58. № 4. С. 629–639.
- Гордеев В.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П. Микроэлементы в воде и взвеси открытой части Белого

- моря // Система Белого моря. Т. 2. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 579–604.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л. Sm-Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских «синих глин» Северной Эстонии // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 5. С. 536–551.
- Горшкова Т.И. Условия накопления органического вещества в морских осадках // Труды Океанографической комиссии. 1960. Т. 10. С. 56–60.
- Горячкин С.В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-38-40. Маточкин Шар. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 203 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-(36), 37. Баренцево море. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 165 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-38-40 – о. Колгуев. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003а. 288 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Листы R-37, 38 – м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003б. 289 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист T-37-40. Земля Франца-Иосифа (южные острова). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 170 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист R-(35), 36 – Мурманск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 197 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-(35), 36 – Мурманск. Объяснительная записка / МПР России, ФГУП «МАГЭ», ФГУП «ВНИИОкеангеология», ФГУП «ВСЕГЕИ». СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 281 с. +3 вкл.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-37, 38 – м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 251 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-39, 40 – о. Колгуев – прол. Карские Ворота. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 405 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист S-(36), 37 – Баренцево море (зап., центр. части). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 144 с. +7 вкл.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист S-38 – Баренцево море (вост. часть). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 160 с. +10 вкл.
- Гримм Р. Минералогия и практическое использование глин. М.: Иностранная литература, 1967. 510 с.
- Гриценко И.И., Крапивнер Р.Б. Новейшие отложения Южно-Баренцевского региона: осадочные (седиментационные) сейсмостратиграфические комплексы и их вещественный состав // Новейшие отложения и палеогеография северных морей. Апатиты: КФ АН СССР, 1989. С. 28–45.
- Громов В.В., Спицын В.И. Искусственные радионуклиды в морской воде. М.: Атомиздат, 1975. 224 с.
- Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.
- Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Гросвальд М.Г. Проблема ледниковой истории полярного шельфа остается не решенной // Вестник РФФИ. 1998. № 2. С. 42–47.
- Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е. Изменение морского ледяного покрова и других составляющих климатической системы в Арктике и Антарктике в связи с эволюцией полярных вихрей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 48–58.
- Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е. О характере и причинах изменений климата Земли // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 15–23.
- Гурвич Е.Г., Власова И.Э., Гордеев В.Ю., Исаева А.Б. Химический состав донных осадков Баренцева моря и среда седиментации // Опыт системных океанологических исследований в Арктике / под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевича. М.: Научный мир, 2001. С. 616–635.
- Гуревич В.И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. 135 с.

- Гурина Н.Н. История культуры древнего населения Кольского полуострова. СПб.: Центр «Петербургское Востоковедение», 1997. 240 с.
- Гусев Е.А., Костин Д.А., Маркина Н.В., Рекант П.В., Шарин В.В., Доречкина Д.Е., Зархидзе Д.В. Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений арктического шельфа России (по материалам ГКК-1000/3) // Региональная геология и металлогения. 2012а. № 50. С. 5–15.
- Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.А. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000 // Отечественная геология. 2012б. № 2. С. 84–89.
- Дара О.М., Мамочкина А.И. Обломочные и глинистые минералы пелитовых фракций в рассеянном (взвесь) и конденсированном осадочном веществе поверхностного слоя (донные осадки) Белого моря // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология, история / под ред. А.П. Лисицына. М.: Научный мир, 2017. С. 301–337.
- Дара О.М., Мамочкина А.И. Обломочные минералы тонкодисперсной фракции в поверхностных осадках Белого моря // Геология морей и океанов. Т. III. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. С. 166–169.
- Девдариани Н.А., Старовойтов А.В., Рыбалко А.Е. и др. Типы волновой картины и условия залегания ледниковых отложений Белого и Баренцева морей по данным непрерывного сейсмопрофилирования // Бюлл. МОИП. Отд. Геология. 1993. Т. 68. № 3. С. 117–122.
- Дегтерева А.А. Зависимость численности и биомассы планктона от температуры в юго-западной части Баренцева моря // Труды ПИНРО. 1973. Т. 33. С. 13–23.
- Демина Л.Л., Будько Д.Ф., Алексеева Т.Н., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Коченкова А.И. Особенности распределения микроэлементов в процессах раннего диагенеза осадков Белого моря // Геохимия. 2017. № 1. С. 107–112.
- Денисенко Н.В. Биоразнообразие мшанок Арктического региона // Материалы юбилейной сессии Зоологического Института РАН. СПб.: ЗИН РАН, 2017. С. 65–68.
- Денисенко Н.В. Распределение и экология мшанок Баренцева моря. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 158 с.
- Денисенко Н.В., Денисенко С.Г. О влиянии донных тралений на бентос Баренцева моря // Экологическая ситуация и охрана флоры и фауны Баренцева моря. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. С. 158–164.
- Денисенко С.Г. Анализ условий обитания зообентоса в Баренцевом море // Биоразнообразие и биоресурсы макрзообентоса Баренцева моря. Гл. 3. СПб.: Наука, 2013. С. 32–42, 54–57.
- Денисенко С.Г. Биоразнообразие и биоресурсы макрзообентоса Баренцева моря. Структура и многолетние изменения. СПб.: Наука, 2013. 284 с.
- Денисенко С.Г. Биоресурсы и продуктивность зообентоса Восточно-Сибирского моря // Фауна Восточно-Сибирского моря, закономерности развития и количественное распределение донных сообществ / под ред. Б.И. Сиренко, С.Г. Денисенко. Исследования фауны морей 66 (74). СПб.: ЗИН РАН, 2010. С. 144–159.
- Денисенко С.Г. Зообентос Баренцева моря в условиях меняющегося климата и антропогенного воздействия // Динамика морских экосистем и условия формирования биологического потенциала морей / под ред. В. Тарасова. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 18–511.
- Денисенко С.Г. Информационная мера Шеннона и ее применение в оценках биоразнообразия (на примере морского зообентоса) // Морские беспозвоночные Арктики, Антарктики и Субантарктики. Исследования фауны морей. СПб.: ЗИН РАН, 2006. Т. 55(63). С. 35–46.
- Денисенко С.Г. Экология и ресурсы исландского гребешка в Баренцевом море. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. 138 с.
- Денисенко С.Г., Анисимова Н.А. Макробентос // Воздействие тралового промысла на донные экосистемы Баренцева моря и возможности снижения уровня негативных последствий. Отчет. Мурманск: WWF, 2013. С. 9–13.
- Денисенко С.Г., Близниченко Т.Э. Ресурсы исландского гребешка в Баренцевом море и возможности их использования. Препринт. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. 21 с.
- Денисенко С.Г., Згуровский К.А. Введение // Воздействие тралового промысла на донные экосистемы Баренцева моря и возможности снижения уровня негативных последствий. Мурманск: WWF, 2013. С. 4–5.
- Денисенко С.Г., Любин П.А. Потенциал самовосстановления донных экосистем после терминальных воздействий // Воздействие тралового промысла на донные экосистемы Баренцева моря и возможности снижения уровня негативных последствий. Мурманск: WWF, 2013. С. 27–32.
- Денисенко С.Г., Титов О.В. Распределение зообентоса и первичная продукция планктона в Баренцевом море // Океанология. 2003. Т. 43. № 1. С. 78–88.

- Дерюгин К.М. Баренцево море по Кольскому меридиану (33°30' в. д.) // Тр. Северной научно-промысловой экспедиции. 1924. Вып. 19. С. 3–103.
- Джиноридзе Р.Н. Диатомеи в донных осадках Баренцева моря // Морская микропалеонтология: диатомеи, радиолярии, силикофлагелляты, фораминиферы и известковый нанопланктон. М.: Наука, 1978. С. 41–44.
- Джиноридзе Р.Н. Комплексы диатомовых водорослей из осадков Айс-Фиорда, Шпицберген // Вестник ЛГУ. 1986. Сер. 7. №1. С. 108–111.
- Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Л.: Наука, 1974. 403 с.
- Дибнер В.Д. «Древние глины» и рельеф Баренцево-Карского шельфа – прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене // Труды ААНИИ. 1968. Т. 285. С. 24–65.
- Дибнер В.Д. Геологическое строение Земли Франца-Иосифа // Геология Советской Арктики. / под ред. Ф.Г. Маркова, Д.В. Наливкина. М.: Госуд. научно-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр СССР, 1957. С. 11–20.
- Дибнер В.Д. Земля Франца-Иосифа // Труды НИИ геологии Арктики. 1959. Т. 91. С. 9–19.
- Дибнер В.Д. Земля Франца-Иосифа и о. Виктория // Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание / под ред. Ткаченко, Б.Х. Егиазарова. М.: Недра, 1970. С. 60–108.
- Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 211 с.
- Дибнер В.Д. Основные особенности рельефа и четвертичной истории Арктического шельфа Евразии. INQUA. VI-th Congress. Abstracts of Papers. Poland, 1961. С. 161–163.
- Длугач А.Г. Обобщение сейсмоакустических данных, полученных в сложных сейсмогеологических условиях Печорского моря и Байдарацкой губы. Мурманск: Изд-во АМИГЭ, 1995. 122 с.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: МГУ, 1982. 349 с.
- Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2009 году. / Комитет по природопользованию и экологии Мурманской области. Мурманск: Мурманское областное книжное изд-во, 2010. 152 с.
- Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2014 году. / Министерство природных ресурсов и экологии Мурманской области. Мурманск, 2015. 177 с. <http://mpr.gov-murman.ru/activities/00.condition/>.
- Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2002 г. Апатиты: ЗАО «КаэМ», 2003. 130 с.
- Доклад по охране окружающей среды и рациональному использованию природных ресурсов Мурманской области в 2005 г. Мурманск: ООО «МИП-999», 2006. 120 с.
- Доклад по охране окружающей среды и рациональному использованию природных ресурсов Мурманской области в 2006 г. Мурманск: ООО «МИП-999», 2007. 119 с.
- Дриц А.В., Кравчишина М.Д., Пастернак А.Ф. и др. Роль зоопланктона в вертикальном потоке вещества в Карском море и море Лаптевых в осенний сезон // Океанология. 2017. Т. 57. № 6. С. 934–948.
- Дробышева С.С. Эвфаузииды Баренцева моря и их роль в формировании промысловой биопродукции. Мурманск: ПИНРО, 1994. 139 с.
- Дроздов В. В. Обеспечение экологической безопасности при освоении ресурсов шельфовых морей и управление природопользованием на основе оценки устойчивости морских экосистем к техногенному воздействию // Арктика: экология и экономика. 2018. № 4(32). С. 55–69. DOI: 10.25283/2223-4594-2018-4-55-69.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Климов Л.В. и др. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 225 с.
- Дружинин С.В., Зыков С.Б., Яковлев Е.Ю. Радиологические исследования донных осадков Белого моря в ходе научно-исследовательской экспедиции «Плавающий университет» в 2012 году // Водные ресурсы: изучение и управление (лимнологическая школа-практика). Материалы V Международной конференции молодых ученых (5-8 сентября 2016 г.). Петрозаводск, 2016. Т. 1. С. 243–249. ISBN 978-5-9274-0738-5.
- Дружков Н.В., Дружкова Е.И., Ларионов В.В., Тюрков А.Б. Состав и вертикальное распределение ледовой микробиоты в северной части Баренцева моря в начале зимнего периода // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 325–355.
- Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России. М.: ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.
- Думанская И.О. Ледовые условия морей европейской части России. М.: ИГ-СОЦИН, 2014. 605 с.
- Думанская И.О. Метод долгосрочного прогноза ледовых условий в Баренцевом море, Финском заливе и в северной части Каспийского моря, основанный на использовании статистического моделирования // Информационный сборник Гидрометцентра России. 2015. № 42. С.111–128.
- Дунаева А.Н., Мироненко М.В. Сорбция цезия некоторыми глинистыми минералами // Геохимия. 2000. № 2. С. 213–221.

- Евдокимов А.Н., Сироткин А.Н. и др. Позднепалеозойский щелочно-ультраосновной магматизм архипелага Шпицберген // Записки горного института. СПб. Т. 200. 2013. С. 201–209.
- Евзеров В.Я. Позднеплейстоцен голоценовые трансгрессии на побережьях Мурмана и Белого моря в связи с дегляциацией // Геоморфология. 2012. № 4. С. 53–64.
- Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Колька В.В., Корнер Д.Д. История дегляциации полуостровов Рыбачьего и Среднего (Кольский полуостров) в позднем плейстоцене // Известия РАН. Серия географическая. 2007. № 5. С. 58–63.
- Евсеев А.В., Красовская Т.М. Эколого-географические особенности природной среды районов Крайнего Севера России. Смоленск: СГУ, 1996. 232 с.
- Евсеев А.В., Телелекова А.Д. Радиоактивное загрязнение в Арктической зоне России // Материалы IV Международной конференции. Томск, 2013. С. 188–190.
- Ежегодник выбросов загрязняющих веществ в атмосферный воздух городов и регионов Российской Федерации за 2010 год / под ред. А.Ю. Недре. СПб.: НИИ Атмосфера, 2011. 560 с.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии. Петрозаводск, 2000. 242 с.
- Елисеев А.В. Глобальный цикл метана: обзор // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. С. 52–71.
- Ершова С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. и др. Метод оценки проникновения видимого и ультрафиолетового солнечного излучения в воды арктических морей на основе спутниковых данных: случай безоблачной атмосферы // Океанология. 2001. Т. 41. № 3. С. 335–343.
- Живаго В.Н., Богданов Ю.А. Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океанами // Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М.: Наука, 1974. С. 259–279.
- Жузе А.П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднеплиоценового возраста бореальной области Тихого океана // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука. 1969. С. 5–27.
- Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М., Виноградова А.А. Прямые радиационные эффекты дымового аэрозоля в районе ст. Тикси (Российская Арктика): предварительные результаты // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 1. С. 29–38.
- Загорская Н.Г., Кулаков Ю.Н., Пуминов А.П. и др. Основные проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего кайнозоя северной окраины Евразии // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 120–126.
- Зайончек А.В., Мазарович А.О., Лаврушин В.Ю., Соколов С.Ю., Хуторской М.Д., Абрамова А.С., Алиулов Р.Х., Ахмедзянов В.Р., Зарайская Ю.А., Ермаков А.В., Ефимов В.Н., Мороз Е.А., Пейве А.А., Прохоров Д.А., Радионова Э.П., Разницын Ю.Н., Разумовский А.А., Черных А.А., Ямпольский К.П. Геолого-геофизические работы 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» на севере Северного Ледовитого океана // Доклады Академии наук. 2009. Т. 427. № 1. С. 67–72.
- Зайцева Е.Д. Емкость обмена и обменные катионы осадков Тихого океана // Химия Тихого океана. Т. 2. М.: Наука, 1966. С. 271–288.
- Зайцева Е.Д. Емкость обмена катионов морских осадков и методы ее определения // Труды ин-та океанологии АН СССР. 1958. Т. 26. С. 151–204.
- Заклинская Е.Д. Материалы к изучению состава современной растительности и ее спорово-пыльцевых спектров для целей биостратиграфии четвертичных отложений (широколиственный и смешанный лес) // Труды Института геологии АН СССР, 1951. Вып. 127. Сер. Геология. № 48. 99 с.
- Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е. Основные этапы палеогеографического развития Западной Арктики в позднем кайнозое // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях севера Западной Сибири и Урала. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 123–140.
- Зархидзе Д.В., Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Бартова А.В., Гладенков А.Ю., Деревянко Л.Г., Крылов А.В., Тверская Л.А. Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений бассейна реки Море-Ю (Большеземельская тундра) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 7. Тр. ВНИИОкеангеология. 2010. Т. 210. С. 96–110.
- Застрожнов А.С. Шкатова В.К. и др. Новая карта четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–17 сентября, 2011 г.). В 2 т. / под ред. О.П. Корсаковой, В.В. Кольки. Апатиты, 2011. Т. 1. (А–К). С. 209–211.
- Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб., 1996. 213 с.
- Захаров Д.В., Анисимова Н.А., Степанентко А.М. Первая находка морской звезды *Porania pulvillus*

- (O.F. Müller, 1776) в Российской Арктике // *Российский Журнал биологических инвазий*. 2016. Т. 7. № 4. С. 321–323.
- Захаров Д.В., Йоргенсен Л.Л. Новые виды брюхоногих моллюсков (Gastropoda) в Баренцевом море и сопредельных водах // *Российский журнал биологических инвазий*. 2017. Т. 8. № 2. С. 38–45.
- Захаров Д.В., Манушин И.Е., Стрелкова Н.А., Павлов В.А., Носов Т.Б. Характеристика кормовой базы и питание краба-стригуна опилио в Баренцевом море // *Труды ВНИРО*. 2018. Т. 172. С. 70–90.
- Захаров Д.В., Стрелкова Н.А., Любин П.А., Маншин И.Е. Сообщества макрзообентоса в районах распределения краба-стригуна в Баренцевом море // *Краб-стригун Chionoecetes opilio в Баренцевом и Карском морях* / под ред. К.М. Соколова, В.А. Павлова, Н.А. Стрелковой и др. Мурманск: ПИНРО, 2016. С. 59–73.
- Захаров Д.В., Стрелкова Н.А., Манушин И.Е., Зиминая О.Л., Йоргенсен Л.Л., Любин П.А., Носова Т.Б., Журавлева Н.Е., Голиков А.В., Блинова Д.Ю. Атлас мегабентосных организмов Баренцева моря и сопредельных акваторий. Мурманск: ПИНРО, 2018. 530 с.
- Зацепин В.И., Риттих Л.А. Количественное распределение основных трофических групп донных беспозвоночных в Баренцевом море // *Труды ПИНРО*. 1968. Вып. 23. С. 527–545.
- Зверева Т.С., Игнатенко И.В. Внутрипочвенное выветривание минералов в тундре и лесотундре. М.: Наука, 1983. 231 с.
- Зеликман Э.А., Камшилов М.М. Многолетняя динамика биомассы планктона южной части Баренцева моря и факторы, ее определяющие // *Труды ММБИ АН СССР*. 1960. Т. 2. № 6. С. 68–102.
- Зеликман Э.А., Лукашевич Е.А., Дробышева С.С. Агрегированное распределение *Thysanoessa inermis* и *T. raschii* в Баренцевом море // *Океанология*. 1978. Т. 18. С. 709–713.
- Зенкевич Л.А. Биология морей СССР. М.: АН СССР, 1963. 740 с.
- Зенкевич Л.А. Донная фауна океана // *Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды: биогеоценозы морей и океанов*. М.: Наука, 1970. С. 213–227.
- Зернова В.В., Шевченко В.П., Ветров А.А., Политова Н.В. Распределение фитопланктона и взвешенного органического вещества в Баренцевом море осенью 1997 г. // *Арктика и Антарктика*. Вып. 4 (38). М.: Наука, 2005. С. 115–129.
- Зернова В.В., Шевченко В.П., Политова Н.В. Особенности структуры фитоцена Баренцева моря на меридиональном разрезе по 37–40° В.Д. (сентябрь 1997 г.) // *Океанология*. 2003. Т. 43. № 3. С. 419–427.
- Зернова В.В., Шевченко В.П., Политова Н.В. Фитопланктон и вертикальные потоки микроводорослей в северо-восточной части Баренцева моря в сентябре 1997 г. // *Опыт системных океанологических исследований в Арктике*. М.: Научный мир, 2001. С. 301–316.
- Зернова В.В., Шевченко В.П., Политова Н.В. Фитопланктон северо-восточной части Баренцева моря в осенний период // *Арктика и Антарктика*. 2002. № 1 (35). С. 193–211.
- Зильберштейн О.И., Попов С.К., Чумаков М.М., Сафронов Г.Ф. Метод расчета экстремальных характеристик уровня моря в Северном Каспии // *Водные ресурсы*. 2001. Т. 28. № 6. С. 692–700.
- Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф., Попов С.К. Исследования приливных движений в Баренцевом море на основе гидродинамического моделирования // *Труды ГОИН*. СПб.: Гидрометеоздат, 2000. № 207. С. 81–102.
- Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю. Климатические вариации арктического фронта и ледовитости Баренцева моря зимой // *Лед и снег*. 2014. № 1. С. 85–90.
- Зубов Н.Н. Основные факторы определяющие общую циркуляцию Баренцева моря // *Труды ГОИН*. 1946. Вып. 76. С. 1–11.
- Иванов А.Г., Иванов Г.И., Wahsner M., Stein R. Глинистые минералы поверхностного слоя осадков северной части Баренцева моря // *Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности Севера*. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 50–51.
- Иванов А.Ю., Кучейко А.А., Филимонова Н.А., Кучейко А.Ю., Евтушенко Н.В., Терлеева Н.В., Ускова А.А. Пространственно-временное распределение плечочных загрязнений в Черном и Каспийском морях по данным космической радиолокации: сравнительный анализ // *Исследование Земли из космоса*. 2017. № 2. С. 13–25.
- Иванов Г.И. Геоэкология западно-арктического шельфа России: литолого-геохимические аспекты. М.: Наука, 2006. 303 с.
- Иванов Г.И. Методология и результаты экогеохимических исследований Баренцева моря. СПб.: ротационный ВНИИОкеангеология, 2002. 153 с.
- Иванов М.В., Леин А.Ю., Кашпарова Е.В. Интенсивность образования и диагенетического преобразования восстановленных соединений в осадках Тихого океана // *Биогеохимия диагенеза осадков океана*. М.: Наука, 1976. С. 171–179.
- Иванов М.В., Леин А.Ю., Саввичев А.С. Влияние фитопланктона и микроорганизмов на формирова-

- ние изотопного состава углерода органического вещества морей Российской Арктики // Микробиология. 2010. Т. 79. № 5. С. 579–594.
- Иванова Е.В. Глобальная термохалинная палеоциркуляция. М.: Научный мир, 2006. 320 с.
- Иванова Е.В., Мурдмаа И.О. Последлединовая палеоокеанология северной части Баренцева моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике / под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевича. М.: Научный мир, 2001. С. 542–552.
- Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Емельянов Е.М. и др. Последлединовые палеоокеанологические условия в Баренцевом и Балтийском морях // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 125–138.
- Ившин В.А. Вертикальная термохалинная и плотностная структура Баренцева моря. Мурманск: ПИНРО, 2004. 99 с.
- Идельсон М.С. Материалы по количественному учету донной фауны Шпицбергенской банки // Труды Морского научного института. 1930. Т. 4. Вып. 3. С. 27–43.
- Идельсон М.С. Распределение биомассы бентоса в южной части Баренцева моря // Труды ГОИН. 1933. Т. 3. Вып. 4. С. 49–62.
- Ижевский Г.К. Воды полярного фронта и распределение атлантической сельди. М.: ВНИРО, 1958. 25 с.
- Израэль Ю.А., Цыбань А.В., Вакуловский С.М. Радиоактивное загрязнение морей и океанов // Метеорология и гидрология. 1994. № 10. С. 15–23.
- Ильин Г.В. Активность щелочной фосфатазы и ее влияние на скорость оборачиваемости фосфора в продукционно-деструкционном цикле в водах Баренцева и Норвежского морей // Океанология. 1993. Т. 33. С. 86–91.
- Ильин Г.В., Усягина Г.С., Касаткина Е.С. Геоэкологическое состояние среды морей Российского сектора Арктики в условия современных техногенных нагрузок // Вестник КНЦ РАН. 2015. № 2(21). С. 8293.
- Ильин Г.В., Матишов Д.Г., Касаткина Н.Е. Химическое загрязнение и накопление радионуклидов в элементах экосистемы Баренцева и Белого морей // Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей северо-европейского бассейна. Апатиты: КНЦ РА, 2004. Вып. 1. С. 436–459.
- Интерпретация геохимических данных / под ред. Е.В. Складорова. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского моря в 2011 г. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 80 с.
- Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского моря в 2012 г. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 112 с.
- Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2013 г. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 136 с.
- Исаченко Б.Л. Исследование над бактериями Северного Ледовитого океана // Труды Мурманской научно-промышленной экспедиции 1906–1914 гг. Петроград, 1914. 297 с.
- Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России / под ред. С.М. Сакерина. Томск: ИОА СО РАН, 2012. 484 с.
- Каган Б.А., Романенков Д.А. О влиянии нелинейного взаимодействия приливных гармоник на их пространственную структуру применительно к системе Баренцева и Белого морей // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 5. С. 710–717.
- Каган Б.А., Романенков Д.А. Об изменчивости приливных констант, индуцируемой воздействием одной подсистемы на другую // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 3. С. 392–397.
- Каган Б.А., Тимофеев А.А. Влияние ледяного покрова на динамику и энергетику поверхностных и внутренних приливов в Белом море: модельные оценки // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 2. С. 258–270.
- Каган Б.А., Тимофеев А.А. Динамика и энергетика поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Белом море // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 550–566.
- Каган Л.Я. Диатомовый анализ отложений позднего кайнозоя арктических морей // Новейшие отложения и палеогеография северных морей. Апатиты, 1989. С. 83–93.
- Казанин Г.С., Заяц И.В., Шкарубо С.И., Павлов С.П., Кириллова-Покровская Т.А. Региональные сейсморазведочные работы в Арктических морях – основные результаты нового этапа и дальнейшие перспективы // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 90–98.
- Казанин Г.С., Шкарубо С.И., Журавлев В.А. Подготовка комплектов Гостеолкарты-1000 третьего поколения на Баренцево-Карском и Лаптевоморском шельфе: состояние, проблемы, перспективы // Материалы международного рабочего совещания «Состояние и перспективы развития государственного геологического картографирования территории РФ и ее континентального шельфа». СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. [Электронный ресурс].

- Калавиччи К.А., Башмачников И.Л. Межгодовая изменчивость океанических и атмосферных потоков тепла в Баренцевом море // Труды II Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». СПб, 2018. С. 323–326.
- Калиненко В.В. Глинистые минералы в осадках Арктических морей // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 418–429.
- Калиненко В.В. Особенности седиментации в срединной части Баренцева моря // Геология и геоморфология шельфов и материковых окраин. М.: Наука, 1985. С. 101–112.
- Каминский В.Д., Супруненко О.И., Смирнов А.Н., Медведева Т.Ю., Черных А.А., Александрова А.Г. Современное ресурсное состояние и перспективы освоения минерально-сырьевой базы шельфовой области российской Арктики // Разведка и охрана недр. 2016. № 9. С. 136–142.
- Камшилов М.М. Питание гребневика *Veroc cucumis* Fabr. // Докл. АН СССР. Гидробиология. 1960. Т. 130. С. 1138–1140.
- Камшилов М.М. Цикл размножения *Calanus finmarchicus* Gunner на Восточном Мурмане // Докл. АН СССР. 1952. Т. 85. № 4. С. 929–932.
- Каплин П.А. Фьордовые побережья Советского Союза // Ин-т океанологии АН СССР. Москва: изд-во Акад. наук СССР, 1962. 188 с.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. Серия Природа Мира. М.: Мысль, 1991. 479 с.
- Карелин И.Д., Карклин В.П. Припай и заприпайные льдины арктических морей сибирского шельфа в конце XX – начале XXI века. СПб.: ГНЦ РФ «АНИИ», 2015. 179 с.
- Каретников С.Г., Науменко М.А., Гузиватый В.В., Шимараев М.Н., Кураев А.В. Согласованность межгодовой изменчивости ледового режима Байкала и Ладожского озера // География и природные ресурсы. 2016. Т. 2. С. 69–77.
- Карсаков А.Л., Боровков В.А., Сентябов Е.В., Ившин В.А., Балякин Г.Г., Аболмасова З.В. Океанографические условия в морях Северо-Европейского бассейна и Северной Атлантики в 2014–2015 гг. и их влияние на распределение промысловых рыб // Среда обитания водных биологических ресурсов. Особенности океанологических условий 2014–2015 гг. в основных промысловых районах работы российского флота. Труды ВНИРО. 2016. Т. 164. С. 5–21.
- Карсаков А.Л., Боровков В.А., Сентябов Е.В., Ившин В.А., Балякин Г.Г., Аболмасова З.В. Океанографические условия в морях Северо-Европейского бассейна и Северной Атлантики в 2014–2015 гг. и их влияние на распределение промысловых рыб // Среда обитания водных биологических ресурсов. Особенности океанологических условий 2014–2015 гг. в основных промысловых районах работы российского флота. Труды ВНИРО. 2016. Т. 164. С. 5–21.
- Карта Баренцева моря. Подробная карта течений Баренцева моря. Масштаб 1:10000000. [Электронный ресурс]. URL: <http://barentzevo.arktiskfish.com/index.php/karty-barentseva-morya/72-karta-barentseva-morya-podrobnaya-karta-techenij-barentseva-morya> (дата обращения 16.05.2019).
- Карта четвертичных образований России. Масштаб 1:5 000 000 / под ред. Б.А. Борисова и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 133–135. URL: ftp.vsegei.ru/S-53_54_KQO.
- Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2009 г. Обнинск: Артифекс, 2010. 174 с.
- Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2015 г. / под ред. А.Н. Коршенко. М.: Наука, 2016. 184 с.
- Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2018 / под ред. А.Н. Коршенко. М.: Наука, 2019. 190 с.
- Кирцидели И.Ю., Власов Д.Ю., Баранцевич Е.П., Крыленков В.А., Соколов В.Т. Распространение терригенных микромицетов в водах Арктических морей // Микология и фитопатология. 2012. Т. 46. № 5. С. 306–310.
- Киселев И.А. К распределению и составу фитопланктона в Баренцевом море // Труды Института по изучению Севера. 1928. Т. 37. С. 28–42.
- Киселев И.А. Распределение фитопланктона по разрезу Новая Земля – Земля Франца Иосифа в связи с гидрологическими условиями // Известия Гос. гидр. ин-та. 1930. Т. 31. 140 с.
- Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.-Л.: АН СССР, 1960. 367 с.
- Кленова М.В. Геология моря. М.: Учпедгиз, 1948. 348 с.
- Кленова М.В. Осадки Баренцева моря // Докл. АН СССР. 1940. Т. XXVI. № 8.
- Клювиткин А.А., Гладышев С.В., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Ерошенко Д.В., Лохов А.С., Коченкова А.И. Геологические и гидрологические исследования в Северной Атлантике в 2017 г. на разрезе по 59°30' с. ш. (68 рейс научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш») // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 177–180.
- Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А., Баранов Б.В., Коченкова А.И., Лисицын А.П. Исследование седиментосистем европейской Арктики

- тики в 75-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 3. с. 485–487.
- Клювиткин А.А., Лукашин В.Н., Новигатский А.Н., Исаева А.Б., Серова В.В. Минеральные аэрозоли, их концентрации, состав и потоки на океанскую поверхность // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 5. С. 756–767.
- Клювиткина Т.С., Полякова Е.И. Изменения палеогеодрологических условий в море Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам исследования водных палиноморф // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 3. С. 433–448.
- Кодина Л.А., Люцарев С.В., Богачева М.П. Изотопный состав органического углерода ледовой взвеси как показатель источника осадочного материала дрейфующего льда Арктики (на примере взвеси дрейфующего льда Баренцева моря) // *Опыт системных исследований в Арктике*. М.: Научный мир, 2001. С. 244–255.
- Кодрян К.В., Торгунова Н.И., Агатова А.И. Растворенное и взвешенное органическое вещество в период изменчивости ледового покрова Баренцева моря // *Труды ВНИРО*. 2017. Т. 169. С. 91–103.
- Козлов В.С., Тихомиров А.Б., Панченко М.В., Шмаргунов В.П., Полькин В.В., Сакерин С.М., Лисицын А.П., Шевченко В.П. Оптические и микрофизические характеристики аэрозоля в приводной атмосфере Белого моря по данным одновременных корабельных и береговых измерений в августе 2006 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2009. Т. 22. № 8. С. 767–776.
- Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Полькин В.В. Спектрофотометры для исследования характеристик поглощения света аэрозольными частицами // *Приборы и техн. эксперим.* 2008. № 5. С. 1–3.
- Козлов С.А., Неизвестнов Я.В. Криогенные и другие опасные геологические и природно-техногенные процессы на Южно-Баренцевской площади Государственного мониторинга геологической среды шельфа // *Концептуальные проблемы геоэкологического изучения шельфа*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 110–117.
- Кокотов Ю.А. Иониты и ионный обмен. Л.: Химия, 1980. 152 с.
- Колесов Г.М., Анিকেев В.В., Савенко В.С. Геохимические аспекты распределения р.з.э. в системе океан–атмосфера // *Геохимия*. 1976. № 6. С. 934–943.
- Кольский залив: океанография, биология, экосистемы, поллютанты / под ред. Г.Г. Матишова. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 265 с.
- Кольский залив: освоение и рациональное природопользование / под ред. Г.Г. Матишова. М.: Наука, 2009. 381 с.
- Комплексные исследования больших морских экосистем России / под ред. Г.Г. Матишова. Апатиты: КНЦ РАН, 2011. 516 с.
- Коновалова Г.В. Динофлагелляты (Dinophyta) дальневосточных морей России и сопредельных акваторий Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1998. 298 с.
- Коновалова О.П. Микобиота водоросли *Ascophyllum nodosum* (Phaeophyceae, Fucaceae) в Белом и Баренцевом морях: дис. ... канд. биол. наук. М.: МГУ, 2012. 120 с.
- Копелевич О.В. Оптические свойства вод океанов и морей // *Мировой океан*. Т. 2. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли. М.: Научный мир, 2014. С. 58–82.
- Копелевич О.В., Артемьев В.А., Глуховец Д.И. Оценка биогеохимических характеристик поверхностного слоя вод Баренцева моря летом 2017 г. по оптическим данным // *Геология морей и океанов*. М.: ИО РАН. 2017а. № 4. С. 87–91. URL: <http://geoschool.ocean.ru>.
- Копелевич О.В., Буренков В.И., Вазюля С.В., Шеберстов С.В., Набиулина М.В. Оценка баланса ФАР в Баренцевом море по данным спутникового сканера цвета SeaWiFS // *Океанология*. 2003. Т. 43. № 6. С. 834–845.
- Копелевич О.В., Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Карабашев Г.С. Оптические методы в океанологии и морской геологии // *Новые идеи в океанологии*. Т. 1: Физика. Химия. Биология / под ред. М.Е. Виноградова, С.С. Лаппо. М: Наука, 2004. С. 118–142.
- Копелевич О.В., Каралли П.Г., Лохов А.С., Салинг И.В., Шеберстов С.В. Перспективы улучшения точности оценки параметров кокколитофоридных цветений в Баренцевом море по спутниковым данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2017б. Т. 14. № 7. С. 267–279.
- Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В., Глуховец Д.И., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Каралли П.Г., Юшманова А.В. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. М.: ООО «ВАШ ФОРМАТ», 2018. 140 с.
- Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Вазюля С.В., Набиуллина М.В. Оценка объемного поглощения солнечного излучения в водной толще по спутниковым данным // *Фундаментальные исследования океанов и морей*. Книга 1 / под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 2006. С. 109–126.
- Корнеев О.Ю., Рыбалко А.Е., Федорова Н.К. Федеральный мониторинг геологической среды за

- падно-арктического шельфа – состояние, объекты и перспектива // *Материалы международной конференции «Нефть и газ арктического шельфа — 2008»*. Секция 5. Экология, мониторинг и охрана окружающей среды. Мурманск: ММБИ КНЦ РАН, 2008. С. 179–182.
- Коротаев М.В., Никишин А.М., Шипилов Э.В., Клу-тинг С., Стефенсон Р.А. История геологического развития Восточно-Баренцевского региона в палеозое по данным компьютерного моделирования // *ДАН*. 1998. Т. 359. № 5. С. 654–658.
- Корсун С.А., Погодина И.А., Тарасов Г.А., Матишов Г.Г. Фораминиферы Баренцева моря (гидробиология и четвертичная палеоокеанология). Апатиты: ММБИ РАН, 1994. 136 с.
- Корякин В.С. Ледники Арктики. М.: Наука, 1988. 158 с.
- Костин Д.А., Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Баренцево-Карского бассейна // *Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии* / под ред. Ю.А. Лаврушина. М.: ГЕОС, 2011. Вып. 3. С. 107–131.
- Косько М.К., Верба В.В., Кораго Е.А. Мусатов Е.Е., Супруненко О.И. Фундамент арктического шельфа Евразии: блоковая делимость и некоторые аспекты эволюции. // *Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология* / под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 109–120.
- Котенев Б.Н. К палеогеографии Баренцева моря в позднеледниковье и голоцене // *Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей*. М.: Наука, 1979. С. 20–28.
- Кочегура В.В. Применение палеомагнитных методов при геологической съемке шельфа. Методическое пособие при геологической съемке масштаба 1:50000. СПб, 1992. 143 с.
- Кочегура В.В., Русинов Б.Ш. Палеомагнитное расчленение и корреляция плейстоценовых и голоценовых осадков Онежского залива // *Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциального шельфа*. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 63–71.
- Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.
- Кошечкин Б.И. Перемещение береговой линии Баренцова и Белого морей в позднепоследледниковое время // *Известия АН СССР. Серия География*. 1975. № 4. С. 91–100.
- Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первунинская Н.А., Самсонова Л.Я. Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережий Кольского полуострова // *Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского п-ова*. Л.: Наука, 1971. С. 17–85.
- Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Саввичев А.С., Паутова Л.Н., Лисицын А.П. Исследование седиментосистем Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 1. С. 173–176.
- Крапивнер Р.Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2018. 320 с.
- Крапивнер Р.Б. К вопросу о генезисе новейших отложений Баренцевоморского шельфа // *Литология и полезные ископаемые*. 2014. № 4. С. 306–332.
- Крапивнер Р.Б. Быстрое погружение Баренцевоморского шельфа за последние 15-16 тыс. лет // *Геотектоника*. 2006. № 3. С. 39–51.
- Крапивнер Р.Б. Происхождение диамиктонов Баренцевоморского шельфа // *Литология и полезные ископаемые*. 2009б. № 2. С. 133–148.
- Крапивнер Р.Б. Происхождение слабоконсолидированных осадков Баренцевоморского шельфа // *Литология и полезные ископаемые*. 2009а. № 1. С. 96–110.
- Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И. Позднекайнозойская сейсмостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцевоморского региона // *Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей*. М.: Наука, 1988. С. 103–124.
- Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Позднекайнозойская сейсмостратиграфия и палеогеография Южно-Баренцевского региона // *Кайнозой шельфов и островов Советской Арктики*. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 7–14.
- Краснов Ю.В., Горяев Ю.И., Шавыкин А.А., Николаева Н.Г., Гаврило М.В., Черноок В.И. Атлас птиц Печорского моря: распределение, численность, динамика, проблемы охраны. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2002. 164 с.
- Кременецкий К.В., Вацалова Т.В., Горячкин С.В., Черкинский А.В., Сулержицкий Л.Д. Динамика растительности и торфонакопления на западе Кольского полуострова в голоцене // *Бюллетень МОИП. Отд. Биология*. 1997. Т. 102. Вып. 3. С. 39–45.
- Кузнецов А.А., Шошина Е.В. Фитоценозы Баренцева моря (физиологические и структурные характеристики). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. 308 с.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горюхов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // *Литология и полезные ископаемые*. 2005. № 3. С. 227–249.
- Кузнецов А.П. Закономерности распределения пищевых группировок донных беспозвоночных в

- Баренцевом море // Труды ИОАН. 1970. Вып. 88. С. 5–81.
- Кузнецов А.П. Экология донных сообществ Мирового океана: трофическая структура морской донной фауны. М.: Наука, 1980. 243 с.
- Кузнецов В.А., Шимко Г.А. Метод постадийных вытязек при геохимических исследованиях. Минск: Наука и техника, 1990. 65 с.
- Кузьмин С.А., Гудимова Е.Н. Вселение Камчатского краба в Баренцево море. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 236 с.
- Куликов С.Н., Рокос С.И. Выделение массивов многолетнемерзлых пород на временных сейсмоакустических разрезах мелководных районов Печорского и Карского морей // Инженерные изыскания. 2017. № 5. С. 34–42.
- Куприянова Л.А. Палинология сereжкоцветных. М.: Наука, 1965. 215 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца и споры растений флоры Европейской части СССР. Т. 1. Л.: Наука. 1972. 171 с.
- Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: АН СССР, 1960. 234 с.
- Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 408 с.
- Лаврушин Ю., Алексеев В., Хасанкаев В., Чистякова И., Кулешов В., Спиридонова Е. К палеомаринологии климатического оптимума голоцена северо-западной части Баренцева моря // Известия АН Эстонии. Серия геологическая. 1990. Т. 39. № 2. С. 76–82.
- Лаврушин Ю.А. Вопросы стратиграфии и палеогеографии Шпицбергена в позднем плейстоцене // Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Л.: Гидрометеоздат, 1970. С. 53–57.
- Лапина Н.М., Торгунова Н.И., Агатова А.И. Органическое вещество во льдах Северного Ледовитого Океана // Вопросы промысловой океанологии. 2011. Вып. 8. № 2. С. 156–172.
- Ларионов В.В. Общие закономерности пространственно-временной изменчивости фитопланктона Баренцева моря // Планктон морей Западной Арктики. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. С. 65–93.
- Лебедев С.А. Методика обработки данных спутниковой альтиметрии для акваторий Белого, Баренцева и Карского морей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 6. С. 203. DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-203-223.
- Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 33–49.
- Лебедев С.А., Клюев П.В. Идентификация ледяного покрова Рыбинского водохранилища и исследование его межгодовой изменчивости по данным спутниковой альтиметрии и радиометрии // Вестник ТвГУ. Серия География и геоэкология. 2018. № 1. С. 20–36.
- Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М.: Изд. центр «МОРЕ» Международного ин-та океана, 2005. 366 с.
- Лебедева Р.М. История развития растительности Северо-Востока Балтийского щита в антропогене // Природа и хозяйство Севера. Мурманск, 1983. С. 25–29.
- Лебедева Р.М. Палинологические уровни в голоценовых отложениях Кольского полуострова и их абсолютная стратиграфия // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. 1977. С. 29–39.
- Лев О.М. Биомические и палеогеографические условия морских неоген-четвертичных бассейнов севера СССР по фауне остракод // Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л., 1972. С. 15–21.
- Лев О.М. Комплексы неоген-четвертичных остракод // Основные проблемы позднего кайнозоя Арктики. СПб.: Недра, 1983. С. 104–143.
- Левитан М.А., Беляев Н.А., Буртман М.В. и др. История голоценовой седиментации в Южно-Новоземельском желобе // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 2. С. 660–672.
- Левитан М.А., Кукина Н.А. Минеральный состав легкой фракции верхнечетвертичных осадков желоба Святая Анна и его палеоокеаническая интерпретация // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 306–315.
- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
- Ледяные образования морей западной Арктики / под ред. Г.К. Зубакина. СПб.: ГНЦ РФ «ААНИИ», 2006. 272 с.
- Леин А.Ю., Беляев Н.А., Кравчишина М.Д., Саввичев А.С., Иванов М.В., Лисицын А.П. Изотопные маркеры трансформации органического вещества на геохимическом барьере вода–осадки // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 2. С. 228–232.
- Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.

- Леин А.Ю., Кравчишина М.Д., Политова Н.В., Саввичев А.С., Веслополова Е.Ф., Мицкевич И.Н., Ульянова Н.В., Шевченко В.П., Иванов М.В. Трансформация взвешенного органического вещества на границе вода–дно в морях Российской Арктики (по изотопным и радиоизотопным данным) // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 115–145.
- Леин А.Ю., Маккавеев П.Н., Саввичев А.С., Кравчишина М.Д., Беляев Н.А., Дара О.М., Поняев М.С., Захарова Е.Е., Розанов А.Г., Иванов М.В., Флинт М.В. Процессы трансформации взвеси в осадок в Карском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 643–679.
- Леин А.Ю., Миллер Ю.М., Намсараев Б.Б. и др. Биогеохимические процессы цикла серы на ранних стадиях диагенез осадков на профиле река Енисей–Карское море // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 681–692.
- Леин А.Ю., Немировская И.А., Иванов М.В. Изотопный состав органического и карбонатного углерода поверхностных горизонтов донных отложений в районе Штокмановского месторождения и на «поле покмарков» в Баренцевом море // ДАН. 2012. Т. 446. № 1. С. 67–70.
- Леин А.Ю., Пименов Н.В., Русанов И.И., Павлова Г.А. Цикл метана в Баренцевом море // Литология и полезн. ископаемые. 2008. № 5. С. 455–479.
- Леин А.Ю., Пименов Н.В., Саввичев А.С. и др. Геохимические особенности диагенеза голоценовых отложений в районе архипелага Шпицберген // Океанология. 2000. Т. 40. № 2. С. 247–256.
- Леин А.Ю., Пименов Н.В., Саввичев А.С. и др. Метан как источник органического вещества и углекислоты карбонатов на холодном сипе в Норвежском море // Геохимия. 2000. № 3. С. 268–281.
- Леин А.Ю., Русанов И.И., Саввичев А.С. и др. Биогеохимические процессы циклов серы и углерода в Карском море // Геохимия. 1996. № 11. С. 1027–1045.
- Леин А.Ю., Саввичев А.С., Иванов М.В. Резервуар растворенного метана в водной толще морей Российской Арктики // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 369–371.
- Леин А.Ю., Саввичев А.С., Иванов М.В., Лисицын А.П. Изменение изотопного состава органического углерода на геохимическом барьере водная толща – донные осадки в морях Российской Арктики. М.: Научный мир, 2014. С. 316–345.
- Линко А.К. Исследования над составом и жизнью планктона Баренцева моря. СПб., 1907. 247 с.
- Лисицын А.П. Аридная седиментация в Мировом океане. Рассеянное осадочное вещество атмосферы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1398–1439.
- Лисицын А.П. Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадкообразования (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 373–400.
- Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994а. 450 с.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994б. № 5. С. 735–747.
- Лисицын А.П. Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 31–75.
- Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. / под ред. Л.И. Лобковского, Р.И. Нигматулина. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
- Лисицын А.П., Горбунова З.Н. Глинистые минералы и климатическая зональность // Климатическая зональность и осадкообразование / под ред. А.П. Лисицына, Д.Е. Гершановича. М.: Наука, 1981. С. 160–171.
- Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Клювиткин А.А. Сезонная изменчивость потоков осадочного вещества в Белом море (бассейн Северного Ледовитого океана) // ДАН. 2015. Т. 465. № 2. С. 229–234.
- Лисицын А.П., Петелин В.П. К методике предварительной обработки проб морских осадков в судовых условиях // Труды Института океанологии. 1956. Т. XIX. С. 240–251.
- Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Филиппов А.С. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2010. С. 559–597.
- Локтев А.С. Инженерно-геологические изыскания в районах распространения ММП на Арктическом шельфе // Труды 11-й Международной конференции по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран

- СНГ (RAO/CIS Offshore 2013), Санкт-Петербург, 10–13 сентября 2013 г. СПб.: Химиздат, 2013. С. 199–203.
- Лосева Э.И. Атлас морских плейстоценовых диатомей европейского Северо-Востока СССР. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Лохов А.С., Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Лисицын А.П. Гранулометрический состав и концентрация взвеси Баренцева моря в июле 2019 г.: первые данные измерений *in situ* анализатора частиц LISST-Deer // Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ИО РАН, 2019. С. 64–69.
- Лубченко И.Ю., Белова И.В. Миграция элементов в речных водах // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 2. С. 23–29.
- Лукашин В.Н. Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений. М.: ГЕОС, 2008. 261 с.
- Лукашин В.Н., Емельянов Е.М., Стародымова Д.П., Коченкова А.И., Клювиткин А.А., Кречик В.А. Геохимия рассеянного осадочного вещества и его вертикальные потоки // Система Балтийского моря. М.: Научный мир, 2017. С. 316–358.
- Лукашин В.Н., Иванов Г.В., Польшкин В.В., Гурвич Е.Г. О геохимии аэрозолей в тропической Атлантике // Геохимия. 1996а. № 10. С. 985–994.
- Лукашин В.Н., Клювиткин А.А., Бобров В.А., Дара О.М., Шевченко В.П. Химический состав аэрозолей Северной Атлантики // Океанология. 2018. Т. 58. № 5. С. 781–791.
- Лукашин В.Н., Шевченко В.П., Лисицын А.П., Серова В.В., Иванов Г.В. Распределение, вещественный и химический состав аэрозолей над западной частью Тихого океана // Океанология. 1996б. Т. 36. № 2. С. 288–298.
- Лукашин В.Н., Щербинин А.Д. Исследование гидрологических особенностей, взвеси и потоков осадочного вещества в толще воды Медвежинского желоба // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 78–89.
- Макаревич П.Р. Первичная продукция Баренцева моря // Вестник МГТУ. 2012. Т. 15. № 4. С. 786–793.
- Макаревич П.Р., Ишкулов Д.Г. Структура и видовое разнообразие пелагических и донных биоценозов Баренцева моря в условиях меняющегося климата // Вестник МГТУ. 2010. Т. 13. № 41. С. 633–640.
- Макаревич П.Р., Олейник А.А. Фитопланктон Баренцева моря в весенний период: состав и структура в районе ледовой кромки // Труды КНЦ РАН. 2017. С. 50–58.
- Макаров А.С. Колебания уровня арктических морей в голоцене: дис. ... докт. геогр. наук. СПб, 2017. 309 с.
- Макаров А.С., Большаков Д.Ю. Органоминеральные отложения на побережье как индикатор положения уровня моря в прошлом // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 1(111). С. 46–56.
- Малышев Н.А., Шипилов Э.В. Геодинамическая эволюция Европейского Северо-Востока в девоне // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2002. № 11. С. 2–4.
- Малясова Е.С. Методическая основа формирования спорово-пыльцевых спектров в донных осадках северных морей // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей / под ред. Г.Г. Матишова, Г.А. Тарасова. М.: Наука, 1988. С. 162–169.
- Малясова Е.С. Результаты применения метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Кольского полуострова, Карелии и Карельского перешейка // Палеогеография и стратиграфия четвертичных и третичных отложений. Вып. 2. Л., 1960. С. 42–91.
- Манушин И.Е., Анисимова Н.А., Любин П.А. Бентос южной части Баренцева моря как кормовая база камчатского краба // Материалы X научного семинара «Чтения памяти К.М. Дерюгина». СПб.: СПбГУ, 2008. С. 67–88.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Киселева Д.В. Литогеохимия тонкозернистых алюмосиликокластических пород серебрянской серии венда Среднего Урала // Геохимия. 2011. № 10. С. 1032–1062.
- Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Политова Н.В., Козина Н.В., Новигатский А.Н., Шевченко В.П. Изотопный состав Nd, Pb и Sr современных донных осадков Баренцева моря // ДАН. 2019. Т. 485. № 1. С. 71–75.
- Маслов А.В., Политова Н.В., Шевченко В.П., Козина Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д. Систематика Co, Hf, Ce, Cr, Th и редкоземельных элементов в современных донных осадках Баренцева моря // ДАН. 2019. Т. 485. № 2. С. 207–211.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Кузнецов А.Б., Штайн Р. Геохимическая и Sr-Nd-Pb-изотопная характеристика осадочного материала, переносимого дрейфующими льдами Северного Ледовитого океана // Геохимия. 2018а. № 8. С. 1–17.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Кузнецов А.Б., Штайн Р., Герланд С. Изотопно-геохимическая характеристика осадочного материала из дрейфующих льдов Западной Арктики // ДАН. 2018б. Т. 479. № 6. С. 682–687.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Ронкин Ю.Л., Новигатский А.Н., Филиппов А.С. Особенности распределения ряда элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках Белого моря // Система Белого моря. Т. IV. Про-

- цессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 665–700.
- Мастепанов А.М. Освоение углеводородных ресурсов Арктики: надо ли торопиться? // Проблемы экономики и управления нефтегазовым комплексом. 2014. № 3. С. 4–14.
- Матишов Г.Г. Геоморфология дна и проблема плейстоценового оледенения Баренцевоморского шельфа // Геоморфология. 1977. № 2. С. 91–98.
- Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
- Матишов Г.Г. Концепция морских экзогенных процессов в ледниковый и современный периоды // Бюлл. Комиссии по изучению четв. периода. 2008. № 68. С. 26–40.
- Матишов Г.Г. Мировой океан и оледенение Земли. М.: Наука, 1987. 270 с.
- Матишов Г.Г., Адров Н.М., Зензеров В.С. Морские исследования на Мурмане: Препр. Апатиты, 1994. 36 с.
- Матишов Г.Г., Дженюк С.Л., Моисеев Д.В., Жичкин А.П. Изменения климата в морских экосистемах европейской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3(86). С. 7–21.
- Матишов Г.Г., Дружков Н.В., Дружкова Е.И., Ларионов В.В. Фитопланктон северной части Баренцева моря (желоб Франц-Виктория) в начале зимнего периода // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 4. С. 560–562.
- Матишов Г.Г., Зуев А., Голубев В., Адров Н.М., Левитус С., Смоляр В. Климатический атлас Баренцева моря. Температура, соленость, кислород // Atlas NESDIS 26/ Silver Spring. NOAA, 1998. [Электронный ресурс]. CD-ROM.
- Матишов Г.Г., Макаревич П., Тимофеев С., Кузнецов Л., Дружков Н., Ларионов В., Голубев В., Зуев А., Адров Н., Денисов В., Ильин Г., Кузнецов А., Денисенко С., Савинов В., Шавыкин А., Смоляр И., Левитус С., О'Брайан Т., Баранова О. Биологический атлас морей Арктики 2000: планктон Баренцева и Карского морей. International Ocean Atlas Series, Volume 2. Мурманск: Silver Spring, 2000. 210 с.
- Матишов Г.Г., Матишов Д., Щапа Е., Риссансен Х. Радионуклиды в экосистеме региона Баренцева и Карского морей / под ред. И.А. Шпарковского. Апатиты, 1994. 233 с.
- Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., Никитин Б.А. и др. Экологическая безопасность и мониторинг при освоении месторождений углеводородов на арктическом шельфе. М.: Газойл пресс, 2001. 322 с.
- Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., Солатие Д. и др. Естественное снижение уровня искусственных радионуклидов в Баренцевом море // ДАН. 2009. Т. 427. № 4. С. 539–544.
- Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., Усягина Г.С., Касаткина Е.С. Многолетняя динамика радиоактивного загрязнения Баренцево-Карского региона (1960–2013 гг.) // ДАН. 2014. Т. 458. № 4. С. 473–479.
- Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., Усягина И.С. и др. Оценка потоков ^{137}Cs и ^{90}Sr в Баренцевом море // ДАН. 2011. Т. 439. № 6. С. 822–827.
- Матишов Г.Г., Митяев М.В., Хасанкаев В.Б. и др. Современные области аккумуляции осадочного вещества в Медвежинском желобе Баренцева моря // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 6. С. 818–820.
- Матишов Г.Г., Павлова Л.Г. Соленость в условиях океанического перигляциала в Арктических морях // ДАН. 1999. Т. 367. № 1. С. 115–116.
- Матишов Г.Г., Павлова Л.Г., Ильин Г.В. и др. Химические процессы в экосистемах северных морей (гидрохимия, геохимия, нефтяное загрязнение). Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 404 с.
- Матишов Г.Г., Савинова Т.Н., Далё С., Савинов В.М., Киллие Б. Химическое загрязнение донных отложений губы Печенги (Баренцево море) // Известия РАН. Сер. География. 2000. № 1. С. 79–87.
- Матишов Д.Г., Матишов Г.Г. Радиационная экологическая океанология. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. 417 с.
- Матишов Д.Г., Усягина И.С., Касаткина Н.Е. и др. Особенности накопления искусственных радионуклидов в элементах прибрежных экосистем Кольского полуострова // ДАН. 2007. Т. 413. № 5. С. 683–686.
- Матюшенко В.А., Ушаков И.Е. Экологический экспресс-мониторинг прозрачности морской воды прибрежных акваторий архипелага Новая Земля, Баренцева и Белого морей // Труды Морской Арктической комплексной экспедиции, 1993. Т. 2. Вып. 3. «Новая Земля». С. 132–149.
- Медведев В.С., Потехина Е.М. Количественное распределение и особенности динамики взвеси в юго-восточной части Баренцева моря // Океанология. 1986. Т. 26. № 4. С. 639–645.
- Мельников И.А. Экосистема арктического морского льда. М., 1989. 191 с.
- Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстенников О.Г., Ронов А.Б. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
- Милановский Е.Е. Геология СССР. М.: МГУ, 1987. Т. 1. 416 с.
- Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные иско-

- паемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы // Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Т. 1. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. 408 с.
- Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любцов В.В., Мартиросян В.Н., Попова Л.А., Припачкин В.А. Верхнепротерозойские осадочные толщи Кильдинско-Беломорско-Мезенской площади как объект прогнозирования энергоносителей. КНЦ РАН, 1999. 61 с.
- Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любцов В.В., Чикирев И.В. Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективами ее нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 151–160.
- Митяев М.В., Герасимова М.В. Геохимия взвешенного вещества вблизи активного ледника Павлова (залив Иностранцева, архипелаг Новая Земля) // Вестник ЮНЦ РАН. 2007. Т. 3. № 3. С. 51–61.
- Митяев М.В., Герасимова М.В. Сток воды, взвешенных веществ и интенсивность эрозии на Мурманском побережье // Известия РАН. Сер. География. 2018. № 1. С. 11–128.
- Митяев М.В., Герасимова М.В. Фациальная изменчивость современных донных отложений в заливе Хорсунн (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сб. материалов Третьей международной конференции. Апатиты: КНЦ РАН, 2003. Вып. 3. С. 99–108.
- Митяев М.В., Герасимова М.В., Дружкова Е.И. Вертикальные потоки осадочного вещества в прибрежных районах Баренцева и Белого морей // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 121–130.
- Митяев М.В., Герасимова М.В., Павлова Л.Г. Латеральные потоки осадочного вещества в береговых зонах Баренцева и Белого морей // ДАН. 2019. Т. 487. № 5. С. 573–577.
- Митяев М.В., Герасимова М.В., Павлова Л.Г., Дружкова Е.И. Латеральные потоки взвешенного вещества на разрезе «Кольский меридиан» // Труды КНЦ РАН. 2018. Т. 9. № 4–5. С. 109–117.
- Митяев М.В., Корсун С.А., Стрелков П.П., Матишов Г.Г. Древние береговые линии Восточного Кильдина // ДАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 546–550.
- Митяев М.В., Погодина И.А., Герасимова М.В. Фациальная изменчивость современных отложений залива Грен-фьорд, Западный Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сб. материалов Пятой международной конференции. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 190–202.
- Михайлов А.Ю., Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б. Полярный фронт над равнинами России летом // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 24–29.
- Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 412 с.
- Михайлов В.Н., Айбулатов Д.Н., Магрицкий Д.В., Повалишникова Е.С. Гидрография // Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. М.: ГЕОС, 2007. С. 6–11.
- Михайлова Н.В., Юровский А.В. Анализ главных компонент полей концентрации морского льда в Баренцевом море // Морской геофизический журнал. 2017. № 2. С. 12–20.
- Мишустина И.Е., Батурина М.В. Ультрамикрорганализмы и органическое вещество океана. М.: Наука, 1984. 94 с.
- Мишустина И.Е., Батурина М.В., Саввичев А.С. Микрофлора Баренцева моря во время полярной ночи // Тезисы докладов II Всесоюзного съезда океанологов. Севастополь, 1982. Вып. 5(1). С. 25–26.
- Мнацаканян О.С., Пушнов В.М., Сочнев О.Я. и др. Воздействие поисково-оценочных работ на экосистемы Печорского моря. М.: ЦНИИТЭнефтехим, 2002. 204 с.
- Мордасова Н.В., Зубаревич В.Л., Зозуля Н.М. Гидрохимические исследования северной части Баренцева моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 196–204.
- Морозов Н.П., Батурин Г.Н., Гордеев В.В., Гурвич Е.Г. О составе взвесей и осадков в устьевых районах рек Северной Двины, Мезени, Печоры и Оби // Гидрохимические материалы. 1974. Т. 60. С. 60–73.
- Морозова Л.Н. Уровень позднеплейстоценовой (сартанской) регрессии на шельфе Восточно-Арктических морей // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 85–88.
- Музалевский А.А. Новые подходы к решению проблемы обеспечения экологической безопасности окружающей среды на основе экологической парадигмы // Пути решения экологических проблем транспортных коридоров / Материалы третьей международной евроазиатской конференции по транспорту. 11 сентября 2003 г. СПб., 2003. С. 296–326.
- Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 5. С. 576–595.
- Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Мерклин Л.Р., Поляк Л.В., Ветров А.А., Корнеева Г.А., Лобковский Л.И., Храмова Н.Д. Малый ледниковый период в Русской Гавани (Северный остров Новой Земли)

- // Актуальные проблемы океанологии / под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 2003. С. 273–297.
- Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозой // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.
- Мусатов Е.Е. Сейсмостратиграфия и геологическое картирование неоген-четвертичных отложений Баренцево-Карского шельфа // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Кн. 2. СПб.: ВНИИОкеанология, 1992. С. 38–46.
- Мусатов Е.Е. Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 157–183.
- Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской Империи // Записки Импер. Рус. геогр. о-ва. Т. 26. СПб.: Импер. Акад. Наук, 1893. 582 с.
- Наблюдения за ледовой обстановкой. Учебное пособие / под ред. Е.У. Миронова. СПб.: ГНЦ РФ «ААНИИ», 2009. 359 с.
- Нансен Ф. Собр. соч. Т. 4. Шпицберген. Л.: Главсевморпуть, 1938. 75 с.
- Научно-методические подходы к оценке воздействия газонефтедобычи на экосистемы морей Арктики (на примере Штокмановского проекта) / под ред. Г.Г. Матишова, А.Б. Никитина. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 394 с.
- Невская губа: Эколого-геологический очерк / Спиридонов М.А., Рябчук Д.В., Шахвердов В.А. и др. СПб.: Литера, 2004. 181 с.
- Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
- Немировская И.А. Осадочное вещество и органические соединения в аэрозолях и в поверхностных водах на трансатлантическом разрезе // Геохимия. 2017. № 4. С. 344–357.
- Немировская И.А. Углеводороды в океане (снег-лед-вода-взвесь-донные осадки). М.: Научный мир, 2004. 328 с.
- Немировская И.А. Углеводороды высоких широт Баренцева моря // Геохимия. 2001. № 9. С. 997–1005.
- Несис К.Н. Изменения донной фауны Баренцева моря под влиянием колебаний гидрологического режима (на разрезе по Кольскому меридиану) // Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского Севера. М.: Рыбное хозяйство, 1960. С. 5–13.
- Никитин А.И., Катрич И.Ю., Кабанов А.И., Чумичев В.Б., Смагин В.М. Радиоактивное загрязнение Северного Ледовитого океана по результатам наблюдений в 1985–1987 гг. // Атомная энергия. 1991. Т. 71. Вып. 2. С. 169–172.
- Николаева С.Б., Евзеров В.Я., Петров С.И. Сейсмические проявления в рельефе северо-запада Мурманской области // Кольский научный центр. «Север 2007». 14 с. <http://nauka.x-pdf.ru/17raznoe/511529-1-seysmicheskie-proyavleniya-relefe-severo-zapadamurmanskoy-oblasti-nikolaeva-1-evzerov-vya1-petrov-2-1-geologicheskii.php>.
- Новигатский А.Н., Гладышев С.В., Клювиткин А.А., Козина Н.В., Артемьев В.А., Коченкова А.И. Мультидисциплинарные исследования в Северной Атлантике и прилегающей Арктике в 71-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 510–512.
- Новиков Г.В. Ионообменные свойства рудных минералов океанских железомарганцевых образований // Мировой океан. Том III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. М.: Научный мир, 2018. С. 355–497.
- Новиков Г.В., Мурдмаа И.О. Ионообменные свойства океанских железомарганцевых конкреций и вмещающих пелагических осадков // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 2. С. 153–186.
- Новиков Г.В., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др. Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 565–585.
- Новиков М.А. К вопросу о фоновых значениях уровней содержания тяжелых металлов в донных отложениях Баренцева моря // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1/2. С. 280–288.
- Новиков М.А., Драганов Д.М. Загрязнение воды и донных отложений тяжелыми металлами в области полярного фронта Баренцева моря // Вестник МГТУ. 2018. Т. 21. № 1. С. 150–159.
- Новиков М.А., Драганов Д.М. Комплексный методический подход к определению фоновых значений содержания микроэлементов в водных массах Баренцева моря на примере Cd, Co, Cu и Ni // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. Вып. 34. № 2. С. 37–48.
- Новиков М.А., Драганов Д.М. Пространственное распределение показателей загрязнения водных масс Баренцева моря // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 5. С. 583–589.
- Новиков М.А., Жилин А.Ю. Характер распределения тяжелых металлов в донных отложениях Баренцева моря (по результатам статистического анализа) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1. Вып. 29. С. 78–88.
- Новицкий В.П. Постоянные течения севера Баренцева моря // Труды ГОИН. 1961. Т. 64. С. 1–32.
- Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Цисты динофлагеллят в поверхностных осадках Белого моря // Океанология. 2007. Т. 5. № 47. С. 709–719.

- Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 86 с.
- Носова Т.Б., Манушин И.Е., Захаров Д.В. Структура и многолетняя динамика сообщества зообентоса в районах поселений исландского гребешка у Кольского полуострова // Известия ТИНРО. 2018. Т. 194. С. 27–41.
- Обрезкова М.С., Поспелова В.Ю. Микрофоссилии поверхностных осадков Чукотского моря // Процессы в геосредах. 2018. № 3 (17). С. 171–172.
- Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1:2 500 000. В.И. Богацкий, Н.А. Богданов, С.Л. Костюченко, Б.В. Сенин, С.Ф. Соболев, Э.В. Шипилов, В.Е. Хаин (ред.). М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.
- Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Кандиано Е.С. Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 96–112.
- Ожигин В. К., Ившин В. А., Трофимов А. Г., Карсаков А. Л., Анциферов М. Ю. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. Мурманск: ПИНРО, 2016. 260 с.
- Ожигин В.К. Фронтальные зоны Баренцева моря. Проблемы промысловой океанографии северных бассейнов. Мурманск: ПИНРО, 1989. С. 89–103.
- Ожигин В.К., Ившин В.А. Водные массы Баренцева моря. Мурманск: ПИНРО, 1999. 48 с.
- Ожигин В.К., Терещенко В.В. Термические фронтальные зоны Баренцева моря и распределение районов промышленного рыболовства // Проблемы промысловой океанографии северных бассейнов. Мурманск: ПИНРО, 1989. С. 104–117.
- Околовцов Ю.Б. Биogeография арктобореальных и биполярных динофлагеллят // Ботанический журнал. 1996а. Т. 81. № 9. С. 18–30.
- Околовцов Ю.Б. Сетной фитопланктон Баренцева моря и вод Шпицбергена (по сборам экспедиции на НИС «Геолог Ферссман» в июле–сентябре 1992 г.) и виды рода *Seriatium* как индикаторы атлантических вод // Ботанический журнал. 1996б. Т. 81. № 10. С. 1–8.
- Окунева О.Г., Стелле В.Я. Новые данные по биостратиграфическому исследованию геотехнических скважин на Восточно-Колгуевском побережье // Инженерно-геологические условия шельфа и методы их исследования. Рига: Зинатне, 1986. С. 8–12.
- Онищенко Э.Л. Методы определения концентрации и гранулометрического состава взвеси // Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М.: Наука, 1976. С. 91–110.
- Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Щербаков В.А. Экологическая уязвимость природных комплексов Арктических зон России // Российская Арктика / под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова. СПб.: МПР, 2002. С. 841–857.
- Орлова Э.Л., Руднева Г.Б., Нестерова В.Н., Юрко А.С. О количественном определении численности макропланктона в Баренцевом море // Известия ТИНРО. 2008. Т. 152. С. 186–200.
- Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы. Е.Ф. Безматерных, Б.В. Сенин, Э.В. Шипилов (ред.). Мурманск: Север, 1993. 184 с.
- Павлидис М.Ю. Особенности распределения поверхностных осадков восточной части Баренцева моря // Океанология. 1995. Т. 35. № 4. С. 614–622.
- Павлидис Ю.А., Богданов Ю.А., Левченко О.В. и др. Новые данные о природной обстановке в Баренцевом море в конце валдайского ледниковья // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 92–106.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С. Некоторые особенности морфолитогенеза на арктическом шельфе в позднечетвертичное время // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 74–85.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 188 с.
- Павлидис Ю.А., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др. Соединялись ли 18 тыс. лет назад ледниковые покровы Новой Земли и Земли Франца-Иосифа? // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 456–467.
- Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л., Огородов С.А., Тарасов Г.А. Печорское море: прошлое, настоящее и будущее // Океанология. 2007. Т. 47. № 6. С. 927–939.
- Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А., Боярская Т.Д., Дунаев Н.Н., Полякова Е.И., Хусид Е.И. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии южной части Баренцева моря // Океанология. 1992. Т. 32. № 5. С. 917–923.
- Павлов В.А., Баканев С.В. Краб-стригун опилио // Состояние биологических сырьевых ресурсов Баренцева моря и Северной Атлантики в 2012 г. Мурманск: ПИНРО, 2012. С. 50–52.
- Павлова Л.Г. Химический состав иловых растворов при палеоэкологических исследованиях в Баренцевом море // Геохимия. 1988. № 3. С. 1367–1374.
- Палеопалинология / под ред. И.М. Покровской. Л.: Недра, 1966. Т. 1. С. 34–39.
- Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 184 с.

- Панов Д.Г. Геологическая структура Баренцева моря в связи с морфологией его берегов // Ученые записки МГУ. Сер. География. Вып. 48. 1940. С. 75–112.
- Пастернак А.Ф., Гроте У., Арашкевич Е.А. и др. Как повышение температуры воды влияет на продукцию яиц у *Calanus finmarchicus* и *C. glacialis*? // Океанология. 2013. Т. 53 № 5. С. 547–553.
- Паутова Л.А., Силкин В.В., Кравчишина М.Д., Чульцова А.Л., Лисицын А.П. Карбонатный биологический насос в Норвежском и Баренцевом морях: механизмы регуляции // ДАН. 2020. (В печати).
- Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
- Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.: Наука, 1967. 172 с.
- Петрова В.И., Батова Г.И., Куршева А.В., Литвиненко И.В., Моргунова И.П. Углеводороды в донных осадках Штокмановской площади – распределение, генезис, временные тренды // Нефтегазовая геология. Теория и практика 2015. Т. 10. № 3. DOI: 10.173.53/2070-5379/35_2015.
- Писарев С.В. Некоторые результаты измерения пространственно-временных характеристик внутренних волн в высокоширотном бассейне, покрытом льдом // Океанология. 1991. Т. 31. № 1. С. 62–67.
- Писарев С.В. Низкочастотные внутренние волны у кромки шельфа Арктического бассейна // Океанология. 1996. Т. 36. № 6. С. 819–826.
- Писарев С.В. Пространственно-временные характеристики внутренних волн у кромки шельфа Арктического бассейна // Океанология. 1992. Т. 32. № 5. С. 844–850.
- Писарев С.В. Экспериментальные частотные спектры внутренних волн в высокоширотном бассейне, покрытом льдом // Океанология. 1988. Т. 28. № 6. С. 742–747.
- Плотицына Н.Ф., Киреева Л.И., Шаляпина Т.Н., Зимовейскова Т.А., Голубева Т.А. Состояние загрязнения экосистемы Баренцева моря // Нефть и газ арктического шельфа 2002 г. Перспективы сегодня и завтра. Тезисы конференции. Мурманск. 13–15 ноября 2002 г. Секция 5. Геоэкология. Мурманск, 2002.
- Погодина И.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Баренцева моря по фораминиферам: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2000. 21 с.
- Погодина И.А. Фораминиферы в донных отложениях морей Западной Арктики / под ред. Г.А. Тарасова. Апатиты: КНЦ РАН, 2014. 192 с. ISBN 978-5-91137-257-6.
- Погребов В.Б., Шилин М.Б. Экологический мониторинг прибрежной зоны Арктических морей. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 95 с.
- Политова Н.В. Особенности распределения и состава взвеси и потоков осадочного вещества в Баренцевом и Печорском морях: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН, М., 2007. 251 с.
- Политова Н.В., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Лохов А.С. Рассеянное осадочное вещество Баренцева моря // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 777–790.
- Политова Н.В., Новигатский А.Н., Козина Н.В., Терпугова С.А. Мультидисциплинарные исследования в Баренцевом море в 67-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 534–536.
- Полькин В.В., Панченко М.В., Голобокова Л.П., Филиппова У.Г., Ходжер Т.В., Лисицын А.П., Шевченко В.П. Приводный аэрозоль Белого и Карского морей в августе–сентябре 2007 г. // Метеорологические и геофизические исследования. М.: Paulsen, 2011. С. 199–214.
- Полькин В.В., Панченко М.В., Грищенко И.В., Коробов В.Б., Лисицын А.П., Шевченко В.П. Исследования дисперсного состава приводного аэрозоля Белого моря в конце летнего сезона 2007 г. // Оптика атмосферы и океана. 2008а. Т. 21. № 10. С. 836–840.
- Полькин В.В., Щелканов Н.Н., Голобокова Л.П., Панченко М.В. Сравнение методик оценки вклада континентальных и морских источников в ионный состав приводного аэрозоля Белого моря // Оптика атмосферы и океана. 2008б. Т. 21. № 1. С. 23–26.
- Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
- Полякова Е.И. Диатомей арктических морей СССР и их значение при исследовании донных осадков // Океанология. 1982. Т. 28. № 5. С. 809–812.
- Полякова Е.И., Павлидис Ю.А., Левин А.И. Особенности формирования танатоценозов диатомей в поверхностном слое донных осадков шельфа Баренцева моря // Океанология. 1992. Т. 37. № 1. С. 58–63.
- Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Метод краткосрочного прогноза уровня Баренцева и Белого морей // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2014. № 41. С. 98–110.
- Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Чумаков М.М. Моделирование сезонного хода уровня Каспийского моря с применением параллельных вычислений // Метеорология и гидрология. 2009. № 12. С. 41–53.
- Попов С.К., Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Прилив в оперативной модели краткосрочного про-

- гноза уровня моря и скорости течений в Белом и Баренцевом морях // Метеорология и гидрология. 2013. № 6. С. 68–82.
- Попова В.В. Современные изменения климата на севере Евразии как проявление вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. № 1. С. 84–111.
- Поповичева О.Б., Макштас А.П., Мовчан В.В., Персианцева Н.М., Тимофеев М.А., Ситников Н.М. Аэрозольная составляющая приводного слоя атмосферы по данным наблюдений экспедиции «Север-2015» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 57–65.
- Процессы седиментации на гляциальных шельфах / под ред. Г.Г. Матишова. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. 473 с.
- Радионов В.Ф., Кабанов Д.М., Польшкин В.В., Сакерин С.М., Изосимова О.Н. Характеристики аэрозоля над арктическими морями Евразии: результаты измерений 2018 года и среднее пространственное распределение в летне-осенние периоды 2007–2018 годов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 4. С. 405–421.
- Радиоэкологический отклик Черного моря на чернобыльскую аварию / под ред. Г.Г. Поликарповой, В.Н. Егоровой. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. 667 с.
- Разенкова Н.И., Филиппова Т.В. Использование фазового химического анализа при изучении антропогенных потоков рассеяния // Докл. АН СССР. 1984. Т. 78. № 2. С. 465–468.
- Ранний докембрий Балтийского щита / под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Рекант П.В., Гусев Е.А., Артемьева Д.Е., и др., Подводные границы Новоземельского оледенения по сейсмоакустическим данным // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва 25–29 сентября 2017 г. М.: ГЕОС, 2017. С. 332–333.
- Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов Л.: Гидрометеиздат, 1988. 224 с.
- Родионов В.Б., Костяной А.Г. Океанические фронты морей Северо-Европейского бассейна. М.: ГЕОС, 1998. 293 с.
- Розанов А.Г., Гордеев В.В., Емельянов Е.М. Редокс-система донных отложений Белого моря: железо, марганец, сера // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 643–665.
- Рокос С.И., Длугач А.Г., Локтев А.С. и др. Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. 2009. № 10. С. 38–41.
- Романенко Ф.А., Баранская А.В., Ермолов А.А., Кокин О.В. Низкие берега западно-арктических морей: происхождение, возраст и современная динамика // Вопросы географии. Сб. 140: Современная геоморфология / под ред. В.М. Котлякова. М.: Кодекс, 2014. С. 275–306.
- Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001а. 301 с.
- Романкевич Е.А., Ветров А.А. Потоки органического углерода в Арктических морях // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001б. С. 227–235.
- Романкевич Е.А., Корнеева Г.А., Шевченко В.П. и др. Взвешенное органическое вещество в Баренцевом море // Океанология. 2000. Т. 40. № 2. С. 208–216.
- Роухияйнен М.И. Вертикальное распределение фитопланктона в южной части Баренцева моря // Состав и распределение планктона и бентоса южной части Баренцева моря. М.–Л.: Наука, 1966б. С. 24–33.
- Роухияйнен М.И. Качественный состав фитопланктона Баренцева моря // Состав и распределение планктона и бентоса южной части Баренцева моря. М.–Л.: Наука, 1966а. С. 3–23.
- Руденко О.В. Изменения природной среды Восточно-Баренцевоморского региона в голоцене по материалам изучения субфоссильных и ископаемых пыльцевых спектров Новоземельского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 3 (89). С. 33–42.
- Руденко О.В. Маринопалинологические исследования донных осадков морей Евразийской Арктики // Система Белого моря. Т. 4. Процессы осадкообразования, геология и история / под ред. А.П. Лисицина, И.А. Немировской, В.П. Шевченко, В.Г. Воронцовой. М.: Научный мир, 2017. С. 851–876.
- Руденко О.В., Полякова Е.И. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в поверхностных осадках Баренцева моря // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. С. 111–120.
- Рудяков Ю.А. Ostracoda мелководий Кандалакшского залива Белого моря // Биология Белого моря. 1962. С. 130–142.
- Руководство по контролю за радиоактивным загрязнением внешней среды и внутренним облучением

- ем личного состава кораблей с атомными энергетическими установками (РКВС-90). М.: Военное изд-во, 1991. 96 с.
- Руководство по современным биохимическим методам исследования водных экосистем, перспективных для промысла и марикультуры / под ред. А.И. Агатовой. М.: ВНИРО, 2004. 123 с.
- Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промыслов районов Мирового океана. М.: ВНИРО, 2003. 202 с.
- Русаков В.Ю., Лисицын А.П., Изотова С.С., Москалев А.С., Газенко А.О., Рахольд Ф. Распределение и состав минеральной взвеси в желобе Франц-Виктория (северная часть Баренцева моря) // Океанология. 2004. Т. 44. № 2. С. 267–277.
- Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.
- Рыбалко А.Е. Последнее шельфовое оледенение: литологические и палеогеографические аспекты // Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. Тезисы докладов международного рабочего совещания 4–6 декабря 2006 г. СПб, 2006. С. 645–647.
- Рыбалко А.Е. Формационное расчленение позднечетвертичных отложений Баренцева моря как отражение эволюции морского перигляциала на заключительных этапах позднечетвертичного оледенения // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. С. 175–180.
- Рыбалко А.Е. Позднечетвертичный седиментогенез внутренних морей гляциальных шельфов Северо-Запада России: дис. ... д.г.-м.н. СПб., 1999. 392 с.
- Саввичев А.С., Русанов И.И., Мицкевич И.Н., Байрамов И.Т., Леин А.Ю., Лисицын А.П. Особенности биогеохимических процессов круговорота углерода в водной толще, донных осадках, ледяном и снежном покрове Баренцева моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 394–409.
- Саввичев А.С., Русанов И.И., Пименов Н.В., Захарова Е.Е., Веслополова Б.Ф., Леин А.Ю., Крейн К., Иванов М.В. Микробные процессы циклов углерода в Чукотском море // Микробиология. 2007. Т. 76. № 5. С. 682–693.
- Саввичев А.С., Русанов И.И., Пименов Н.В., Леин А.Ю., Иванов М.В. Макробиологические исследования северной части Баренцева моря в начале зимнего сезона // Микробиология. 2000. Т. 69. № 6. С. 819–830.
- Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.
- Садиков М.А. Проблемы Российской Арктики // Известия. Секция наук о Земле РАН, 2000. № 6. С. 96–108.
- Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Польшин В.В., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г. Сравнение средних характеристик аэрозоля в соседних арктических районах // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 8. С. 640–646.
- Сакерин С.М., Зенкова П.Н., Кабанов Д.М., Калашникова Д.А., Лисицын А.П., Макаров В.И., Польшин В.В., Попова С.А., Симонова Г.В., Чанкина О.В., Шевченко В.П. Результаты исследований физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля в 71-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 5. С. 358–367.
- Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 12. С. 1112–1117.
- Самойлович Ю.Г., Каган Л.Я., Иванова Л.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. 73 с.
- СанПиН 2.6.1.2523-09 «Нормы радиационной безопасности» (НРБ-99/2009).
- Сапелко Т.В. Северная Скандинавия. Палеогеография Кольского полуострова // Палеогеография Северной Евразии / под ред. А.А. Величко. М.: Наука, 2014. С. 30–37.
- Сапелко Т.В., Анисимов М.А., Носевич Е.С. Палинологические реконструкции разрезов среднего и позднего голоцена побережья Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 1(107). С. 96–110.
- Сапелко Т.В., Носевич Е.С., Кулькова М.А., Мурашкин А.И., Колпаков Е.М. Палеоэкологическая характеристика побережья Баренцева моря в позднем голоцене на примере полуострова Средний // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 4. С. 377–392.
- Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. Радиоактивность окружающей среды: теория и практика. 2-е изд. [Электронный ресурс]. Электрон. текстовые дан. (1 файл pdf : 289 с.). М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2015. 289 с.
- Саркисов А.А., Сивинцев Ю.В., Высоцкий В.Л., Никитин В.С. Атомное наследие холодной войны на дне Арктики. // Радиоэкологические и технико-экономические проблемы радиационной реоби-

- литации морей. / Ин-т проблем безопасного развития атомной энергетики РАН. М., 2015. 699 с.
- Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Гранулометрический состав осадков Мирового океана. М.: Наука, 2005. 295 с.
- Сгибнева Л.А. Изменчивость гармонических постоянных прилива как следствие нелинейных эффектов // Труды ГОИН. 1981. Вып. 156. С. 33–40.
- Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Роль границ морского льда и температуры поверхности океана в изменениях регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 48. № 4. С. 403–421.
- Семенов В.Н. Зообентос. Общие сведения // Жизнь и условия существования в бентали Баренцева моря. Апатиты: КФ АН СССР, 1986. С. 67–71.
- Семенова Л.М. Видовой состав и распространение остракод (Crustacea, Ostracoda) в наскальных ваннах островов Кандалакшского залива Белого моря // Биология внутренних вод. 2014. № 1. С. 14–18.
- Семина Г.И. Фитопланктон Тихого океана. М.: Наука, 1974. 239 с.
- Серых И.В., Сонечкин Д.М. Сопоставление временных энергетических спектров индексов Эль-Ниньо – Южного колебания и глобальных полей температуры и атмосферного давления в приповерхностном слое // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017б. Т. 2. С. 144–155.
- Серых И.В., Сонечкин Д.М. Хаос и порядок в атмосферной динамике. Часть 2. Междугодовые ритмы Эль-Ниньо – Южного колебания // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. 2017а. Т. 25. № 5. С. 5–25.
- Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н. Состав, возраст и тектоническое значение гранитных валунов в девонских конгломератах северо-западной части Шпицбергена // Записки горного института. Геология. 2016. Т. 222. С. 789–797.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
- Смирнов В.В., Шевченко В.П., Радионов В.Ф. Арктический аэрозоль: реакция на метеорологические факторы // Метеорология и гидрология. 1999. № 9. С. 26–35.
- Смирнова В.М. Арктическое позднемосковское море в бассейне среднего течения реки Сев. Двины // Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. Апатиты: КНЦ АН СССР. Геологический ин-т. 1981б. С. 87–96.
- Смирнова В.М. Диатомовая флора бореальной трансгрессии в среднем течении р. Сев. Двины // ДАН СССР. 1979. № 246. С. 171–174.
- Смирнова В.М. Морские трансгрессии конца среднего – начала позднего плейстоцена в бассейне Северной Двины // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1986. № 1. С. 1145–1157.
- Смирнова В.М. Находка морских диатомей в бассейне р. Ваги // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 1. С. 114–127.
- Смирнова В.М. О границе бореального моря в бассейне р. Вычегды (по данным диатомового анализа) // ДАН СССР. 1976. Т. 231. № 5. С. 1200–1203.
- Смирнова В.М. О нижней границе позднего плейстоцена в бассейне среднего течения рек Сев. Двины и Вычегды // ДАН СССР. 1981а. Т. 257. № 4. С. 971–975.
- Современные методы гидрохимических исследований океана. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова, 1992. 200 с.
- Современный бентос Баренцева и Карского морей / под ред. Г.Г. Матишова, В.В. Денисова, А.А. Чинариной, Е.Г. Митиной, Н.А. Анисимовой. Апатиты: ММБИ КНЦ РАН, 2000. 484 с.
- Солдатов А.В., Емельянов Е.М., Харин Г.С. Распределение и состав грубообломочного материала на дне Атлантического океана // Океанологические исследования. № 33. Результаты исслед. по междунар. геофизическим проектам: М.: Радио и Связь, 1981. С. 6–49.
- Сорохтин Н.О., Никифоров С.Л., Кошель С.М., Козлов Н.Е. Геодинамическая эволюция и морфоструктурный анализ западной части арктического шельфа России // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 123–137.
- Сочава Б.В. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1978. 319 с.
- Спиридонов М.А. Особенности геологического строения гляциальных шельфов Атлантической периферии Арктического бассейна // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 47–52.
- Спиридонов М.А., Рыбалко А.Е., Поляк Л.В. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Новоземельского шельфа и палеогеография восточной части Баренцева моря в позднем плейстоцене – голоцене // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб, 1992. С. 47–68.
- Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей / под ред. В.Г. Смирнова. СПб.: ААНИИ, 2011. 238 с.
- Старовойтов А.В. О максимальном позднеплейстоценовом оледенении восточной части шельфа Баренцева моря // ДАН. 1999. Т. 364. № 2. С. 227–230.
- Старовойтов А.В., Калинин А.В., Спиридонов М.А. и др. Новые данные о позднекайнозойских отло-

- жениях южной части Баренцева моря // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 5. С. 1179–1181.
- Стелле В.Я., Савваитов А.С., Якубовская И.Я. Биостратиграфия верхнечетвертичных отложений глубоководных районов шельфа восточной части Баренцева моря // Инженерно-геологические условия нефтегазоперспективных районов шельфа. Рига, 1989. С. 51–71.
- Степанова А.Ю. Некоторые современные остракоды Кандалакшского залива Белого моря и их распределение по глубинам // Труды НИИГеологии СГУ. Новая серия. 2002. Т. XI. С. 123–134.
- Степанова А.Ю., Талденкова Е.Е., Баух Х.А. Четвертичные остракоды Арктики и их использование в палеореконструкциях // Палеонтологический журнал. 2010. № 1. С. 38–45.
- Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2005. 19 с.
- Стрекопытов С.В. Формы железа и серы в донных осадках Баренцева моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике / под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевича. М.: Научный мир, 2001. С. 586–597.
- Суховой В.Ф. Моря Мирового океана. Л.: Гидрометиздат, 1986. 288 с.
- Сыч Ю.Г., Дубинко Л.В. Радиоэкологическая обстановка на архипелаге Новая Земля // Арктика: экология и экономика. 2012. № 1(5). С. 48–59.
- Таблицы приливов. Воды Европейской части СССР и прилегающих зарубежных районов. Л.: Гидрометеоиздат, 1958. 196 с.
- Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Степанова А.Ю., Погодина И.А., Овсепян Я.С., Зимстих Й. Изменения палеосреды шельфов морей Лаптевых и Карского в ходе послеледниковой трансгрессии (по ископаемым остракодам и фораминиферам) // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: Современное состояние и история развития / под ред. Х. Кассенса, А.П. Лисицына, Й. Тиде, Е.И. Поляковой, Л.А. Тимохова, И.Е. Фролова. М.: МГУ, 2009. С. 384–409.
- Тарасевич Ю.И., Овчаренко Ф.Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев: Наукова думка, 1975. 350 с.
- Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол западно-арктического шельфа: литологическое строение, пространственное распределение // Вестник КНЦ РАН. 2015. Т. 21. № 2. С. 124–134.
- Тарасов Г.А., Матишов Г.Г., Казанин Г.С. Геологическое строение и эволюция Баренцевоморского шельфа в позднем кайнозое // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. М.: ГЕОС, 2009. Вып. 1. С. 45–53.
- Тарасов Г.А. Новые данные о потоках осадочного вещества в заливе Грен-фьорд (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сб. материалов Четвертой международной конференции. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. Вып. 4. С. 151–159.
- Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанков В.Б. и др. Процессы седиментации на гляциальных шельфах. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. 473 с.
- Тарасов Г.А. Верхнечетвертичный седиментогенез на шельфе Западно-Арктических морей: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИО РАН, 1998. 46 с.
- Тарасов Г.А. Осадконакопление на шельфе южной части Баренцева моря: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982. 17 с.
- Тарасов Г.А. Особенности гранулометрии песчаных отложений в прибрежной зоне Тимано-Колгуевского мелководья // Донные отложения и биогеноценозы Баренцева и Белого морей. Апатиты: изд-во КФ АН СССР, 1974. С. 68–74.
- Тебеньков А.М., Красильщиков А.М., Балашов Ю.А. Главные геохронологические рубежи и этапы формирования фундамента Шпицбергена // ДАН. 1996. Т. 346. № 6. С. 786–789.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 376 с.
- Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000) / А.С. Балувев, В.А. Журавлев, Е.Н. Терехов, Е.С. Пржиялговский. Под ред. М.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2012. 104 с. (Труды Геологического института. Вып. 597).
- Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1:2500 000. Объяснительная записка. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин (ред.). М.: Картография, 1996. 94 с.
- Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. Масштаб 1:2500 000. Объяснительная записка. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин (ред.). М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.
- Теплинская Н.Г. Бактериопланктон и бактерии-деструкторы ОВ // Жизнь и условия ее существования в пелагиали Баренцева моря. Апатиты, 1985. С. 74–99.
- Терпугова С.А., Зенкова П.Н., Кабанов Д.М., Полькин В.В., Голобокова Л.П., Панченко М.В., Сакерин С.М., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Политова Н.В., Козлов В.С., Ходжер Т.В., Шмаргунов В.П., Чернов Д.Г. Результаты исследований характеристик аэрозоля в атмосфере Карского и Баренцева

- морей в летне-осенний период 2016 г. // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 5. С. 391–402. DOI: 10.15372/AOO20180509.
- Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию. М.: ИздАТ, 2005. 624 с.
- Тимофеев В.Т. Взаимодействие вод Северного Ледовитого, Атлантического и Тихого океанов // Океанология. 1963. № 3 (4). С. 569–578.
- Тимофеев С.Ф. Зоопланктон Баренцева моря // Планктон морей Западной Арктики / под ред. Г.Г. Матишова. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. С. 266–295.
- Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю., Виноградова В.В. Арктический фронт и ледовитость Баренцева моря в зимний период // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 3. С. 117–125.
- Толстобров Д.С. Голоценовая тектоника северо-западной части Кольского региона: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2018. 26 с.
- Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П., Субетто Д.А. Возможные следы голоценовых цунами в озерных донных отложениях в районе пос. Териберка (Кольский полуостров, Россия) // Труды КНЦ РАН. № 9. 2018. С. 92–102.
- Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П. Постледниковое поднятие земной коры в северо-западной части Кольского региона // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 295–306.
- Уралов Н.С. Адвективный компонент в тепловом балансе южной части Баренцева моря // Труды ГОИН. 1960. С. № 55. С. 3–20.
- Усачев П.И. Микрофлора полярных льдов // Труды ИОАН. 1949. Т. 3. С.216–359.
- Усачев П.И. Состав и распределение фитопланктона Баренцева моря летом 1931 г. // Труды Арктического ин-та. 1935.
- Усачев П.И. Фитопланктон Карского моря. Планктон Тихого океана. М.: Наука, 1968. С. 6–28.
- Устрицкий В.И. Возраст и генезис Восточно-Баренцевского мегапрогиба // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2009. С. 253–256.
- Усягина И.С. Распределение и пути миграции искусственных радионуклидов в экосистеме Баренцева моря. Мурманск: ММБИ КНЦ РАН, 2012. 24 с.
- Федоров С.М. Сейсмо- и литостратиграфия верхнечетвертичных отложений Центральной возвышенности и Гусиной банки // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 126 с.
- Федорова Р.В. Распространение пылицы и спор текущими водами // Труды Ин-та географии АН СССР. 1952. Т. 52. Вып. 7. С. 46–72.
- Филатова З.А. Количественный учет донной фауны юго-западной части Баренцева моря // Труды ПИНРО. 1938. Вып. 2. С. 3–58.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. 60-летняя цикличность в изменениях климата полярных регионов // Материалы гляциологических исслед. 2009. Т. 105 С. 158–165.
- Фролова Е.А., Ахметчина О.Ю., Горбуль Е.А., Дикаева Д.Р., Зимина О.А., Любина О.С., Нехаев И.О., Пантелева Н.Н., Фролов А.А. Бентосные сообщества архипелага Земля Франца-Иосифа // Труды КНЦ РАН. 2014. № 4 (23). С. 179–222.
- Хайлов К.М. Околограничные явления в водоемах и перспективы их использования и биотехнологии // Экология. 1982. № 6. С. 3–9.
- Харин Г.С., Красильщиков А.А. Состав и закономерности распределения донного каменного материала в Баренцевом море по профилю полуостров Рыбачий – Земля Франца-Иосифа // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 33–41.
- Харин Г.С., Политова Н.В., Лисицын А.П., Ерошенко Д.В., Кравчишина М.Д., Козина Н.В., Булохов А.В. Грубообломочный материал ледового разноса на дне Баренцева моря // Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. М.: ИО РАН, 2017. С. 115–119.
- Хасанкаев В.Б. Закономерности распределения грубообломочного материала в донных осадках южной части Баренцева моря: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. 11.00.01. Ростов-на-Дону, 1999. 23 с.
- Хасанкаев В.Б. Изучение каменного материала как источника информации о составе коренных пород дна юго-восточной части Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 3. С. 118–120.
- Химические процессы в экосистемах северных морей (гидрохимия, геохимия, нефтяное загрязнение). Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 404 с.
- Ходкина И.В. Иголокожие южной части Баренцева моря // Новые исследования планктона и бентоса Баренцева моря. М.–Л.: Наука, 1964. С. 41–75.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И., Лубченко И.Ю. Распределение железа, марганца, титана и малых элементов в размерных фракциях средне-миоценовых отложений Восточного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 6. С. 50–60.

- Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. II. / Пер. с норвеж. В.А. Хинкиса. Под ред. Т.М.Микулиной, Е.В. Шанцера. М.: Иностр. лит.-ра, 1958. 395 с.
- Челищев Н.Ф., Беренштейн Б.Г., Новиков Г.В. Равновесия ионного обмена щелочных металлов на природном филлипсита // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 1. С. 138–141.
- Черепанов Н.В., Федотов В.И., Тышко К.П. Кристаллическое строение морского льда // Морской лед. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. С. 36–67.
- Чернышева Е.А., Харин Г.М., Столбов Н.М. Базальтовый магматизм арктических морей, связанный с деятельностью Исландского плюма в мезозое // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 319–336.
- Чернышева Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Новые данные по геохимии базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // ДАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 238–241.
- Численко Л.Л. Структура фауны и флоры в связи с размерами организмов. М.: МГУ, 1981. 208 с.
- Чистякова Н.О., Иванова Е.В., Рисебробаккен Б. и др. Реконструкция послеледниковых обстановок в юго-западной части Баренцева моря по комплексам фораминифер // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 608–615.
- Чувардинский В.Г. Было ли материковое оледенение Европы? Мифы и реальность. Саарбрюккен: Lambert Academic Publishing, 2014. 275 с.
- Чупров В.С. Углеродородный потенциал Печорско-Баренцевоморского бассейна // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 11. С. 7–12.
- Шавыкин А.А., Ильин Г.В. Оценка интегральной уязвимости Баренцева моря от нефтяного загрязнения. Мурманск: ММБИ КНЦ РАН, 2010. 110 с.
- Шарапова А.Ю. Верхний плейстоцен и голоцен Северной Фенноскандии и Баренцева моря (стратиграфия, абсолютная хронология, палеогеография): автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 2005. 32 с.
- Шахвердов В.А. Невская губа – проблемы изучения и оценки экологической обстановки // Минерал. 1998. № 1. С. 56–64.
- Шахвердов В.А. Некоторые новые принципы количественной оценки техногенного воздействия на окружающую среду морских и озерных акваторий и их береговых зон // Региональная геология и металлогения. 2014а. № 58. С. 78–83.
- Шахвердов В.А. Принципы обработки данных приближенно-количественного эмиссионного спектрального анализа для геохимического районирования // Междунар. науч. ин-т «Educatio». 2014б. № 3. Ч. 7. С. 20–26.
- Шахвердов В.А. Современная оценка геоэкологического состояния Кольского залива // Евразийский Союз Ученых (ЕСУ). № 4 (часть 6). 2014в. С. 53–56.
- Шахвердов В.А. Тяжелые металлы (Cr, Ni, Co, Pb, Hg и др.) как индикаторы антропогенного загрязнения донных осадков в Невской губе // Тезисы докладов годичной сессии Минералог. о-ва РАН «Проблемы экологической минералогии и геохимии». СПб., 1997.
- Шахвердов В.А., Кулаков С.В. Геохимические особенности современных отложений центральной части Норильского района и геохимическое районирование // Природные ресурсы Таймыра: Сборник науч. трудов. 2004. Вып. 2. С. 284–299.
- Шахвердов В.А., Шахвердова М.В. Влияние антропогенных факторов на распределение гексанрастворимых нефтепродуктов в донных осадках и природных водах акваториальной периферии востока Фенноскандии // Геология, геоэкология, эволюционная география / под ред. Е.М. Нестеровой, В.А. Снытко. СПб.: РГПУ им. А.И. Герцена, 2014. Т. 13. С. 75–78.
- Шахвердов В.А., Шахвердова М.В. Исследование загрязнения донных осадков Кольского залива Баренцева моря. Науки о Земле и цивилизация: Материалы Международной молодежной конференции. Т. 1. Науки о Земле / Под общ. ред. Е.М. Нестерова. СПб.: изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2012. С. 63–67.
- Шахвердов В.А., Шахвердова М.В. Опыт применения пакета программ обработки геологических данных (ПГД) для эколого-геохимического районирования Кольского залива // Геология, геоэкология и эволюционная география / под ред. Е.М. Нестерова. СПб.: изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2011. С. 150–154.
- Шахвердов В.А., Шахвердова М.В. Оценка современного геоэкологического состояния Кольского залива по геохимическим данным // Арктика: экология и экономика. 2016. № 4(24). С. 22–31.
- Шахвердов В.А., Шахвердова М.В. Содержание гексанрастворимых нефтепродуктов в природных водах, почвах и современных донных осадках береговой зоны восточной части Финского залива как индикатор техногенного воздействия // Региональная геология и металлогения. 2008. № 34. С. 121–129.
- Шевченко В.П. Аэрозоли – влияние на осадконакопление и условия среды в Арктике: дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2000. 213 с.
- Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
- Шевченко В.П., Виноградова А.А., Иванов Г.И., Лисицын А.П., Серова В.В. Распределение и состав

- аэрозолей Западной Арктики // ДАН. 1997. Т. 355. № 5. С. 673–676.
- Шевченко В.П., Виноградова А.А., Иванов Г.И., Серова В.В. Состав морского аэрозоля в западной части Северного Ледовитого океана // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1998а. Т. 34. № 5. С. 664–668.
- Шевченко В.П., Виноградова А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Горюнова Н.В. Атмосферные аэрозоли как источник осадочного вещества и загрязнений в Северном Ледовитом океане // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / под ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицына, Й. Тиде, Е.И. Поляковой, Л.А. Тимохова, И.Е. Фролова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 150–172.
- Шевченко В.П., Иванов Г.И., Буровкин А.А., Джиноридзе, Р.Н., Зернова В.В., Поляк Л.В., Шанин С.С. Потоки осадочного вещества в желобе Святой Анны и в восточной части Баренцева моря // ДАН. 1998б. Т. 359. № 3. С. 401–404.
- Шевченко В.П., Копейкин В.М., Новигатский А.Н., Малафеев Г.В. Черный углерод в приводном слое атмосферы над Северной Атлантикой и морями Российской Арктики в июне–сентябре 2017 г. // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 771–776.
- Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А. и др. Потоки аэрозоля на поверхность Северного Ледовитого океана и их роль в осадконакоплении и в формировании природной среды Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001а. С. 385–394.
- Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Куценогий К.П., Смирнов В.В., Штайн Р. Аэрозоли Арктики и их влияние на окружающую среду // Аэрозоли Сибири / под ред. К.П. Куценогого. Новосибирск: СО РАН, 2006. С. 148–184.
- Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Смирнов В.В., Серова В.В., Штайн Р. Аэрозоли Арктики _ результаты десятилетних исследований // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 551–576.
- Шевченко В.П., Лисицын А.П., Смирнов В.В., Серова В.В., Штайн Р. Состав и потоки аэрозолей // Печорское море. Системные исследования (гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социоэкономические проблемы). М.: Море, 2003а. С. 231–246.
- Шевченко В.П., Покровский О.С., Филиппов А.С. и др. Об элементном составе взвеси реки Северная Двина (Белое море) // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 686–692.
- Шевченко В.П., Политова Н.В., Айбулатов Н.А. и др. Водная взвесь и ее потоки // Печорское море: Системные исследования (гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социоэкономические проблемы). М.: Море, 2003б. С. 247–262.
- Шевченко В.П., Политова Н.В., Айбулатов Н.А. и др. Количественное распределение и состав взвеси в прибрежной зоне Печорского моря // Человечество и береговая зона Мирового океана. М.: ГЕОС, 2001б. С. 239–250.
- Шевченко В.П., Пустельников О.С., Лукашин В.Н., Серова В.В. Взвешенное вещество, его состав и распределение // Биогеохимия пограничных зон Атлантического океана / под ред. Е.А. Романкевич. М.: Наука, 1994. С. 257–270.
- Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // ДАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 375–379.
- Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
- Шипилов Э.В. Эпохи рифтогенеза в эволюции Западно-Арктической континентальной окраины Евразии и ее осадочных бассейнов (по результатам геолого-геофизических исследований) // Тектоника и геофизика литосферы: материалы XXXV Тектонич. совещания. М., 2002. Т. 2. С. 332–335.
- Шипилов Э.В., Волож Ю.А., Антипов М.П., Бондаренко Г.Е. Основные этапы тектоно-геодинамических преобразований в фанерозое Баренцево-Карского региона и его нефтегазоносность // Разведка и охрана недр. 2010. № 2. С. 8–12.
- Шипилов Э.В., Мурзин Р.Р. Месторождения углеводородного сырья западной части Российского шельфа Арктики: геология и закономерности размещения // Геология нефти и газа. 2001. № 4. С. 6–19.
- Шипилов Э.В., Сенин Б.В. Глубинное строение дна Баренцева моря // Геотектоника. 1988. № 6. С. 96–100.
- Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
- Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // ДАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 378–383.
- Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразийско-Арктической континентальной окраины. Т.1. Литолого- и сейсмостратиграфиче-

- ские комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 266 с.
- Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Лобковский Л.И. Средне-позднепалеозойский дуплетный рифтинг Баренцевоморской континентальной окраины и его роль в формировании Восточно-Баренцевского мегабассейна // ДАН. 2018. Т. 482. № 5. С. 572–576.
- Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницин Ю.Н. Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба) // ДАН. 2006. Т. 410. № 4. С. 506–511.
- Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // ДАН. 1995. Т. 342. № 1. С. 87–88.
- Шипилов Э.В., Юнов А.Ю., Моссур А.П. Строение Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану в связи с деструктивными процессами // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 13–19.
- Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.
- Шкарубо С.И., Шипилов Э.В. Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 32–47.
- Шлыкова В.В., Величко Б.М., Павлов С.П., Зуйкова О.Н. Прогноз зон развития объектов возможного УВ-накопления на Северо-Баренцевском шельфе // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 39–48.
- Шорников Е.И. Класс Ostracoda, отряды Platysoripida и Podosoripida. Список видов свободноживущих беспозвоночных Евразийских морей и прилежащих глубоководных частей Арктики // Исследования фауны морей / под ред. Б.И. Сиренко. СПб, 2001. Т. 51. № 59. С. 99–103.
- Шорников Е.И. Остракоды рода Jonesia Brady Белого и Баренцева морей // Зоологический журнал. 1980. Т. LIX. Вып. 8. С. 1123–1129.
- Шорников Е.И. Фауна бентосных остракод моря Лаптевых (членистоногие, ракообразные) // Исследования фауны морей. 2004. Т. 54. № 62. С. 58–70.
- Шорников Е.И., Зенина М.А. Фауна донных остракод Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей (по материалам экспедиций ТОИ ДВО РАН) // Труды Арктич. регион. центра. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 4. С. 156–211.
- Шорников Е.И., Царева О.А. Гетерохронии в развитии скульптуры раковин остракод рода Nemicythere // Биология моря. 2002. Т. 28. № 1. С. 19–29.
- Шумкин В.Я. Раннеголоценовые памятники (мезолит) Кольского полуострова // Палеогеография Северной Евразии / под ред. А.А. Величко. М.: Наука, 2014. С. 38–53.
- Эйзенбад М. Радиоактивность внешней среды (перевод с английского). М.: Атомиздат, 1967. 331 с.
- Эпштейн О.Г., Гатаулин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений восточной (Приновоземельской) части Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 119–124.
- Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В. и др. Плейстоценовые отложения восточной части Баренцева моря (районы Центральной впадины и Мурманской банки). Сообщение 1. Условия залегания и основные черты строения // Литология и полезные ископаемые. 2011а. № 2. С. 132–153.
- Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В. Покров отложений последнего оледенения в восточной части Баренцева моря: специфичность состава, распределения мощностей, грандиозность и необычность структурных форм // ДАН. 2019. Т. 487. № 5. С. 547–550.
- Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В. Сейсмостратиграфия осадочного покрова как основа прогноза инженерно-геологических условий Баренцевоморского шельфа // Инженерная геология. 2014. № 5. С. 30–41.
- Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В., Романюк Б.Ф. Плейстоценовые отложения восточной части Баренцева моря (районы Центральной впадины и Мурманской банки). Сообщение 2. Литологический состав и условия образования // Литология и полезные ископаемые. 2011б. № 3. С. 249–281.
- Эпштейн О.Г., Лаврушин Ю.А., Валпетер А.П. и др. Четвертичные отложения Юго-востока Баренцева моря и прилегающего палеошельфа // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 1. С. 180–183.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 740 с.
- Юрганов Л.Н., Лейфер А.С., Вадаккелулиямбатта С. Признаки ускорения возрастания концентрации метана в атмосфере после 2014 года: спутниковые данные для Арктики // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2017. Т. 14. № 5. С. 248–258.
- Якубенко В.Г., Чульцова А.Л. Применение метода оптимального многопараметрического анализа для оценки распределения водных масс на примере измерений в Баренцевом море летом 2017 года // Экология гидросферы. 2019. № 2(4). С. 38–51. <http://hydrosphere-ecology.ru/180>.
- Янковска В. Результаты палинологического анализа изучения пальсы (Швеция, Россия) // Проблемы современной палинологии: Материалы XIII Рос-

- сийской палинологической конференции. Т. 1. Сыктывкар, 2011. С. 108–110.
- Яхимович В.Л., Зархидзе В.С. Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. Препринт. Уфа, 1990. 28 с.
- Яшнов В.А. Водные массы и планктон. 1. Виды *Calanus finmarchicus* s.l. как индикаторы определенных водных масс // Зоологический журнал. 1961. Т. 40. № 9. С. 1314–1334.
- Яшнов В.А. Продуктивность планктона в юго-западной части Баренцева моря // Труды ВНИРО. 1939. Т. 4. С. 201–224.
- Aagaard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation // *Journ. of Geophys. Res.* 1989. No. 94. P. 14485–14498.
- Aagaard K., Woodgate R.A. Some thoughts on the freezing and melting of sea ice and their effects on the ocean // *Ocean Modelling*. 2001. Vol. 3. P. 127–135.
- Aagaard-Sørensen S., Husum K., Hald M., Knies J. Paleooceanographic development in the SW Barents Sea during the Late Weichselian–Early Holocene transition // *Quaternary Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 1–15.
- Aaronson S., Patni N.Y. The role surface and extracellular phosphatases in the phosphorus requirement of *Ochromonas* // *Limnology and Oceanography*. 1976. Vol. 21. P. 838–845.
- Acker J. G., Leptoukh G. Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data // *Eos, Trans. AGU*. 2007. Vol. 88. No. 2. P. 14–17.
- Ådlandsvik B., Loeng H. A study of the climate system in the Barents Sea // *Polar Res.* 1991. Vol. 10. P. 45–49.
- AGI. (American Geological Institute). AGI data sheets: for geology in the field, laboratory and office, compiled by Dutro Jr. Y.T., Dietrich R.V., Foose R.M. AGI, Alexandria, VA. 1989.
- Alcaraz M., Felipe J., Grote U., Arashkevich E. Life in a warming ocean: thermal thresholds and metabolic balance of arctic zooplankton // *Journ. Plankton Res.* 2014. Vol. 36. P. 3–10.
- Allegre C.J., Minster J.F. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 38. P. 1–25.
- Along-track Level-2+ (L2P) SLA Sentinel-3 Product Handbook Nomenclature: SALP-MU-P-EA-23014-CLS. Issue 1. rev. 9. 2019. 34 p.
- Alvarez Zarikian C.A., Stepanova A.Yu., Grützner J. Glacial-interglacial variability in deep sea ostracod assemblage composition at IODP Site U1314 in the subpolar North Atlantic // *Marine Geology*. 2009. Vol. 258. P. 69–87.
- Alve E., Murray J.W. Experiments to determine the origin and paleoenvironmental significance of agglutinated foraminiferal assemblages // *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. M.A. Kaminski, S. Geroch, M.A. Gasinski (Eds.). Grzybowski Foundation. 1995. P. 1–11.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Program), Arctic pollution issues: a state of the Arctic environment report, i-188, [AMAP Secretariat. Oslo, Norway]. 1997. 21 p.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Black carbon and ozone as Arctic climate forcers. Quinn P.K., Stohl A., Arnold S., Baklanov A., Bernsten T.K., Christensen J.H., Eckhardt S., Flanner M., Klimont Z., Korsholm U.S., Kupiainen K., Langner J., Law L., Monks S., von Salzen K., Sand M., Schmale J., Vestreng V. (Eds.). Oslo: Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2015. 116 p.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Chapter 4: Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: AMAP, 2007. 87 p.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). The Impact of Black Carbon on Arctic Climate. Quinn P.K., Stohl A., Arneth A., Bernsten T., Burkhart J.F., Christensen J., Flanner M., Kupiainen K., Lihavainen H., Shepherd M., Shevchenko V., Skov H., Vestreng V. (Eds.). AMAP Technical Report No. 4. Oslo: AMAP, 2011. 72 p.
- AMAP Assessment report: Arctic pollution issues. Oslo, Norway: AMAP, 1998. 859 p.
- AMAP. Arctic Monitoring and Assessment Program. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.amap.no/> (дата обращения 15.04.2019).
- Aminot A., Kerouel R. Dissolved organic carbon, nitrogen and phosphorus in the N-E Atlantic and the N-W Mediterranean with particular reference to non-refractory fractions and degradation // *Deep Sea Res.* 1. 2004. Vol. 51. P. 1975–1999.
- Andersen O., Knudsen P., Stenseng L., The DTU13 MSS (mean sea surface) and MDT (mean dynamic topography) from 20 years of satellite altimetry, International Association of Geodesy Symposia. Berlin Heidelberg: Springer, 2015. DOI: 10.1007/1345_2015_182.
- Andersen O.B. Ocean tides in the northern North Atlantic and adjacent seas from ERS-1 altimetry // *Journ. Geophys. Res.: Oceans*. 1994. Vol. 99. No. C11. P. 22557–22573. DOI: 10.1029/94JC01433.
- Anderson L.G. Arctic Oceanography: Marginal Ice Zones and Continental Shelves // *Coastal and Estuarine Studies*. 1995. Vol. 49. P. 183–202.
- Andreassen I., Nöthig E.M., Wassmann P. Vertical particle flux on the shelf off northern Spitsbergen, Norway // *Marine Ecology Progress Series*. 1996. Vol. No. 137. P. 215–228.

- Andreassen K., Hogstad K., Berteussen K.A. Gas hydrate in the southern Barents Sea, indicated by a shallow seismic anomaly // *First Break*. 1990. Vol. 8. P. 235–245.
- Andrén T., Björck S., Andrén E., Conley D., Zillen L., Anjar J. The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka // *The Baltic Sea Basin*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2011. P. 75–98.
- Anisimova N.A., Jørgensen L.L., Lubin P., Manushin I. Benthos // *The Barents Sea ecosystem: Russian-Norwegian cooperation in research and management*. T. Jakobsen, Vol. Ozhigin (Eds.) Trondheim: Tapir Academic Press, 2011. Chapter 4.1.2.
- Anisimova N.A., Jørgensen L.L., Lyubin P.A., Manushin I.E. Mapping and monitoring of benthos in the Barents Sea and Svalbard waters: results from joint Russian-Norwegian benthic programme 2006–2008. IMR-PINRO joint report series 1-2010. 2010. ISSN 1502-8828. 114 p.
- Aplonov S.V., Andreeva I.A., Grinberg G.P. et al. Progr. Abstr. III Workshop Russian-German cooperation. SPb.: AARI, 1996. P. 86.
- Arashkevich E., Wassmann P., Pasternak A., Riser C.W. Seasonal and spatial changes in biomass, structure and development progress of the zooplankton community in the Barents Sea // *Journ. Mar. Syst.* 2002. Vol. 38. P. 125–145.
- Arashkevich E.G., Tande K.S., Pasternak A.F., Ellertsen B. Seasonal moulting patterns and the generation cycle of *Calanus finmarchicus* in the NE Norwegian Sea, as inferred from gnathobase structures and the size of gonads and oil sacs // *Marine Biol.* 2004. Vol. 146. P. 119–132.
- Ardyna M., Babin M., Gosselin M., Devred E., Rainville L. Fall Phytoplankton Blooms // *Geophys. Res. Lett.* 2014. Vol. 41. P. 6207–6212.
- Arrigo K.R., van Dijken G.L. Continued increases in Arctic Ocean primary production // *Progress in Oceanogr.* 2015. V. 136. P. 60–70.
- Arrigo K.R., van Dijken G.L. Secular trends in Arctic Ocean net primary production // *Jour. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. C09011. DOI: 10.1029/2011JC007151.
- Artemiev V.A., Taskaev V.R., Burenkov V.I., Grigoriev A.V. et al. A multi-purpose compact transmitter // *Proceedings of the III International Conference “Current Problems in Optics of Natural Waters” ONW’2005*. St. Petersburg, 2005.
- Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H. et al. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat // *JCLI*. 2012. Vol. 25. P. 4736–4743. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00466.1.
- Årthun M., Eldevik T., Viste E. Skillful prediction of northern climate provided by the ocean // *Nature Communications*. 2017. 8:15875.
- Astakhov A.S., Bosin A.A., Kolesnik A.N., Obrezkova M.S. Sediment geochemistry and diatom distribution in the Chukchi Sea: Application for bioproductivity and paleoceanography // *Oceanography*. 2015. Vol. 28. No. 3. P. 190–201. DOI: 10.5670/oceanog.2015.65.
- Aston S.R., Chester R., Johnson L.R., Padgham R.C. Eolian dust from the lower atmosphere of Eastern Atlantic and Indian Ocean, China Sea and Sea of Japan // *Marine Geology*. 1973. Vol. 14. No. 1. P. 15–28.
- Athersuch J., Home D.J., Whittaker J.E. Marine and brackish water ostracods. 1989. 350 p.
- Backman J., Jakobsson M., Løvlie R., Polyak L., Febo L.A. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // *Quat. Sci. Rev.* 2004. Vol. 23. 1435e1454. DOI: 10.1016/j.quascirev.2003.12.005.
- Bailey J.C., Rasmussen M.H. Petrochemistry of Jurassic and Cretaceous tholeiites from Kong Karls Land, Svalbard, and their relation to Mesozoic magmatism in the Arctic // *Polar Research*. 1997. Vol. 16. No. 1. P. 37–62. DOI: 10.3402/polar.v16i1.6624.
- Bakke T., Breedveld G., Kællgvist T. et al. Veileder for klassifisering av miljøkvalitet i fjorder og kystfarvann – Revisjon av lassifisering av metaller og organiske miljøgifter i van og sedimenter // *SFT Veiledning*. 2007. 12 p. (in Norwegian).
- Balmaseda M.A., Mogensen K., Weaver A.T. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2013. Vol. 139. P. 1132–1161. DOI: 10.1002/qj.2063.
- Bamstedt U., Fossa H., Martinussen M.B., Fosshagen A. Mass occurrence of the physonect siphonophore *Apolemia uvaria* (Lesueur) in Norwegian waters // *Sarsia*. 1998. Vol. 83. P. 79–85.
- Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A., Roy Keven, Peltier W.R., Horton Benjamin P. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // *Quaternary Sci. Rev.* 2018. Vol. 199. P. 188–205.
- Barber D.C., Jennings A.E., Andrews J.T. et al. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes // *Nature*. 1999. Vol. 400. P. 344–348.
- Barents Sea Ecoregion-Ecosystem overview. ICES Advice, 2016. 12 p.
- Barnard R. et al. Continuous Plankton Records: Plankton Atlas of the North Atlantic Ocean (1958–1999). II. Biogeographical charts // *Marine Ecology Progress Series*. 2004. Supplement 11–75.
- Barrie L.A. Arctic air pollution: an overview of current knowledge // *Atmos. Environ.* 1986. Vol. 20. No. 4. P. 643–663.
- Barrie L.A., Barrie M.J. Chemical components of lower tropospheric aerosols in the high Arctic: Six years of observations // *Journ. of Atmospheric Chemistry*. 1990. Vol. 11. P. 211–226.

- Barron J.A. Miocene to Holocene planctic diatom stratigraphy // *Plankton Stratigraphy*: H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 763–809.
- Barron J.A. Neogene diatom datum levels in the Equatorial and North Pacific // *The Centenary of Japanese Micropaleontology*. K. Ishizaki, T. Saito (Eds.). Tokyo: Univ. Press, 1992. P. 413–425.
- Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene stratigraphy of Leg 145 // *Proc. ODP. Sci. Results*, 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. P. 3–19.
- Barton B.I., Lenn Y-D., Lique C. Observed Atlantification of the Barents Sea Causes the Polar Front to Limit the Expansion of Winter Sea Ice // *Journ. of Physical Oceanography*. 2018. Vol. 48. P. 1849–1866.
- Bathmann U.V., Noji T., Voss M., Peinert R. Copepod fecal pellets: abundance, sedimentation and content at permanent station in the Norwegian Sea in May/June 1986 // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1987. Vol. 38. P. 45–51.
- Bauch H.A., Erlenkeuser H., Spielhagen R.F. et al. A multiproxy reconstruction of the evolution of deep and surface waters in the subarctic Nordic seas over the last 30,000 yr // *Quat. Sci. Rev.* 2001. Vol. 20. No. 4. P. 659–678.
- Bauch H.A., Kassens H., Erlenkeuser H., Grootes P.M., Thiede J. Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // *Boreas*. 1999. Vol. 28 (1). P. 201–204.
- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 125–139.
- Bauerfeind E., Leippe T., Ramseier R.O. Sedimentation at the permanently ice-covered Greenland continental shelf (74°57.7' N/12°58.7' W): significance of biogenic and lithogenic particles in particulate matter flux // *Journ. Marine systems*. 2005. Vol. 56. No. 1–2. P. 151–166.
- Bauerfeind E., Nöthig E.M., Beszczynska A., Fahl K., Kaleschke L., Kreker K., Wegner J. Particle sedimentation patterns in the eastern Fram Strait during 2000–2005: Results from the Arctic longterm observatory HAUSGARTEN // *Deep Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Papers*. 2009. Vol. 56. No. 9. P. 1471–1487.
- Baumann K., Andruseit H., Samtleben C. Coccolithophores in the Nordic Seas: Comparison of living communities with surface sediment assemblages // *Deep Sea Research*. 2000. Part II. 47. P. 1743–1772.
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2015. Vol. 170. P. 17–38.
- Benner R. Chemical composition and reactivity // *Biogeochemistry of marine dissolved organic matter*. D.A. Hansell, C.A. Carlson (Eds.). AP. 2002. P. 59–90.
- Benner R., Pakulski J. D., Mccarthy M., Hedges J. I., Hatcher P. G. Bulk Chemical Characteristics of Dissolved Organic Matter in the Ocean // *Science*. 1992. Vol. 225. I. 5051. P. 1561–1564.
- Benson R.H., DelGrosso R.M., Steinbeck P.L. Ostracode distribution and biofacies, Newfoundland continental slope and rise // *Micropaleontology*. 1983. Vol. 29 (4). P. 430–453.
- Biology of Marine Fungi*. C. Raghukumar (Ed.). Springer, 2012. 351 p.
- Bisset J. Notes of Tolypocladium and related genera // *Canadian Journ. Botany*. 1983. Vol. 61. P. 1311–1329.
- Björck S. The late Quaternary development of the Baltic Sea basin // *Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2008. P. 398–407.
- Blachowiak-Samolyk K., Kwasniewski S., Richardson K., et al. Arctic zooplankton do not perform diel vertical migration (DVM) during periods of midnight sun // *Marine Ecol. Prog. Ser.* 2006. Vol. 308. P. 101–116.
- Blacker R.W. Benthic animals as indicators of hydrographic conditions and climatic changes in Svalbard waters // *Fishing investigations. Ser. 2*. 1957. Vol. 20. No. 10. P. 1–49.
- Blicher M.E., Sejr M.K. Abundance, oxygen consumption and carbon demand of brittle stars in Young Sound and the NE Greenland shelf // *Marine ecology progress ser.* 2012. Vol. 422. P. 139–144.
- Bluhm B.A., Iken K., Mincks H.S, Sirenko B.I., Holladay B.A. Community structure of epibenthic megafauna in the Chukchi Sea // *Aquatic Biology*. 2009. Vol. 7. P. 269–293.
- Blüthgen J. Die diluviale Vereisung des Barentssee-schelfes. Die Naturwissenschaften. 30 Jahrg., Berlin, 1942.
- Bodungen B., Antia A., Bauerfeind E., Haupt O., Koeve W., Machado E., Voss M. Pelagic processes and vertical flux of particles: an overview of a long-term comparative study in the Norwegian Sea and Greenland Sea // *Geologische Rundschau*. 1995. Vol. 84. No. 1. P. 11–27.
- Boessenkool K.P., Van-Gelder M-J., Brikhuis H., Troelstra S.R. Distribution of organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments from transects across the Polar Front offshore southeast Greenland // *Journ. Quat. Sci.* 2001. Vol. 16 (7). P. 661–666.
- Bogolepov A.K., Shipilov E.V. Tectonic evolution of the East Barents Paleorift System // *EAGE 58th conference and technical exhibition. Extended abstracts book*. Amsterdam, 1996. Vol. 2. A017.

- Bogolepov A.K., Zuravlev V.A., Shipilov E.V., Yunov A.Yu. Deep structure of the western sector of Eurasian-Arctic continent-to-ocean transition zone // *International Geology Review*. 1992. Vol. 34. No. 3. P. 240–249.
- Bogorov B.G. Peculiarities of diurnal vertical migration of zooplankton in polar seas // *Journ. Mar. Res.* 1946. Vol. 6. P. 25–32.
- Bogoyavlensky V., Kishankov A., Yanchevskaya A., Bogoyavlensky I. Forecast of Gas Hydrates Distribution Zones in the Arctic Ocean and Adjacent Offshore Areas // *Geosciences*. 2018. Vol. 8. No. 12. 453 p. DOI: 10.3390/geosciences8120453.
- Bogstad B., Gjørseter H., Haug T., Lindstrøm U. A review of the battle for food in the Barents Sea: cod vs. marine mammals // *Front. Ecol. Evol.* 2015. Vol. 3. Art. 29. DOI: 10.3389/fevo.2015.00029.
- Boitsov S., Klungsøyr J., Jensen H. Concentrations of petroleum hydrocarbons in sediments and seawater from the Barents and Norwegian Seas 2003–2005 // *Fisken og Havet*. 2007. No. 3. 52 p.
- Bond N.A., Overland J.E., Spillane M., Stabeno P. Recent shifts in the state of the North Pacific // *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30 (23).
- Bond T.C., Doherty S.J., Fahey D.W., Forster P.M., Berntsen T., DeAngelo B.J., Flanner M.G., Ghan S., Kärcher B., Koch D., Kinne S., Kondo Y., Quinn P.K., Sarofim M.C., Schultz M.G., Schulz M., Venkataraman C., Zhang H., Zhang S., Bellouin N., Guttikunda S.K., Hopke P.K., Jacobson M.Z., Kaiser J. W., Klimont Z., Lohmann U., Schwarz J.P., Shindell D., Storelvmo T., Warren S.G., Zender C.S. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment // *Journ. Geophys. Res. Atmos.* 2013. Vol. 118. P. 5380–5552.
- Bonnet S. de Vernal A. Hillaire-Marcel C. et al. Variability of sea-surface temperature and sea-ice cover in the Fram Strait over the last two millennia // *Marine Micropaleontol.* 2010. Vol. 74. P. 59–74.
- Borck D., Frenzel P. Micro-habitats of brackish water ostracods from Poel Island, southern Baltic Sea coast // *Senckenbergiana maritime*. 2006. Vol. 36 (2). P. 99–107.
- Brady G.S. On undescribed fossil Entomostraca from the Brickearth of the Nar // *Ann. Mag. Natur. Hist.* 1865. No. 16. P. 189–191.
- Brady G.S., Crosskey H.W. Notes on fossil Ostracoda from the post-Tertiary deposits of Canada and New England // *Geological magazine*. 1871. Vol. 8. P. 60–65.
- Brady G.S., Crosskey H.W., Robertson D. A monograph of the post-Tertiary Entomostraca of Scotland, including species from England and Ireland // *Paleontograph. Soc. London*, 1874. Vol. 28. 232 p.
- Brattegard T., Holthe T. (Eds.). Distribution of marine, benthic macro-organisms in Norway. Research Report for DN 1997-1 : Trondheim. Directorate for Nature Management. 1997. 360 p.
- Brey T.A. collection of empirical relations for use in ecological modeling // *NAGA. The ICLARM Quarterly*. 1999. Vol. 22. No. 3. P. 24–28.
- Brice C., de Vernal A., Ivanova E., van Bellen S., Van Nieuwenhove N. Palynological evidence of sea-surface conditions in the Barents Sea off northeast Svalbard during the postglacial period // *Quaternary Research*. 2020. DOI: 10.1017/qua.2020.22020.
- Bringué M., Rochon A. Late Holocene paleoceanography and climate variability over the Mackenzie Slope (Beaufort Sea, Canadian Arctic) // *Marine Geology*. 2012. Vol. 291–294. P. 83–96.
- Bronner E., Guillot A., Picot N. SARAL./AltiKa Products Handbook, SALP-MU-M-OP-15984-CN. Issue 2. rev. 5. 2016. 86 p.
- Brouwers E.M. Systematic paleontology of Quaternary ostracode assemblages from the Gulf of Alaska, Part 1: Families Cytherellidae, Bairdiidae, Cytheridae, Leptocytheridae, Limnocytheridae, Eucytheridae, Krithidae, Cushmaniidae // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1990. No. 1510. 40 p.
- Brouwers E.M. Systematic Paleontology of Quaternary Ostracode assemblages from the Gulf of Alaska, Part 2: Families Trachyleberididae, Hemicytheridae, Loxoconchidae, Paracytheridae // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1993. No. 1531. 40 p.
- Brouwers E.M. Systematic paleontology of Quaternary Ostracode assemblages from the Gulf of Alaska, Part 3: Family Cytheruridae // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1994. No. 1544. 43 p.
- Brouwers E.M., Cronin T.M., Horne D.J., Lord A.R. Recent shallow marine ostracods from high latitudes: implications for late Pliocene and Quaternary palaeoclimatology // *Boreas*. 2000. Vol. 29. P. 127–142.
- Bubnova E.N. Diversity of microscopic fungi in littoral sands of the White Sea // *Moscow University Biological Sciences Bulletin*. 2017. Vol. 72. No. 3. P. 121–127.
- Bubnova E.N. Fungal diversity in bottom sediments of the Kara Sea // *Botanica Marina*. 2010. Vol. 53. No. 6. P. 595–600.
- Bubnova E.N., Georgieva M.L., Grum-Grzhimailo O.A. Method for isolation and enumeration of fungi developing in the marine sediments // *Microbiology*. 2018. Vol. 87. No. 6. P. 777–782.
- Bubnova E.N., Konovalova O.P. Fungi in bottom sediments of the Chukchi Sea // *Russian Journ. Marine Biology*. 2019. Vol. 45. No. 2. P. 86–95.
- Bubnova E.N., Nikitin D.A. Fungi in bottom sediments of the Barents and Kara Seas // *Russian Journ. Marine Biology*. 2017. Vol. 43. No. 5. P. 400–406.

- Buesseler K.O. Fukushima and Ocean Radioactivity // *Oceanography*. 2014. Vol. 27. No.1. P. 92–105.
- Burenkov V.I., Kopelevich O.V., Rat'kova T.N., Sheberstov S.V. Satellite observations of the coccolithophorid bloom in the Barents Sea // *Oceanology*. 2011. Vol. 51 (5). P. 766–774.
- Byshev V.I., Neiman V.G., Anisimov M.V., Gusev A.V., Serykh I.V., Sidorova A.N., Figurkin A.L., Anisimov I.M. Multi-decadal oscillations of the ocean active upper-layer heat content // *Pure and Applied Geophysics*. 2017. Vol. 174. No. 7. P. 2863–2878.
- Calvert S.E., Pedersen T.F. Elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: Interpretation and application // *Development in Marine Geology*. 2007. Vol. 1. Ch. 14. P. 568–643.
- Carmack E., Barber D., Christensen J., Macdonald R., Rudels B, Sakshaug E. Climate variability and physical forcing of the food webs and the carbon budget on pan-Arctic shelves // *Progress in Oceanography*. 2006. Vol. 71 (2–4). P. 145–181.
- Carsey F.D. Microwave remote sensing of sea ice. American Geophysical Union, 1992. 465 p.
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // *The Cryosphere*. 2015. No. 4. P. 881–889.
- Censi P., Incarbona A., Oliveri E. et al. Yttrium and REE signature recognized in Central Mediterranean Sea (ODP Site 963) during the MIS 6–MIS 5 transition // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. Vol. 292. P. 201–210.
- Chaillou G., Anschutz P, Lavaux G., Blanc G. Rare earth elements in the modern sediments of the Bay of Biscay (France) // *Marine Chem.* 2006. Vol. 100. P. 39–52.
- Chand S., Miener, J., Andreassen K., Knies J., Plassen L., Fotland B. Gas hydrate stability zone modelling in areas of salt tectonics and pockmarks of the Barents Sea suggests an active hydrocarbon venting system // *Mar. Pet. Geol.* 2008. Vol. 25. P. 625–636.
- Chang R.Y.-W., Leck C., Graus M., Müller M., Paatero J., Burkhardt J.F., Stohl A., Orr L.H., Hayden K., Li S.M., Hansel A., Tjernström M., Leitch W.R., Abbatt J.P.D. Aerosol composition and sources in the central Arctic Ocean during ASCOS // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. Vol. 11. P. 10619–10636.
- Chauhan T., Rasmussen T.L., Noormets R. Palaeoceanography of the Barents Sea continental margin, north of Nordaustlandet // *Svalbard, during the last 74 ka. Boreas*. 2016. Vol. 45. P. 76–99.
- Chen Z., Gao A., Liu Y. et al. REE geochemistry of surface sediments in the Chukchi Sea // *Science in China. Series D: Earth Sciences*. 2003. Vol. 46. P. 603–611.
- Chester R. *Marine Geochemistry*. Blackwell, London. 2000. 506 p.
- Chester R. The marine mineral aerosol // *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*. P. Buat-Menard (Ed.). Dordrecht: Reidel, 1986. P. 443–476.
- Chester R., Johnson L.R. Atmospheric dust collected off the West African coast // *Nature*. 1971. Vol. 229. P. 105–107.
- Chester R., Hughes M.J. A chemical technique for separation of ferromanganese minerals and adsorbed trace metals from pelagic sediments // *Chem. Geol.* 1967. Vol. 3. P. 249–262.
- Christiansen S. Sustainability of MSC certified NE Arctic cod trawl fisheries. Impacts of demersal trawling on benthic habitats. 2013. Vol. 32. 32 p. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.fiskeridir.no/english/content/download/24172/224904/version/1/file/20110701-bottomfishingactivities.pdf>.
- Clausen H.B., Hammer C.U. The Laki and Tambora eruptions as revealed in Greenland ice cores from 11 locations // *Annals of Glaciology*. 1988. Vol. 10. P. 16–22. DOI: 10.3189/S0260305500004092.
- CLIMAP Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum // *Geol. Soc. America Map and Chart Series, MC-36*, 1981.
- Cochrane S.K.J., Denisenko S.G., Renaud P.E., Emblow C.S., Ambrose W.G. Jr., Ellingsen I.H., Skarðhamar J. Benthic macrofauna and productivity regimes in the Barents Sea – ecological implications in a changing Arctic // *Journ. of Sea Research*. 2009. Vol. 61. No. 4. P. 222–233.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. Vol. 104. P. 1–37.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 97. P. 256–267.
- Corner G. D., Kolka V.V., Yevzerov Vol. Ya., Moller J. J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 153–175.
- Corner G.D., Yevzerov V.Ya., Kolka V.V., Moller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // *Boreas*. 1999. Vol. 28 (1). P. 146–166.
- Cotner J.B., Sada R.H., Bootsma H. et al. Nutrient limitation of heterotrophic bacteria in Florida Bay // *Estuaries*. 2000. Vol. 23. P. 611–620.
- Crene K., Galasso J.L. *Arctic Environmental Atlas*. 1999. 164 p.

- Cronin T.M. Champlianian Sea foraminifera and ostracoda: A systematic and paleontological synthesis // *Geographie Physique Quaternaire*. 1977. Vol. XXXI. No. 1–2. P. 107–122.
- Cronin T.M. Paleoclimatic implications of late Pleistocene marine ostracods from the St. Lawrence Lowlands // *Micropaleontology*. 1981. Vol. 27. No. 4. P. 384–418.
- Cronin T.M. Paleozoogeography of Postglacial Ostracoda from Northeastern North America // *The Late Quaternary development of the Champlianian Sea basin: Geological Association of Canada, Special Paper*. 1989. No. 35. P. 125–144.
- Cronin T.M., Gemery L.J., Brouwers E.M., Briggs W.M. JR., Wood A., Stepanova A., Schornikov E.I., Farmer J., Smith K.E.S. Arctic Ostracode Database 2010. Boulder, CO: National Oceanographic and Atmospheric Agency. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series 3 2010–081.
- Cronin T.M., Holtz T.R., Stein R., Spielhagen R., Fütterer D., Wollenberg J. Late Quaternary paleoceanography of the Eurasian Basin, Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 1995. Vol. 10. P. 259–281.
- Cronin T.M., Holtz T.R., Whatley R.C. Quaternary paleoceanography of the deep Arctic Ocean based on quantitative analysis of Ostracoda // *Marine Geology*. 1994. Vol. 119. P. 305–332.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 191. P. 305–327.
- Cullers R.L. The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 123. P. 107–131.
- Dahle S., Savinov V., Klungseyr J. et al. Circumpolar distribution of PAHs in marine bottom sediments. Proc. 2nd Annual Arctic Frontiers Conference. Tromsø, 2008.
- Dahle S., Savinov V., Petrova V. et al. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in Norwegian and Russian Arctic marine sediments: concentrations, geographical distribution and sources // *Norwegian Journ. of Geol.* 2006. Vol. 86. P. 41–50.
- Dalpadado P. Inter-specific variations in distribution, abundance, and possible life cycle patterns of *Themisto* spp. (Amphipoda) in the Barents Sea // *Polar Biol.* 2002. Vol. 25. P. 656–666.
- Dalpadado P., Arrigo K.R., Hjøllø S.S. et al. Productivity in the Barents Sea – Response to Recent Climate Variability // *PLOS ONE*. 2014. Vol. 9 (5). e95273. DOI: 10.1371/journal.pone.0095273.
- Dalpadado P., Bogstad B. Diet of juvenile cod (age 0–2) in the Barents Sea in relation to food availability and cod growth // *Polar. Biol.* 2004. Vol. 27. P. 140–154.
- Dalpadado P., Borkner N., Bogstad B., Mehl S. Distribution of *Themisto* (Amphipoda) spp. in the Barents Sea and predator-prey interactions // *ICES Journ. Mar. Sci.* 2001. Vol. 58. P. 876–895.
- Dalpadado P., Ingvaldsen R.B., Stige L.C. et al. Climate effects on Barents Sea ecosystem dynamics // *ICES Journ. Mar. Sci.* 2012. Vol. 69. No. 7. P. 1303–1316.
- Dalpadado P., Skjoldal H.R. Abundance, maturity and growth of the krill species, *Thysanoessa inermis* and *T. longicauda* in the Barents Sea // *Marine Ecol. Prog. Ser.* 1996. Vol. 144. P. 175–183.
- Dalpadado P., Skjoldal H.R. Distribution and life history of krill from the Barents Sea // *Polar. Res.* 1991. Vol. 10 (2). P. 443–460.
- Dalpadado P., Yamaguchi A., Ellertsen B., Johannessen S. Trophic interactions of macro-zooplankton (krill and amphipods) in the Marginal Ice Zone of the Barents Sea // *Deep-Sea Res.-II*. 2008. Vol. 55. P. 2266–2274.
- Damiani D., Giorgetti G. Provenance of glacial-marine sediments under the McMurdo/Ross Ice Shelf (Windless Bight, Antarctica): Heavy minerals and geochemical data // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2008. Vol. 260. P. 262–283.
- Daniels C.J., Poulton A.J., Balch W.M. et al. A global compilation of coccolithophore calcification rates // *Earth Syst. Sci. Data*. 2018. Vol. 10. P. 1859–1876.
- Darby D.A., Burckle L.H., Clark D.L. Airborne dust on the Arctic pack ice, its composition and fallout rate // *Earth and Planetary Science Letters*. 1974. Vol. 24. No. 2. P. 166–172.
- Davis C.E., Mahaffey C. Elevated alkaline phosphatase activity in a phosphate-replete environment: Influence of sinking particles // *Limnol. Oceanogr.* 2017. Vol. 62. P. 2389–2403.
- de Vernal A., Eynaud F., Henry M., Hillaire-Marcel C., Londeix L., Mangin S., Matthiessen J., et al. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages // *Quat. Sci. Rev.* 2005. Vol. 24. P. 897–924. DOI: 10.1016/j.quascirev.2004.06.014.
- de Vernal A., Gersonde R., Goosse H., Seidenkrantz M.-S., Wolff E., W. Sea ice in the paleoclimate system: the challenge of reconstructing sea ice from proxies – an introduction // *Quat. Sci. Rev.* 2013. Vol. 79. P. 1–8.
- de Vernal A., Hillaire-Marcel C., Rochon A., Fréchette B., Henry M., Solignac S., Bonnet S. Dinocyst-based reconstructions of sea ice cover concentration during the Holocene in the Arctic Ocean, the northern North Atlantic Ocean and its adjacent seas // *Quat.*

- Sci. Rev. 2013. Vol. 79. P. 111–121. DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.07.006.
- de Vernal A., Henry M., Matthiessen J., et al. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new “n = 677” database and application for quantitative paleoceanographical reconstruction // *Journ. Quat. Sci.* 2001. Vol. 16. P. 681–699.
- de Vernal A., Rochon A., Fréchette B., Henry M., Radi T., Solignac S. Reconstructing past sea ice cover of the Northern hemisphere from dinocyst assemblages: status of the approach // *Quat. Sci. Rev.* 2013. Vol. 79. P. 122–134. DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.06.002.
- Degen R., Jørgensen L.L., Ljubin P., Ellingsen I.H., Pehlke H., Breylet T. Patterns and drivers of megabenthic secondary production on the Barents Sea shelf // *Marine Ecol. Progress Series.* 2016. Vol. 546. P. 1–16.
- Dehairs F., Chesselet R., Jedwab J. Discrete suspended particles of barite and barium cycle in the open ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. No. 49. P. 528–550.
- Demina L., Novichkova E., Lisitzin A., Kozina N. Geochemical signatures of paleoclimate changes in the sediment cores from the Gloria and Snorri Drifts (Northwest Atlantic) over the Holocene-Mid Pleistocene // *Geosciences (Switzerland).* 2019. Vol. 9. P. 432. DOI: 10.3390/geosciences9100432.
- Denisenko N.V. A new species of the genus *Callopora* (Bryozoa: Cheilostomatida: Calloporidae) from the Barents and Kara Seas // *Zoosystematica Rossica.* 2016. Vol. 25 (2). P. 183–188.
- Denisenko N.V., Denisenko S.G., Lehtonen K.K. Distribution of macrozoobenthos in an Arctic estuary (Pechora Bay, SE Barents Sea) during the spring flood period // *Polar Biology.* 2019. Vol. 42. No. 9. P. 1667–1684. DOI: 10.1007/s00300-018-02452-6.
- Denisenko S.G. Long-term changes of zoobenthos biomass in the Barents Sea // *Proceedings of Zoological Institute.* 2001. Vol. 289. P. 59–66.
- Denisenko S.G. Structurally-functional characteristics of the Barents Sea zoobenthos // *Proceedings ZIN RAS.* 2004. Vol. 300. P. 43–52.
- Denisenko S.G., Cochrane S., Carroll M.L., Emblow Ch., Dahle S. Zoobenthos distribution and vertical organic flux of organic carbon in the Barents Sea: preliminary results of 2003 expedition on R/V “Ivan Petrov” // *Proceedings of Zoological Institute. SPb.: ZIN RAN,* 2006. P. 35–45.
- Denisenko S.G., Grebmeier J.M., Cooper L.W. Assessing bioresources and standing stock of zoobenthos (key species, high taxa, trophic groups) in the Chukchi Sea // *Oceanography.* 2015. Vol. 28. No. 3. P. 146–157.
- Dmitrenko I.A., Hølemann J., Kirillov S.A., Berezovskaya S.L., Kassens H. Role of barotropic sealevel changes in current formation on the eastern shelf of the Laptev Sea // *Doklady Earth Sciences.* 2001. Vol. 377. No. 2. P. 243–249.
- Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay L.B., Bauch D., Hølemann J.A., Krumpfen T., Kassens H., Wegner C., Heinemann G., Schröder D. Impact of the Arctic Ocean Atlantic water layer on Siberian shelf hydrography // *Journ. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. C08010. DOI: 10.1029/2009JC006020.
- Doherty S.J., Warren S.G., Grenfell T.C., Clarke A.D., Brandt R.E. Light-absorbing impurities in arctic snow // *Atmospheric Chemistry and Physics.* 2010. Vol. 10. P. 11647–11680.
- Dolgov A., Eriksen E., Knutsen T. Zooplankton. // *Joint Norwegian-Russian environmental status 2013: report on the Barents Sea Ecosystem. Part II Complete report.* M.M. McBride et al. (Eds.). IMR/PINRO Joint Report Series. Bergen, 2016. P. 154–167.
- Domine F., Sparapani R., Ianniello A., Beine H.J. The origin of sea salt in snow on Arctic sea ice and in coastal regions // *Atmospheric Chemistry and Physics.* 2004. No. 4. P. 2259–2271. DOI: 10.5194/acp-4-2259-2004.
- Domsch K.H., Gams W., Anderson T.H. *Compendium of soil fungi (second ed.).* IHW-Verlag, Eching. 2007.
- Dong B., Dai A. The influence of the interdecadal pacific oscillation on temperature and precipitation over the globe // *Climate dynamics.* 2015. Vol. 45. P. 2667–2681.
- Dou Y., Yang S., Liu Z. et al. Provenance discrimination of siliciclastic sediments in the middle Okinawa Trough since 30 ka: Constraints from rare earth element compositions // *Marine Geol.* 2010. Vol. 275. P. 212–220.
- Douglas G., Palmer M., Caitcheon G. The provenance of sediments in Moreton Bay, Australia: a synthesis of major, trace element and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry, modelling and landscape analysis // *Hydrobiologia.* 2003. Vol. 494. P. 145–152.
- Drinkwater K.F. The influence of climate variability and change on the ecosystems of the Barents Sea and adjacent waters: Review and synthesis of recent studies from the NESSAS // *Project Progress in Oceanography.* 2011. Vol. 90. P. 47–61.
- Duce R. A., Liss P. S., Merrill J. T., Atlas E. L., Buat-Ménard P., Hicks B. M., Miller B. J., Prospero R., Arimoto J. M., Church T. M., Ellis W., Galloway J. N., Hansen L., Jickells T. D., Knap A. H., Reinhardt K. H., Schneider B., Soudine A. J., Tokos J., Tsunogai S., Wollast R., Zhou M. The atmospheric input of trace species to the world ocean // *Global Biogeochemical Cycles.* 1991. Vol. 5. No. 3. P. 193–259.
- Duguay C.R., Bernier M., Gauthier Y., Kouraev A. Remote sensing of lake and river ice // *Remote sensing of the cryosphere.* M. Tedesco (Ed.). John Wiley & Sons,

- Ltd. 2015. P. 273–306. DOI: 10.1002/9781118368909.ch12.
- Dunbar M.J. The determinants of production in Northern Seas: A study of the biology of *Themisto libellula* (Mandt.) // Canadian Journ. Res. 1957. Vol. 35. P. 797–819.
- Duplessy J.C., Ivanova E.V., Murdmaa I.O. et al. Holocene paleoceanography of the Northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean // Boreas. 2001. Vol. 30. No. 1. P. 2–16.
- Dutkiewicz V.A., DeJulio A.M., Ahmed T., Laing J., Hopke P.K., Skeie R.B., Vilsanen Y., Paatero J., Husain L. Forty-seven years of weekly atmospheric black carbon measurements in the Finnish Arctic: Decrease in black carbon with declining emissions // Journ. of Geophysical Res.: Atmospheres. 2014. Vol. 119. P. 7667–7683.
- Dyer M.F., Cranmer G.J., Fry P.D., Fry W.G. The distribution of benthic hydrographic indicator species in Svalbard waters // Journal of Marine Biological Association of the United Kingdom. 1984. Vol. 64. No. 3. P. 667–677.
- Dylmer C.V. et al. The coccolithophores *Emiliana huxleyi* and *Coccolithus pelagicus*: extant populations from the Norwegian-Iceland Sea and Fram Strait // Biogeosciences. Discuss. 2013. Vol. 10. P. 15077–15106.
- Dzhinoridze R.N., Jouse A.P., Koroleva-Golikova C.S., Kozlova G.E., Nagaeva G.S., Petrushevskaya M.G., Strelnikova N.I. Diatom and radiolarian Cenozoic stratigraphy, Norwegian Basin // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP), 38–41. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1978. P. 289–427.
- Eck T.F., Holben B.N., Reid J.S., Sinyuk A., Hyer E.J., O'Neill N.T., Shaw G.E., Vande Castle J.R., Chapin F.S., Dubovik O., Smirnov A., Vermote E., Schafer J.S., Giles D., Slutsker I., Sorokine M., Newcomb W.W. Optical properties of boreal region biomass burning aerosols in central Alaska and seasonal variation of aerosol optical depth at an Arctic coastal site // Journ. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. D11201. DOI: 10.1029/2008JD010870.
- Eicken H., Reimnitz E., Alexandrov V., Martin T., Kassens H., Viehoff T. Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export // Continental and Shelf Res. 1997. Vol. 17. No. 2. P. 205–233.
- Eisenhauer A., Meyr H., Rachold Vol. et al. Grain size separation and sediment mixing in Arctic Ocean sediments: evidence from the strontium isotope systematic // Chem. Geol. 1999. Vol. 158. P. 173–188.
- Ekimova I., Korshunova T., Neretina T., Sanamyan N., Martynov A. Integrative systematics of northern and Arctic nudibranchs of the genus *Dendronotus* (Mollusca, Gastropoda), with descriptions of three new species // Zoological Journ. Linnaean Soc. 2015. Vol. 173. P. 841–886.
- Eleftheriadis K., Vratolis S., Nyeki S. Aerosol black carbon in the European Arctic: measurements at Zepelin station, Ny-Ålesund, Svalbard from 1998–2007 // Geophys. Res. Lett. 2009. Vol. 36. L02809. DOI: 10.1029/2008GL035741.
- Elverhøi A. Glacigenic and associated marine sediments in the Weddel Sea, Fiords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review // Marine Geology. 1984. Vol. 57. No. 1–4. P. 53–88.
- Elverhøi A., Dowdeswell J.A., Funder S. et al. Glacial and oceanic history of the Polar North Atlantic margins: an overview // Quat. Sci. Rev. 1998. Vol. 17. No. 1–3. P. 1–10.
- Elverhøi A., Fjeldskaar W., Solheim et al. The Barents Sea Ice Sheet-A model of its growth and decay during the last ice maximum // Quatern. Sci. Rev. 1993. Vol. 12 (10). P. 863–873.
- Elverhøi A., Pfirman S.L., Solheim A., Larssen B.B. Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the northern Barents Sea // Marine Geol. 1989. Vol. 85. P. 225–250.
- Environmental Status of the Varanger-Kola Coastal Area Akvaplan-niva report. No. APN-414.2127, Tromsø, Norway, 2003. 203 p.
- ENVISAT RA2/MWR Product Handbook, ESA. 2007. 204 p.
- Eriksen E., Dalpadado P. Long-term changes in krill biomass and distribution in the Barents Sea: are the changes mainly related to capelin stock size and temperature conditions? // Polar Biol. 2011. Vol. 34. P. 1399–1409.
- Eriksen E., Prozorkevich D., Trofimov A., Howell D. Biomass of scyphozoan jellyfish, and its spatial association with 0-group fish in the Barents Sea // PLoS ONE. 2012. Vol. 7(3). e33050. DOI: 10.1371/journal.pone.0033050.
- Eriksen E., Skjoldal H.R., Dolgov A.V. et al. The Barents Sea euphausiids: methodological aspects of monitoring and estimation of abundance and biomass // ICES Journ. Marine Sci. 2016. Vol. 73. P. 1533–1544.
- Eriksen E., Skjoldal H.R., Gjørseter H., Primicerio R. Spatial and temporal changes in the Barents Sea pelagic compartment during the recent warming // Progress Oceanogr. 2017. Vol. 151. P. 206–226. DOI: 10.1016/j.pcean.2016.12.009.
- 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 Research Part I // Oceanographic Res. Papers. 2007. Vol. 54. No. 8. P. 1256–1272.

- Falkenhaug T. Prey composition and feeding rate of *Sagitta elegans* var. *arctica* (chaetognatha) in the Barents Sea in early summer // *Polar Res.* 1991. Vol. 10. P. 487–506.
- Falk-Petersen S., Hagen W., Kattner G. et al. Lipids, trophic relationships, and biodiversity in Arctic and Antarctic krill // *Journ. Fishes Aquatic Sci.* 2000. Vol. 57 (S3). P. 178–191.
- Falk-Petersen S., Hopkins C.C.E., Sargen J.R. Trophic relationships in the pelagic food web // *Trophic relationships in the marine environment*. M. Barnes, R.N. Gibson (Eds.) Aberdeen: Aberdeen University Press, 1990. P. 315–333.
- Falk-Petersen S., Mayzaud P., Kattner G., Sargent J.R. Lipids and life strategy of Arctic *Calanus* // *Marine Biol. Res.* 2009. Vol. 5. P. 18–39.
- Falk-Petersen S., Pedersen G., Kwasniewski S. et al. Spatial distribution and life cycle timing of zooplankton in the marginal ice zone of the Barents Sea during the summer melt season in 1995 // *Journ. Plankton Res.* 1999. Vol. 21. P. 1249–1264.
- Feely R.A., Cline G.D., Massoth G.J. et al. Composition, transport and deposition of suspended matter in lower Cook inlet and Shelikof Strait, Alaska // *Environmental Assessment of the Alaskan Continental Shelf* // *Ann. Report.* 1979. Vol. 5. P. 195–263.
- Ferré B., Mienert J., Feseker T. Ocean temperature variability for the past 60 years on the Norwegian-Svalbard margin influences gas hydrate stability on human time scales // *Journal of Geophysical Research.* 2012. Vol. 117. C10017. DOI: 10.1029/2012JC008300.
- Fisher J.A., Jacob D.J., Wang Q., Bahreini R., Carouge C.C., Cubison M.J., Dibb J.E., Diehl T., Jimenez J.L., Lebensperger E.M., Lu Z., Meinders M.B.J., Pye H.O.T., Quinn P.K., Sharma S., Streets D.G., Van Donkelaar A., Yantosca R.M. Sources, distribution and acidity of sulfate–ammonium aerosol in the Arctic in winter–spring // *Atmospheric Environment.* 2011. Vol. 45. No. 39. P. 7301–7318. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2011.08.030.
- Flanner M.G. Arctic climate sensitivity to local black carbon // *Journ. Geophys. Res.* 2013. Vol. 118. P. 1840–1851.
- Forest A., Bélanger S., Sampei M., Sasaki H., Lalande C., Fortier L. Three-year assessment of particulate organic carbon fluxes in Amundsen Gulf (Beaufort Sea): Satellite observations and sediment trap measurements // *Deep Sea Res. I.* 2010. Vol. 57. No. 1. P. 125–142.
- Foynt L., Semenov A. Survey of artificial radionuclides in the Kara Sea. Final results from the Norwegian-Russian 1992 expedition to the Barents and Kara Seas. Draft version, 1993. 68 p.
- Fredriksen K.R., Bjelvin T.A., Holm J.P. Sediment distribution map Barents Sea. Geogruppen AS report, Tromsø, 1994. 9434.01.01. 10 p.
- Frenzel P., Henkel D., Siccha M., Tschendel L. Do ostracod associations reflect macrophyte communities? A case study from the brackish water of the southern Baltic Sea coast // *Aquatic Sci.* 2005. Vol. 67. P. 142–155.
- Frenzel P., Keyser D., Viehberg F.A. An illustrated key and (paleo)ecological primer for Postglacial to Recent Ostracoda (Crustacea) of the Baltic Sea // *Boreas.* 2010. Vol. 39. P. 567–575.
- Frey D.I., Novigatsky A.N., Kravchishina M.D., Morozov E.G. Water structure and currents in the Bear Island Trough in July–August 2017 // *Russian Journ. Earth Sci.* 2017. Vol. 17. No. 3. P. 1–5. DOI: 10.2205/2017ES000602.
- Fukuchi M., Sasaki H., Hattori H., Matsuda O., Tanimura A., Handa N., McRoy C.P. Temporal variability of particulate flux in the northern Bering Sea // *Continental Shelf Res.* 1993. Vol. 13. No. 5–6. P. 693–704.
- Funder S., Demidov I., Yelovicheva Y. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea – North Sea seaway in the Eemian // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2002. Vol. 184. P. 275–304.
- Furevik T. Annual and interannual variability of the Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996 // *Deep-Sea Res. I.* 2001. Vol. 48. P. 383–404.
- Gabrielsen R.H., Faereth R.B., Jensen L.N., Kalheim J.E., Riis F. Structural Elements of the Norwegian continental shelf. Part 1: The Barents Sea Region // *NPD-bulletin.* N 6. Norway: Olie- og Energidepartementet, 1990. 33 p.
- Galkin Y.I. Long-term changes in the distribution of mollusks in the Barents Sea related to the climate // *Berichte der Polarforschung.* 1998. Vol. 287. P. 100–143.
- Gammelsrød T., Leikvin O., Lien V., Budgell W.P., Loeng H., Maslowski W. Mass and heat transports in the NE Barents Sea: Observations and models // *Journ. Marine Systems.* 2009. Vol. 75 (2009). P. 56–69.
- García-Martín E.E., Serret P., Leakey R.J.G. Plankton community and bacterial metabolism in Arctic sea ice leads during summer 2010 // *Deep Sea Research. Part 1.* 2014. Vol. 92. P. 152–161.
- Gartner J.W., Cheng R.T., Wang P.F., Richter K. Laboratory and field evaluations of the LISST-100 instrument for suspended particle size determinations // *Marine Geol.* 2001. Vol. 175. No. 1–4. P. 199–219.
- Gasparovic B., Plavsic M., Boskovic N., Cosovic B., Reigstad M. Organic matter characterization in Barents Sea and eastern Arctic Ocean during summer // *Marine Chemistry.* 2007. Vol. 105. P. 151–165.
- Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea // *Global and Planetary Change.* 2001. Vol. 31. P. 453–474.
- Gataullin V., Polyak L., Epstein O., Romanyuk B. Glaciogenic deposits of the Central Deep: a key to the Late

- Quaternary evolution of the eastern Barents Sea // *Bo-reas*. 1993. Vol. 22. P. 47–58.
- Gawarkiewicz G.G., Plueddemann A.J. Topographic control of thermohaline frontal structure in the Barents Sea Polar Front on the south flank of Spitsbergen Bank // *Journ. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100 (C3). P. 4509–4524.
- Gaye B., Fahl K., Kodina L. A., Lahajnar N., Nagel B., Unger D., Gebhardt A.C. Particulate matter fluxes in the southern and central Kara Sea compared to sediments: Bulk fluxes, amino acids, stable carbon and nitrogen isotopes, sterols and fatty acids // *Continental Shelf Res.* 2007. Vol. 27. No. 20. P. 2570–2594.
- Gee D.G., Juhlin C., Pascal C., Robinson P. Collisional Orogeny in the Scandinavian Caledonides (COSC) // *GFF*. 2010. Vol. 132. P. 29–44.
- Gemery L., Cronin T. M., Briggs Jr., W. M., Brouwers E. M., Schornikov E. I., Stepanova A., Wood A. M., Yasuhara M. An Arctic and Subarctic ostracode database: biogeographic and paleoceanographic applications // *Hydrobiologia*. 2017. Vol. 786. P. 59–95.
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*. D.R. Lentz (Ed.). Geological Association of Canada. 2003. GeoText 4. 184 p.
- Geology of Franz Jozef Land*. V.D. Dibner (Ed.). Oslo: Norsk Polarinstitut, 1998. 190 c.
- Gerecht A.C., Supracha L., Langer G., Henderiks J. Phosphorus limitation and heat stress decrease calcification in *Emiliania huxleyi* // *Biogeosciences*. 2018. Vol. 15. P. 833–845.
- Gilbert L., Baker S., Dolding C., Vernier A., Brockley D., Martinez B., Gaudelli J., Baker S., Féménias P. ERS Altimetry Reprocessed Products. REA-UG-PHB-7003. Is. 3.1. 2014. 80 p.
- Giraudeau J., Hulot V., Hanquiez V., Devaux L., Howa H., Garlan Th. A survey of the summer coccolithophore community in the western Barents Sea // *Journ. Marine Systems*. 2016. Vol. 158. P. 93–105.
- Gjevik B., Nøst E., Straume T. Model simulations of the tides in the Barents Sea // *Journ. Geophys. Res. Oceans*. 1994. Vol. 99. No. C2. P. 3337–3350. DOI: 10.1029/93JC02743.
- Gjevik B., Straume T. Model simulations of the M2 and the K1 tide in the Nordic Seas and the Arctic Ocean // *Tellus A*. 1989. Vol. 41. No. 1. P. 73–96. DOI: 10.1111/j.1600-0870.1989.tb00367.x.
- Gluchowska M., Dalpadado P., Beszczynska-Möller A. et al. Interannual zooplankton variability in the main pathways of the Atlantic water flow into the Arctic Ocean (Fram Strait and Barents Sea branches) // *ICES Journ. Marine Sci.* 2017. Vol. 74. No. 7. P. 1921–1936.
- Goericke R., Fry B. Variations of marine plankton $\delta^{13}\text{C}$ with latitude, temperature and dissolved CO_2 in the world ocean // *Global biogeochemical cycles*. 1994. Vol. 8. No. 1. P. 85–90.
- Goldstein S.L., Hemming S.R. Long-lived isotopic tracers in oceanography, paleoceanography, and icesheet dynamics // *Treatise on geochemistry*. Holland H.D., Turekian K.K. (Eds): Oxford: Pergamon, 2003. P. 453–489.
- Gommenginger C., Thibaut P., Fenoglio-Marc L., Quartly G., Deng X., Gómez-Enri J., Challenor P., Gao Y. Retracking altimeter waveforms near the coasts // *Coastal altimetry*. Springer. Berlin, Heidelberg: 2011. P. 61–101. DOI: 10.1007/978-3-642-12796-0_4.
- Goto D., Oshima N., Nakajima T., Takemura T., Ohara T. Impact of the aging process of black carbon aerosols on their spatial distribution, hygroscopicity, and radiative forcing in a global climate model // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2012. Vol. 12. P. 29801–29849.
- Granovitch A.I., Sokolova I.M. Littorina arcana Hannaford Ellis, 1978 – a new record from the eastern Barents Sea // *Sarsia*. 2001. Vol. 86. P. 241–243.
- Greene C.H., Landry M.R., Monger B.C. Foraging behavior and prey selection by the ambush entangling predator *Pleurobrachia Bachei* // *Ecology*. 1986. Vol. 67. P. 1493–1501.
- Grimm E.C. TGView. Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield. 2004.
- Grimm E.C. TILIA v2.0 Version b.4 (Computer Software). Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield. 1993.
- Gripp K. Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburger. Spitsbergen-Expedition, 1927. *Abh. Naturw. Ver. Bd. 22*. Hamburg. 1929.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1984. Vol. 48. No. 12. P. 2469–2482.
- Grøsfjeld K., De Schepper S., Fabian K. et al. Dating and palaeoenvironmental reconstruction of the sediments around the Miocene/Pliocene boundary in Yermak Plateau ODP Hole 911A using marine palynology // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* Elsevier B.V. 2014. Vol. 414. P. 382–402.
- Grøsfjeld K., Harland R. Distribution of modern dinoflagellate cysts from inshore areas along the coast of southern Norway // *J. Quat. Sci.* 2001. Vol. 16 (7). P. 651–659.
- Grøsfjeld K., Harland R., Howe J. Dinoflagellate cyst assemblages inshore and offshore Svalbard reflecting their modern hydrography and climate // *Norwegian Journ. Geol.* 2009. Vol. 89. No. 1–2. P. 121–134.
- Grote U., Pasternak A., Arashkevich E. et al. Thermal response of ingestion and egestion rates in the Arc-

- tic copepod *Calanus glacialis* and possible metabolic consequences in a warming ocean // *Polar Biol.* 2015. Vol. 38. P. 1025–1033.
- Gulin S.B., Egorov V.N., Duka M.S., Sidorov I.G., Proskurnin V.Yu., Mirzoyeva N.Yu., Bey O.N., Gulina L.V. Deep-water profiling of ¹³⁷Cs and ⁹⁰Sr in the Black Sea: a further insight into dynamics of the post-Chernobyl radioactive contamination // *Journ. Radioanalytical and Nuclear Chemistry.* 2015. Vol. 304. No. 2. P. 779–783.
- Gulliksen B., Palerud R., Brattegard T., Sneli J.-A. Distribution of marine benthic macro-organisms at Svalbard (including Bear Island) and Jan Mayen. *Nor Dir Nat Manag, Oslo, 1999.* 180 p.
- Hald M., Kolstad V., Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A., Ivanov G., Nesheretov A. Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean margin // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1999. Vol. 146. P. 229–249.
- Hald M., Korsun S. Distribution of modern benthic foraminifera from fjords of Svalbard, European Arctic // *Journ. of Foraminiferal Res.* 1997. Vol. 27. P. 101–122.
- Hald M., Steinsund P.I. Benthic foraminifera and carbonate dissolution in the surface sediments of the Barents and Kara Seas // *Surface sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin.* R. Stein, G. Ivanov, M. Levitan, K. Fahl (Eds.). *Ber. Polarforsch.* 1996. Vol. 212. P. 285–307.
- Hanslik D., Löwemark L., Jakobsson M. Biogenic and detrital-rich intervals in central Arctic Ocean cores identified using X-ray fluorescence scanning // *Polar Res.* 2013. Vol. 32. P. 183–186.
- Hare S.R., Mantua N.J. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989 // *Progress in Oceanography.* 2000. Vol. 47 (2–4). P. 103–145.
- Harff J., Frischbutter A., Lampe R. et al. Sea-level change in the Baltic Sea: Interrelation of climatic and geological processes // *Geological perspectives of global climate change.* L.C. Gerhard et al. (Eds.). 2001. Vol. 12. P. 231–250.
- Hargrave B.T., Walsh I.D., Murray D.W. Seasonal and spatial patterns in mass and organic matter sedimentation in the North Water // *Deep Sea Res. II: Topical Studies in Oceanography.* 2002. Vol. 49. No. 22–23. P. 5227–5244.
- Harland R. Recent dinoflagellate cyst assemblages from the Southern Barents Sea // *Palynology.* 1982. Vol. 6. No. 1. P. 9–18.
- Harland R., Nordberg K., Filipsson H. A high-resolution dinoflagellate cyst record from latest Holocene sediments in Koljo Fjord, Sweden // *Review of Palaeobotany and Palynology.* 2004b. Vol. 128. P. 119–141.
- Harland R., Nordberg K., Filipsson H. Dinoflagellate cysts and hydrographical change in Gullmar Fjord, west coast of Sweden // *Science of the Total Environment.* 2006. Vol. 355. P. 204–231.
- Harland R., Nordberg K., Filipsson H. The seasonal occurrence of dinoflagellate cysts in surface sediments from Koljo Fjord, west coast of Sweden – a note // *Review of Palaeobotany and Palynology.* 2004a. Vol. 128. P. 107–117.
- Harris C.L., Plueddemann A.J., Gawarkiewicz G.G. Water mass distribution and polar front structure in the western Barents Sea // *Journ. of Geophysical Res.* 1998. Vol. 103 (C2). P. 2905–2917.
- Hassel A. Seasonal changes in zooplankton composition in the Barents Sea, with special attention to *Calanus* spp. (Copepoda) // *Journ. Plank. Res.* 1986. Vol. 8. P. 329–339.
- Hassel A., Skjoldal H.R., Gjøsæter H. et al. Impact of grazing from capelin (*Mallotus villosus*) on zooplankton: a case study in the northern Barents Sea in August 1985 // *Polar Res.* 1991. Vol. 10. P. 371–388.
- Hassett B.T., Borrego E.J., Vonnahme T.R., Rämä T., Koli-miets M.V., Gradinger R. Arctic marine fungi: biomass, functional genes, and putative ecological roles // *The ISME Journ.* 2019a. Vol. 13. P. 1484–1496.
- Hassett B.T., Ducluzeau A.L., Collins R.E., Gradinger R. Spatial distribution of aquatic marine fungi across the western Arctic and sub-Arctic // *Environmental Microbiology.* 2017. Vol. 19. No. 2. P. 475–484.
- Hassett B.T., Gradinger R. Chytrids dominate arctic marine fungal communities // *Environmental Microbiology.* 2016. Vol. 18. No. 6. P. 2001–2009.
- Hassett B.T., Thines M., Buaya A., Ploch S., Gradinger R. 2019. A glimpse into the biogeography, seasonality, and ecological functions of arctic marine Oomycota // *IMA Fungus.* 2019b. Vol. 10. No. 6. P. 1–10.
- Head M.J., Harland R., Matthiessen J. Cold marine indicators of the late Quaternary: the new dinoflagellate cyst genus *Islandinium* and related morphotypes // *Journ. of Quaternary Science.* 2001. Vol. 16 (7). P. 621–636.
- Hebbeln D. Flux of ice-rafted detritus from sea ice in the Fram Strait // *Deep Sea Res. II: Topical Studies in Oceanography.* 2000. Vol. 47. No. 9–11. P. 1773–1790.
- Hegseth E.N., Sundfjord A. Intrusion and blooming of Atlantic phytoplankton species in the high Arctic // *Journ. Marine Systems.* 2008. Vol. 74. P. 108–119.
- Hegseth E.N., Svendsen H., Quillfeldt C.H. Phytoplankton in fjords and coastal waters of northern Norway: environmental conditions and dynamics of the spring bloom // *Ecology of fjords and coastal waters.* H.R. Skjoldal, C. Hopkins, K.E. Erikstad, H.P. Leinaas (Eds.) Amsterdam: Elsevier, 1995. P. 45–72.

- Helle K. Distribution of the copepodite stages of *Calanus finmarchicus* from Lofoten to the Barents Sea in July 1989 // ICES Journ. Marine Sci. 2000. Vol. 57. P. 1636–1644.
- Hendry K.R., Rickaby R.E.M. Opal (Zn/Si) ratios as a nearshore geochemical proxy in coastal Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. Vol. 72. No. 12S. P. A367.
- Henrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years // Quat. Res. 1988. Vol. 29. P. 142–152. DOI: 10.1016/0033-5894(88)90057-9.
- Henrichs S.M., Williams P.M. Dissolved and particulate amino acids and carbohydrates in the sea surface microlayer // Mar. Chem. 1985. Vol. 17. P. 141–163.
- Hirche H.-J. Distribution of dominant calanoid copepod species in the Greenland Sea during late fall // Polar Biol. 1991. Vol. 11. P. 351–362.
- Hirche H.-J., Kosobokova K.N. Distribution of *Calanus finmarchicus* in the northern North Atlantic and Arctic Ocean – expatriation and potential colonization // Deep-Sea Res. II. 2007. Vol. 54. P. 2729–2747.
- Hodal H., Kristiansen S. The importance of small-celled phytoplankton in spring blooms at the marginal ice zone in the northern Barents Sea // Deep-Sea Res. II. 2008. Vol. 55. P. 2176–2185.
- Hoffmann A., Ritter C., Stock M., Maturilli M., Eckhardt S., Herber A., Neuber R. Lidar measurements of the Kasatochi aerosol plume in August and September 2008 in Ny-Ålesund, Spitsbergen // Journ. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. D00L12. DOI: 10.1029/2009JD013039.
- Holm-Hansen O., Riemann B. Chlorophyll-a determination: improvements in methodology // Oikos. 1978. Vol. 30. P. 438–447.
- Honjo S., Manganini S.J., Wefer G. Annual particle flux and a winter outburst of sedimentation in the northern Norwegian Sea // Deep Sea Res. A. Oceanographic Res. Papers. 1988. Vol. 35. No. 8. P. 1223–1234.
- Hop H., Poltermann M., Lønne O.J. et al. Ice amphipod distribution relative to ice density and under-ice topography in the northern Barents Sea // Polar Biol. 2000. Vol. 23 P. 367–367.
- Horner R.A. Arctic sea ice biota // The Arctic seas. Y. Herman (Ed.) Climatology, Oceanography, Geology and Biology. NY: Van Nostrand Reinhold, 1989. P. 123–146.
- Hovland E.K. et al. Dynamics regulating major trends in Barents Sea temperatures and subsequent effect on remotely sensed particulate inorganic carbon // Marine Ecology Progr. Series. 2013. Vol. 484. P. 17–32.
- Hovland E.K., Hancke K., Alver M.O. et al. Optical impact of an *Emiliania huxleyi* blooming the frontal region of the Barents Sea // Journ. Marine Syst. 2014. Vol. 130. P. 228–240.
- Howe J.A., Harland R., Cottier F. et al. Dinoflagellate cysts as proxies for palaeoceanographic conditions in Arctic fjords // Geol. Soc. London: Spec. Publ, 2010. Vol. 344. No. 1. P. 61–74.
- Hoyt D.V., Schatten K.H. A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992 // Journ. Geophys. Res. 1993. Vol. 98 (A11) P. 18895–18906.
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2015. DOI 10.1111/bor.12142.
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. // Boreas. 2016. DOI: 10.1111/bor.12142.
- Hurrell J.W., Deser C. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation // Journ. Mar. Syst. 2009. Vol. 78. No. 1. P. 28–41.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact // Geophys. Monograph Series. 2003. Vol. 134. 279 p.
- Huthnance J.M. Large tidal currents near Bear Island and related tidal energy losses from the North Atlantic // Deep-Sea Res. I. 1981. Vol. 28 A. P. 51–70.
- Ikeda T., Kanno Y., Ozaki K., Shinada A. Metabolic rates of epipelagic marine copepods as a function of body mass and temperature // Marine Biology. 2001. Vol. 139. P. 587–596.
- Ilus E., Ikaheimonen T.K. Study of radioactive substances in the Baltic Sea in 1986–1987. Finnish Center for Radiation and Nuclear Safety // STUK-B. 1991. Vol. 69. 23 p.
- Ilyin I., Rozovskaya O., Travnikov O., Varygina M., Aas W. Heavy Metals: Transboundary Pollution of the Environment // EMEP Status Report 2/2014. MSC-E&CCC. 2014. 71 p.
- Ingram B.L., Lin J.C. Geochemical tracers of sediment sources to San Francisco Bay // Geology. 2002. Vol. 30. P. 575–578.
- Ingvaldsen R., Loeng H. Physical Oceanography // Ecosystem Barents Sea. E. Sakshaug, G. Johnsen, K. Kovacs (Eds.). Trondheim: Tapir Academic Press, 2009. P. 33–64.
- Ingvaldsen R.B. Width of the North Cape Current and location of the Polar Front in the western Barents Sea // Geophysical Res. Lett. 2005. Vol. 32. L16603. DOI: 10.1029/2005GL023440.
- Ingvaldsen R.B., Asplin L., Loeng H. The seasonal cycle in the Atlantic transport to the Barents Sea during 1997–2001 // Continental Shelf Research. 2004a. Vol. 24. P. 1015–1032.
- Ingvaldsen R.B., Asplin L., Loeng H. Velocity field of the western entrance to the Barents Sea // Journal of Geophysical Research. 2004b. Vol. 109. P. 1–12.

- IPCC. Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of WG1 to the V Assessment Report of the IPCC. Cambridge, UK and NY, NY, USA. 2013. 1535 p.
- IPCC: Climate Change. Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. R.K. Pachauri, L.A. Meyer (Eds.). Geneva, Switzerland: IPCC. 2014. 151 p.
- Ivanova E., Murdmaa I., de Vernal A., Risebrobakken B., Peyve A., Brice C., Seitkalieva E., Pisarev S. Postglacial paleoceanography and paleoenvironments in the northwestern Barents Sea // *Quaternary Res.* 2019. Vol. 29. No. 1. P. 430–449. DOI:10.1017/qua.2019.18.
- Ivanova E.V. The Global Thermohaline Paleocirculation. Dordrecht Heidelberg, London, NY: Springer, 2009. 314 p.
- Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Duplessy J.C., Paterne M. Late Weichselian to Holocene Paleoenvironments in the Barents Sea // *Global and Planet. Change.* 2002. Vol. 34. No. 3–4. P. 69–78.
- Ivanova E.V., Novichkova E.A., Kozhanova D.A. Foraminiferal and dinocyst associations as indicators of the Holocene environmental changes at the Cambridge Strait, Franz Josef Land // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science.* 2020. Vol. 438. P. 1–6. DOI: 10.1088/j.marpetgeo.1755-1315/438/1/012011.
- Iversen M.H., Poulsen L.K. Coprorhexy, coprophagy, and coprochaly in the copepods *Calanus helgolandicus*, *Pseudocalanus elongatus* and *Oithona similis* // *Marine Ecol. Prog. Ser.* 2007. Vol. 350. P. 79–89.
- Jakobsson M., Grantz A., Kristofferse, Y., Macnab M., MacDonald R.W., Sakshaug E., Stein R., Jokat W. The Arctic Ocean: Boundary Conditions and Background Information // *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean.* R. Stein, R.W. Macdonald (Eds.). Berlin: Springer, 2004. P. 1–32. DOI: 10.1007/978-3-642-18912-8_1.
- Jakobsson M., Løvlie R., Al-Hanbali H., Arnold E., Backman J., Mörth M. Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology // *Geology.* 2000. Vol. 28. P. 23–26.
- Johannessen O.M., Foster L.A. A note on the topographically controlled oceanic Polar front in the Barents Sea // *Journ. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83 (C9). P. 4567–4571.
- Jones E.B.G., Suetrong S., Sakayaroj J., Bahkali A.H., Abdel-Wahab M.A., Boekhout T., Pang K.L. Classification of marine Ascomycota, Basidiomycota, Blastocladiomycota and Chytridiomycota // *Fungal Diversity.* 2015. Vol. 73. P. 1–72.
- Jones T.R. A Monograph of the Tertiary Entomostraca of England // *Paleontograph. Soc. London*, 1856. P. 1–68.
- Jørgensen E., Velvin R., Killie B. Miljøgifter i marine sedimentorganismer i havneområdene ved Harstad, Tromsø, Hammerfest og Honningsvåg 1997–1998. [Contaminants in marine sediments and organisms in harbor areas at Harstad, Tromsø, Hammerfest and Honningsvåg 1997–98]. *Akvaplan-NIVA 2000.* Report no 412.99.988. 123 p.
- Jørgensen L.L., Archambault P., Blicher M., Denisenko N., Guðmundsson G., Iken K., Roy V., Sørensen J., Anisimova N., Behe C., Bluhm B. A., Denisenko S., Metcalf V., Olafsdóttir S., Schiøtte T., Tendal O., Ravello A. M., Kędra M., Piepenburg D. Benthos // *State of the Arctic Marine Biodiversity.* Akureyri, Iceland. Conservation of Arctic Flora and Fauna International Secretariat. 2017. P. 85–107.
- Jørgensen L.L., Primicerio R., Ingvaldsen R.B., Fossheim M., Strelkova N., Thangstad T.H., Manushin I., Zakharov D. Impact of multiple stressors on sea bed fauna in a warming arctic // *Marine Ecology Progress Series.* 2019. Vol. 608. P.1–12. DOI: 10.3354/meps12803.
- Jørgensen S.L., Hanistal B., Lanzen A., Baumberger T., Flesland K. et al. Correlating microbial community profiles with geochemical data in highly stratified sediments from the Arctic Mid-Ocean Ridge // *PNAS.* 2012. Vol. 109. No. 42. E2847–E2855.
- Jung T., Hilmer M., Ruprecht E., Kleppek S., Gulev S.K., Zolina O. Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability // *Journ. Climate.* 2003. Vol. 16. P. 3371–3382.
- Juul-Pedersen T., Michel C., Gosselin M., Seuthe L. Seasonal changes in the sinking export of particulate material under first-year sea ice on the Mackenzie Shelf (western Canadian Arctic) // *Marine Ecology Progr. Series.* 2008. Vol. 353. P. 13–25.
- Kaiser M.J., de Groot S.J. Effects of fishing on non-target species and habitats. Biological, conservation and socio-economic issues. Oxford, UK: Blackwell Science, 2000. 399 p.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996. Vol. 77. P. 437–471.
- Kantor Yu.I., Rusyaev S.M., Antokhina T.I. Going eastward – climate changes evident from gastropod distribution in Barents Sea // *Ruthenica, Russian Malacological Journ.* 2008. Vol. 18. No. 2. P. 51–54.
- Keene W.C., Khalil M.A.K., Erickson III D.J., McCulloch A., Graedel T.E., Lobert J.M., Aucott M.L., Gong S.L., Harper D.B., Kleiman G., Midgley P., Moore R.M., Seuzaret C., Sturges W.T., Benkovitz C.M., Koropalov V., Barrie L.A., Li Y.F. Composite global emissions of reactive chlorine from anthropogenic and natural sources: Reactive Chlorine Emissions Inventory // *Journ. of Geophys. Res. Atmospheres.* 1999. Vol. 104. No. D7. P. 8429–8440. DOI: 10.1029/1998JD100084.

- Kennicutt M.C., Jeffrey S. Chemical and GH-MS-characterization of marine dissolved lipids // *Mar. Chem.* 1981. No. 10. P. 367–387.
- Kern S., Kaleschke L., Spreen G. Climatology of the Nordic (Irminger, Greenland, Barents, Kara and White/Pechora) Seas ice cover based on 85 GHz satellite microwave radiometry: 1992–2008 // *Tellus.* 2010. Vol. 62. No. 4. P. 411–434.
- Kershaw P.J., Baxter A.J. The transfer of reprocessing wastes from North-West Europe to the Arctic // *Deep-Sea Res.* 2. 1995. Vol. 42. No. 6. P. 1413–1448.
- Khusnullina A.I., Bilanenko E.N., Kurakov A.V. Microscopic fungi of White Sea sediments // *Contemporary Problems of Ecology.* 2018. Vol. 11. No. 5. P. 503–513.
- Killett B., Wahr J., Desai S., Yuan D., Watkins M. Arctic Ocean tides from GRACE satellite accelerations // *Journ. of Geophys. Res. Oceans.* 2011. Vol. 116. No. C11. DOI: 10.1029/2011JC007111.
- Kitano Y., Fujiyoshi R. Selective chemical leaching of Cd, Cu, Mn and Fe in marine sediments // *Geochem. Journ.* 1980. Vol. 14. P. 122–128.
- Klitgaard-Kristensen D., Rasmussen T.L., Koç N. Palaeoceanographic changes in the northern Barents Sea during the last 16 000 years – new constraints on the last deglaciation of the Svalbard–Barents Sea Ice Sheet // *Boreas.* 2013. Vol. 42. P. 798–813.
- Knies J., Matthiessen J., Vogt C. et al. The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy // *Quaternary Sci. Rev.* 2009. Vol. 28. P. 812–829.
- Knudsen K. L., Jiang H., Gibbard P. L., Kristensen P., Seidenkrantz M.-S., Janczyk-Kopikowa Z., Marks L. Environmental reconstructions of Eemian Stage interglacial marine records in the Lower Vistula area, southern Baltic Sea // *Boreas.* 2012. Vol. 41. P. 209–234.
- Knutsen T., Berchenko I., Dalpadado P. et al. Zooplankton // *Joint Norwegian-Russian environmental status 2013. Report on the Barents Sea Ecosystem. Part II. Complete report.* M.M. McBride et al. (Eds.). IMR/PINRO Joint Report Series, 2016. P. 20–24.
- Knutsen T., Orlova E., Dalpadado P. et al. Zooplankton // *Joint Norwegian-Russian environmental status report on the Barents Sea Ecosystem – update for current situation for climate, phytoplankton, zooplankton, fish and fisheries in 2011.* P. Arneberg et al. (Eds.). IMR/PINRO Joint Report Series, 2013. P. 20–31.
- Koç N., Klitgaard-Kristensen A.D., Hasle K., Carl Fredrik Forsberg C.F., Solheim A. Late glacial palaeoceanography of Hinlopen Strait, northern Svalbard // *Polar Res.* 2002. Vol. 21(2). P. 307–314.
- Kodryan K. Spatial-temporal changes of the Barents Sea organic matter in modern conditions // *Influence of Ecosystem Changes on Harvestable Resources at High Latitudes. The Proceedings of the 18th Russian-Norwegian Symposium, Murmansk, Russia, 5–7 June 2018.* IMR/PINRO Joint Report Series. 2019. No. 1. P. 58–59.
- Kohlmeyer J., Kohlmeyer E. Marine mycology – the higher fungi. Academic Press, 1979. 685 p.
- Koizumi I. Diatom biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127 // *Proc. ODP. Sci. Results/ 127/128 (pt1): College Station, TX (Ocean Drilling Program).* 1992. P. 249–289.
- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V. Case Studies of Optical Remote Sensing in the Barents Sea, Black Sea and Caspian Sea // *Remote Sensing of the European Seas.* Dordrecht. Springer, 2008. P. 53–66.
- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V. et al. Bio-optical characteristics of the Barents, White, Black and Caspian Seas from data of satellite ocean color scanners. [Электронный ресурс]. CD-ROM. М.: SIO RAS, 2011.
- Korsun S., Hald M. Modern benthic foraminifera of Novaya Zemlya tidewater glaciers, Russian Arctic // *Arctic and Alpine Res.* 1998. Vol. 30. No. 1. P. 61–77.
- Kortzinger A., Koeve W., Kahler P., Mintrop L. C:N ratios in the mixed layer during the productive season in the northeast Atlantic Ocean // *Deep Sea Res.* 1. 2001. Vol. 48. P. 661–688.
- Kosobokova K., Hanssen H., Hirche H.-J., Knickmeier K. Composition and distribution of zooplankton in the Laptev Sea and adjacent Nansen basin during summer, 1993 // *Polar Biol.* 1998. Vol. 19. P. 63–76.
- Kostianoy A.G., Nihoul J.C.J., Rodionov V.B. Physical Oceanography of Frontal Zones in the Subarctic Seas. Elsevier, 2004. 316 p.
- Koszteyn J., Timofeev S., Weslawski J.M., Malinga B. Size structure of *Themisto abyssorum* Boeck and *Themisto libellula* (Mandt) populations in European Arctic seas // *Polar Biol.* 1995. Vol. 15. P. 85–92.
- Kouraev A.V., Kostianoy A.G., Lebedev S.A. Ice cover and sea level of the Aral Sea from satellite altimetry and radiometry (1992–2006) // *Journ. Marine Systems.* 2009. Vol. 76. No. 3. P. 272–286. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2008.03.016.
- Kouraev A.V., Papa F., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.F., Dozortseva J., Remy F. Ice cover variability in the Caspian and Aral seas from active and passive microwave satellite data // *Polar Res.* 2003. Vol. 22. No. 1. P. 43–50. DOI: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00094.x.
- Kowalik Z., Proshutinsky A.Y. Diurnal tides in the Arctic Ocean // *Journ. Geophysical Res. Oceans.* 1993. Vol. 98. No. C9. P. 16449–16468. DOI: 10.1029/93JC01363.
- Kowalik Z., Proshutinsky A.Y. Topographic enhancement of tidal motion in the western Barents Sea // *Journ. Geophysical Research: Oceans.* 1995. Vol. 100. No. C2. P. 2613–2637. DOI: 10.1029/94JC02838|.

- Kramer G.D., Pausz C., Herndl G.J. Elemental composition of dissolved organic matter and bacterioplankton production in the Faroe-Shetland Channel (North Atlantic) // *Deep Sea Res.* 1. 2005. Vol. 52. P. 85–97.
- Kravchishina M.D., Lein A.Y., Sukhanova I.N., Artemev V.A., Novigatsky A.N. Genesis and spatial distribution of suspended particulate matter concentrations in the Kara Sea during maximum reduction of the Arctic ice sheet // *Oceanology.* 2015. Vol. 55. No. 4. P. 623–643.
- Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Gervais B.R., Borisova O.K., Snyder J.A. Holocene vegetation history and climate change on the northern Kola Peninsula, Russia: a case study from a small tundra lake // *Quaternary International.* 2004. Vol. 122. P. 57–68.
- Krishnaswami S., Sarin M.M. Atlantic surface particulates: composition, settling rates and dissolution in the deep sea // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 32. P. 430–440.
- Kristensen P., Knudsen K. L. Palaeoenvironments of a complete Eemian sequence at Mommark, southern Denmark: foraminifera, ostracods and stable isotopes // *Boreas.* 2006. Vol. 35. P. 349–366.
- Kristensen P., Knudsen K.L., Lykke-Andersen H., Nørmark E., Peacock J.D., Sinnott A. Interglacial and glacial climate oscillations in a marine shelf sequence from northern Denmark – a multidisciplinary study // *Quaternary Sci. Rev.* 1998. Vol. 17. P. 813–837.
- Ktenas D., Henriksen E., Meisingset I., Nielsen J.K., Andreassen K. Quantification of the magnitude of net erosion in the southwest Barents Sea using sonic velocities and compaction trends in shales and sandstones // *Mar. Pet. Geol.* 2017. Vol. 88. P. 826–844.
- Kunz-Pirrung M. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relation to hydrographic conditions // *Journ. of Quaternary Sci.* 2001. Vol. 16 (7). P. 637–649.
- Kwok R., Maslowski W., Laxon S. On large outflows of Arctic sea ice into the Barents Sea // *Geophysical Res. Lett.* 2005. Vol. 32. L22503. DOI: 10.1029/2005GL024485.
- Lalande C., Forest A., Barber D. G., Gratton Y., Fortier L. Variability in the annual cycle of vertical particulate organic carbon export on Arctic shelves: Contrasting the Laptev Sea, Northern Baffin Bay and the Beaufort Sea // *Continental Shelf Research.* 2009. Vol. 29. No. 17. P. 2157–2165.
- Lalande C., Grebmeier J.M., Wassmann P., Cooper L.W., Flint M.V., Sergeeva V.M. Export fluxes of biogenic matter in the presence and absence of seasonal sea ice cover in the Chukchi Sea // *Continental Shelf Research.* 2007. Vol. 27. No. 15. P. 2051–2065.
- Lalande C., Nöthig E.M., Somavilla R., Bauerfeind E., Shevchenko V., Okolodkov Y. Variability in under-ice export fluxes of biogenic matter in the Arctic Ocean // *Global Biogeochemical Cycles.* 2014. Vol. 28 No. 5. P. 571–583.
- Lampit R.S., Noji T.T., Bodungen B. von. What happens to zooplankton faecal pellets? Implications for material flux // *Marine Biol.* 1990. Vol. 104. P. 15–23.
- Landvik J.Y., Bondebik S., Elyerhoi A. et al. The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: Ice Sheet extent and configuration // *Quat. Sci. Rev.* 1998. Vol. 17. No. 1–3. P. 43–76.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. A longterm numerical solution for the insolation quantities of the Earth // *Astron. Astrophys.* 2004. Vol. 428. P. 261–285.
- Laukert G., Makhotin M., Petrova M.V., Frank M., Hathorne E.C., Bauch D., Boning Ph., Kassens H. Water mass transformation in the Barents Sea inferred from radiogenic neodymium isotopes, rare earth elements and stable oxygen isotopes // *Chemical Geology.* 2019. Vol. 511. P. 416–430.
- Le Bas M.J., Le Maitre et al. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram // *Jour. Of. Petrology.* 1986. Vol. 27. Part. 3. P. 345–350.
- Lebedev S.A., Bogoutdinov S.R., Nekhoroshev S.A., Kravchenko P.N. Identification of the Baltic and White Seas ice cover based on satellite altimetry and radiometry. 2018 IEEE/OES Baltic International Symposium (BALTIC). IEEE, 2018. P. 1–4.
- Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Ginzburg A.I., Medvedev D.P., Sheremet N.A., Shauro S.N. Satellite Altimetry Applications in the Barents and White Seas // *Coastal Altimetry. S. Vignudelli, A.G. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste (Eds.). Berlin, Springer-Verlag, 2011. P. 389–416. DOI: 10.1007/978-3-642-12796-0_15.*
- Lebedev S.A., Zilberstein O.I., Popov S.K., Tikhonova O.V. Analysis of temporal sea level variation in the Barents and the White Seas from altimetry, tide gauges and hydrodynamic simulation // *Satellite Altimetry for Geodesy, Geophysics and Oceanography. Springer, Berlin, Heidelberg, 2003. P. 243–249. DOI: 10.1007/978-3-642-18861-9_30.*
- Lein A. Yu., Vogt P., Crain K. et al. Chemical and isotopic evidence for the nature of the fluid CH₄-containing sediments of the Haakon Mosby mud volcano // *Geo-Marine Lett.* 1999. Vol. 19. P. 76–83.
- Lein A.Y., Kravchishina M.D., Politova N.V., Savvichev A.S., Veslopolova E.F., Mitskevich I.N., Ivanov M.V. Transformation of particulate organic matter at the water–bottom boundary in the Russian Arctic seas: Evidence from isotope and radioisotope data // *Lithology and Mineral Res.* 2012. Vol. 47. No. 2. P. 99–128.
- Lein A.Yu., Lisitzin A.P. Processes of Early diagenesis of the Arctic Seas (on the example of the White Sea) //

- Sedimentation Processes in the White Sea. P. II. Springer. 2018. P. 165–207.
- Lepland A., Rybalko A., Lepland A. Seabed Sediments of the Barents Sea. Scale 1:3 000 000. Geological Survey of Norway (Trondheim) and SEVMORGEO (St. Petersburg). 2014.
- Letscher R.T., Moore J.K. Preferential remineralization of dissolved organic phosphorus and non-Redfield DOM dynamics in the global ocean: Impacts on marine productivity, nitrogen fixation, and carbon export // *Global Biogeochem. Cycles*. 2015. Vol. 29. P. 325–340.
- Levitan M.A. Sedimentation rates in the Arctic Ocean during the last five marine isotope stages // *Oceanology*. 2015. Vol. 55. No. 3. P. 425–433.
- Li J., Carlson B.E., Dubovik O., Laci A.A. Recent trends in aerosol optical properties derived from AERONET measurements // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014. Vol. 14. No. 22. P. 12271–12289.
- Liebezeit G. Particulate carbohydrate fluxes in the Bransfield Strait and the Drake Passage // *Mar. Chem.* 1987. Vol. 20. P. 255–261.
- 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. Vol. 8. P. 634–639. DOI: 10.1038/s41558-018-0205-y.
- Lind S., Ingvaldsen R.B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north // *Deep Sea Res. I*. 2012. Vol. 62. P. 70–88.
- Lisitsyn A.P., Shevchenko V.P., Vinogradov M.E., Severina O.V., Vavilova V.V., Mitskevich I.N. Particle fluxes in the Kara Sea and Ob and Yenisey estuaries // *Oceanology*. 1995. Vol. 34. No. 5. P. 683–693.
- 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. Vol. 51. No. 1. P. 12–47.
- Lisitzin A.P. Sea-Ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean. Recent and Past. Berlin: Springer Verl., 2002. 563 p.
- Lisitzin A.P. Sediment fluxes, natural filtering, and sedimentary systems of a “living ocean” // *Russian Geology and Geophysics*. 2004. Vol. 45. No. 1. P. 15–48.
- Lisitzin A.P., Shevchenko V.P. Glacial-marine sedimentation // *Encyclopedia of Marine Geosciences*. Springer. 2016. P. 288–294.
- Loeng H. Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea // *Polar Res*. 1991. Vol. 10. P. 5–18.
- Loeng H., Ozhigin V., Adlandsvik B., Sagen H. Current measurements in the northeastern Barents Sea // *ICES Document CM* 1993b. 41. 22 p.
- Loeng H., Ozhigin V., Adlandsvik B. Water fluxes through the Barents Sea // *ICES Journ. Marine Sci.* 1997. Vol. 54. P. 310–317.
- Loeng H., Sagen H., Adlandsvik B., Ozhigin V. Current measurements between Novaya Zemlya and Frans Josef Land. September 1991 – September 1992: Data report. Report No. 2. Department of Marine Environment. Institute of Marine Research. Bergen. Norway. 1993a. 23 p.
- Lord A., Robinson J.E., Moutzourides S.G. Ostracoda from Holstenian deposits in the Hamburg area // *Geol. Journ.* 1993. Vol. A138. P. 127–145.
- Lorenzo L.M., Arbones B., Figueiras F.G., Tilstone G.H., Figueroa F.L. Photosynthesis, primary production and phytoplankton growth rates in Gerlache and Bransfield Straits during Austral summer: cruise FRUELA 95 // *Deep Sea Res. II*. 2002. Vol. 49. No. 4–5. P. 707–721.
- Lorenzo L.M., Arbones B., Figueiras F.G., Tilstone G.H., Figueroa F.L. Photosynthesis, primary production and phytoplankton growth rates in Gerlache and Bransfield Straits during Austral summer: cruise FRUELA 95 // *Aquat. Microb. Ecol.* 1998. Vol. 14. P. 707–721.
- Loring D.H., Naes K., Dahle S. et al. Arsenic, trace metals, and organic micro contaminants in sediments from the Pechora Sea, Russia // *Marine Geol.* 1995. Vol. 128. P. 153–167.
- Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 14C ka: foraminifera and stable isotopes // *Quat. Sci. Rev.* 2001. Vol. 20. P. 1851–1879.
- Lukashin V.N., Bogdanov Y.A., Shevchenko V.P., Rusakov V.Y., Isaeva A.B. A study of vertical fluxes of sedimentary material and its composition in the Norwegian Sea in the summer periods of 1991–1995 // *Geochem. International*. 2000. Vol. 38. No. 2. P. 169–183.
- Lukashin V.N., Klyuvitkin A.A., Lisitzin A.P., Novigatsky A.N. The MSL-110 small sediment trap // *Oceanology*. 2011. Vol. 51. No. 4. P. 699–703.
- Lukashin V.N., Kosobokova K.N., Shevchenko V.P., Shapiro G.I., Pantyulin A.N., Pertzova N.M., Deev M.G., Klyuvitkin A.A., Novigatsky A.N., Prego R., Latche L. Results of multidisciplinary oceanographic studies in the White Sea in June 2000 // *Oceanology*. 2003. Vol. 43. No. 2. P. 224–239.
- Lund-Hansen L.C., Andersen T.J., Nielsen M.H., Pejrup M. Suspended matter, Chl-a, CDOM, grain sizes, and optical properties in the arctic fjord-type estuary, Kangerlussuaq, West Greenland during summer // *Estuaries and Coasts*. 2010. Vol. 33 (6). P. 1442–1451.
- Luoma S.N., Bryan G.W. A statistical assessment of the forms of trace metals in oxidized estuarine sediments employing chemical extractants // *Science of the Total Environment*. 1981. Vol. 17. P. 165–196.
- Lydersen C., Gjertz I., Weslawski J.M. Stomach contents of autumn-feeding marine vertebrates from Hornsund, Svalbard // *Polar Rec.* 1989. Vol. 25. P. 107–114.

- Maccali J., Hillaire-Marcel C., Carignan J., Reisberg L.C. Pb-isotopes and geochemical monitoring of Arctic sedimentary supplies and water-mass export through Fram Strait since the Last Glacial Maximum // *Paleoceanogr.* 2012. Vol. 27. PA1201. P. 2–17. DOI: 10.1029/2011PA002152.
- Maccali J., Hillaire-Marcel C., Not C. Radiogenic isotope (Nd, Pb, Sr) signatures of surface and sea ice-transported sediments from the Arctic Ocean under the present interglacial conditions // *Polar Res.* 2018. Vol. 37. No. 1. P. 1–14. 1442982. DOI: 10.1080/17518369.2018.1442982.
- MacDonald R.W., Bowers J.M. Contaminants in the Arctic marine environment: priorities for protection // *J. Mar. Sci.* 1996. Vol. 53. P. 537–563.
- Madin L.P. Feeding behavior of tentaculate predators: In situ observations and a conceptual model // *Bull. Marine Sci.* 1988. Vol. 43. P. 413–429.
- Maenhaut W., Cornille P., Pacyna J.M., Vitols V. Trace element composition and origin of the atmospheric aerosols in the Norwegian Arctic // *Atmospheric Environment.* 1989. Vol. 23. P. 2551–2569.
- Makarevich P.R., Larionov V.V. Taxonomic composition of phytoplankton and history of the phytoplankton studies in the Barents Sea // *Phytoplankton of the Barents Sea. Apatity: Publ. KSC RAS.* 1992. P. 17–51.
- Mangerud J., Bondevik S., Gulliksen S. et al. Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic // *Quat. Sci. Rev.* 2006. Vol. 25. P. 3228–3245. DOI: 10.1016/j.quascirev.2006.03.010.
- Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H. et al. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quat. Sci. Rev.* 2004. Vol. 23. P. 1313–1332.
- Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // *Boreas.* 1999. Vol. 28. No. 1. P. 46–80.
- Marchenko N. Russian Arctic Seas: navigational conditions and accidents. Springer Sci. & Business Media, 2012. 293 p. DOI: 10.1007/978-3-642-22125-5.
- MAREANO. Collecting marine knowledge. [Электронный ресурс] URL: <http://www.mareano.no/en> (дата обращения 25.05.2019).
- Marine fungi and fungal-like organisms. Jones E.B.G., Pang K.-L. (Eds.). 2012. De Gruyter. 533 p.
- Markowicz K.M., Pakszys P., Ritter C., Zielinski T., Udristi R., Cappelletti D., Mazzola M., Shiobara M., Xian P., Zawadzka O., Lisok J., Petelski T., Makuch P., Karasiński G. Impact of North American intense fires on aerosol optical properties measured over the European Arctic in July 2015 // *Journ. Geophys. Res. Atmos.* 2016. Vol. 121. P. 14487–14512. DOI: 10.1002/2016JD025310.
- Markowski D., Wiktor J. Phytoplankton and water masses in the European subarctic Polar Front zone // *Oceanologia.* 1998. Vol. 40. No. 1. P. 51–64.
- Marret F., Zonneveld K. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution // *Review of Palaeobotany and Palynology.* 2003. Vol. 125. P. 1–200.
- Marshall S.M., Orr A.P. Carbohydrate as a measure of phytoplankton // *Journ. Mar. Biol. Ass. U.K.* 1962. Vol. 42. P. 511–519.
- Martinez N.C., Murray R.W., Dickens G.R., Kolling M. Discrimination of sources of terrigenous sediment deposited in the central Arctic Ocean through the Cenozoic // *Paleoceanography.* 2009. Vol. 24. PA1210. DOI: 10.1029/2007PA001567.
- Martinez R. Biomass and respiratory ETS activity of microplankton in the Barents Sea // *Polar Res.* 1991. Vol. 10. No. 1. P. 193–200. DOI: 10.3402/polar.v10i1.6738.
- Martynov A.V. Archaic Tergipedidae of the Arctic and Antarctic: *Murmania antiqua* gen. et sp. nov. from the Barents Sea and a revision of the genus *Guyvalvoria* vaysiere with the descriptions of two new species // *Ruthenica, Russian Malacological Journ.* 2006. Vol. 16. No. 1–2. P. 73–88.
- Maslowski W., Marble D., Walczowski W., Schauer U., Clement J.L., Semptner A.J. On climatological mass, heat and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation // *Journ. of Geophysical Res.* 2004. Vol. 109. C03032. DOI: 10.1029/2001JC001039.
- Matishov G., Lubina O., Moiseev D., Zhichkin A. P. Climate and cyclic hydrobiological changes of the Barents Sea from the twentieth to twenty-first centuries // *Polar Biology.* 2012. Vol. 35. No. 12. P. 1773–1790.
- Matishov G.G., Matishov D.G., Moiseev D.V. Inflow of Atlantic-origin waters to the Barents Sea along glacial troughs // *Oceanologia.* 2009. No. 51(3). P. 321–340.
- Matthiessen J. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils in Recent Norwegian-Greenland Sea sediments // *Marine Micropaleontology.* 1995. Vol. 24. P. 307–334.
- Matthiessen J., Brenner W. Dinoflagellate cyst ecostratigraphy of Pliocene-Pleistocene sediments from Yermak Plateau // *Arctic Ocean (ODP Leg 151, Hole 911A).* J. Thiede, A. Myhre, J.V. Firth, G.L. Johnson, W.F. Ruddiman (Eds.). *Proc. ODP. Sci. Res.* 1996. Vol. 151. P. 243–253.
- Matthiessen J., Brinkhuis H., Poulsen N., Smelror M. *Decahedrella martinheadii* – a stratigraphic and paleoenvironmental acritarch indicator species for the high northern latitude Late Miocene // *Micropaleontology.* 2009. Vol. 55 (2). P. 171–186.
- Matthiessen J., de Vernal A., Head M., Okolodkov Yu., Angel P., Zonneveld K., Harland R. Modern organic-

- walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // *Paläontologische Zeitschrift*. 2005. Vol. 79 (1). P. 3–51.
- Matthiessen J., Knies J. Dinoflagellate cyst evidence for warm interglacial conditions at the northern Barents Sea margin during marine oxygen isotope stage 5 // *Journ. Quaternary Sci.* 2001. Vol. 16. No. 7. P. 727–737. DOI: 10.1002/jqs.656.
- Matthiessen J., Knies J., Nowaczyk N., Stein R. Quaternary dinoflagellate cyst stratigraphy along the Eurasian continental margin (Arctic Ocean): indications of Atlantic water inflow in the last 150,000 years // *Global Planet. Change*. 2001. Vol. 31. P. 65–86.
- Matthiessen J., Schreck M., De Schepper S. et al. Quaternary dinoflagellate cysts in the Arctic Ocean: Potential and limitations for stratigraphy and paleoenvironmental reconstructions // *Quat. Sci. Rev.* 2018. Vol. 192. P. 1–26.
- McCarthy D.D., Petit G. IERS Technical Note 32, Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. 2004. 127 p.
- McDougall K., Brouwers E.M., Smith P. Micropaleontology and sedimentology of the PB borehole series, Prudhoe Bay, Alaska // *U.S. Geol. Surv. Bulletin*. 1986. 1598. 62 p.
- McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. B.R. Lipin, G.A. McKay (Eds.). Reviews in Mineralogy. 1989. Vol. 21. P. 169–200.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // *Processes controlling the composition of clastic sediments*. M.J. Johnsson, A. Basu (Eds.) // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1993. Vol. 284. P. 21–40.
- McLennan S.M., Taylor S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *Journ. Geol.* 1991. Vol. 99. P. 1–21.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. Vol. 54. P. 2015–2050.
- McManus J.F., Francois R., Gherardi J-M. et al. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes // *Nature*. 2004. Vol. 428. P. 834–837.
- Mei Z.-P., Legendre L., Tremblay J.-E., Miller L.A., Gratton Y., Lovejoy C., Yager P.L., Gosselin M. Carbon to nitrogen (C:N) stoichiometry of the spring-summer phytoplankton bloom in the North Water Polynya (NOW) // *Deep Sea Res. 1*. 2005. Vol. 52. P. 2301–2314.
- Melle W., Skjoldal H.R. Reproduction and development of *Calanus finmarchicus*, *C. glacialis* and *C. hyperboreus* in the Barents Sea // *Marine Ecol. Prog. Ser.* 1998. Vol. 169. P. 211–228.
- Michelsen H.K., Svensen C., Reigstad M. et al. Seasonal dynamics of meroplankton in a high-latitude fjord // *Journ. Marine Syst.* 2017. Vol. 168. P. 17–30.
- Miettinen A., Head M.J., Knudsen K.L. Eemian sea-level highstand in the eastern Baltic Sea linked to long-duration White Sea connection // *Quatern. Sci. Rev.* 2014. Vol. 86. P. 158–174.
- Mileikovsky S.A. Distribution of pelagic larvae of bottom invertebrates of the Norwegian and Barents Seas // *Marine Biol.* 1968. Vol. 1 P. 161–167.
- Mileikovsky S.A. Types of larval development in marine bottom invertebrates, their distribution and ecological significance: a re-evaluation // *Marine Biol.* 1971. Vol. 10. P. 193–213.
- Mills C.E. Jellyfish blooms: are populations increasing globally in response to changing ocean conditions? // *Hydrobiologia*. 2001. Vol. 451. P. 55–68.
- Minshull T.A., Marin-Moreno H., Betlemc P. et al. Hydrate occurrence in Europe: A review of available evidence // *Marine and Petroleum Geology*. 2020. Vol. 111. P. 735–764.
- Mironov A.N. Biotic complexes of the Arctic Ocean // *Invertebrate zoology*. 2013. Vol. 10(1). P. 3–48.
- Mitchell B. G., Brody E. A., Yeh E. N., McClain C., Comiso J., Maynard N. G. Meridional zonation of the Barents Sea ecosystem inferred from satellite remote sensing and in situ bio-optical observations // *Polar Research*. 1991. Vol. 10(1). P. 147–162.
- Mityaev M.V., Gerasimova M.V., Druzhkov E.I. Vertical particle fluxes in the coastal areas of the Barents and White Seas // *Oceanology*. 2012. Vol. 52. No. 1. P. 112–121.
- Møller J.J., Yevzerov V.Ya., Kolka V.V., Corner G.D. Holocene raised-beach ridges and sea-ice-pushed boulders on the Kola Peninsula, northwest Russia: indicators of climatic change // *The Holocene* 2002. Vol. 12. No. 2. P. 169–176.
- Molvær J., Knutzen J., Magnusson J. et al. Klassifisering av miljøkvalitet i fjorder og kystfarvann: SFT Veiledning 97:03. Statens Forurensningstilsyn. Oslo, 1997. 36 p. (TA-1467/1997).
- Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: harmonisation with OSPAR's Coordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP). Tromsø: Akvaplan-niva, 2011. 71 p.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. Pollen Analysis. Oxford: Blackwell, 1991. 216 pp.
- Morel A., Gentili B., Chami M., Ras J. Bio-optical properties of high chlorophyll Case 1 waters and of yellow-

- substance-dominated Case 2 waters // Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2006. Vol. 53. No. 9. P. 1439–1459.
- Morel A., Prier L. Analysis of variations in ocean color // *Limnol. Oceanogr.* 1977. Vol. 22. No. 4. P. 709–722.
- Moron V., Vautard R., Ghil M. Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures // *Climate Dynamics.* 1998. Vol. 14. No. 7–8. P. 545–569.
- Mudie P.J. Circum-Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs.* M.J. Head, J.H. Wrenn (Eds.). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation: Dallas, 1992. P. 347–390.
- Mudie P.J., Harland R., Matthiessen J., de Vernal A. Marine dinoflagellate cysts and high latitude Quaternary paleoenvironmental reconstructions: an introduction // *Journ. of Quat. Sci.* 2001. Vol. 16 (7). P. 595–602.
- Mudie P.J., Rochon A. Distribution of modern dinoflagellate cysts from inshore areas along the coast of Southern Norway // *Journ. Quat. Sci.* 2001. Vol. 16. No. 7. P. 651–659.
- Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.-C., Levitan M., Khusid T., Bourtman M., Alekhina G., Alekseeva T., Belousov M., Serova Vol. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present // *Marine Geol.* 2006. Vol. 230. P. 275–303.
- Murdmaa I.O., Ivanova E.V. Deglaciation of the Late Weichselian Barents Sea Ice Sheet // *Deglaciation Processes, Causes and Consequences.* M. Boone (Ed.). Hauppauge, NY USA: Terra Nova, 2017. P. 141–172.
- Myhre C.L., Ferre B., Platt S.M. Extensive release of methane from Arctic seabed west of Svalbard during summer 2014 does not influence the atmosphere // *Geophys. Res. Lett.* 2016. Vol. 43. P. 4624–4531.
- Myhre C.L., Toledano C., Myhre G., Lihavainen H. Regional aerosol optical properties and radiative impact of the extreme smoke event in the European Arctic in spring 2006 // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. Vol. 7. No. 22. P. 511–534. DOI: 10.5194/acp-7-5899-2007.
- Naeher S., Gilli A., North R.P., Hamann Y., Schubert C.J. Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake Zurich, Switzerland // *Chem. Geol.* 2013. Vol. 352. P. 125–133.
- NAS (National Academy of Sciences) Oil in the Sea III: Inputs, Fates, and Effects. Washington, D.C.: NRC, 2003. 265 p.
- Neale J. W., Howe H. Vol. The marine Ostracoda of Russian Harbour, Novaya Zemlya and other high latitude faunas // *Bull. Amer. Paleont.* 1975. Vol. 65. No. 282. P. 381–431.
- Neuer S., Freudenthal T., Davenport R. et al. Seasonality of surface water properties and particle flux along a productivity gradient off NW Africa // *Deep-Sea Res. II.* 2002. Vol. 49. P. 3561–3576.
- Nies H., Harms I.H., Bahe C., Karcher M.J., Dethleff D., Kuhlmann G., Oberhuber J.O., Backhaus E., Kleine E., Loewe P., Matishov D., Stepanov A., Vasiliev O.F. Anthropogenic Radioactivity in the Nordic Seas and the Arctic Ocean – Results of a Joint Project // *German J. Hydrography.* 1998. Vol. 50. № 4. P. 313–343.
- Nikiforov S., Koshel S. Seabed morphology of Barents Sea // *Seabed Morphology of Arctic Russian Shelf.* NY: Nova Sci. Publishers, Inc. 2010. P. 107–121.
- Nikitin A. I. Investigation of marine environment radioactive contamination in the Barents Sea: The work performed by Russian participants in 2006–2010. Pscov, 2014. 22 p.
- Nilsen T., Kudrik I., Nikitin A. The Russian Northern Fleet; Sources of Radioactive Contamination // *Belona rapport.* 1996. Vol. 2. P. 94–102.
- NODC. 1994. World Ocean Atlas. National Oceanic and Atmospheric Administration, CD-Rom data Sets, Bouldon, Colorado.
- Norrbin M.F. Gonad maturation as an indication of seasonal cycles for several species of small copepods in the Barents Sea // *Polar Res.* 1991. Vol. 10. P. 205–211.
- North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature.* 2004. Vol. 431. P. 147–151.
- Novigatsky A.N., Lisitzin A.P. Concentration, Composition and Fluxes of Dispersed Sedimentary Material in the Snow and Ice Cover of the Polar Arctic // *Oceanology.* 2019. Vol. 59. No. 3. P. 406–410.
- Novigatsky A.N., Lisitzin A.P. The North Pole Region: First Data on the Snow–Sea Ice–Ice Water Sedimentation System // *Doklady Earth Sci.* 2018. Vol. 483 No. 2. P. 1534–1538.
- Ntaflos T., Richter W. Geochemical constraints on the origin of the Continental Flood Basalt magmatism in Franz Josef Land, Arctic Russia // *European Journal of Mineralogy.* 2003. Vol. 15. P. 649–663. DOI: 10.1127/0935-1221/2003/0015-0649.
- O’Brien M.C., Macdonald R.W., Melling H., Iseki, K. Particle fluxes and geochemistry on the Canadian Beaufort Shelf: Implications for sediment transport and deposition // *Continental Shelf Res.* 2006. Vol. 26. No. 1. P. 41–81.
- O’Dowd C.D., Smith M.H., and Jennings S.G. Submicron aerosol, radon and soot carbon characteristics over the northeast Atlantic // *Journ. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. Vol. 1123–1135.
- O’Dwyer J., Kasajima Y., Nost O.A. North Atlantic Water in the Barents Sea Opening 1997 to 1999 // *Polar Res.* 2001. Vol. 20. No. 2. P. 209–216.

- Offringa H.R., Lahr J. An integrated approach to map ecologically vulnerable areas in marine waters in the Netherlands (V-maps). RIKZ working document RIKZ 2007-xxx. Ministry of Transport, Public Works and Water Management, Rijkswaterstaat, National Institute for Marine and Coastal Management. The Hague. Netherlands, 2007. 93 p.
- Øigård T. A., Lindstrøm U., Haug T., Nilssen K. T., Smout S. Functional relationship between harp seal body condition and available prey in the Barents Sea // *Marine Ecology Progress Series*. 2013. Vol. 484. P. 287–301. DOI: 10.3354/meps10272.
- Okolodkov Y. Species range types of recent marine dinoflagellates recorded from the Arctic // *Grana*. 1999. Vol. 38. P. 162–169. DOI: 10.1080/713786929.
- Okolodkov Yu.B., Dodge J.D. Biodiversity and biogeography of planktonic dinoflagellates in the Arctic Ocean // *Journ. of Experimental Marine Biology and Ecology*. 1996. 202. P. 19–27.
- Olli K., Halvorsen E., Vernet M., et al. Food web functions and interactions during spring and summer in the arctic water inflow region: investigated through inverse modeling // *Front. Mar. Sci*. 2019. Vol. 6 Art. 244. DOI: 10.3389/fmars.2019.00244.
- Olli K., Riser C.W., Wassmann P., Ratkova T., Arashkevich E., Pasternak A. Seasonal variation in vertical flux of biogenic matter in the marginal ice zone and the central Barents Sea // *Journ. of Marine Systems*. 2002. Vol. 38. No. 1–2. P. 189–204.
- Organelli E., Claustre H., Bricaud A., Barbieux M., Uitz J., D’Ortenzio F., Dall’Omo G. Bio-optical anomalies in the world’s oceans: An investigation on the diffuse attenuation coefficients for downward irradiance derived from Biogeochemical Argo float measurements // *Journ. Geophys. Res. Oceans*. 2017. Vol. 122. No. 5. P. 1–22. DOI: 10.1002/2016JC012629.
- Orlova E., Knutsen T., Dalpadado P. et al. Zooplankton // Joint Norwegian-Russian environmental status 2008. Report on the Barents Sea Ecosystem. Part II – Complete report. P. 183–194. J.E. Stiansen et al. (Eds.). IMR/PINRO Joint Report Series. 2009. 375 p.
- Orlova E.L., Dolgov A.V., Renaud P.E. et al. Climatic and ecological drivers of euphausiid community structure vary spatially in the Barents Sea: relationships from a long time series (1952–2009) // *Front. Marine Sci*. 2015. Vol. 1. No. 74. P. 1–13.
- Orlova E.L., Dolgov A.V., Renaud P.E. et al. Structure of the macroplankton – pelagic fish – cod trophic complex in a warmer Barents Sea // *Marine Biol. Res*. 2013. Vol. 9. P. 851–866.
- Orlova M.I., Therriault T.W., Antonov P.I., Shcherbina G.Kh. Invasion ecology of quagga mussels (*Dreissena rostriformis bugensis*): a review of evolutionary and phylogenetic impacts // *Aquat. Ecol*. 2005. Vol. 39. P. 401–418.
- Ottesen D., Stokes C.R., Risea L., Olsen L. Ice sheet dynamics and ice streaming along the coastal parts of northern Norway // *Quat. Sci. Rev*. 2008. Vol. 27. P. 922–940.
- Owrid G., Soca G., Civitaresse G., Luchetta A., Witor J., Nothig E.-M., Andreassen I., Schauer U., Strass Vol. Spatial variability of phytoplankton, nutrients and new production estimates in the waters around Svalbard // *Polar Res*. 2000. Vol. 19. No. 2. P. 155–171.
- Ozhigin V.K., Trofimov A.G., Ivshin V.A. The Eastern Basin Water and currents in the Barents Sea. ICES Document CM. 2000/L:14. 19 p.
- Oziel L., Neukermans G., Ardyna M., Lancelot C., Tison J.-L., Wassmann P., Sirven J., Ruiz-Pino D., Gascard J.-C. Role for Atlantic inflows and sea ice loss on shifting phytoplankton blooms in the Barents Sea // *Journ. Geophys. Res. Oceans*. 2017. Vol. 122. P. 5121–5139. DOI: 10.1002/2016JC012582.
- Oziel L., Sirven J., Gascard J.-C. The Barents Sea frontal zones and water masses variability (1980–2011) // *Ocean Sci*. 2016. Vol. 12. P. 169–184.
- Paasche E., Erga S.R. Phosphorus and nitrogen limitation of phytoplankton in the inner Oslofjord (Norway) // *SARSIA*. 1988. Vol. 73. No. 3. P. 229–243.
- Packard T.T., Christensen J.P. Respiration and vertical carbon flux in the Gulf of Maine water column // *Journ. Marine Res*. 2004. Vol. 62. P. 9–115.
- Packard T.T., Williams P.J. Rates of respiratory oxygen consumption and electron transport in surface seawater from the northwest Atlantic // *Oceanol. Acta*. 1981. Vol. 4. No. 3. P. 351–358.
- Pang K.L., Raymond K.K., Chan C.W., Vrijmoed L.L.P. Diversity and physiology of marine lignicolous fungi in Arctic waters: a preliminary account // *Polar Res*. 2011. Vol. 30. P. 5859–5863.
- Passow U., Carlson C.A. The biological pump in a high CO₂ world // *Marine Ecol. Prog. Ser*. 2012. Vol. 470. P. 249–271.
- Pasternak A., Arashkevich E., Reigstad M. et al. Dividing mesozooplankton into upper and lower size groups: applications to the grazing impact in the Marginal Ice Zone of the Barents Sea // *Deep-Sea Res. II*. 2008. Vol. 55. P. 2245–2256.
- Pasternak A., Wexels Riser C., Arashkevich E. et al. *Calanus* spp. grazing affects egg production and vertical carbon flux (the marginal ice zone and open Barents Sea) // *Journ. Marine Syst*. 2002. Vol. 38. P. 147–164.
- Patton H., Hubbard A., Andreassen K., Auriac A., Whitehouse P.L., Stroeve A.P., Shackleton C., Winsborrow M., Heyman J., Hal, A.M. Deglaciation of the Eura-

- sian ice sheet complex // *Quaternary Sci. Rev.* 2017. Vol. 169. P. 148–172.
- Pavlidis Yu., Polyakova E.I. Late Pleistocene and Holocene depositional environments and paleoceanography of the Barents Sea: evidence from seismic and biostratigraphic data // *Marine Geol.* 1997. Vol. 143. P. 189–205.
- Pedersen G., Tande K.S., Nilssen E.M. Temporal and regional variation in the copepod community in the central Barents Sea during spring and early summer 1988 and 1989 // *Journ. Plankton Res.* 1995. Vol. 17. No. 2. P. 263–282.
- Persistent Toxic Substances, Food Security and Indigenous Peoples of the Russian North. Final Report. Oslo, Norway: AMAP, 2004. 192 p.
- Pesant S., Legendre L., Gosselin M., Bauerfeind E., Budéus G. Wind-triggered events of phytoplankton downward flux in the Northeast Water Polynya // *Journ. Marine Systems.* 2002. Vol. 31. No. 4. P. 261–278.
- Petit G., Luzum B. IERS conventions. IERS Technical Note No. 36, Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, 2010. 179 p.
- Peucker-Ehrenbrink B., Miller M.W., Arsouze T., Jeandel C. Continental bedrock and riverine fluxes of strontium and neodymium isotopes to the oceans // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2010. Vol. 11. Q03016. DOI: 10.1029/2009GC002869.
- Pfirman S.L., Bauch D., Gammelsrind T. The northern Barents Sea: Water mass distribution and modification // *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. The Nansen Centennial Volume.* O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland (Eds.). *Geophys. Monograph. Series*, 85. AGU, Washington. D.C. 1994. P. 77–94.
- Pfirman S.L., Colony R., Nürnberg D. et al. Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice // *Journ. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. No. 6. P. 12575–12586.
- Pieńkowski A.J., Mudie P.J., England J.H. et al. Environmental conditions in Coronation Gulf, southwestern Canadian Arctic Archipelago: evidence from dinoflagellate cysts, other non-pollen palynomorphs, and pollen // *Journ. of Quaternary Science.* 2011. Vol. 26. P. 839–853. DOI: 10.1002/jqs.1503.
- Pilipchuck M.F., Volkov I.I. Behavior of molybdenum in processes of sediment formation and diagenesis // *The Black Sea: Geology, chemistry and biology.* E.T. Degens, D.A. Ross (Eds.). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1974. P. 542–552.
- OttmøllerDębski Preliminary analysis of the 21 February 2008, Svalbard (Norway) seismic sequence // *Seismological Research Letters.* 2010. Vol. 81. P. 63–75.
- Planque E., Primicerio P., Emichalsen K., Aschan M., Certain G., Dalpadado P., Gjørøater H., Hansen C., Johannesen E., Jørgensen L.L., Kolsum I., Kortsch S., Leclerc L.-M., Omli L., Skern-Mauritzen M., Wiedmann M. Who eats whom in the Barents Sea: a food web topology from plankton to whales // *Ecology.* 2014. V.95(5). P. 1430.
- Polissar A.V., Hopke P.K., Malm W.C., Sisler J.F. Atmospheric aerosol over Alaska. 1. Spatial and seasonal variability // *J. Geophys. Res.* 1998a. Vol. 103. No. D15. P. 19035–19044.
- Polissar A.V., Hopke P.K., Paatero P., Malm W.C., Sisler J.F. Atmospheric aerosol over Alaska. 2. Elemental composition and sources // *J. Geophys. Res.* 1998b. Vol. 103. No. D15. P. 19045–19057.
- Politova N.V., Shevchenko V.P., Kravchishina M.D. Suspended particulate matter in the Russian Arctic seas // *Seabed morphology of Arctic Russian shelf.* NY: Nova Sci. Publishers Inc., 2010. P. 73–85.
- Politova N.V., Shevchenko V.P., Zernova V.V. Distribution, composition, and vertical fluxes of particulate matter in bays of Novaya Zemlya Archipelago, Vaigach Island at the end of summer // *Advances in Meteorology.* 2012. Vol. 2012. Article ID 259316. P. 1–15 p.
- Polyak L., Bischof J., Ortiz J.D., Darby D.A., Channell J.E.T., Xuand C., Kaufman D.S., Løvlie R., Schneider D.A., Eberl D.D., Adler R.E., Councili E.A. Late quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // *Global Planet. Change.* 2009. Vol. 68. No. 1–2. P. 5–17.
- Polyak L., Edwards M.H., Coakley B.J. et al. Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glacial deep-sea bedforms // *Nature.* 2001. Vol. 410. P. 453–458.
- Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A., Ivanov G., Krinitsky P. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia // *Marine Geol.* 1997. Vol. 143. P. 169–188.
- Polyak L., Gataullin V., Okuneva O., Stelle Vol. New constraints on the limits of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea // *Geology.* 2000. Vol. 28. No. 7. P. 611–614.
- Polyak L., Korsun S., Febo L.A., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.J. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river influenced Arctic marine environment // *Journ. of Foraminiferal Res.* 2002. Vol. 32. P. 252–273.
- Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglaciation of the southern Barents Sea // *Geology.* 1995. Vol. 143. P. 189–205.
- Polyak L., Mikhailov Vol. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evi-

- dence // Late Quaternary paleoceanography of the North Atlantic margins. J.T. Andrews, W.E.N. Austin, H. Bergsten, A.E. Jennings (Eds.). Edinburgh: Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. No. 111. P. 323–337.
- Polyak L., Solheim A. Late- and postglacial environments in the northern Barents Sea, west of Franz Josef Land // *Polar Research*. 1994. Vol. 13. P. 197–207.
- Polyakov I., Pnyushkov A., Alkire M., Ashik I., Baumann T., Carmack E., Goszczko I., Guthrie J., Ivanov V., Kanzow T., Krishfield R., Kwok R., Sundfjord A., Morison J., Rember R., Yulin A. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Science*. 2017. Vol. 356. No. 6335. P. 285–291.
- Polyakova E.I., Dzhinoridze R.N., Novichkova T.S., Golovnina (Novichkova) E. Diatoms and palynomorphs in the White Sea Sediments as Indicators of Ice and Hydrological Conditions // *Oceanology*. 2003. Vol. 43. P. 144–158.
- Polyakova Y.I. Late Cenozoic evolution of northern Eurasian marginal seas based on the diatom record // *Polarforschung*. 2001. Vol. 69. P. 211–220. DOI: 10.2312/polarforschung.69.211.
- Polyakova Y.I., Novichkova Y.A. Diatoms and aquatic palynomorphs in the White Sea sediments as indicators of sedimentation processes and paleoceanography // *The Handbook of Environmental Chemistry. Sedimentation Processes in the White Sea*. 2018. P. 67–104.
- Polyakova Ye.I. Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions // *Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability, and Environmental Significance, Proceedings in Marine Sciences*. R. Stein, K. Fahl, D.K. Fütterer, E.M. Galimov, O.V. Stepanets (Eds.). Elsevier, Amsterdam, 2003. P. 375–399.
- Popov S.K., Safronov G.F., Zilberstein O.I., Tikhonova O.V., Verbitskaya O.A. Density and residual tidal circulation and related mean sea level of the Barents Sea // *Ocean circulation science derived from the Atlantic, Indian and Arctic sea level networks*. Toulouse, France. 1999. P. 10–11.
- Popova S.A., Simonova G.V., Makarov V.I., Kalashnikova D.A., Zenkova P.N., Lisitzin A.P., Novigatsky A.N. Variations of the carbon isotope composition and of organic and elemental carbon concentrations of the North Atlantic aerosols // *Proceedings of SPIE*. 2019. Vol. 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 112082V. 18 December 2019. DOI: 10.1117/12.2538888.
- Popovicheva O., Diapouli E., Makshtas A., Shonija N., Manousakas M., Saraga D., Uttal T., Eleftheriadis K. East Siberian Arctic background and black carbon polluted aerosols at HMO Tiksi // *Sci. of the Total Environment*. 2019. Vol. 655. P. 924–938.
- Popovicheva O.B., Evangelidou N., Eleftheriadis K., Kalogridis A.C., Sitnikov N., Eckhard S., and Stohl A. Black carbon sources constrained by observations in the Russian High Arctic // *Environ. Sci. Technol.* 2017. Vol. 51. No. 7. P. 3871–3879. DOI: 10.1021/acs.est.6b05832.
- Pospelova V., de Vernal A., Pedersen T.F. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the northeastern Pacific Ocean (43–25°N) in relation to sea-surface temperature, salinity, productivity and coastal upwelling // *Marine Micropaleontology*. 2008. Vol. 68. P. 21–48.
- Poulin M., Daugbjerg N., Gradinger R., Ilyash L., Ratkova T., von Quillfeldt C. The pan-Arctic biodiversity of marine pelagic and sea-ice unicellular eukaryotes: a first-attempt assessment // *Marine Biodiversity*. 2011. Vol. DOI: 10.1007/s12526-010-0058-8.
- Poulsen L.K., Kiørboe T. Coprophagy and coprorhexy in the copepods *Acartia tonsa* and *Temora longicornis*: clearance rates and feeding behaviour // *Maine Ecol. Prog. Ser.* 2005. Vol. 299. P. 217–227.
- Powell R.D., Molnia B.F. Glaciomarine sedimentary processes, facies, and morphology of the south-southeast Alaska shelf and fjords // *Marine Geol.* 1989. Vol. 85. P. 359–390.
- Purcell J.E. Climate effects on formation of jellyfish and ctenophore blooms // *Journ. Marine Biol. Assoc. UK*. 2005. Vol. 85. P. 461–476.
- Purcell J.E. Predation on fish eggs and larvae by pelagic cnidarians and ctenophores // *Bull. Marine Sci.* 1985. Vol. 37. P. 739–755.
- Quinn P., Shaw G., Andrews E., Dutton E.G., Ruoho-Airola T., Gong S.L. Arctic haze: current trends and knowledge gaps // *Tellus*. 2007. 59B (1). P. 99–114. DOI: 10.1111/j.1600-0889.2006.00238.x.
- Quinn P.K., Bates T.S., Schulz K., Shaw G.E. Decadal trends in aerosol chemical composition at Barrow, Alaska: 1976–2008 // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2009. Vol. 9. P. 8883–8888.
- Raats W.E. The climatology and meteorology of Arctic air pollution // *Pollution of the Arctic atmosphere*. NY: Elsevier, 1991. P. 13–42.
- Rachold Vol. Major, trace and Rare Earth Element geochemistry of suspended particulate material of East Siberian rivers draining to the Laptev Sea // *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. H. Kassens, Y.A. Bauch, I.A. Dmitrenko et al. (Eds.). Berlin: Springer, 1999. P. 199–222.
- Rachold V., Eicken H., Gordeev V.V., Grigoriev, M.N., Hubberten H.-W., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P.,

- Schirrmeister L., Modern Terrigenous Organic Carbon Input to the Arctic Ocean // *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*. R. Stein, R.W. MacDonald (Eds.). Berlin: Springer, 2004. P. 33–55. DOI: 10.1007/978-3-642-18912-8_2.
- Radi T., de Vernal A. Dinocysts as proxy of primary productivity in mid-high latitudes of the Northern Hemisphere // *Marine Micropaleontology*. 2008. Vol. 68. P. 84–114.
- Radi T., de Vernal A., Peyron O. Relationships between dinoflagellate cyst assemblages in surface sediment and hydrographic conditions in the Bering and Chukchi Seas // *Journ. of Quaternary Science*. 2001. Vol. 16. P. 667–680.
- Rahn K.A. Atmospheric, riverine and oceanic sources of seven trace constituents to the Arctic Ocean // *Atmospheric Environment*. 1981. Vol. 15. No. 8. P. 1507–1516.
- Rämä T., Davey M.L., Nordén J., Halvorsen R., Blaaid R., Mathiassen G.H., Alsos I.G., Kauserud H. Fungi sailing the Arctic ocean: speciose communities in North Atlantic driftwood as revealed by high-throughput amplicon sequencing // *Microbial Ecology*. 2016. Vol. 72. No. 2. P. 295–304.
- Rämä T., Hassett B., Bubnova E. Arctic marine fungi: from filaments and flagella to operation taxonomical units and beyond // *Botanica Marina*. 2017. Vol. 60. No. 4. P. 433–452.
- Rämä T., Mathiassen G.H., Kauserud H. Marine fungi new to Norway, with an outlook to the overall diversity // *Agarica*. 2014. Vol. 35. P. 35–47.
- Rämä T., Norden J., Davey M.L., Mathiassen G.H., Spatafora J.W., Kauserud H. Fungi ahoy! Diversity on marine wooden substrata in the high North // *Fungal Ecology*. 2014b. Vol. 8. P. 46–58.
- Ramseier R.O., Garrity C., Bauerfeind E., Peinert R. Sea-ice impact on long-term particle flux in the Greenland Sea's Is Odden-Nordbukta region, 1985–1996 // *Journ. Geophys. Res.: Oceans*. 1999. Vol. 104. No. C3. P. 5329–5343.
- Rasmussen T.L., Thomsen E., Skirbekk K. et al. Spatial and temporal distribution of Holocene temperature maxima in the northern Nordic seas: interplay of Atlantic-, Arctic- and polar water masses // *Quat. Sci. Rev.* 2014. Vol. 92. P. 280–281.
- Rasmussen T.L., Thomsen E., Ślubowska M.A. et al. Paleooceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20 000 14C yr BP // *Quat. Res.* 2007. Vol. 67. P. 100–114.
- Rat'kova T., Wassmann P. Seasonal variation and spatial distribution of phytoplankton protozooplankton in the central Barents Sea // *Journ. Marine Syst.* 2002. Vol. 38. P. 47–75.
- Rau G.H., Riebesell U., Wolf-Gladrow D. CO₂(aq)-dependent photosynthetic ¹³C fractionation in the ocean: a model versus measurement // *Global Biogeochem. Cycles*. 1997. Vol. 11. P. 267–278.
- Rau G.H., Sweeney R.E., Kaplan I.R. Plankton ¹³C/¹²C ratio changes with latitude: differences between Northern and Southern oceans // *Deep-Sea Res.* 1982. Vol. 29. P. 1035–1039.
- Reay H.J., France J.L., King M.D. Decreased albedo, e-folding depth and photolytic OH radical and NO₂ production with increasing black carbon content in Arctic snow // *Journ. Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. P. 1–11. D00R20. DOI: 10.1029/2011JD016630.
- Rees W.G. Remote sensing of snow and ice. CRC Press, 2005. 312 p. DOI: 10.1201/9780367801069.
- Reid C., Orgel L.E. Synthesis of sugars in potentially prebiotic conditions // *Nature*. 1967. Vol. 216. P. 455–467.
- Reigstad M., Carroll J.L., Slagstad D., Ellingsen I., Wassmann P. Intra-regional comparison of productivity, carbon flux and ecosystem composition within the northern Barents Sea // *Progress in Oceanogr.* 2011. Vol. 90. P. 33–46.
- Reigstad M., Wassmann P., Riser W.C. et al. Seasonal variation in hydrography, nutrients and suspended biomass in the marginal ice zone and the central Barents Sea // *Journ. Mar. Syst.* 2002. Vol. 38. P. 9–29.
- Reille M. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord, supplement 1. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie. URA CNRS, Marseille, 1995.
- Reille M. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord, supplement 2. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie. URA CNRS, Marseille, 1998.
- Reimann C., Äyräs M., Chekushin V., Bogatyrev I., Boyd R., de Caritat P., Dutter R., Finne T.E., Halleraker J.H., Jäger O., Kashulina G., Lehto O., Niskvaara H., Pavlov V., Räisänen M.L., Strand T., Volden T. Environmental Geochemical Atlas of the Central Barents Region. NGU-GTK-CKE special publication. Trondheim: Grytting AS, 1998. 745 p.
- Reimann C., Boyd R., de Caritat P., Halleraker J.H., Kashulina G., Niskvaara H., Bogatyrev I. Topsoil (0–5 cm) composition in eight Arctic catchments in Northern Europe (Finland, Norway and Russia) // *Environ. Pollution*. 1997. Vol. 95. P. 45–56.
- Reimnitz E., Dethleff D., Nurnberg D. Contrasts in Arctic shelf sea-ice regimes and some implications: Beaufort Sea versus Laptev Sea // *Marine Geology*. 1994. Vol. 119. P. 215–225.
- Reimnitz E., Kempema E.W., Barnes P.W. Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow Arctic seas // *Journ. Geophysical Res.* 1987. Vol. 92. C13. P. 14,671–14,678.

- Reimnitz E., McCormick M., Bischof J., Darby D.A. Comparing sea-ice sediment load with Beaufort Sea shelf deposits: Is entrainment selective? // *Journ. Sedimentary Res.* 1998. Vol. 68. No. 5. P. 777–787.
- Rey F., Loeng H. The influence of ice and hydrographic conditions on the development of phytoplankton in the Barents Sea // *Marine Biology of Polar Regions and Effects of Stress on Marine Organisms*. J. Gray, M. Christiansen (Eds.). Wiley: Chichester, 1985. P. 49–63.
- Rey F., Skjoldal H.R., Slagstad D. Primary production in relation to climatic changes in the Barents Sea // *The effect of oceanographic conditions on distribution and population dynamics of commercial fish stocks in the Barents Sea*. H. Loeng (Ed.). Proc. 3rd Soviet-Norwegian Symp., Murmansk, 26–28 May, 1986. Bergen: Inst. Mar. Res., 1987. P. 29–46.
- Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., et al. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature // *Journ. Climate*. 2007. Vol. 20 P. 5473–5496.
- Richerol T., Rochon A., Blasco S. et al. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments of the Mackenzie Shelf and Amundsen Gulf, Beaufort Sea (Canada) // *Journ. Marine Syst.* 2008. Vol. 74. P. 825–839.
- Rigual-Hernández A.S., Colmenero-Hidalgo E., Martrat B., et al. Svalbard ice-sheet decay after the Last Glacial Maximum: New insights from micropalaeontological and organic biomarker paleoceanographical reconstructions // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2017. Vol. 465. P. 225–236.
- Rise L., Bellec V.K., Chand S., Bøe R. Pockmarks in the southwestern Barents Sea and Finnmark fjords // *Norwegian Journal of Geology*. 2015. Vol. 94. P. 263–282.
- Risebrobakken B., Dokken T., Smedsrud L.H. et al. Early Holocene temperature variability in the Nordic Seas: The role of oceanic heat advection versus changes in orbital forcing // *Paleoceanography*. 2011. Vol. 26. PA4206. DOI: 10.1029/2011PA002117.
- Risebrobakken B., Moros M., Ivanova E. et al. Climate and oceanographic variability in the SW Barents Sea during the Holocene // *Holocene*. 2010. Vol. 20. No. 4. P. 609–621. DOI: 10.1177/0959683609356586.
- Rivkin R.B., Swift E. Characterization of alkaline phosphatase and organic phosphorus utilization in the oceanic dinoflagellate *Pyrocystis noctiluca* // *Marine Biology*. 1980. Vol. 61. P. 1–8.
- Rochon A., de Vernal A., Turon J.-L., Matthiessen J., Head M. Distribution of Recent Dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters // *AASP Contr. Ser.* 1999. Vol. 35. P. 1–150.
- Romankevich E.A., Lisitzin A.P., Vinogradov M.E., Lein A. Yu., Kuptzov V.M., Vetrov A.A., Shevchenko V.P. Organic matter in the Arctic-genesis, composition, age // *Humanity and the world ocean interdependence at the dawn of the millennium*. P.ACON-99. Intern. M.: RAS, 2000. P. 255–264.
- Rørvik K.-L., Grøsfjeld K., Hald M. A late Holocene climate history from Malangen, a north Norwegian Fjord, based on dinocysts // *Norwegian Journal of Geology*. 2009. Vol. 89. P. 135–147.
- Rosenfeld A. Die rezenten Ostracoden-Arten in der Ostsee // *Meyniana*. 1977. Vol. 29. P. 11–49.
- Roy D.K., Roser B.P. Climatic control on the composition of Carboniferous–Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh // *Gondwana Res.* 2013. Vol. 23. P. 1163–1171.
- Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Kattner G. On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean // *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment*. O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland (Eds.). Geophysical Monograph Series. AGU, Washington, D.C. 1994. Vol. 85. P. 33–46.
- Rudenko O., Polyak L., Taldenkova E., Bauch H.A., Chistyakova N., Yenina Vol. Holocene stratigraphy and depositional environments of the southeastern Barents Sea based on palynological and microfaunistic data // *Abstract Book of the 6th International Conference on «Palaeo-Arctic Spatial and Temporal (PAST) Gateways»*. 16–20th April. 2018. Durham. UK. P. 93–94.
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry*. H.D. Holland, K.K. Turekian (Eds.). Elsevier, 2003. Vol. 3. P. 1–64.
- Rysgaard S., Thamdrup B., Rysgaard-Petersen N., Fossing H., Berg P., Christensen P.B., Dalsgaard T. Seasonal carbon and nutrient mineralization in a high-Arctic coastal marine sediment, Young Sound, Northeast Greenland // *Maine Ecol. Prog. Ser.* 1998. Vol. 175. P. 261–276.
- Saetre R., Aure J., Ljoen R. Wind effects on the lateral extension of the Norwegian Coastal Current // *Continental Shelf Res.* 1988. Vol. 8. No. 3. P. 239–253.
- Sakerin S.M., Bobrikov A.A., Bukin O.A., Golobokova L.P., Polkin Vas.V., Polkin Vik.V., Shmirko K.A., Kabanov D.M., Khodzher T.V. Onischuk N.A., Pavlov A.N., Potemkin V.L., Radionov V.F. On measurements of aerosol-gas composition of the atmosphere during two expeditions in 2013 along Northern Sea Route // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. Vol. 15. No. 21. P. 12413–12443. DOI: 10.5194/acp-15-1-2015.
- Sakerin S.M., Kabanov D.M., Polkin V.V., Golobokova L.P., Zenkova P.N., Kessel A.S., Polkin Vas.V., Radionov V.F., Terpugova S.A., Urazgildeeva A.V., Khodzher T.V., Khuriganowa O.I. Features of spatial distribution of aerosol characteristics over Arctic seas // *Proc. SPIE 10833, 24th International Symposium on Atmospher-*

- ic and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 1083339. 13 December 2018. DOI: 10.1117/12.2502013.
- Sakerin S.M., Zenkova P.N., Izosimova O.N., Kabanov D.M., Pol'kin Vik.V., Radionov V.F., Malafeev G.V., Shevchenko V.P. Measurements of aerosol optical and microphtsical characteristics in 2018 expeditions onboard RV "Akademik Mstislav Keldysh" and RV "Akademik Tryoshnikov" // Proceedings of SPIE. 2019. Vol. 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 1120839. 18 December 2019. DOI: 10.1117/12.2539793.
- Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic seas // *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*. R. Stein, R.W. Macdonald R.W. (Eds.) NY: Springer, 2004. P. 57–81.
- Sakshaug E., Bjørge A., Gulliksen B., et al. Structure, biomass distribution, and energetics of the pelagic ecosystem in the Barents Sea // *Polar Biol*. 1994. Vol. 14. P. 405–411.
- Sambleten C., Schefer P., Andrulei, H., Baumann A., Baumann K.-H., Kohly A., Matthiessen J., Schroder-Ritzrau A. Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: form living communities to sediment assemblages // *Geol. Rundsch*. 1995. Vol. 84. P. 108–136.
- Sameoto D.D., Herman A.W. Life cycle and distribution of *Calanus finmarchicus* in deep basins on the Nova Scotia shelf and seasonal changes in *Calanus* spp. // *Marine Ecol. Prog. Ser*. 1990. Vol. 66. P. 225–237.
- Sampei M., Sasaki H., Hattori H. et al. Significant contribution of passively sinking copepods to the downward export flux in Arctic waters // *Limnol. Oceanogr*. 2009. Vol. 54. P. 1894–1900.
- Sampei M., Sasaki H., Hattori H., Fukuchi M., Hargrave B.T. Fate of sinking particles, especially fecal pellets, within the epipelagic zone in the North Water (NOW) polynya of northern Baffin Bay // *Marine Ecol. Progress Series*. 2004. Vol. 278. P. 17–25.
- Sarnthein M., Kennett J.P., Chappel J. et al. Exploring Late Pleistocene Climate Variations // *EOS. Transactions. AGU*. 2000. Vol. 81. No. 51. P. 625, 629–630.
- Sarnthein M., Kreveld van S., Erlenkauser H. et al. Centennial-to-millennial-scale periodicities of Holocene climate and sediment injections off the western Barents shelf, 75°N // *Boreas*. 2003. Vol. 32. No. 75. P. 447–461. DOI: 10.1080/03009480301813.
- Sarnthein M., Pflaumann U., Weinelt M. Past extent of sea ice in the northern North Atlantic inferred from foraminiferal paleotemperature estimates // *Paleoceanography*. 2003. Vol. 18. No. 2. P. 1047. DOI: 10.1029/2002pa000771.
- Sars G.O. Oversight af Norges marine Ostracoder. Forh. Vidensk-Selsk. Krist., 1865, 1866. P. 1–130.
- Savinov V., Dahle S., Plotitsyna N. et al. Analyses of oil contamination in the Kara Sea and Barents Sea sediments // *Akvaplan-niva*. 2006. Report APN-433.3158. 44 p.
- Sawney B.L. Selective sorbtion and fixation of cations by clay minerals: a review // *Clays and Clay Miner*. 1972. Vol. 20. P. 93–118.
- Scharroo R., Smith W.H.F., A GPS-based climatology for the total electron content in the ionosphere // *Journ. Geophys. Res*. 2010. Vol. 115. No. A10. DOI: 10.1029/2009JA0014719.
- Schauer U., Loeng H., Rudels B., Ozhigin V.K., Dieck W. Atlantic water Flow through the Barents and Kara Seas // *Deep-Sea Research*. 2002. Part I. Vol. 46. P. 2281–2298.
- Schauer U., Muench R.D., Rudels B., Timokhov L. The impact of eastern Arctic Shelf Waters on the Nansen Basin intermediate layers // *Journ. Geophys Res*. 1997. Vol. 102. P. 3371–3382.
- Schlitzer R. Ocean Data View, 2020. [Электронный пецып]. URL: <https://odv.awi.de>.
- Schlüter M., Rachor E. Meroplankton distribution in the central Barents Sea in relation to local oceanographic patterns // *Polar Biol*. 2001. Vol. 24. P. 58–592.
- Schmeisser L., Backman J., Ogren J.A., Andrews E., Asmi E., Starkweather S., Uttal T., Fiebig M., Sharma S., Eleftheriadis K., Vratolis S., Bergin M., Tunved P., Jefferson A. Seasonality of aerosol optical properties in the Arctic // *Atmos. Chem. Phys*. 2018. Vol. 18. P. 11599–11622.
- Schoenborn W.A., Fedo C.M. Provenance and paleoweathering reconstruction of the Neoproterozoic Johnnie Formation, southeastern California // *Chem. Geol*. 2011. Vol. 285. P. 231–255.
- Schrader H.J., Bjorklund K.R., Manum S. et al., Cenozoic biostratigraphy, physical stratigraphy, and paleoceanography in the Norwegian-Greenland Sea, DSDP Leg 38; Paleontological synthesis // *Init. Repts., DSDP. Vol. 38: Washington (U.S. Govt. Printing Office)*. 1976. P. 1197–1211.
- Schrader H.J., Fenner J. Norwegian diatoms biostratigraphy and taxonomy // *Init Repts. DSDP, Vol. 38. M. Talwani, G. Udintsev et al. (Eds.). Washigton (U.S. Govt. Printing Office)*. 1976. P. 921–1097.
- Schrum C., Harms I., Hatten K. Modelling air-sea exchange in the Barents Sea by using a coupled regional ice-ocean model. Evaluation of modelling strategies // *Meteorologische Zeitschrift*. 2005. Vol. 14. No. 6. P. 801–808.
- Schrum H.N., Murray R.W., Gribsholt B. Comparison of Rhizon Sampling and Whole Round Squeezing for Marine Sediment Porewater // *Scientific Drilling*. 2012. No. 13. P. 47–50.
- Schubert C.Z., Calvert S.E. Nitrogen and carbon isotopic

- composition of marine and terrestrial organic matter in Arctic Ocean sediments: implication for nutrient utilization and organic matter composition // *Deep-Sea Res.* 2001. Vol. 48. P. 789–810.
- Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // *Nature*. 2010. No. 464. P. 1334–1337.
- Seki H. Organic materials in aquatic systems. CRC Press, Boca Raton, Florida. 1982. 201 p.
- Semenov V.A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2012. No. 6. P. 1231–1237.
- Serov P., Vadakkepuliambatta S., Mienerta J., Pattona H., Portnova A., Silyakova A., Panieria G., Carroll M.L., Carrol, J.L., Andreassen K., Hubbard A. Post-glacial response of Arctic Ocean gas hydrates to climatic amelioration // *PNAS*. 2017. Vol. 114. No. 24. P. 6215–6220.
- Serykh I.V., Sonechkin D.M. Nonchaotic and globally synchronized short-term climatic variations and their origin // *Theoretical and Applied Climatology*. 2019. Vol. 137. No. 3–4. P. 2639–2656. DOI: 10.1007/s00704-018-02761-0.
- Serykh I.V., Sonechkin D.M., Byshev V.I., Neiman V.G., Romanov Yu.A. Global Atmospheric Oscillation: An Integrity of ENSO and Extratropical Teleconnections // *Pure and Applied Geophysics*. 2019. Vol. 176. No. 8. P. 3737–3755. DOI: 10.1007/s00024-019-02182-8.
- Shaw G.E. The Arctic haze phenomenon // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1995. Vol. 76. No. 12. P. 2403–2414.
- Shevchenko V.P. Aerosols over the Russian Arctic seas // *Seabed morphology of Arctic Russian shelf*. Nikiforov S. (Ed.) New York: Nova Science Publishers Inc., 2010. P. 87–92.
- Shevchenko V.P., Burovkin A.A., Zernova V.V., Shanin S.S., Ivanov G.I., Polyak L.V., Dzhinoridze R.N. Sedimentary material flows in the St. Anna Trough and eastern Barents Sea // *Doklady earth sciences*. 1998. Vol. 359. No. 3. P. 400–403.
- Shevchenko V.P., Ivanov G.I., Shanin S.S., Romankevich E.A. The distribution of total suspended matter and particulate organic carbon in the St. Anna Trough and in the Barents Sea // *Berichte zur Polarforschung*. 1999. No. 342. P. 55–67.
- Shevchenko V.P., Kopeikin V.M., Evangelio N., Lisitzin A.P., Novigatsky A.N., Pankratova N.V., Starodymova D.P., Stohl A., Thomson R. Atmospheric black carbon over the north Atlantic and Russian arctic seas in summer-autumn time // *Chemistry for Sustainable Development*. 2016. Vol. 24. No. 4. P. 441–446. DOI: 10.15372/KhUR20160402.
- Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Kuptzov V.M., Ivanov G.I., Lukashin V.N., Martin J.M., Rusakov V.Yu., Safarova S.A., Serova V.V., Van Grieken R., Van Malderen H. Composition of aerosols over the Laptev, Kara, Barents, Greenland and Norwegian seas // *Berichte zur Polarforschung*. 1995. Vol. 176. P. 7–16.
- Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Zernova V.V., Lukashin V.N., Politova N.V., Rusakov V.Y., Shanin S.S. Vertical particle fluxes in seas of the western Russian Arctic // *Proceedings of the Humanity and the World Ocean: Interdependence at the Dawn of the New Millennium (PACON'99)*. 2000. P. 239–249.
- Shevchenko V.P., Vinogradova A.A., Lisitzin A.P., Novigatsky A.N., Panchenko M.V., Pol'kin V.V. Aeolian and ice transport of matter (including pollutants) in the Arctic // *Implications and Consequences of Anthropogenic Pollution in Polar Environments*. Springe, 2016. P. 59–73.
- Shokr M., Sinha N. Sea ice: physics and remote sensing. John Wiley & Sons, 2015. 624 p.
- Shubert C.J., Calvert S.E. Nitrogen and carbon isotopic composition of marine terrestrial organic matter in Arctic ocean sediments: implications for nutrients utilization and organic matter composition // *Deep-Sea Res.* 2001. Vol. 5. No. 48. P. 789–810.
- Sidorenkov N.S. The interaction between Earth's rotation and geophysical processes. Weinheim: Wiley-VCH & Co. KCA. 2009. P. 305.
- Siegert M.J., Dowdeswell J.A. Late Weichselian iceberg, surface-melt and sediment production from the Eurasian Ice Sheet: results from numerical ice-sheet modelling // *Marine Geology*. 2002. Vol. 188. P. 109–127.
- Signorini S.R., McClain C.R. Environmental factors controlling the Barents Sea spring–summer phytoplankton blooms // *Geophys. Res. Lett.* 2009. Vol. 36. L10604. DOI: 10.1029/2009GL037695.
- Silkin V.A., Pautova L.A., Giordano M., Chasovnikov V.K., Vostokov S.V., Pakhomov S.V., Moskalenko L.V. Drivers of phytoplankton blooms in the northeastern Black Sea // *Marine Pollut. Bull.* 2018. Vol. 138. P. 274–284.
- Silkin V.A., Pautova L.A., Pakhomova S.V., Lifanchuk A. V., Yakushev E.V., Chasovnikov V.K. Environmental control on phytoplankton community structure in the NE Black Sea // *Journ. Experimental Marine Biology and Ecology*. 2014. Vol. 461. P. 267–274.
- Simstich J., Stanovoy V., Bauch D., Erlenkeuser H., Spielhagen R.F. Holocene variability of bottom water hydrography on the Kara Sea shelf (Siberia) depicted in multiple single-valve analyses of stable isotopes in ostracods // *Marine Geology*. 2004. Vol. 206. P. 147–164.
- Sirenko B.I. Introduction // *List of species of free-living invertebrates of Eurasian Arctic seas and adjacent deep waters*. Saint-Petersburg: ZIN RAN, 2001. P. 3–6.
- Sirois A., Barrie L.A. Arctic lower tropospheric aero-

- sol trends and composition at Alert, Canada: 1980–1995 // *Journ. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. No. D9. P. 11599–11618.
- Skagseth O. Recirculation of Atlantic Water in the western Barents Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2008. Vol. 35. L11606. DOI: 10.1029/2008GL033758.
- Skjoldal H.R., Gjassetter H., Loeng H. The Barents Sea ecosystem in the 1980s. Ocean climate, plankton, and capelin growth // *ICES Mar. Sci. Symp.* 1992. Vol. 195. P. 278–290.
- Skjoldal H.R., Hassel A., Rey F. Spring phytoplankton development and zooplankton reproduction in the central Barents Sea in the period 1979–1984 // The effect of oceanographic conditions on distribution and population dynamics of commercial fish stocks in the Barents Sea. H. Loeng (Ed.). *Proc. 3rd Soviet-Norwegian Symp., Murmansk, 26–28 May, 1986.* Bergen: Inst. Mar. Res., 1987. P. 59–89.
- Skjoldal H.R., Wiebe P.H., Postel L. et al. Intercomparison of zooplankton (net) sampling systems: Results from the ICES/GLOBEC sea-going workshop // *Prog Oceanogr.* 2013. Vol. 108. P. 1–42.
- Skoog A., Lara R., Kattner G. Spring-summer cycling of DOC, DON and inorganic N in a highly seasonal system encompassing the Northeast Water Polynya, 1993 // *Deep Sea Res.* 1. 2001. Vol. 48. P. 2613–2629.
- Skufin P.K., Theart H.F.J. Geochemical and tectonomagmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola Greenstone Belt, Russia // *Precambrian Res.* 2005. Vol. 14. P. 1–48. DOI: 10.1016/j.precamres.2005.07.004.
- Ślubowska M.A., Koç N., Rasmussen T.L., Klitgaard-Kristensen D. Changes in the flow of Atlantic water into the Arctic Ocean since the last deglaciation: Evidence from the northern Svalbard continental margin, 80°N // *Palaeoceanography.* 2005. Vol. 20. PA4014. P. 1–15.
- Ślubowska-Woldengen M., Rasmussen T.L., Koç N. et al. Advection of Atlantic Water to the western and northern Svalbard shelf since 17.500 cal yr BP // *Quaternary Sci. Rev.* 2007. Vol. 26. P. 463–478.
- Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevick T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents sea in the Arctic climate system // *Reviews Geophys.* 2013. Vol. 51. P. 1–35. <http://dx.doi.org/10.1002/rog.20017>.
- Smedsrud L.H., Ingvaldsen R., Nilsen J.E.O., Skagseth O. Heat in the Barents Sea: transport, storage, and surface fluxes // *Ocean Science.* 2010. Vol. 6. No. 1. P. 219–234.
- Smirnov V.V., Shevchenko V.P., Stein R., Lisitzin A.P., Savchenko A.V. Aerosol size distribution over the Laptev Sea in July–September 1995: First results // *Berichte zur Polarforschung.* 1996. No. 212. P. 139–143.
- Smith J.N., Ellis K.M., Forman S., Polyak L., Ivanov G., Matishov D., Kilius L., Dahle S. Radionuclide sources in the Barents and Kara Seas // *Environmental Radioactivity in the Arctic / Ed. P. Strand, A. Cooke.* Osters. 1995b. P. 179–185.
- Smith J.N., Ellis K.M., Naes K., Matishov D., Dahle S. Sedimentation and mixing rates of radionuclides in Barents Sea sediments off Novaya Zemlya // *Deep-Sea Res.* 1995a. No. 6. P. 1471–1493.
- Smyth T.J., Tyrrel, T., Tarrant B. Time series of coccolithophore activity in the Barents Sea, from twenty years of satellite imagery // *Geophysical Res. Lett.* 2004. Vol. 31. L11302. P. 1–4.
- Snyder J.A., MacDonald G.M., Forman S.L., Tarasov G.A., Mode W.N. Postglacial climate and vegetation history, north-central Kola Peninsula, Russia: pollen and diatom records from Lake Yarnyshnoe-3 // *Boreas.* 2000. Vol. 29. P. 261–271.
- Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G. A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, northcentral Kola Peninsula, Russia // *Boreas.* 1997. Vol. 26. P. 329–346.
- Solignac S., Grøsfjeld K., Giraudeau J. et al. Distribution of recent dinocyst assemblages in the western Barents Sea // *Norwegian Journal of Geology.* 2009. Vol. 89. No. 1–2. P. 109–119.
- Song Y.-H., Choi M.S. REE geochemistry of fine-grained sediments from major rivers around the Yellow Sea // *Chem. Geol.* 2009. Vol. 266. P. 328–342.
- Soon W.W.-H. Variable solar irradiance as a plausible agent for multidecadal variations in the Arctic-wide surface air temperature record of the past 130 years // *Geophys. Res. Lett.* 2005. Vol. 32. No. 16. P. L16712-1–L16712-5.
- Søreide J.E., Hop H., Falk-Petersen S. et al. Macrozooplankton communities and environmental variables in the Barents Sea marginal ice zone in late winter and spring // *Marine Ecol. Prog. Ser.* 2003. Vol. 263. P. 43–64.
- Sorreberg A., Kvingedal B. Atmospheric forcing on the Barents Sea winter ice extent // *Journ. Climate.* 2006. Vol. 19. P. 4772–4784.
- Spofforth D.J., Pälike H., Green D.R.H. Paleogene record of elemental concentrations in sediments from the Arctic Ocean obtained by XRF analyses // *Paleoceanography.* 2008. No. 3 (1). PA1S09.
- Stammer D., Ray R.D., Andersen O.B., et al. Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models // *Reviews of Geophysics.* 2014. Vol. 52. No. 3. P. 243–282. DOI: 10.1002/2014RG000450.
- Stein R. Arctic Ocean sediments: processes, proxies and

- paleoenvironment // *Developments in Marine Geology*. 2008. 592 p.
- Stein R., Dittmers K., Fahl K., Kraus M., Matthiessen J., Niessen F., Pirrung M., Polyakova Y., Schoster F., Steinke T., Futterer D. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // *Quaternary Sci. Rev.* 2004. Vol. 23. P. 1485–1511.
- Steiner Z., Lazar B., Erez J., Turchyn A.V. Comparing Rhizon samplers and centrifugation for pore-water separation in studies of the marine carbonate system in sediments // *Limnol. Oceanogr. Methods*. 2018. Vol. 16. P. 828–839.
- Steinsund P.I., Hald M. Recent calcium carbonate dissolution in the Barents Sea: Paleoceanographic applications // *Marine Geology*. 1994. Vol. 117. Is. 1–4. P. 303–316.
- Stepanova A. Y. Late Pleistocene-Holocene and Recent Ostracoda of the Laptev Sea and their importance for paleoenvironmental reconstructions // *Paleontological Journ.* 2006. Vol. 40. No. 2. P. 91–204.
- Stepanova A., Obrochta S., Krupinski N.B.Q., Hyttenen O., Kotilainen A., Andrén T. Late Weichselian to Holocene history of the Baltic Sea as reflected in ostracod assemblages // *Boreas*. 2019. Vol. 48. No 3. P. 761–778.
- Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H. A. Ostracod palaeoecology and environmental change in the Laptev and Kara Seas (Siberian Arctic) during the last 18 000 years // *Boreas*. 2012. Vol. 41. No. 4. P. 557–577.
- Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Late Saalian-Eemian ostracods from the northern White Sea region // 7th European Ostracodologists' Meeting, Graz, July 25–28. 2011. *Joannea Geologie und Paläontologie*. 2011. Vol. 11. P. 196–198.
- Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Ostracod species of the genus *Cytheropteron* from Late Pleistocene, Holocene and Recent sediments of the Laptev Sea (Arctic Siberia) // *Revista Española de Micropaleontología*. 2004. Vol. 36. No. 1. P. 83–108.
- Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Recent Ostracoda of the Laptev Sea (Arctic Siberia): taxonomic composition and some environmental implications // *Marine Micropaleontology*. 2003. Vol. 48 (1–2). P. 23–48.
- Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects // *Marine Micropaleontology*. 2007. Vol. 63. P. 111–142.
- Stohl A., Andrews E., Burkhardt J.F., Forster C., Herber A., Hoch S.W., Kowal D., Lunder C., Mefford T., Ogren J.A., Sharma S., Spichtinger N., Stebel K., Stone R., Ström J., Tørseth K., Wehrli C., Yttri K.E. Pan-Arctic enhancements of light absorbing aerosol concentrations due to North American boreal forest fires during summer 2004 // *Journ. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. D22214. DOI: 10.1029/2006JD007216.
- Stohl A., Berg T., Burkhardt J.F., Fjærraa A.M., Forster C., Herber A., Hov Ø., Lunder C., McMillan W.W., Oltmans S., Shiobara M., Simpson D., Solberg S., Stebel K., Ström J., Tørseth K., Treffeisen R., Virkkunen K., Yttri K.E. Arctic smoke – record high air pollution levels in the European Arctic due to agricultural fires in Eastern Europe in spring 2006 // *Atmos. Chem. Phys.*, 2007. Vol. 7. No. 2. P. 511–534. DOI: 10.5194/acp-7-511-2007.
- Stohl A., Klimont Z., Eckhardt S., Kupiainen K., Shevchenko V.P., Kopeikin V.M., Novigatsky A.N. Black carbon in the Arctic: the underestimated role of gas flaring and residential combustion emissions // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2013. Vol. 13. No. 17. P. 8833–8855.
- Stone R.S., Anderson G.P., Shettle E.P., Andrews E., Loukachine K., Dutton E.G., Schaaf C., Roman III M.O. Radiative impact of boreal smoke in the Arctic: Observed and modeled // *Journ. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. D14S16. DOI: 10.1029/2007JD009657.
- Stone R.S., Sharma S., Herber A., Eleftheriadis K., Nelson D.W. A characterization of Arctic aerosols on the basis of aerosol optical depth and black carbon measurements // *Elementa. Sci. Anth.* 2014. Vol. 2. P. 1–22. DOI: 10.12952/journal.elementa.000027.
- Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea / J. Faleide, F. Tsikalas, A. Breivik et al. // *Episodes*. 2008. Vol. 31. No. 1. P. 82–92.
- Stübner E.I., Søreide J.E., Reigstad M. et al. Year-round meroplankton dynamics in high-Arctic Svalbard // *Journ. Plank. Res.* 2016. Vol. 38. P. 522–536.
- Stuiver M., Braziunas T. Modelling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC // *Radiocarbon*. 1993. Vol. 35. P. 137–189.
- Stum J. A comparison between TOPEX microwave radiometer, ERS-1 microwave radiometer and European Centre for Medium-Range Weather Forecasting derived wet tropospheric corrections // *Journ. Geophys. Res.: Oceans*. 1994. Vol. 99. No. C12. P. 24927–24939.
- Sullivan B.K., Reeve M.R. Comparison of estimates of the predatory impact of ctenophores by two independent techniques // *Marine Biol.* 1982. Vol. 68. P. 61–65.
- Sundfjord A., Ellingsen I., Slagsrad D., Svendsen H. Vertical mixing in the marginal ice zone of the northern Barents Sea-Results from numerical model experiments // *Deep Sea Res. II*. 2008. Vol. 55. P. 2154–2168.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Sci. Rev.* 2004. Vol. 23 P. 1229–1271.
- Swain F. Pleistocene Ostracoda from the Gubik formation, Arctic coastal plain, Alaska // *Journ. Paleontol.*

- ogy. 1963. Vol. 37. No. 4. P. 798–834.
- Swanberg N., Båmstedt U. Ctenophora in the Arctic: the abundance, distribution and predatory impact of the cydippid ctenophore *Mertensia ovum* (Fabricius) in the Barents Sea // *Polar Res.* 1991. Vol. 10 (2). P. 507–524.
- Takahashi K., Fujitani N., Yanada M. Long-term monitoring of particle fluxes in the Bering Sea and the central subarctic Pacific Ocean, 1990–2000 // *Progress in Oceanography.* 2002. Vol. 55. No. 1–2. P. 95–112.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J., Nikolaev S., Rostovtseva Yu., Pogodina I., Ovsepyan Ya., Kandiano E. History of ice-rafting and water mass evolution at the northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times // *Quaternary Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 3919–3935.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Dem'yankov S., Ovsepyan A. Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal and foraminiferal faunas // *Global and Planetary Change.* 2005. Vol. 48 (1–3). P. 223–251.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Ovsepyan Y., Pogodina I., Klyuvitkina T., Nikolaev S. Benthic and planktic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // *Marine Micropaleontology.* 2012. Vol. 96–97. P. 13–28.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Strezh A., Dem'yankov S., Ovsepyan Ya. Postglacial to Holocene benthic assemblages from the Laptev Sea: paleoenvironmental implications // *Quaternary International.* 2008. Vol. 183. P. 40–60.
- Tande K.S. Calanus in North Norwegian fjords and in the Barents Sea // *Polar Res.* 1991. Vol. 10. P. 389–407.
- Tande K.S. The effects of temperature on metabolic rates of different life stages of *Calanus glacialis* in the Barents Sea // *Polar Biol.* 1988. Vol. 8. P. 457–461.
- Tande K.S., Drobysheva S., Nesterova Vol. et al. Patterns in the variations of copepod spring and summer abundance in the northeastern Norwegian Sea and the Barents Sea in cold and warm years during the 1980s and 1990s // *ICES Journ. Marine Sci.* 2000. Vol. 57. P. 1581–1591.
- The last great ice sheets. G.H. Denton, T.J. Hughes (Eds.) NY: Wiley, 1981. 484 p.
- Thingstad T.F., Martinussen I. Are bacteria active in the cold pelagic ecosystem of the Barents Sea? // *Polar Res.* 1991. Vol. 10. No. 1. P. 255–266.
- Thomsen C., Blaume F., Fohrmann H., Peecken I., Zeller U. Particle transport processes at slope environments – event driven flux across the Barents Sea continental margin // *Marine Geology.* 2001. Vol. 175. No. 1–4. P. 237–250.
- Thorson G. Reproductive and larval ecology of marine bottom invertebrates // *Biol. Rev.* 1950. Vol. 25. P. 1–45.
- Timofeev S.F. Meroplankton in Spitsbergen waters // *Berichte zur Polarforsch.* 1998. Vol. 287. P. 74–79.
- Toledano C., Cachorro V., Gausa M., Stebel K., Aaltonen V., Berjon A., Ortis J.P., de Frutos A.M., Bennouna Y., Blindheim S., Myhre C.L., Zibordi G., Wehrli C., Kratzer S., Hakanson B., Carlund T., de Leuw G., Herber A. Overview of sun photometer measurements of aerosol properties in Scandinavia and Svalbard // *Atmos. Environ.* 2012. Vol. 52. P. 18–28. DOI: 10.1016/j.atmosenv. 2011.10.022.
- Tomas C.R. (Ed.) Identifying marine phytoplankton. San Diego, 1997. 858 p.
- Tomasi C., Kokhanovsky A., Lupi A., Ritter C., Smirnov A., O'Neill N., Stone R., Holben B., Nyeki S., Wehrli C., Stohl A., Mazzola M., Lanconelli C., Vitale V., Stebel K., Aaltonen V., de Leeuw G., Rodriguez E., Herber A.B., Radionov V., Zielinski T., Petelski T., Sakerin S., Kabanov D., Xue Y., Mei L., Istomina L., Wagener R., McArthur B., Sobolewski P., Kivi R., Courcoux Y., Larouche P., Broccardo S., Piketh S. Aerosol remote sensing in polar regions // *Earth-Science Reviews.* 2015. Vol. 140. P. 108–157. DOI: 10.1016/j.earsci-rev.2014.11.001.
- Torrence D.C., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis // *Bulletin of the American Meteorological Society.* 1998. Vol. 79. P. 61–78.
- Torrence D.C., Webster P.J. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system // *Journ. of Climate.* 1999. Vol. 12. P. 2679–2690.
- Tørseth K., Aas W., Breivik K., Fjæraa A.M., Fiebig M., Hjellbrekke A.G., Lund Myhre C., Solberg S., Yttri K.E. Introduction to the European Monitoring and Evaluation Programme (EMEP) and observed atmospheric composition change during 1972–2009 // *Atmospheric Chemistry and Physics.* 2012. Vol. 12. No. 12. P. 5447–5481. DOI: 10.5194/acp-12-5447-2012.
- Tran N., Labroue S., Philipps S., Bronner E., Picot N. Overview and update of the sea state bias corrections for the Jason-2, Jason-1 and TOPEX missions // *Marine Geodesy.* 2010. Vol. 33. No. S1. P. 348–362. DOI: 10.1080/01490419.2010.487788.
- Travnikov O., Ilyin I., Rozovskaya O., Varygina M., Aas W., Uggerud H.T., Mareckova K., Wankmueller R. Long-term Changes of Heavy Metal Transboundary Pollution of the Environment (1990–2010) // *EMEP Status Report*, 2012. 63 p.
- Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T., Ribouleau A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update // *Chem. Geol.* 2006. Vol. 232. P. 12–32.

- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth crust // *Geological Society of American Bulletin*. 1961. Vol. 72. P. 175–192.
- Turner J.T. Zooplankton fecal pellets, marine snow and sinking phytoplankton blooms // *Aquat. Microb. Ecol.* 2002. Vol. 27. P. 57–102.
- Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al. The ERA-40 reanalysis // *QJR Meteorol. Soc.* 2005. Vol. 131. No. 612. P. 2961–3012. DOI: 10.1256/qj.04.176.
- Vadakkupuliyambatta S., Chand S., Bunz S. The history and future trends of ocean warming-induced gas hydrate dissociation in the SW Barents Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2017. Vol. 44. P. 835–844.
- Van Malderen H., Van Grieken R., Bufetov N.V., Koutzenogii K.P. Chemical characterization of individual aerosol particles in Central Siberia // *Environ. Sci. Technol.* 1996. Vol. 30. P. 312–321.
- Van Nieuwenhove N., Bauch H.A., Matthiessen J. Last interglacial surface water conditions in the eastern Nordic Seas inferred from dinocyst and foraminiferal assemblages // *Marine Micropaleontol.* 2008. Vol. 66. No. 3–4. P. 247–263. DOI: 10.1016/j.marmicro.2007.10.004.
- Van Nieuwenhove N., Baumann A., Matthiessen J., Bonnet S., de Vernal A. Sea surface conditions in the southern Nordic Seas during the Holocene based on dinoflagellate cyst assemblages // *The Holocene*. 2016. Vol. 26. P. 722–735. DOI: 10.1177/0959683615618258.
- Vaquier-Sunyer P., Duarte C. M., Regaudie-de-Gioux A. et al. Seasonal patterns in Arctic planktonic metabolism (Fram Strait – Svalbard region) // *Biogeosciences*. 2013. Vol. 10. P. 1451–1469.
- Vazyulya S.V., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Artemiev V.A. Estimation of sea surface solar radiation at 400–700 nm using satellite ocean color data, and its validation by ship data // *Optics Express*. 2016. Vol. 24. No. 6. P. A604–A611.
- Vernet M., Richardson T.L., Metfies K. et al. Models of plankton community changes during a warm water anomaly in Arctic waters show altered trophic pathways with minimal changes in carbon export // *Frontiers Marine Sci.* 2017. Vol. 4. P. 1–19. DOI: 10.3389/fmars.2017.00160.
- Viehberg F. A., Frenzel P., Hoffmann G. Succession of Quaternary ostracod assemblages in a transgressive environment: a study at an inshore locality in the southern Baltic Sea (Germany) // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2008. Vol. 264. No. 3–4. P. 318–329.
- Viers J., Dupre B., Gaillardet J. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers – new insights from a new database // *Sci. Total Envir.* 2009. Vol. 407. No. 2. P. 853–863.
- Vinogradova A.A., Smirnov N.S., Korotkov V.N., Romanovskaya A.A. Forest fires in Siberia and the Far East: emissions and atmospheric transport of black carbon to the Arctic // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2015. Vol. 28. No. 6. P. 566–574.
- Viscosy-Shirley C., Mammone K., Pisas N., Dymond Y. Clay mineralogy and multi-element chemistry of surface sediments on the Siberian-Arctic shelf: implications for sediment provenance and grain size sorting // *Continental Shelf Res.* 2003. Vol. 23. P. 117–1200.
- Vogt C., Knies J. Sediment pathways in the western Barents Sea inferred from clay mineral assemblages in surface sediments // *Norwegian Journal of Geology*. 2009. Vol. 89. P. 41–55.
- Vogt P., Crane K., Sundover E. et al. Methane-generated pockmarks on young, thickly sedimented oceanic crust in the Arctic: Vestneza ridge, from strait // *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 25–258.
- Volkov D.L., Pujol M.I. Quality assessment of a satellite altimetry data product in the Nordic, Barents and Kara seas // *Journ. Geophys. Res.: Oceans*. 2012. Vol. 117. No. C3. P. 1–18. DOI: 10.1029/2011JC007557.
- Voronina E., Polyak L., de Vernal A. et al. Holocene variations of sea-surface conditions in the Southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // *Journ. Quat. Sci.* 2001. Vol. 16. No. 7. P. 717–726.
- Vuorela I., Saarnisto M. Relative and influx pollen data from the Drozdovka bay area, northern Kola Peninsula, with special consideration of anthropogenic indicators. 2002. 31 p.
- Walker C.E., Taylor A.R., Langer G. et al. The requirement for calcification differs between ecologically important coccolithophore species // *New Phytologist*. 2018. 220. P. 147–162.
- Wanamaker A.D., Heinemeier J., Scourse J., Richardson C.A., Butler P.G., Eriksson J., Knudsen K.L. Very long-lived mollusks confirm 17th century AD tephra-based radiocarbon reservoir ages for north Icelandic shelf waters // *Radiocarbon*. 2008. Vol. 50. P. 399–412.
- Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J., Bai X., Wu B. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // *Geophys. Res. Lett.* 2009. Vol. 36. L05706. DOI: 10.1029/2008GL036706.
- Wassmann P. Retention versus export food chains: processes controlling sinking loss from marine pelagic systems // *Hydrobiologia*. 1998. Vol. 363. P. 29–57.
- Wassmann P., Duarte C.M., Agusti S., Seir M.K. Footprints of climate change in the Arctic marine ecosystem // *Global Change Biology*. 2011. Vol. 17. P. 1235–1249. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2010.02311.x.

- Wassmann P., Ratkova T., Andreassen I. et al. Spring bloom development in the marginal ice zone and the central Barents Sea // P.S.Z.N. Marine Ecology. 1999. Vol. 20. (3–4). P. 321–346.
- Wassmann P., Reigstad M., Haug T. et al. Food web and carbon flux in the Barents Sea // Progress in Oceanogr. 2006. Vol. 71. No. 2–4. P. 232–287.
- Wassmann P., Slagstad D., Ellingsen I. Primary production and climatic variability in the European sector of the Arctic Ocean prior to 2007: preliminary results // Polar Biol. 2010. Vol. 33. P. 641–1650. DOI: 10.1007/s00300-010-0839-3.
- Wedepohl H. The composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59. P. 1217–1239.
- Wedepohl K.H. Composition and abundance of common igneous rocks // Handbook of Geochemistry. K.H. Wedepohl (Ed.). Berlin, NY: Springer, 1969. P. 37–53.
- Wexels Riser C., Reigstad M., Wassmann P., Arashkevich E. Export or retention? Copepod abundance, faecal pellet production and vertical flux in the marginal ice zone through snap shots from the northern Barents Sea // Polar Biol. 2007. Vol. 30. P. 719–730.
- Wexels Riser C., Wassmann P., Olli K. et al. Seasonal variation in production, retention and export of zooplankton faecal pellets in the marginal ice zone and central Barents Sea // Journ. Marine Syst. 2002. Vol. 38. P. 175–188.
- Wexels Riser C., Wassmann P., Reigstad M., Seuthe L. Vertical flux regulation by zooplankton in the northern Barents Sea during Arctic spring // Deep-Sea Res. II. 2008. Vol. 55. P. 2320–2329.
- Whatley R.C. Some simple procedures for enhancing the use of Ostracoda in paleoenvironmental analysis // Norwegian Petroleum Directorate. 1983. Bull. 2. P. 129–146.
- Whatley R.C., Coles G. The late Miocene to Quaternary Ostracoda of leg 94. Deep Sea Drilling Project // Revista Española de Micropaleontología. 1987. Vol. XIX. No. 1. P. 33–97.
- Whatley R.C., Eynon M., Moguilevsky A. Recent Ostracoda of the Scoresby Sund fjord system, East Greenland // Revista Española de Micropaleontología. 1996. Vol. 28. No. 2. P. 5–23.
- Whatley R.C., Eynon M., Moguilevsky A. The depth distribution of Ostracoda from the Greenland Sea // Journ. of Micropaleontology. 1998. Vol. 17. P. 15–32.
- Whatley R.C., Masson D.G. The Ostracod genus *Cytheropteron* from the Quaternary and recent of Great Britain // Revista Española de Micropaleontología. 1979. Vol. 11. No. 2. P. 223–277.
- Whitney P.R. Relationship of Mn-Fe oxides and associated heavy metal to grain size in stream sediments // Journ. Geochem. Explorations. 1975. Vol. 4. No. 2. P. 251–263.
- Wien K., Köling M., Schultz H. Close correlation in bulk sediments from the southern Cape Basin and SPEC-MAP record // Geo-Mar Lett. 2005. Vol. 25. P. 265–271.
- Wiktor J., Wojciechowska K. Differences in taxonomic composition of summer phytoplankton in two fjords of West Spitsbergen, Svalbard // Polish Polar Res. 2005. Vol. 26. No. 4. P. 259–268.
- Williams M., Eggleston S. Using indicators to explain our changing climate to policymakers and the public // WMO Bulletin «Weather ready, Climate smart – Supporting the 2030 Agenda for Sustainable Development». 2017. Vol. 66 (2). P. 33–39.
- Winkelmann D., Knies J. Recent distribution and accumulation of organic carbon in the continental margin west of Spitzbergen // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. Vol. 6. No. 9. P. 1525–2027.
- Winkelmann D., Schafer C., Stein R., Mackensen A. Terrigenous events and climate history of the Sophia Basin, Arctic Ocean // Geochem., Geophys., Geosystems. 2008. Vol. 9. No. 7. P. 1–14. DOI: 10.1029/2008GC002038.
- Winsor P., Bjork G. Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997 // Journ. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. No. C4. P. 8789–8803.
- Winter A., Henderiks J., Beaufort L., Rickaby R.E.M., Brown Ch.W. Poleward expansion of the coccolithophore *Emiliania huxleyi* // Journ. Plankton Res. 2014. Vol. 36. No. 2. P. 316–325.
- Winter B.L., Johnson C.M., Clark D.L. Strontium, neodymium, and lead isotope variations of authigenic and silicate sediment components from the Late Cenozoic Arctic Ocean: implications for sediment provenance and the source of trace metals in seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. P. 4181–4200.
- Wlodarska-Kowalczyk M., Gorsza B., Deja K., Morata N. Do benthic meiofaunal and macrofaunal communities respond to seasonality in pelagic processes in an Arctic fjord (Kongsfjorden, Spitzbergen) // Polar biology. 2016. Vol. 39. P. 2115–2129.
- Wong C.S., Whitney F.A., Crawford D.W., Iseki K., Mearns R.J., Johnson W.K., Timothy D. Seasonal and interannual variability in particle fluxes of carbon, nitrogen and silicon from time series of sediment traps at Ocean Station P, 1982–1993: relationship to changes in subarctic primary productivity // Deep Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography. 1999. Vol. 46. No. 11–12. P. 2735–2760.
- WORMS. World Register of Marine Species [Электронный ресурс]. URL: <http://www.marine-species.org> (дата обращения 16.05.2019).
- Wright P.L. Recent sediments of the southwestern Barents Sea // Marine Geology. 1974. Vol. 16. P. 51–81.

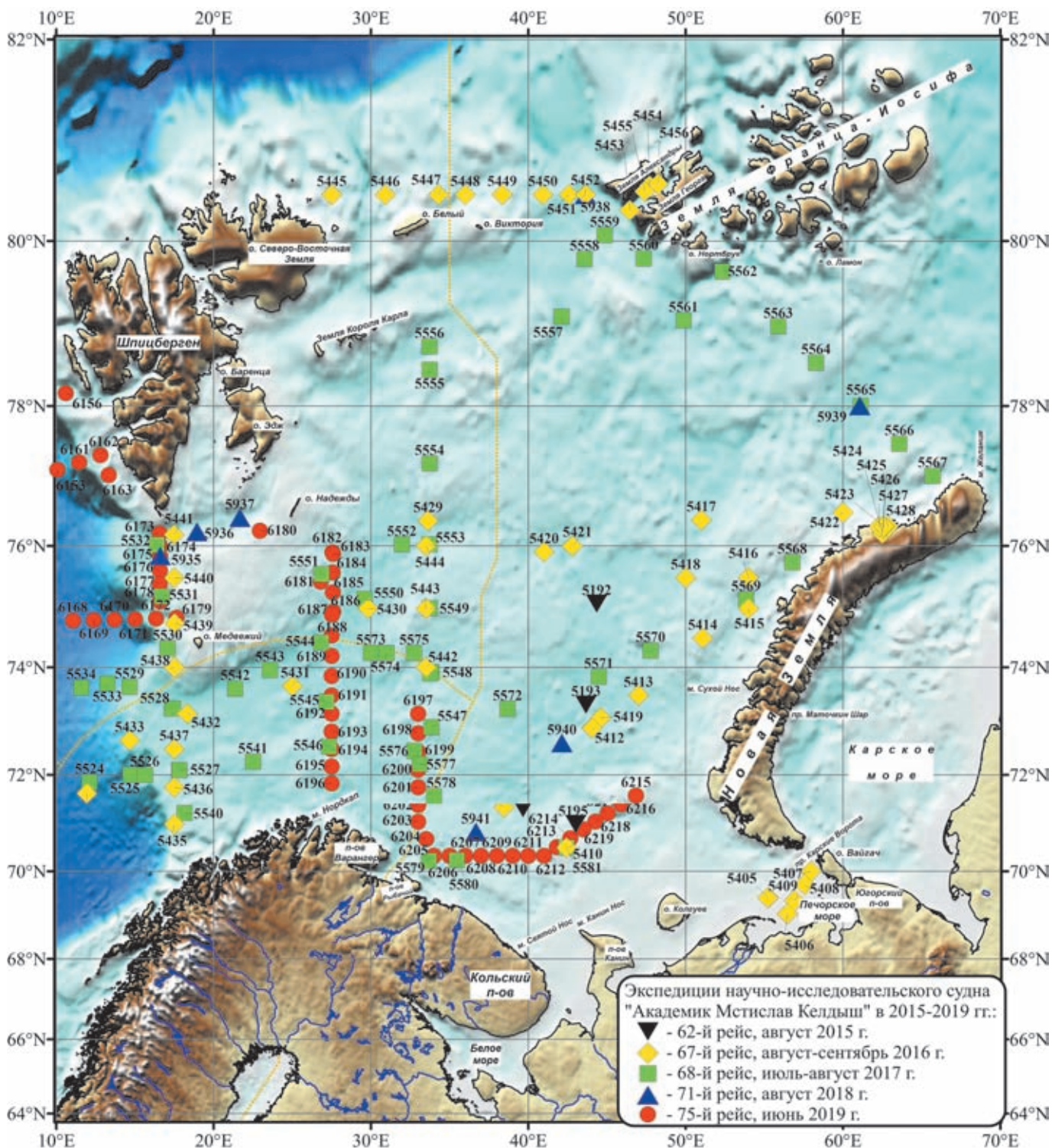
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the early Proterozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. Vol. 54. P. 343–354.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. Vol. 51. P. 2401–2416.
- Yan B., Yan W., Miao L. et al. Geochemical characteristics and provenance implication of rare earth elements in surface sediments from bays along Guangdong Coast, Southeast China // *Environ. Earth. Sci.* 2012. Vol. 65. No. 7. P. 2195–2205.
- Yaragina N.A., Dolgov A.V. Ecosystem structure and resilience-A comparison between the Norwegian and the Barents Sea // *Deep. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 2009. Vol. 56. No. 21–22. P. 2141–2153.
- Yndestad H., Turrell W.R., Ozhigin V. Lunar nodal tide effects on variability of sea level, temperature and salinity in the Faroe-Shetland Channel and the Barents Sea // *Deep-Sea Res. I*. 2008. Vol. 55. No. 10. P. 1201–1217. DOI: 10.1016/j.dsr.2008.06.003.
- Yun Y., Penner J.E., Popovicheva O. The effects of hygroscopicity on ice nucleation of fossil fuel combustion aerosols in mixed-phase clouds // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2013. Vol. 13. P. 4339–4348.
- Zajaczkowski M. On the use of sediment traps in sedimentation measurements in glaciated fjords // *Polish Polar Res.* 2002. Vol. 23. No. 2. P. 161–174.
- Zajaczkowski M., Wlodarska-Kowalczyk M. Dynamic sedimentary environments of an Arctic glacier-fed river estuary (Adventfjorden, Svalbard). I. Flux, deposition, and sediment dynamics // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2007. Vol. 74. P. 285–296.
- Zarkhidze V.S., Samoilovich Yu.G. Late Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Barents Sea // *The Arctic Seas*. Y. Herman (Ed.). NY: Publ. Van Nostrand Remold Comp., 1989. P. 721–728.
- Zelickman E.A. Distribution and ecology of the pelagic hydromedusae, siphonophores and ctenophores of the Barents Sea, based on perennial plankton collections // *Marine Biol.* 1972. Vol. 17. P. 256–264.
- Zhang T., Wang N.F., Zhang Y.Q., Liu H.Y., Yu L.Y. Diversity and distribution of aquatic fungal communities in the Ny-Ålesund Region, Svalbard (High Arctic) // *Microbial Ecology*. 1015a. Vol. 71. P. 543–554.
- Zhang T., Wang N.F., Zhang Y.Q., Liu H.Y., Yu L.Y. Diversity and distribution of fungal communities in the marine sediments of Kongsfjorden, Svalbard (High Arctic) // *Scientific Reports*. 2015b. Vol. 5. id. 14524. DOI: 10.1038/srep14524.
- Zhu Z.-Y., Wu Y., Liu A.-M. et al. Organic carbon flux and particulate organic matter composition in Arctic valley glaciers: examples from the Bayelva River and adjacent Kongsfjorden // *Biogeosciences*. 2016. Vol. 13. No. 4. P. 975–987.
- Zhukova N.G., Nesterova V.N., Prokopchuk I.P., Rudneva G.B. Winter distributions of euphausiids (Euphausiacea) in the Barents Sea (2000–2005) // *Deep Sea Res.* 2009. Vol. 56. P. 1959–1967.
- Zimina O.L., Lyubin P.A., Jørgensen L.L., Zakharov D.V., Lyubina O.S. Decapod Crustaceans of the Barents Sea and adjacent waters: species composition and peculiarities of distribution // *Arthropoda Selecta*. 2015. Vol. 24. No. 3. P. 417–428.
- Zonn I.S., Kostianoy A.G., Semenov A.V. *The Western Arctic Seas Encyclopedia*. Springer International Publishing Switzerland, 2017. 539 p.
- Zonneveld K.A.F., Marret F., Gerard J.M. et al. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2013. Vol. 191. P. 1–197.
- Zsolnay A. Inventory of nonvolatile fatty acids and hydrocarbons in the oceans // *Marine chemistry*. 1977. Vol. 5. P. 465–475.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Карта экспедиционных исследований в Баренцевом море на НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2015–2019 гг.

Клювиткин А.А.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(39)



ПРИЛОЖЕНИЕ 2

**Таблицы комплексных океанологических станций в Баренцевом море, выполненных на
НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2015–2019 гг.**

А.А. Клювиткин, А.Н. Новигатский

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(40)

№	Станция	Дата	Время	Координаты		Глубина, м	Виды работ
				с. ш.	в. д.		
62 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», август 2015 г.							
1	5192	16.08.2015	13:52	75°04.901'	44°20.940'	306	ВВ, ДЧ, ТБД, ТН
2	5193	17.08.2015	01:59	73°19.974'	43°39.808'	328	ВВ, ДЧ, ТБД, ТН
3	5194	17.08.2015	18:45	71°19.813'	39°39.799'	353	ВВ, ДЧ, ТБД, ТН
4	5195	18.08.2015	05:06	71°00.408'	43°00.876'	89	ВВ
67 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», август–сентябрь 2016 г.							
5	5405	28.08.2016	10:00	69°25.020'	55°15.010'	32.8	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, АГОС
6	5406	28.08.2016	18:40	69°03.041'	56°27.987'	16.6	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, АГОС
7	5407	29.08.2016	8:35	70°00.000'	57°58.000'	46.9	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, БК
8	5408	29.08.2016	13:05	69°42.500'	57°33.000'	41.6	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, БК
9	5409	29.08.2016	17:20	69°21.300'	56°55.000'	20	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
10	5406.2	30.08.2016	8:43	69°02.937'	56°28.053'	16	АГОС, ДЧ
11	5405.2	30.08.2016	14:10	69°25.087'	55°13.213'	33	АГОС, ДЧ
12	5410	31.08.2016	21:40	70°30.590'	42°25.880'	58.4	АГОС
13	5411	1.09.2016	8:46	71°21.000'	38°27.000'	346	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, БК
14	5412	2.09.2016	16:16	72°53.970'	44°02.440'	268	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, БК, ТБД, АГОС
15	5413	3.09.2016	8:35	73°30.023'	47°00.197'	324	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, ТБД
16	5414	4.09.2016	8:38	74°30.300'	51°05.000'	138	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, ТБД
17	5415	4.09.2016	16:58	75°00.000'	54°00.000'	241	СТД, ПУМ, ВВ, МК, ТБД
18	5416	5.09.2016	8:41	75°30.000'	54°00.000'	133	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
19	5417	5.09.2016	17:29	76°23.600'	51°00.000'	330	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
20	5418	6.09.2016	8:38	75°30.000'	50°00.000'	270	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
21	5419	7.09.2016	8:47	73°05.560'	44°36.750'	340	ДЧ, МК, ТБД
22	5412.2	7.09.2016	11:52	72°53.785'	44°03.588'		АГОС
23	5420	8.09.2016	8:40	75°54.400'	41°00.300'	316	ТБД
24	5421	8.09.2016	12:52	75°59.800'	42°47.640'	376	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, ТБД
25	5416.2	9.09.2016	10:35	75°30.010'	53°59.920'	134	ТБД
26	5422	9.09.2016	22:34	76°30.030'	60°00.100'	149	ДЧ, ТБД
27	5423	10.09.2016	4:17	76°17.887'	62°36.160'	151	АГОС
28	5424	10.09.2016	8:49	76°12.250'	62°29.190'	176	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, ТБД
29	5425	10.09.2016	11:54	76°11.500'	62°29.910'	153	СТД, ПУМ, ВВ, ТБД
30	5426	10.09.2016	16:20	76°15.450'	62°34.240'	75	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
31	5427	11.09.2016	8:40	76°17.550'	62°18.340'	60	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ

№	Станция	Дата	Время	Координаты		Глубина, м	Виды работ
				с. ш.	в. д.		
32	5428	11.09.2016	12:25	76°17.643'	62°52.299'	146	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
33	5423.2	11.09.2016	16:25	76°17.740'	62°36.650'	151	АГОС, СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
34	5429	13.09.2016	8:37	76°22.960'	33°37.790'	278	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
35	5430	13.09.2016	21:14	75°00.000'	29°50.210'	389	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
36	5431	14.09.2016	12:52	73°40.027'	25°00.231'	462	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, ТБД
37	5432	15.09.2016	8:46	73°09.979'	18°19.960'	446	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, ТБД
38	5433	15.09.2016	21:17	72°40.015'	14°40.109'	773	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
39	5434	16.09.2016	10:17	71°37.816'	11°57.012'	223	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
40	5435	17.09.2016	8:35	71°00.000'	17°30.000'	234	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
41	5436	17.09.2016	14:58	71°45.107'	17°30.293'	308	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
42	5437	17.09.2016	21:55	72°30.001'	17°30.113'	353	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
43	5438	18.09.2016	10:03	74°00.010'	17°29.880'	212	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
44	5439	18.09.2016	16:36	74°45.207'	17°31.589'	274	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
45	5440	19.09.2016	11:23	75°29.996'	17°30.356'	166	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
46	5441	19.09.2016	17:13	76°10.169'	17°29.688'	316	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
47	5442	21.09.2016	8:33	74°00.034'	33°30.062'	326	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
48	5443	21.09.2016	17:16	75°00.037'	33°30.094'	147	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
49	5444	22.09.2016	8:38	76°00.030'	33°30.110'	308	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
50	5445	23.09.2016	17:03	80°30.012'	27°30.340'	147	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
51	5446	24.09.2016	8:32	80°29.964'	30°54.015'	179	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
52	5447	24.09.2016	13:28	80°29.986'	34°17.667'	132	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ
53	5448	24.09.2016	16:31	80°30.015'	36°00.001'	270	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
54	5449	24.09.2016	20:57	80°30.039'	38°20.393'	122	СТД, ПУМ
55	5450	25.09.2016	8:35	80°30.015'	40°55.888'	317	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК
56	5451	25.09.2016	12:58	80°29.980'	42°35.008'	388	СТД, ПУМ
57	5452	25.09.2016	16:01	80°30.037'	43°38.000'	384	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, АГОС
58	5453	26.09.2016	8:39	80°19.990'	46°26.760'	405	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, ТБД
59	5454	26.09.2016	16:33	80°35.596'	47°42.135'	639	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, ТБД
60	5455	27.09.2016	8:37	80°32.021'	47°24.391'	548	СТД, ПУМ, ДЧ, ТБД
61	5456	27.09.2016	12:33	80°36.831'	48°15.169'	600	СТД, ПУМ, ВВ, ДЧ, МК, ТБД
62	5452.2	28.09.2016	8:40	80°29.985'	43°38.513'	382	АГОС
63	5423.3	29.09.2016	15:30	76°17.842'	62°36.135'	148	АГОС
68 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», июль–август 2017 г.							
64	5524	22.07.2017	23:28	71°51.234'	12°07.122'	2037	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, МК, ТБД
65	5525	23.07.2017	10:40	72°00.245'	14°43.309'	1254	СТД, ВВ, ДЧ, МК, ПС
66	5526	23.07.2017	15:00	71°59.934'	15°37.762'	596	ПУМ, СТД, ВВ,
67	5527	23.07.2017	20:05	72°05.616'	17°48.977'	310	ПУМ, СТД, ВВ, ПС, АГОС
68	5528	24.07.2017	8:00	73°15.580'	17°21.030'	467	СТД, ВВ, ПУМ, ОК, ПС, АГОС

Продолжение приложения 2

№	Станция	Дата	Время	Координаты		Глубина, м	Виды работ
				с. ш.	в. д.		
69	5529	24.07.2017	18:52	73°39.163'	14°39.888'	1044	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ
70	5530	25.07.2017	3:05	74°19.690'	17°04.460'	200	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ
71	5531	25.07.2017	9:56	75°11.830'	16°43.220'	190	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, ОК
72	5532	25.07.2017	18:10	76°00.880'	16°22.720'	352	ПУМ, СТД, ВВ, ПС
73	5533	26.07.2017	8:45	73°42.853'	13°14.700'	1717	ПУМ, СТД, ВВ, ПС, ДЧ, МК, ОК
74	5534	26.07.2017	18:00	73°38.540'	11°35.530'	2059	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, МК
75	5528-A	28.07.2017	13:30	73°15.544'	17°24.848'	467	АГОС, СТД, ВВ, ДЧ, ПУМ, МК, ПС
76	5527-A	28.07.2017	21:40	72°05.652'	17°49.238'	310	АГОС, СТД, ВВ, ДЧ, ПУМ, МК, ПС
77	5540	29.07.2017	7:00	71°14.040'	18°09.039'	228	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, ПС, ОК
78	5541	29.07.2017	21:50	72°15.324'	22°30.220'	318	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ
79	5542	30.07.2017	9:00	73°37.368'	21°22.542'	500	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, ПС, МК, ОК
80	5543	30.07.2017	16:40	73°57.119'	23°34.736'	467	ПУМ, СТД, ВВ
81	5544	31.07.2017	0:40	74°25.648'	26°49.222'	402	ПУМ, СТД, ВВ, ПС, ДЧ
82	5545	31.07.2017	9:00	73°22.752'	27°10.532'	406	ПУМ, СТД, ВВ, ОК
83	5546	31.07.2017	16:40	72°32.920'	27°20.550'	301	ПУМ, СТД, ВВ, ПС, ДЧ
84	5547	01.08.2017	5:20	72°54.962'	33°50.919'	211	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, ПС
85	5548	01.08.2017	14:05	73°54.770'	33°50.967'	321	ОК, ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, МК
86	5549	02.08.2017	0:15	75°00.430'	33°43.776'	185	ПУМ, СТД, ВВ
87	5550	02.08.2017	8:40	75°09.480'	29°35.460'	350	ПУМ, СТД, ВВ, ПС, ДЧ, ОК
88	5551	02.08.2017	16:57	75°33.252'	26°51.908'	217	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, ПС
89	5552	03.08.2017	3:30	76°01.226'	31°57.904'	328	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, ПС
90	5553	03.08.2017	7:55	76°01.262'	33°43.529'	296	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, ОК
91	5554	03.08.2017	19:31	77°12.797'	33°43.613'	150	ПУМ, СТД, ВВ, ПС, ДЧ
92	5555	04.08.2017	6:00	78°28.318'	33°43.640'	202	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, МК, ОК
93	5556	04.08.2017	11:05	78°45.836'	33°43.186'	281	ПУМ, СТД, ВВ, ОК, ДЧ, ПС
94	5557	05.08.2017	7:04	79°07.677'	42°06.815'	380	ПУМ, СТД, ВВ, ПС, ДЧ, МК, ОК, АГОС,
95	5558	05.08.2017	16:30	79°47.953'	43°34.724'	357	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ
96	5559	05.08.2017	21:15	80°03.776'	44°51.536'	330	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, ПС
97	5560	06.08.2017	5:57	79°48.276'	47°20.324'	363	ПУМ, СТД, ВВ, ПС, ДЧ, МК, ОК, ТБД
98	5561	06.08.2017	16:25	79°04.998'	49°52.112'	355	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ,
99	5557-A	07.08.2017	4:30	79°07.656'	42°07.041'	362	АГОС, СТД, ПС, ПУМ, ОК
100	5562	07.08.2017	21:22	79°39.540'	52°20.105'	435	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, ПС
101	5563	08.08.2017	5:50	79°00.579'	55°53.070'	305	ПУМ, СТД, ВВ, ДЧ, ПС
102	5564	08.08.2017	13:15	78°33.765'	58°17.167'	140	ПУМ, СТД, ВВ, ПС, ДЧ

№	Станция	Дата	Время	Координаты		Глубина, м	Виды работ
				с. ш.	в. д.		
103	5565	08.08.2017	20:45	77°59.982'	61°07.050'	368	ПУМ, STD, ВВ, ДЧ, ПС, МК, АГОС
104	5566	09.08.2017	6:30	77°29.446'	63°34.802'	215	ПУМ, STD, ВВ, ДЧ, ПС, ОК
105	5567	09.08.2017	13:15	77°02.381'	65°41.851'	235	ПУМ, STD, ВВ, ДЧ, ПС, МК
106	5568	10.08.2017	9:45	75°44.748'	56°46.712'	161	ОК, ПУМ, STD, ВВ, ПС, ДЧ
107	5569	10.08.2017	18:16	75°09.052'	53°50.745'	235	ПУМ, STD, ВВ, ПС, ДЧ, МК
108	5570	11.08.2017	8:30	74°17.558'	47°46.414'	328	ОК, ПУМ, STD, ВВ, ДЧ, МК, ПС
109	5571	11.08.2017	18:30	73°49.988'	44°28.842'	349	ПУМ, STD, ВВ, ДЧ, ПС
110	5572	12.08.2017	8:30	73°15.199'	38°41.010'	256	ОК, ПУМ, STD, ВВ, ДЧ, МК
111	5548-А	12.08.2017	20:50	73°53.705'	33°46.272'	323	ПУМ, STD, ВВ, ПС
112	5573	13.08.2017	6:30	74°14.962'	30°00.082'	345	ПУМ, STD, ДЧ, ПС, МК
113	5574	13.08.2017	10:48	74°14.910'	30°59.646'	303	ПУМ, STD, ВВ
114	5575	13.08.2017	16:00	74°15.002'	32°44.887'	275	ПУМ, STD, ВВ
115	5576	14.08.2017	6:00	72°27.832'	32°45.167'	276	ПУМ, STD, ВВ, ПС
116	5577	14.08.2017	10:00	72°12.447'	33°06.961'	277	ОК, ПУМ, STD, ВВ
117	5578	14.08.2017	17:00	71°34.064'	34°00.023'	235	ПУМ, STD, ВВ, ПС, ДЧ
118	5579	15.08.2017	4:05	70°13.410'	33°40.377'	240	ПУМ, STD, ВВ, ДЧ, МК, ПС
119	5580	16.08.2017	10:57	70°14.213'	35°27.607'	171	ОК, ПУМ, STD, ВВ, ДЧ
120	5581	16.08.2017	6:30	70°30.489'	42°25.891'	50	АГОС, ПУМ, STD, ВВ, ДЧ, МК, ОК, ПС
71 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», август 2018 г.							
121	5935	07.08.2018	22:25	75°50.539'	16°36.337'	362	STD, ВВ, МК
122	5936	08.08.2018	2:53	76°12.937'	18°56.492'	251	STD, ВВ, ДЧ, МК
123	5937	08.08.2018	7:30	76°25.632'	21°40.246'	252	STD, ВВ, ДЧ, МК
124	5938	09.08.2018	19:00	80°29.882'	43°37.839'	380	АГОС, STD, ВВ, МК
125	5939	10.08.2018	23:51	78°00.105'	61°03.889'	378	STD, ВВ, МК, АГОС
126	5940	12.08.2018	16:52	72°36.798'	42°08.099'	302	STD, ВВ
127	5941	13.08.2018	6:15	70°50.282'	36°40.652'	172	STD, ВВ
75 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», июнь 2019 г.							
128	6153	12.06.2019	17:23	77°07.570'	10°05.036'	1865	STD, ВВ, ДЧ, МК
129	6156	13.06.2019	17:50	78°10.158'	10°35.792'	256	STD, ВВ, ДЧ
130	6161	15.06.2019	8:40	77°13.758'	11°27.187'	555	STD, ВВ, ДЧ, ПС
131	6162	15.06.2019	12:24	77°19.975'	12°48.278'	232	STD, ВВ, ДЧ, ПС, МК,
132	6163	15.06.2019	15:56	77°02.940'	13°20.104'	433	STD, ВВ, ДЧ, МК
133	6168	17.06.2019	13:54	74°47.972'	11°04.058'	2452	STD, ВВ, ДЧ, МК
134	6169	17.06.2019	19:24	74°48.508'	12°23.272'	2321	STD, ВВ, ДЧ, ПС
135	6170	18.06.2019	8:05	74°48.985'	13°42.260'	2038	STD, ВВ, ДЧ, МК
136	6171	18.06.2019	13:33	74°49.519'	15°01.194'	1279	STD, ВВ, ДЧ, ПС
137	6172	18.06.2019	18:01	74°50.029'	16°20.237'	327	STD, ВВ, ДЧ

Продолжение приложения 2

№	Станция	Дата	Время	Координаты		Глубина, м	Виды работ
				с. ш.	в. д.		
138	6173	19.06.2019	8:02	76°11.495'	16°35.269'	264	СТД, ВВ, ДЧ, ПС
139	6174	19.06.2019	10:18	75°59.936'	16°35.158'	330	СТД, ВВ
140	6175	19.06.2019	12:42	75°50.449'	16°35.652'	360	СТД, ВВ, ДЧ
141	6176	19.06.2019	15:48	75°36.980'	16°35.064'	268	СТД, ВВ, ДЧ, ПС
142	6177	19.06.2019	18:17	75°23.968'	16°35.081'	153	СТД, ВВ, ДЧ, ПС
143	6178	19.06.2019	20:55	75°06.977'	16°35.118'	262	СТД, LISST, ВВ
144	6179	20.06.2019	8:11	74°50.687'	17°38.245'	296	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС, МК, ТБД
145	6180	20.06.2019	20:15	76°13.915'	22°57.143'	52	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС
146	6181	21.06.2019	8:28	75°26.240'	26°48.449'	199	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС
147	6182	21.06.2019	14:09	75°54.071'	27°33.415'	242	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, МК
148	6183	21.06.2019	17:07	75°52.544'	27°36.158'	245	ДЧ
149	6184	21.06.2019	19:30	75°35.010'	27°33.895'	261	СТД, LISST, ВВ
150	6185	21.06.2019	21:41	75°15.991'	27°34.618'	260	СТД, LISST, ВВ
151	6186	22.06.2019	6:00	74°57.050'	27°35.950'	350	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС
152	6187	22.06.2019	10:40	74°53.940'	27°31.780'	350	СТД, LISST, ВВ, ДЧ
153	6188	22.06.2019	15:19	74°32.989'	27°29.868'	375	СТД, LISST, ВВ, ПС
154	6189	22.06.2019	18:16	74°11.981'	27°29.983'	409	СТД, LISST, ВВ
155	6190	22.06.2019	20:50	73°51.005'	27°30.042'	406	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС, МК
156	6191	22.06.2019	23:49	73°29.981'	27°30.066'	385	СТД, LISST
157	6192	23.06.2019	8:19	73°09.970'	27°29.999'	330	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС, МК
158	6193	23.06.2019	11:27	72°50.004'	27°29.789'	269	СТД, LISST
159	6194	23.06.2019	13:57	72°29.975'	27°29.854'	300	СТД, LISST, ВВ
160	6195	23.06.2019	16:59	72°09.977'	27°29.995'	228	СТД, LISST
161	6196	23.06.2019	19:30	71°50.000'	27°29.885'	329	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, МК
162	6197	24.06.2019	8:50	73°09.965'	33°00.122'	209	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС
163	6198	24.06.2019	11:46	72°47.930'	33°00.155'	268	СТД, LISST
164	6199	24.06.2019	14:10	72°26.969'	32°59.989'	290	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС, МК
165	6200	24.06.2019	17:11	72°06.037'	32°59.764'	267	СТД, LISST
166	6201	24.06.2019	19:43	71°44.994'	33°00.148'	269	СТД, LISST, ВВ, ДЧ
167	6202	24.06.2019	22:17	71°23.928'	33°00.140'	282	СТД, LISST
168	6203	25.06.2019	8:16	71°03.046'	33°00.211'	236	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, МК
169	6204	25.06.2019	11:22	70°41.456'	33°30.013'	221	СТД, LISST, ВВ
170	6205	25.06.2019	13:55	70°19.974'	34°00.091'	256	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС, МК
171	6206	25.06.2019	16:43	70°20.069'	35°00.176'	210	СТД, LISST
172	6207	25.06.2019	19:01	70°19.976'	36°00.042'	173	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС
173	6208	25.06.2019	21:38	70°20.028'	37°00.208'	177	СТД, LISST
174	6209	26.06.2019	8:16	70°19.979'	38°00.227'	194	СТД, LISST, ВВ, ДЧ, ПС, МК
175	6210	26.06.2019	11:00	70°20.018'	39°00.163'	205	СТД, LISST

№	Станция	Дата	Время	Координаты		Глубина, м	Виды работ
				с. ш.	в. д.		
176	6211	26.06.2019	13:15	70°19.994'	40°00.121'	168	CTD, LISST, ВВ, ДЧ, ПС
177	6212	26.06.2019	15:55	70°19.988'	41°00.120'	119	CTD, LISST
178	6213	26.06.2019	18:15	70°31.140'	41°49.571'	56	CTD, LISST, ДЧ, ПС
179	6214	26.06.2019	20:46	70°42.407'	42°39.900'	72	CTD, LISST
180	6215	27.06.2019	8:59	71°35.221'	46°50.594'	53	CTD, LISST, ВВ, ДЧ, ПС
181	6216	27.06.2019	12:00	71°24.553'	45°54.184'	116	CTD, LISST
182	6217	27.06.2019	14:36	71°13.513'	45°02.240'	240	CTD, LISST, ВВ, ДЧ, ПС, МК
183	6218	27.06.2019	17:35	71°03.370'	44°16.288'	158	CTD, LISST
184	6219	27.06.2019	20:00	70°53.526'	43°30.184'	104	CTD, LISST, ВВ, ДЧ, ПС

Виды работ:

СТД – гидрологическое зондирование

ПУМ – гидрооптическое зондирование

ОК – оптический комплекс (Плавающий спектрорадиометр, VIC, LiCOR, RAMSS)

LISST – лазерное зондирование (счетчик частиц)

ВВ – водная взвесь

ПС – планктонная сеть

ДЧ – дночерпатель

ТН – геологическая ударная трубка Неймисто

МК – мультикорер

БК – боксорер

ТБД – геологическая ударная трубка большого диаметра

THE BARENTS SEA SYSTEM

CHAPTER 1. GEOLOGICAL STRUCTURE

1.1. Tectonics of the Barents Sea continental edge

E. V. Shipilov¹, S. I. Shkarubo²

¹ *Polar Geophysical Institute, Karelian Scientific Centre, Russian Academy of Sciences, Murmansk*

² *Marine Arctic Exploration Expedition, Murmansk*

The tectonic situation of the studied region was formed as a result of a long (about 3 billion years) evolution of the Earth's crust. The problem of tectonic zoning of the region is not devoted to many published works and cartographic materials. The position of the borders between the East European and West Arctic platforms remains a debatable issue. More ambiguous, and in some cases, approaches to tectonic zoning of the region are not clear. Nevertheless, the work is based on a unified theoretical basis, reflecting the approach to solving the problems of regional tectonics from the perspective of geodynamic evolution.

Keywords: shelf, riftogenic structures, foundation, platform cover, regional tectonics.

1.2. Features of the glacial formations structure and bottom relief forms related to them according to seismoacoustic profiling data and their role in the decision of discussion issues of the Quaternary sediment cover formation of the Barents Sea

A.E. Rybalko¹, M.Yu. Tokarev²

¹ *St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg*

² *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

Hot questions in the modern Quaternary geology of the Arctic seas associated with their glaciation are discussed in this article. The questions of the history of the occurrence of the problem of shelf glaciation or "drift" accumulation of boulder-bearing sediments are considered in detail. The results of seismic-acoustic studies and their interpretation with the aim of seismic stratigraphic and genetic partition of the cover of loose sediments of Quaternary age are considered in detail. Arguments are presented in favour of the continental origin of glaciers (Novaya Zemlya, Ostrovnoy and Scandinavian), which in the late Neopleistocene spread to the shelf of the Barents Sea and occupied its surface to depths of 120–150 m. Further development of glaciation was already due to the expansion of the area of shelves glaciers. The facies zoning of glacial-marine deposits is estimated, which is related to the distance from the front of the glaciers. It is concluded that already at the end of the Late Pleistocene, most of the modern Barents Sea was free from glaciers and from the annual cover of pack ice. Data on the absence of the area distribution of frozen sediment strata within the modern Barents Sea shelf are presented.

Keywords: shelf, glaciation, Neopleistocene, seismoacoustic profiling

CHAPTER 2. PALEOOCEANOLOGY AND BIOSTRATIGRAPHY

2.1. Dynamics of the coastal zone in Holocene on the example of the north-western part of the Kola peninsula

T.V. Sapelko¹, M.A. Anisimov²

¹ *Institute of Limnology RAS, St. Petersburg*

² *Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg*

A lot of work has been devoted to the study of the coastal zone of the southern coast of the Barents Sea. However, they are mainly devoted to the period of deglaciation of the territory and the subsequent marine transgressions. The Holocene

period was less interesting for researchers, because it was believed that the coast was stabilizing by this time and almost no significant changes were taking place. In recent years, interest in the dynamics of the coastal zone of the last millennia is mainly associated with the problem of climate change and the melting of Arctic ice in the modern period. In this regard, the study of new sequences of the coastal zone of the Barents Sea is especially relevant. Recently, new studies of the Holocene history of the coastline of the north-western coast of the Kola Peninsula have appeared, which change some prevailing ideas about the dynamics of the coastline in the Holocene period. The presented review is caused by the need to summarize new results and existing ideas.

Keywords: Holocene, coastal zone, radiocarbon age.

2.2. Palinostratigraphy of glaciomarine and marine sediments of the Barents Sea

O.V. Rudenko

I.S. Turgenev Orel State University, Orel

By combining the palynologic, lithologic and published geophysical data a stratigraphic division into three main sedimentary units that represent major stages in the development of post-glacial sedimentary environments in the southeastern and central parts of the Barents Sea has been substantiated. Unit 3 presumably characterizes proglacial environments of the early deglaciation (tentatively older than 15 ka) and is represented by relatively fine-grained, dark grey sediment matrix with numerous coarse terrigenous clasts. The unit contains low in diversity and concentration pollen assemblage, which is dominated by reworked, mostly Mesozoic pollen and sparse dinocysts of a cryophylic species *Islandinium* var. *minutum*.

Unit 2 represents later deglacial conditions (estimated ca 12–15 ka) and is composed of finely laminated, grey to brownish sandy/silty muds with coarse clasts interpreted as iceberg-rafted debris. It is characterized by a palynozone with a low concentration of plant remains, a significant proportion of reworked pre-Cenozoic microfossils and a high percentage of dwarf *Betula* pollen as well as a predominance of Poaceae and *Artemisia* pollen in the grassy part of the pollen spectra. Club mosses are most common among spores and cysts of *Islandinium* var. *minutum* - among aquatic palynomorphs.

Unit 1, younger than ca 12 ka, is mostly composed of soft, olive-grey mud with traces of bioturbations and spots of hydrotrillite at the top, but is replaced by sandy-silty mud and sand with inclusions of pebbles and broken shells within the South-Novozemelskii Trough and the Kanin Plateau, respectively. Three pollen assemblage zones correspond to it. They are marked by a high percentage of birch and pine pollen, an increased share of pollen of spruce and alder, as well as *Sphagnum* mosses and ferns among spores. Constant presence of sparse pollen of broad-leaved plants in combination with peak values of *Operculodinium centrocarpum* and *Spiniferites* sp. testify the enhancement of Atlantic water influence upon the studied regions.

Keywords: lithocomplex, palynomorphs, palynology, stratigraphy.

2.3. Diatoms and aquatic palynomorphs in the Barents Sea sediments: main distribution patterns and use in palaeoceanological studies

Ye.I. Polyakova¹, E.A. Novichkova², E.A. Agafonova^{1,2}

¹ *Geographical Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow*

² *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

The Chapter deals with the uniqueness of the Barents Sea and adjacent sea areas from the viewpoint of the main groups of phytoplankton (diatom algae and dinoflagellate) development and their reflection in tanatocenoses of bottom sediments. Special attention is paid to the distribution of microfossils in surface waters as an indicator of the modern sea ice and hydrological signal. A distinctive feature of the Barents Sea tanatocenoses is the frequency of re-deposited Paleogene and Cretaceous forms of diatoms and dinocysts. Despite all the difficulties in finding microfossils in bottom sediments, data were obtained on characteristic associations mainly related to the redistribution of relatively warm North Atlantic waters. The issues of microfossils in cores and boreholes located on the Barents Sea shelf and continental slope are considered and the most extensive material on changes in sedimentation conditions in the Pleistocene and Holocene is generalized.

Keywords: diatoms, dinocysts, advection of the North Atlantic waters, shelf, paleoreconstruction.

2.4. Ostracods in the sediments of the Arctic shelf seas of Eurasia (stratigraphy and paleoreconstruction)

A.Yu. Stepanova¹, E.E. Taldenkova²

¹*Texas A&M University, College Station, USA*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow*

We present data on ostracod assemblage analysis from the Laptev, Kara and White Seas in the Arctic Ocean. We established the relationship between modern ostracod distribution and environmental parameters and applied this knowledge to interpret fossil Quaternary ostracod assemblages. Data on distribution and ecological parameters for different modern Arctic and Boreal species give us an opportunity to interpret even taxonomically poor samples.

Late Pleistocene-Holocene ostracod assemblages from the eastern Arctic shelves and their stratigraphic succession in the studied cores reflect the environmental transition during the gradual deepening of the sites and distance increase from the coastline during the Postglacial sea-level rise. Variations in fossil ostracod assemblages at the continental slope location suggest temporal increases in modified Atlantic water inflow, as well as point to periods of glacier meltwater and freshwater input.

Late Saalian-Eemian assemblages from the White Sea area contain typical Arctic representatives as well as taxa inhabiting boreal and more southern locations and the majority of species present are known to tolerate decreased salinities. Assemblage changes reflect the transition from the initial stage of inundation, with active hydrodynamics, to stable marine conditions with subsequent warming and shallowing of the basin.

Keywords: ostracods, stratigraphy, paleoreconstruction.

2.5. Postglacial paleoceanology of the Barents Sea

E.V. Ivanova, I.O. Murdmaa

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The Chapter presents reconstructions of ice sheet boundaries, surface- and bottom-water environments in the Barents Sea for several postglacial intervals. The evolution of the basin during deglaciation is considered in relation to climate changes in the Northern Hemisphere and variations in the intensity of Atlantic water inflow from the last glacial maximum to the Holocene. Particular attention is paid to changes in the dominant sedimentation processes and to diachronous character of deglaciation. Reconstructions are based on our own (more than 30 deep-sea cores) and published data with the account for the available regional schemes of deglaciation. The early stage of degradation of the Scandinavian-Barents Sea ice sheet was completed by the beginning of the Bølling-Allerød interstadial. This warming was characterized by a significant increase in the Atlantic water penetration in the Barents Sea linked to a re-organization of global thermohaline circulation. The new increases in the Atlantic water inflow into shelf depressions occurred at the end of Younger Dryas and in Preboreal. In the Holocene, glaciomarine sedimentation was replaced by the marine hemipelagic one in the deep troughs and depressions.

Keywords: deglaciation, microfossils, lithostratigraphic units, radiocarbon age, iceberg rafting.

CHAPTER 3. DISPERSED SEDIMENTARY MATTER OF THE NEAR-SURFACE LAYER OF THE ATMOSPHERE

3.1. Atmospheric dispersed sedimentary matter over the Barents Sea

**V.P. Shevchenko¹, L.P. Golobokova², S.M. Sakerin³, A.P. Lisitzin, D.M. Kabanov³, A.N. Novigatsky¹,
M.V. Panchenko³, N.V. Politova¹, V.V. Polkin³, O.B. Popovicheva⁴, T.V. Khodzher²**

¹*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

²*Limnological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk*

³*V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Tomsk*

⁴*Skobeltsyn Institute of Nuclear Physics, Lomonosov Moscow State University, Moscow*

The concentration and composition of aerosols in the atmosphere over the Barents Sea were studied. Earlier, the contribution of aerosols to the formation of the Arctic environment was underestimated. Our data indicated a noticeable effect of continental aerosol on the atmosphere of the Barents Sea. The relationship of the black carbon concentration and the type of air masses has been established. Its concentration increases hundreds of times in the atmosphere of the sea when continental air is removed. The ionic composition and the content of chemical elements in the insoluble fraction of aerosols of the air over the Barents Sea were studied. The content of most chemical elements (Na, Al, K, Ca, Sc, Fe, Co, Rb, Zr, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, Th, U) in the insoluble fraction of aerosols was below the average values for the upper continental crust. The content of Cr, Cu, Zn, As, Se, Br, Ag, Sb, Au, Pb is significantly higher than their average for the upper continental crust, due to the influence of the anthroposphere. Probable sources of anthropogenic pollution of aerosols in the Arctic are discussed.

Keywords: aerosols, insoluble fraction, black carbon, ionic composition, fluxes of matter, Arctic.

3.2. Heavy metals and black carbon in the atmosphere over the Barents Sea: concentrations and fluxes onto the surface

A.A. Vinogradova¹, E.I. Kotova², Yu.A. Ivanova¹

¹ *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of Russian Academy of Sciences, Moscow*

² *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Estimates of the fluxes of anthropogenic heavy metals (HM) – Pb, Cd, As, Zn, Ni, Cr, Cu – from the atmosphere onto the surface of the Barents Sea are based on previously calculated concentrations of these elements in near-surface atmosphere at three points of the Sea coast (on Kola Peninsula, in Nenets Nature Reserve, on Frantz-Josef Land archipelago). For lead and cadmium, the contributions of their anthropogenic emissions in foreign Europe, as well as of windblowing dust and soil particles have been taking into account (from EMEP reports). About 50% of lead and about 40% of cadmium come from those sources to the whole Sea area. In general, the atmosphere supplies yearly only a fraction of percent of HMs containing in the Barents Sea waters. In spring, during the period of ice melting, the atmospheric contribution to HM concentrations in Sea waters may be 2–10 times higher than average annual values. Also, we studied the spatial variations of black carbon (BC) content in the atmosphere over the Barents Sea based on satellite data (reanalysis MERRA-2). The mean BC fluxes onto the snowed surface, and respective amendments the surface albedo and its radiation forcing were estimated for three regions under investigation.

Keywords: heavy metals, black carbon, aerosols, fluxes.

CHAPTER 4. HYDROLOGY AND HYDROCHEMISTRY

4.1. Review of the Barents Sea hydrological conditions

S.V. Pisarev

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

Based on more than 50 works published during the period 1946–2019, the chapter gives an overview of current ideas about bottom topography, large-scale circulation, currents and tides, water flows across borders, temperature and salinity distribution, water masses, frontal zones, seasonal and interannual variations in hydrological characteristics, stratification and ice conditions of the Barents Sea. Among the many classifications of water masses of the sea, the review gives preference to the most consistent and reasonable classification proposed by V. Ozhigin and V. Ivshin in 1999.

Keywords: Barents Sea, water masses, water exchange, currents, seasonal changes.

4.2. On climatic changes in the temperature of the Barents Sea and their possible causes

I. V. Serykh, A. G. Kostianoy

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

Analysis of the monthly average temperature data of the Barents Sea at various depths showed its significant increase over the past decades. Against the background of this growth, temperature fluctuations were detected with periods close to the periods of El Nino – Global atmospheric oscillations, North Atlantic fluctuations and changes in the North Atlantic current. Analysis of daily average temperature data of the Barents Sea surface showed an increase in the amplitude, number and duration of extreme temperature phenomena with a positive sign and a decrease in extreme temperature phenomena with a negative sign for the period of satellite observations.

Keywords: climate change, temperature, Barents Sea, El Nino, Global atmospheric oscillation, North Atlantic Oscillation, North Atlantic Current, extreme events.

4.3. Regularities and features of ice conditions of the Barents Sea in the second half of XX – early XXI century

I. O. Dumanskaya

Hydrometeorological Research Center of Russian Federation (Hydrometcenter of Russia), Moscow

The warming of the Arctic, especially intensified at the beginning of the XXI century, is accompanied by a significant decrease in the area of ice cover in the Arctic seas. The article shows the quantitative changes in the ice parameters of the Barents Sea, as well as factors affecting the formation of ice cover in recent years. In the twenty-first century the frequency of occurrence of mild winters has increased by 17%, the frequency of severe winters has decreased by 19%. Significantly increased the temperature at the meteorological station Malye Karmakuly, water temperature at transect “Kola Meridian”, atmospheric and oceanic heat fluxes, and speed of sea currents on the Western border of the Barents sea. The duration of the ice period decreased by an average of 2–3 weeks, and the rate of reduction of ice cover was 7.2% for 10 years. This is the highest speed compared to other Arctic seas. The article shows that the variability of the ice cover of the Barents Sea and other parameters of the natural environment in the region has the cyclic character. Presumably, the cycle period is close to 84 years, which corresponds to the orbital period of Uranium. The minimum sea ice extent after 1935–1945 is expected in the period 2019–2029.

Keywords: ice cover, ice formation, temperature regime.

4.4. Satellite altimetry of the Barents Sea

S. A. Lebedev^{1,2}, A. G. Kostianoy^{3,4}, S. K. Popov⁵

¹ *Geophysical Centre of Russian Academy of Sciences, Moscow*

² *Maykop State Technological University, Maykop*

³ *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

⁴ *S. Yu. Witte Moscow University, Moscow*

⁵ *Hydrometeorological Research Centre of the Russian Federation, Moscow*

Satellite altimetry data are used for investigation of the sea level variability and sea ice cover retreat in the Barents Sea in 1992–2018. The data from ERS-1/2, ENVISAT, SARAL/AltiKa, and Sentinel-3A/3B satellites were used in this study. An increasing trend of the sea level of about 2.31 mm/yr was observed in this time period, which caused a total increase in the Barents Sea level by about 6 cm. Linear trends of the sea level change varied from 1.84 mm/yr in July to 4.29 mm/yr in September. The average velocity of the ice edge retreat along the tracks in the north-eastern direction is of 10.9 km/yr for the same period. It was found that the ice edge displacement rate tends to increase by 0.30 km/yr per a degree in longitude in the eastward direction. Thus, the ice edge retreat along the “eastern” tracks goes faster than along the “western” ones, which is likely explained by a change in the water dynamics in the Barents Sea.

Keywords: the Barents Sea, satellite altimetry, sea level, sea ice cover, sea ice retreat.

4.5. Organic matter and its transformation rates in different Barents Sea ecosystems

A.I. Agatova, N.M. Lapina, N.I. Torgunova, K.V. Kodryan

Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow

The article includes proprietary data and data from literature from the last 30 years about the fluctuations in concentration and the elemental and biochemical make-up of the dissolved and particulate organic matter (DOM and POM, respectively) in the different ecosystems of the Barents Sea. The large variability of these values in both surface and deep waters is shown, depending on the intensity of the hydrological and biological processes. DOM concentrations varied from 59 to 664 $\mu\text{M C}_{\text{org}}$, while POM varied from 0.25 to 38.08 $\mu\text{M C}_{\text{org}}$. The reduction of the ice cover affected both the distribution and the qualitative composition of the DOM and the POM. This reduction, as well as the increased flow of Atlantic waters, contributed not only to an increase in the primary production of organic matter, but also to a significant intensification of redox and hydrolytic processes of its transformation, especially in the high-latitude part of the Barents Sea. The DOM of the sea is characterized by high C/P ratios, far exceeding those of Redfeld. At the same time, C/N ratios in the most productive waters are close to those of Redfeld. We highlighted four regions in the sea where concentrations of dissolved carbohydrates increase towards the bottom, which indicates that oil hydrocarbons are supplied here.

Keywords: dissolved and suspended organic matter, elemental and biochemical composition, the activity of redox enzymes and alkaline phosphatases.

CHAPTER 5. HYDRO-OPTICS

5.1. Biooptical characteristics and solar radiation in the surface layer of the Barents Sea

O.V. Kopelevich, S.V. Vazyulya, D.I. Gluhovets, I.V. Saling

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The data on the calculation of bio-optical parameters in the Barents Sea are presented, for which regional algorithms have been developed. These algorithms were derived on the basis of field measurements made in the region under consideration. The seasonal and interannual variability of bio-optical characteristics was studied and coccolithophore blooms in the Barents Sea were evaluated.

Keywords: bio-optical parameters, remote sensing observations, solar radiation, coccolithophore bloom.

5.2. The vertical structure of the water column according to optical data

V.I. Burenkov, V.A. Artemiev

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

Vertical profiles of the beam attenuation coefficient in different regions of the Barents Sea are analyzed. Data obtained show high space-time variability of seawater optical properties. In particular, the area affected by the river inflow (Pechora Sea) is distinguished. Very high values of the beam attenuation coefficient are observed in areas of coccolithophore blooms. There are a number of features associated with the flow of Atlantic waters into the Barents Sea. A close relationship between the seawater beam attenuation coefficient and total suspended matter concentration is shown. The corresponding regression equation is obtained.

Keywords: light attenuation coefficient, optical properties, coccolithophore, suspended particulate matter.

CHAPTER 6. DISPERSED SEDIMENTARY MATTER OF THE WATER COLUMN

6.1. Concentration and composition of the suspended particulate matter of the Barents Sea

N.V. Politova, M.D. Kravchishina, A.N. Novigatsky, A.S. Lokhov

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The results of the study of the distribution and composition of the dispersed sedimentary matter (suspended matter) in the water column of the Barents Sea were presented in the article. The distribution of suspended matter in the sea obeys the laws of circumcontinental (for surface distribution) and vertical zonality. At the same time, the absolute values of the weight and volume concentrations of the suspended matter themselves are low (on average less than 0.5 mg/l and less than 1.0 mm³/l, respectively). The highest values of all parameters of the suspended matter were found in the Pechora Sea, the most southeastern part of the Barents Sea, where the abrasion of the shores and bottom erosion, and the Pechora River runoff. Surface and bottom peaks are characteristic of the vertical distribution of the suspended matter. An intrusion of the nepheloid layer enriched in the suspended matter into the deep layers can be observed on the continental slope when the depth makes a sharp fall.

Keywords: Barents Sea, suspended matter, chlorophyll «a», surface currents

6.2. Element composition of suspended particulate matter in the Barents Sea

D.P. Starodymova, A.I. Kochenkova, M.D. Kravchishina

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The elemental composition of suspended particulate matter (SPM) in the Barents Sea was studied based on the materials of the 68th cruise of the RV *Akademik Mstislav Keldysh*, August 2017, using ICP-MS and AAS methods. SPM of the sea surface layer is characterized by significant heterogeneity in the elemental composition, which is due to differences in the course of biogeochemical processes over the water area (for example, high differences in the level of primary production) and different compositions of terrigenous matter from the sources. Biophilic elements significantly enrich the SPM of the surface water layer and fluffy layer relative to the average composition of the earth's crust (the degree of enrichment of the surface SPM is higher than the fluffy layer).

Keywords: suspended particulate matter, microelements, heavy metals, particulate form, fluffy layer.

6.3. Vertical fluxes of settling particles in the Arctic Ocean

A.N. Novigatsky, A.P. Lisitzin, V.P. Shevchenko, A.A. Klyuvitkin, M. D. Kravchishina, N.V. Politova

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The monthly, seasonal and annual quantity estimates of vertical fluxes of sedimentary matter from the surface layer of the Arctic Ocean, performed out over the years by various researchers, are the basis for direct calculations of incoming chemical components, minerals, and various pollutants to the surface layer of bottom sediments.

Keywords: sedimentary matter, vertical flux, sedimentation, Barents Sea, settling particles.

CHAPTER 7. BIOGEOCHEMICAL PROCESSES, BACTERIA AND FUNGI

7.1. Biogeochemical processes in the Barents Sea

A. Yu. Lein¹, A.S. Savvichev²

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

² Winogradsky Institute of Microbiology, Federal Research Centre “Fundamentals of Biotechnology” of the Russian Academy of Sciences, Moscow

Biogeochemical processes involving microorganisms play an important role in marine sedimentogenesis. The study of biogeochemical processes in the Barents Sea was carried out from 1997 with interruptions until 2019. Using a complex of geological-geochemical, microbiological, radioisotope and stable isotope methods, it was possible to obtain a quantitative estimate of the total abundance and biomass of microorganisms, rates of biogeochemical processes, methane content and organic matter suspended.

In the course of work in four expeditions, it was found that in the surface (0–10 m) water column south of 74° N the magnitude of the total abundance and the biomass of microorganisms increased by 2019 by about 5 times compared to 1998. To the north, in colder waters, the total abundance and the biomass of organisms were lower than in the southern region of the sea.

The methane concentration in the surface layer of the water column at the border with the atmosphere did not change much for 20 years (1976–1997) and increased noticeably from 1997 to 2017, from 3.3 to 15.8 nM.

The increase in FFM, the biomass of organisms and the concentration of methane in the water column is associated with the melting of glaciers, with the release of organic matter of continental origin released from ice into the water.

The results of the work indicate changes in the ecosystem of the Barents Sea.

Keywords: CO₂-assimilation, sulphate reduction, methane oxidation, methane, bacteria, carbon isotopic composition.

7.2. Fungi of the Barents Sea

E.N. Bubnova¹, S.A. Bondarenko^{1,2}, M.L. Georgieva^{1,3}

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow

² Federal Research Centre “Fundamentals of Biotechnology” of the Russian Academy of Sciences, Moscow

³ FSBI Gause Institute of New Antibiotics, Moscow

The role of marine mycobiota, which includes marine fungi and fungi-like, is, first of all, in the decomposition of detritus, as well as in the formation of symbiotic relationships with other hydrobionts, and most often it is parasitism or mutualism. The paper presents a generalization of data on the mycobiota of the Barents Sea, as the most studied of the Arctic seas. This allowed the authors to evaluate the role of this little-studied component of the ecosystem, as well as to determine future directions of research of marine mycobiota for the Arctic region as a whole.

Keywords: marine micobiota, the role of fungi, molecular diversity.

CHAPTER 8. BIODIVERSITY

8.1. Phytoplankton of the Barents Sea

L.A. Pautova

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

On the basis of the analysis of summer plankton phytocenosis structure, 4 areas representing various stages of a succession cycle are allocated for water areas of the Barents Sea. In the most productive places of the water area the level of phytoplankton growth corresponded to indicators of mesotrophic-eutrophic waters and was maximum in the northern

area. Concentration of phosphates was the main regulator of bloom of coccolithophore *Emiliana huxleyi*, besides water temperature. The presence in the modern plankton phytocenosis structure in the northern part of sea (80° N) of the Atlantic species, along with annual bloom of *E. huxleyi* in the southwest part of the sea, are the indicators of increased «atlantification» of the Arctic Region.

Keywords: phytoplankton, coccolithophore bloom, *Emiliana huxleyi*, atlantification.

8.2. Zooplankton of the Barents Sea

E.G. Arashkevich

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

A review of the published data on the distribution of biomass of zooplankton and its main groups: mesozooplankton, meroplankton, crustacean macrozooplankton and gelatinous macrozooplankton in the Barents Sea are presented. The factors that determine the amplitude and direction of interannual changes in the abundance of zooplankton are considered. The results of studies on the role of zooplankton in biotransformation and vertical flux of organic matter are presented. The data on the possible effect of warming climate on the Barents Sea ecosystem is analyzed.

Keywords: zooplankton biomass, mesozooplankton, meroplankton, macrozooplankton, biotransformation, climate impact.

8.3. Zoobenthos of the Barents Sea

N.V. Denisenko, S.G. Denisenko

Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg

Based on the analysis of retrospective and recent materials, the species richness of the bottom fauna and the long-term variability of the quantitative characteristics of zoobenthos of the Barents Sea are considered. The role of key taxa in the formation of biomass and trophic structure of zoobenthos is indicated. The negative impact of bottom trawling on benthic fauna is shown and the most vulnerable areas in the basin are identified.

Keywords: bottom fauna, trophic structure, biodiversity.

CHAPTER 9. GEOCHEMISTRY, LITHOLOGY, PETROGRAPHY

9.1. Salt composition and biogenic elements in modern pore waters of the Barents Sea (1997–2019)

*A.Yu. Lein¹, M.D. Kravchishina¹, G.A. Pavlova¹, A.L. Chultsova¹, A.N. Novigatsky¹,
A.A. Klyuvitkin¹, A.S. Savvichev²*

¹ *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

² *Winogradsky Institute of Microbiology, Federal Research Centre “Fundamentals of Biotechnology”
of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

The data (Cl⁻, SO₄²⁻, Ca²⁺, Alk and biogenic elements) on the salt composition of pore water and the isotopic organic carbon composition of suspended particulate matter, fluffy layer and surface layers (0–30 cm) of bottom sediments in the Barents and Norwegian seas are discussed during the period of the supposed maximum warming in the Arctic region in the 21st century associated with the “atlantification” of the Arctic Ocean.

Keywords: pore water, biogeochemical barrier water–seafloor, fluffy layer, sedimentogenesis, early diagenesis, Arctic.

9.2. Grain-size and mineral composition of the upper layer of sediments of the Barents Sea

N.V. Politova, T.N. Alekseeva, N.V. Kozina, M.D. Kravchishina, O.M. Dara

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The paper presents data from grain size and mineralogical analyzes of surface bottom sediment samples obtained on several cruises of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh* (2016–2018) from different parts of the Barents Sea. Pebble and gravel material is found in surface sediments in the form of impurities scattered throughout the sea. Such a chaotic distribution pattern is apparently associated with ice separation. Coarse material is most common in the Barents Sea off the coast of the Kola Peninsula, off the coast of Novaya Zemlya, Spitsbergen, where it accumulates due to coastal abrasion. In addition, a fraction >1 mm is widespread at depths where fine fractions are stirred and leached. The most common sediments in coastal shallow water are sands. Sands (0.1–1 mm) are widespread in the southern and south-eastern regions of the sea, in the region of the Pechora polygon, the Kaninsky shallow water, the Kola Peninsula, and in the northwest, off the coast of Svalbard. With increasing depth, the sands are replaced by mixed sediments with a low admixture of pelite. Pelitic sediments are prevalent in the central part of the sea. Precipitation with a pelitic fraction (<0.01 mm) of more than 50% occupy about 70% of the Barents Sea. They are widespread in deep-sea hollows and trenches, as well as in the numerous fiords of the North Island of Novaya Zemlya and Franz Josef Land. Surface sediments have a predominantly terrigenous composition; only at the border with the Norwegian Sea the proportion of biogenic material increases. The mineral composition of sediments is dominated by quartz and feldspars, clay minerals are mainly represented by illite, smectite and kaolinite.

Keywords: bottom sediments, grain size, mineral composition, Barents Sea.

9.3. Some geochemical features of the major element composition of the surface bottom sediments of the Barents Sea

V.V. Gordeev, L.L. Demina, T.N. Alekseeva

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The results of determination of the major element composition of 34 surface bottom sediment samples of the Barents sea are presented in this chapter. The main sources of sedimentary material supply to the sea – river discharge, aeolian input and other – were considered. It was shown that the available own and literature data did not allow obtaining an adequate estimation of entering sedimentary material balance in the sea. The comparison of the compositions of bottom sediments (sands, aleurites, pelites) and of predominated in the sea basin rocks has demonstrated the prevailed terrigenous material input. The interdependences between all major elements in bottom sediments and their grain-size composition were considered in details. It was established that the well-known interrelationships with the pelitic sediment fraction took place for all elements except Mn – increasing their contents along with growth of pelitic fraction. The exception is SiO₂ and CaO, they demonstrated the highest content in the coarse fractions. The Mn behavior is unusual one. Mn concentration in the sediments of the south-western part of the sea is almost independent on the share of the pelitic fraction that is much unexpected. At the same time the sediments from the north-eastern part of the sea are very enriched by Mn – up to 1.0–1.5%. The probable reasons of such type of this metal distribution in the sediments are discussed. On a base of the results available the fragmental maps of Al, Fe and Mn oxides distribution in the bottom sediments were constructed. The conclusion was made that our new data supported the classical type of the prevailed terrigenous sediment formation in the Barents Sea.

Keywords: major elements, bottom sediments, grain size, geochemistry.

9.4. Geochemical fractions and indicators of sedimentation conditions in the Barents Sea

*L.L. Demina¹, D.F. Budko¹, N.V. Politova¹, T.N. Alexeeva¹, E.A. Novichkova¹,
A.S. Solomatina¹, R.A. Aliev²*

¹ *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

² *Lomonosov Moscow State University, Chemical Faculty, Moscow*

Research results of geochemical fractions and distribution pattern of the major and trace elements in the sediment cores of the Barents Sea are presented. In the sediment core AMK- 5193, located in the central part of the sea, Al, Cr and Ni were detected predominantly in the lithogenic form (75–97% of the total content) throughout the core. A large or a noticeable portion (from 65% to 30% from total contents) of Pb, Cd, Cu, Ni, Co, Mn, and As was found to be accumulated due to hydrogenous processes, such as adsorption on amorphous Fe-Mn oxyhydroxides and clay particles. In the uppermost oxidized layer (0–6 cm) of St. AMK-5193, where the most intensive exchange processes between the solid and liquid phases of bottom sediments happen, a significant increase in the proportion of geochemically mobile fraction of most metals was found. In this part of the core, the maximum content of Fe and Mn in the form of authigenic oxy-hydroxides which serve an effective sorbent of most trace elements, including heavy metals, was recorded. At st. 5194, the downcore rhythmic covariation of the Si/Al, Ti/Al and Fe/Al ratios reflecting contribution of terrigenous matrix, as well as Al/Ca ratio (indicator of physical and chemical weathering) was revealed. Moreover, the Al/Ca ratio exhibited an asynchronous change with the Si/Al and Fe/Al ratios. Also, the downcore variation in the Ti/Al ratio was opposite to that of Mn/Fe (an indicator of geochemically mobile fraction). Variation of the Ti/Zr ratio, reflecting the range of aerosol transport of clastic material, is weakly expressed in the AMK-5194 core, which supports the proximity of the terrigenous source.

Keywords: heavy metals, bottom sediments, geochemical fractions, sedimentation conditions.

9.5. Rare and trace elements in modern bottom sediments of the Barents Sea. Nd, Pb and Sr isotopic composition

***A.V. Maslov¹, N.V. Politova², N.V. Kozina², A.B. Kuznetsov³, M.D. Kravchishina²,
A.N. Novigatsky², V.P. Shevchenko², T.N. Alexeeva²***

¹*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg*

²*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

³*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Sankt-Petersburg*

The article presents a brief lithological description of the modern bottom sediments of the Barents Sea, selected in the 67th voyage of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” at the polygons: 1) “Pechora Sea”; 2) “Western slope of Kaninskoe shoal”; 3) “Central Barents Sea (Shtokman area)”; 4) “Russkaya Gavan’ fjord”; 5) “Medvezhinsky Trench”; 6) in the area to the south of Spitsbergen; 7) “Kola meridian”; 8) “Spitsbergen – Franz Josef Land archipelago”; 9) “Cambridge Strait”. The distribution of Cr, Ni, Cu, Zn, Cd, and Pb in samples of bottom sediments (pelitic, aleurite-pelitic and sandy-aleuritic-pelitic ooze) is compared with the background concentrations and contents of these elements in the Post-Archean Average Shale (PAAS). The data obtained are consistent with the notion that the distribution of heavy metals and other elements in the bottom sediments is controlled primarily by the global geochemical background. The relationship of the Sc, V, Cr, Ni, Y, Zr, Nb, Mo, Hf, Th, U and rare-earth elements concentrations with content of fine pelite (< 0.001 mm) fraction and organic carbon (C_{org}) is considered. It was found that most of these elements are characterized by a moderate positive correlation with the amount of fine pelite fraction in samples. By the magnitude of the correlation coefficient with the C_{org} content, all elements are attributed into three groups: (1) with moderate positive correlation, (2) weak positive correlation, (3) practically not pronounced correlation. The distribution in the bottom sediments of the Barents Sea of the element-indicators of the source rocks composition (Sc, Th, Co, Cr, La and Sm), as well as of rare earths, make it possible to consider that the majority of bottom sediments is mature in geochemical terms material, the sources of which were rocks of the Kola Peninsula and Spitsbergen (?). The bottom sediments of the Cambridge Strait are represented by geochemically less mature material, which, apparently, entered the sea as a result of erosion of the Franz Josef Land archipelago rocks. The established isotopic characteristics (ϵNd , $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of 17 samples of surface sediments suggest that the main contribution to the formation of bottom deposits of the central regions of the Barents Sea is made by rocks of the mainland part located in the influence zone of the North Cape Current. Archipelagos and islands (Franz Josef Land, Novaya Zemlya, etc.) that frame the Barents Sea supply a relatively small amount of clastic material that is carried by Arctic currents. The values of ϵNd and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in the surface sediments of the central part of the Barents Sea and in the ice-rafted sediments carried by the Transpolar Drift showed a significant difference. This suggests that the contribution of such material to the formation of surface sediments of the Barents Sea is relatively small.

Keywords: Barents Sea, modern bottom sediments, rare and trace elements, granulometric composition, geochemistry, Nd, Pb and Sr isotopic composition.

9.6. Cation-exchange properties of sediments in the Central Depression of the Barents Sea

G.V. Novikov, G.I. Sychkova

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The article presents data on the study of cation exchange properties of sediments in the Central depression of the Barents Sea relative to heavy metals. The experiments were carried out both on sediments of natural moisture and on sediments after removal of sludge water. The maximum values of the equilibrium exchange capacity of sediments containing and not containing silt water practically coincide and are (in mg-eqv/g) in Mn, Ni, Zn, Cd – 0.20–0.28; Pb – 0.28–0.40; Cu – 0.36–0.66. According to the obtained values of the exchange capacity of precipitation belong to the class of adsorbents. The influence of sediments size and concentration of metal salt solutions on the exchange capacity of precipitation was studied. It is concluded that, on the one hand, precipitation contributes to the circulation of heavy metal cations in the marine environment, on the other hand, sediments can be considered as cleaners and pollutants of marine waters.

Keywords: bottom sediments, heavy metals, exchange capacity, adsorbents.

9.7. Petrography of bottom rock material

G.S. Kharin, D.V. Eroshenko, A.V. Bulokhov, S.M. Isachenko, G.V. Malafeev

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

The Quaternary sediments of the Barents Sea contain a large amount of coarse clastic bottom rock material (BRM), with varying degrees of grain roundedness. Its study is important in determining the type and composition of the earth's crust, with paleogeographic constructions and revealing data on the dynamics of the ice cover. Studies of the Barents Sea BRM began in the 20s of the last century. During this period, were formed basically two hypotheses about the relationship between the distribution of BRM with elements of the sea topography and bedrock exposure. One of them considers BRM a marker suitable for identifying petrographic provinces at the bottom of the Barents Sea [Klenova, 1960]. In this chapter, on the basis of new up-to-date data obtained in 67 and 68 cruises of the RV *Akademik Mstislav Keldysh* in 2016–2017, the grain size, petrochemical and mineral compositions of BRM are estimated, their distribution patterns are given, transportation methods are analyzed and its feasibility is evaluated use in geological mapping. 4,193 samples were processed in Quaternary sediments, among which 86 reference types were identified. It was shown that the diversity of the composition of the Barents Sea BRM depends on glacial and ice-ice spacing. Therefore, the use of BRM for geological mapping of the bottom of the Barents Sea is unsuitable. The petrographic composition of the BRM in different regions of the Barents Sea is subject to significant fluctuations, but in general it is complementary to the set of rocks in the areas of demolition of adjacent land and depends on the extent of exaration and the removal of exaration material by the glacier to sedimentation areas.

Keywords: coarse material, petrographic composition.

CHAPTER 10. GEOECOLOGY AND POLLUTION

10.1. Hydrocarbons in waters and bottom sediments of the Barents Sea

I.A. Nemirovskaya, A.M. Titova, A.V. Khramtsova

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

Hydrocarbons in water, suspended matter and bottom sediments of the Barents Sea were studied based on materials from expeditions to the RV *Akademik Mstislav Keldysh* in 2016–2019. It is shown that at present there is no oil pollution in open areas of the Barents Sea. With the transition from early summer (2019) to autumn (2016), there was a decrease in hydrocarbon concentrations in surface waters, caused by a change in the biochemical composition of organic matter (possibly due to a decrease in the area of ice). With depth, the HC content decreased mainly. An exception was observed

in the area of gutters and deposits, where in the bottom nepheloid layers there was an increase in the concentration of hydrocarbons in suspension and in the surface layer of bottom sediments, and in the thickness of the sediments there was no dependence on their distribution and organic carbon.

Keywords: hydrocarbons, lipids, organic carbon, bottom sediments, pollution, oil, polyaromatic hydrocarbons.

10.2. Content of cesium radionuclides in water and bottom sediments of the Barents Sea

A.A. Paraskiv, N.Yu. Mirzoeva, O.N. Miroshnichenko

A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol

Based on the results of field research in the cruise 68 of the RV *Akademik Mstislav Keldysh*, the content of anthropogenic ¹³⁷Cs radionuclides in surface waters and bottom sediments of the Barents Sea was estimated. As a result of a comparative assessment of current levels of radiocesium in other seas, it is concluded that the radioecological situation in the Barents Sea is favorable, despite the presence of a large number of potential sources of radiation pollution. The work was carried out on the topic of the state task of the IBSS “Molismological and biogeochemical foundations of homeostasis of marine ecosystems”, No. AAAA-A18-118020890090-2.

Keywords: cesium radionuclides, radioecological monitoring, pollution.

10.3. Evaluation of the modern geoecological state of the fjords of the eastern Barents Sea

V.A. Shakhverdov, D.V. Ryabchuk, M.A. Spiridonov, V.A. Zhamoida, M.V. Shakhverdova

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg

A brief analysis of the history of environmental geological study of the Barents Sea is given. It shows that at the beginning of industrial development the geological environment was characterized by a low level of disturbance and pollution. On example of the Kola Bay, an assessment of the current environmental geological conditions of the fjords in the eastern part of the Barents Sea is given. Seismic-acoustic studies confirm the predominantly tectonic origin of the bay and the hazardous spread of gravitational rocks movement within the coastal slopes. The background geochemical characteristics of recent bottom sediments are quantified. It is shown that geochemical zoning of the bottom of the bay is a consequence of both natural and anthropogenic processes. According to the content of Cu, Zn, As, Cd, Pb, Hg and hexane-soluble petroleum products (PP) in the bottom sediments, the characteristics of various areas were obtained. It is shown that the distribution of PP and several other pollutants in the main components of aquatic and coastal geosystems is a leading element of the environmental monitoring system, quantitative assessment of anthropogenic impact and accumulated environmental damage. Active economic activity within the southern leg of the Kola Bay, as well as the naval bases, significantly affects the distribution of chemical elements. The data concerning distribution of chemical elements forms in bottom sediments are given that suggest a high probability of secondary pollution of the bottom water when the physicochemical conditions of sedimentation processes change. A comparative analysis showed that bottom sediments of the Kola Bay are characterized by the highest concentration of chemical elements in the North-West Region of the Russian Federation.

Keywords: Barents Sea, Kola Bay, geo-ecology, geochemical zoning.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	5
Введение. Роль Баренцева моря в осадочных процессах в Арктике <u>А.П. Лисицын</u> , <u>М.Д. Кравчишина</u>	6
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ	
1.1. Тектоника баренцевоморской континентальной окраины <i>Э.В. Шпилов, С.И. Шкарубо</i>	11
1.2. Особенности строения ледниковых образований и связанных с ними форм донного рельефа по данным сейсмоакустического профилирования и их роль в решении дискуссионных вопросов формирования четвертичного покрова Баренцева моря <i>А.Е. Рыбалко, М.Ю. Токарев</i>	25
ГЛАВА 2. ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ	
2.1. Динамика береговой зоны Баренцева моря в голоцене на примере северо-западной части Кольского полуострова <i>Т.В. Сапелко, М.А. Анисимов</i>	44
2.2. Палинostrатиграфия ледово-морских и морских осадков Баренцева моря <i>О.В. Руденко</i>	51
2.3. Диатомеи и водные палиноморфы в донных осадках Баренцева моря: основные закономерности распространения и использование в палеоокеанологических исследованиях <i>Е.И. Полякова, Е.А. Новичкова, Е.А. Агафонова</i>	64
2.4. Остракоды в осадках арктических шельфовых морей Евразии (стратиграфия и палеореконструкции) <i>А.Ю. Степанова, Е.Е. Талденкова</i>	95
2.5. Послеледниковая палеоокеанология Баренцева моря <i>Е.В. Иванова, И.О. Мурдмаа</i>	109
ГЛАВА 3. РАССЕЯННОЕ ОСАДОЧНОЕ ВЕЩЕСТВО ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ	
3.1. Рассеянное осадочное вещество атмосферы над Баренцевым морем <i>В.П. Шевченко, Л.П. Голобокова, С.М. Сакерин, А.П. Лисицын, Д.М. Кабанов, А.Н. Новигатский, М.В. Панченко, Н.В. Политова, В.В. Полькин, О.Б. Поповичева, Т.В. Ходжер</i>	127
3.2. Тяжелые металлы и черный углерод в атмосфере над акваторией Баренцева моря: концентрации и потоки на поверхность <i>А.А. Виноградова, Е.И. Котова, Ю.А. Иванова</i>	142
ГЛАВА 4. ГИДРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ	
4.1. Обзор гидрологических условий Баренцева моря <i>С.В. Писарев</i>	153
4.2. О климатических изменениях температуры Баренцева моря и их возможных причинах <i>И.В. Серых, А.Г. Костяной</i>	166
4.3. Закономерности и особенности ледовых условий Баренцева моря во второй половине XX – начале XXI века <u>И.О. Думанская</u>	179

4.4. Спутниковая альтиметрия Баренцева моря С.А. Лебедев, А.Г. Костяной, С.К. Попов.....	194
4.5. Органическое вещество и скорости его трансформации в различных экосистемах Баренцева моря А.И. Агатова, Н.М. Лапина, Н.И. Торгунова, К.В. Кодрян.....	212

ГЛАВА 5. ГИДРООПТИКА

5.1. Биооптические характеристики и солнечная радиация в поверхностном слое Баренцева моря О.В. Копелевич, С.В. Вазюля, Д.И. Глуховец, И.В. Салинг.....	236
5.2. Вертикальная структура водной толщи Баренцева моря по оптическим данным В.И. Буренков, В.А. Артемьев.....	245

ГЛАВА 6. РАССЕЯННОЕ ОСАДОЧНОЕ ВЕЩЕСТВО ВОДНОЙ ТОЛЩИ

6.1. Концентрация и состав взвеси Баренцева моря Н.В. Политова, М.Д. Кравчишина, А.Н. Новигатский, А.С. Лохов.....	253
6.2. Элементный состав взвеси Баренцева моря Д.П. Стародымова, А.И. Коченкова, М.Д. Кравчишина.....	270
6.3. Вертикальные потоки вещества в Северном Ледовитом океане А.Н. Новигатский, А.П. Лисицын, В.П. Шевченко, А.А. Клювиткин, М.Д. Кравчишина, Н.В. Политова.....	278

ГЛАВА 7. БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, БАКТЕРИИ И ГРИБЫ

7.1. Биогеохимические процессы в Баренцевом море А.Ю. Леин, А.С. Саввичев.....	287
7.2. Грибы Баренцева моря Е.Н. Бубнова, С.А. Бондаренко, М.Л. Георгиева.....	306

ГЛАВА 8. БИОРАЗНООБРАЗИЕ

8.1. Фитопланктон Баренцева моря Л.А. Паутова.....	317
8.2. Зоопланктон Баренцева моря Е.Г. Арашкевич.....	331
8.3. Зообентос Баренцева моря С.Г. Денисенко, Н.В. Денисенко.....	352

ГЛАВА 9. ГЕОХИМИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ

9.1. Солевой состав и биогенные элементы в современных иловых водах Баренцева моря (данные 1997–2017 гг.) А.Ю. Леин, М.Д. Кравчишина, Г.А. Павлова, А.Л. Чульцова, А.Н. Новигатский, А.А. Клювиткин, А.С. Саввичев.....	370
9.2. Гранулометрический и минеральный состав верхнего слоя осадков Баренцева моря Н.В. Политова, Т.Н. Алексеева, Н.В. Козина, М.Д. Кравчишина, О.М. Дара.....	398
9.3. Некоторые геохимические особенности макроэлементного состава поверхностного слоя донных осадков Баренцева моря В.В. Гордеев, Л.Л. Демина, Т.Н. Алексеева.....	415
9.4. Геохимические фракции и индикаторы условий осадконакопления в Баренцевом море Л.Л. Демина, Д.Ф. Будько, Н.В. Политова, Т.Н. Алексеева, Е.А. Новичкова, А.С. Соломатина, Р.А. Алиев.....	431

9.5. Редкие и рассеянные элементы в поверхностных донных осадках Баренцева моря. Изотопный состав Nd, Pb и Sr А.В. Маслов, Н.В. Политова, Н.В. Козина, А.Б. Кузнецов, М.Д. Кравчишина, А.Н. Новигатский, В.П. Шевченко, Т.Н. Алексеева.....	444
9.6. Катионообменные свойства осадков Центральной впадины Баренцева моря Г.В. Новиков, Г.И. Сычкова.....	472
9.7. Петрография донного каменного материала Баренцева моря Г.С. Харин, Д.В. Ерошенко, А.В. Булохов, С.М. Исаченко, Г.В. Малафеев.....	492

ГЛАВА 10. ГЕОЭКОЛОГИЯ И ЗАГРЯЗНЕНИЕ

10.1. Углеводороды в водной толще и донных осадках Баренцева моря И.А. Немировская, А.М. Титова, А.В. Храмова.....	531
10.2. Содержание радионуклидов цезия в воде и донных отложениях Баренцева моря А.А. Параскив, Н.Ю. Мирзоева, О.Н. Мирошниченко.....	548
10.3. Оценка современного геоэкологического состояния фьордов восточной части Баренцева моря В.А. Шахвердов, Д.В. Рябчук, М.А. Спиридонов, В.А. Жамойда, М.В. Шахвердова.....	553
Заключение. Текущие выводы и перспективы будущих исследований М.Д. Кравчишина, <u>А.П. Лисицын</u>	583
Литература.....	587
Приложение 1. Карта экспедиционных исследований в Баренцевом море на НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2015–2019 гг. Клювиткин А.А.	650
Приложение 2. Таблицы комплексных океанологических станций в Баренцевом море, выполненных на НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2015–2019 гг. А.А. Клювиткин, А.Н. Новигатский.....	651
The Barents Sea system.....	657

Научное издание

СИСТЕМА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Коллективная монография
под редакцией А.П. Лисицына

Редактор, макет
Повалишников Е.С.

ООО Издательство ГЕОС
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Подписано к печати 17.11.2020.
Формат 60×90/8. Бумага офсетная.
Гарнитура Minion Pro. Печать офсетная. Объем 84 п. л. Тираж 300 экз.

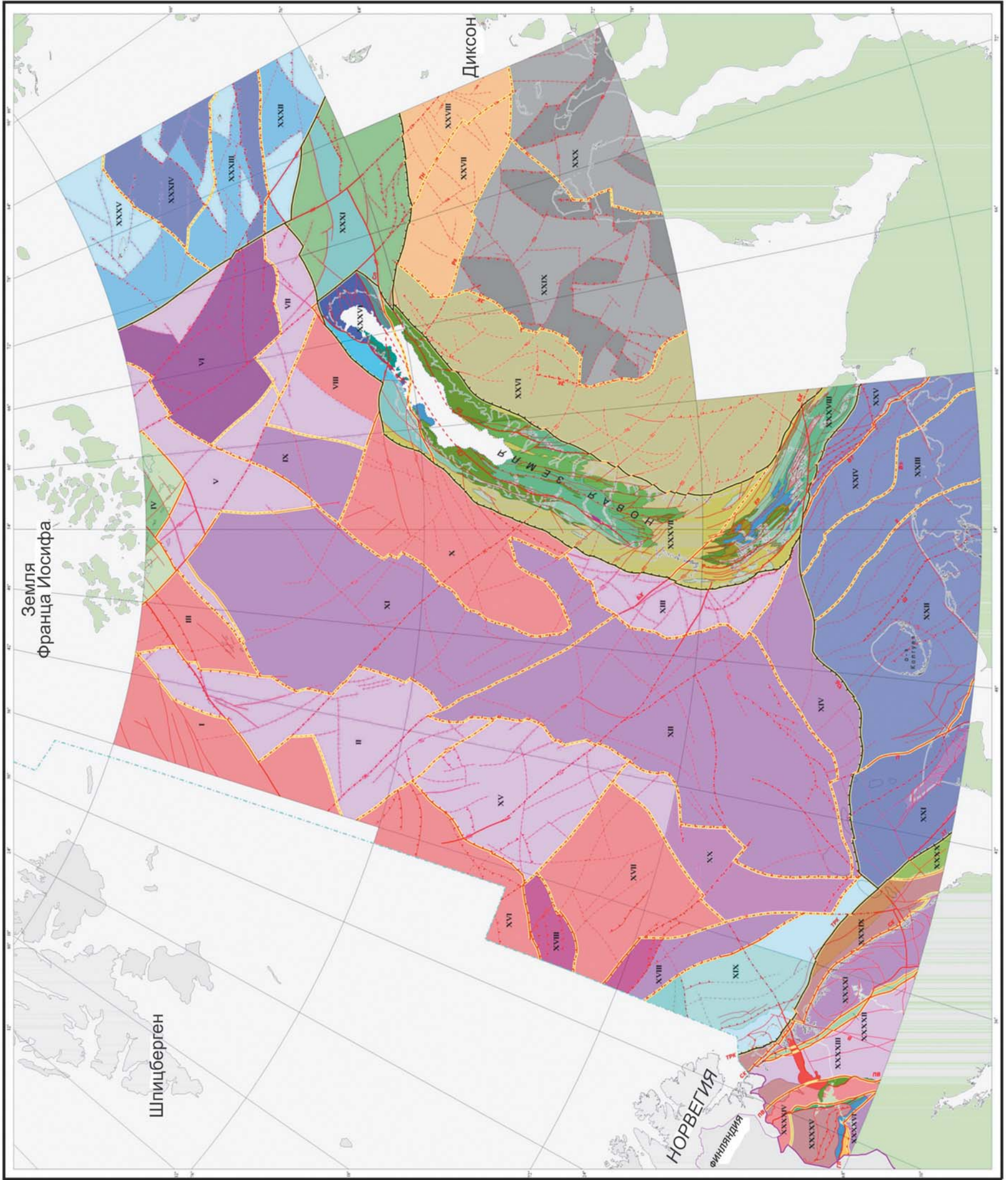


Рис. 1.1.3. Тектоническая карта Баренцево-Карского шельфа (по материалам ОАО «МАГЭ», 2010 г.)

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

БАЛТИЙСКИЙ ШИТ: Блоки позднеархейского этапа формирования: 1 – гранитоиды и метаморфические гнейсы беломорского комплекса, 2 – метаморфические гнейсы, эндробиты, диориты кольского комплекса, 3 – гранитоиды и метаморфические гнейсы баренцевоморского комплекса, 4 – зеленокаменный пояс (межблоковая зона). Блоки раннепротерозойского этапа активизации: 5 – гранулитовый пояс позднего карелия, 6 – зоны тектоно-плутонической переработки архейских комплексов в позднем карелии, 7 – синклиниорий с эффузивно-осадочными основными и ультраосновными комплексами карелия. Тектоно-магматические зоны: 8 – метаморфически измененный пород беломорского комплекса архея, 9 – гранулитов высокобарического метаморфизма и магматизма карельского времени, 10 – расчлененных массивов и диоритов раннего карелия, 11 – интрузивы габбро-анортозитов карельского времени, 12 – интрузивы гранитоидов позднего карелия.

СЕВЕРНО-КОЛЬСКАЯ ПЕРИКРАТОННАЯ ОБЛАСТЬ: Терригенные и карбонатно-терригенные формации позднего протерозоя: 13 – на поверхности, 14 – под палеозойско-мезозойским осадочным чехлом.

МЕЗЕНСКАЯ СИНЕКЛИЗА: Рифтогенные формации рифея – венда увеличенной мощности: 15 – на поверхности, 16 – под палеозойским осадочным чехлом.

ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

БАРЕНЦЕВСКАЯ ШЕЛЬФОВАЯ ПЛИТА: Складчатые пояса в основании плиты: осадочные и вулканогенно-осадочные формации рифея и молассоидные формации венда (17 – на поверхности, 18 – под палеозойско-мезозойским чехлом); 19 – фрагменты байкалд, затронутые каледонской складчатостью, под средне-позднепалеозойско-мезозойским чехлом; 20 – стабильные блоки – фрагменты древней платформы (палеозойские и мезозойские терригенно-карбонатные, карбонатные и терригенные формации на добайкальском фундаменте). Пограничные флексурно-сбросовые пояса: палеозойские и мезозойские карбонатно-терригенные и терригенные формации на массивах, затронутых деструкцией (21 – добайкальского фундамента, 22 – байкальского фундамента. Рифтогенные прогибы: 23 – ранне-среднепалеозойского развития, активизированные в мезозое (терригенно-карбонатные, карбонатно-терригенные, терригенные формации на переработанном фундаменте), 24 – среднепалеозойско-мезозойского развития (терригенные, вулканогенные и магматические формации на интенсивно переработанном основании или нижней коре), 25 – позднедевонско-каменноугольного заложения (карбонатно-терригенные, галогенные и терригенные формации). Область позднепалеозойско-мезозойской активизации: юрско?-меловые базальтоидные формации (26 – на выступах, с карельскими массивами в основании, 27 – в грабен-прогибах).

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПЛИТА: 28 – Байкальский складчатый фундамент (средне-позднепротерозойские метаморфические терригенно-вулканогенные формации). Блоки эпибайкальской плиты: палеозойско-мезозойские терригенно-карбонатные, карбонатные и терригенные формации на (29 – миогеосинклинальных комплексах, 30 – эвгеосинклинальном основании).

КАРСКАЯ ПЛИТА: Относительно стабильная область эпикарельской платформы с редуцированной мезозойской частью чехла: 31 – средне-позднепалеозойские терригенно-карбонатные и терригенные формации сокращенной мощности на выступах фундамента, 32 – палеозойские формации повышенной мощности на погруженных блоках основания ступеней и седловин, 33 – грабен-прогибы рифейско-ранне-среднепалеозойского развития (терригенно-карбонатные и терригенные формации увеличенной мощности).

СЕВЕРНО-СИБИРСКИЙ ПОРОГ: Погребенный отрезок раннекимерийского складчатого пояса –позднепротерозойско-палеозойские дислоцированные образования: 34 – под маломощным покровом кайнозойских (четвертичных) отложений, 35 – скрытые под мезозойско-кайнозойским чехлом.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА: Ступени внешнего пояса: юрско-меловые плитные терригенные формации на позднепротерозойско-палеозойском основании, переработанном (36 – позднегерцинским, 37 – позднегерцинским и раннекимерийским, 38 – киммерийским) тектогенезом. Внутренняя рифтогенная область: 39 – грабен-рифты позднепалеозойско-раннепалеозойского заложения (пермско?-раннегерцинские вулканогенно-осадочные континентальные формации), 40 – межрифтовые поднятия (средне-позднегерцинские терригенные прибрежно-морские формации под плитным юрско-меловым чехлом).

ПАИХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКИЙ РАННЕКИМЕРИЙСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ ПОЯС: Структурно-вещественные комплексы (СВК): 41 – протоплатформенный СВК основания (RF₁); 42 – флишидный граувакковый СВК задугового бассейна (RF₂-V).

Комплексы *насиивной континентальной окраины*: 43 – флишидный батальный СВК (PR₂-O₁) – глубоководные карбонатно-кремнисто-глинистые формации, 44 – терригенно-карбонатный шельфовый СВК (E-D₁) – прибрежно-морские и мелководные формации, 45 – терригенный шельфовый СВК (O₁-D₁) – относительно глубоководные глинистые, терригенные флишидные и мелководные грубообломочные формации; 46 – терригенно-карбонатный шельфовый СВК (S-D₁) – мелководные формации, 47 – карбонатно-терригенный шельфовый СВК (D) – терригенные и карбонатно-терригенные формации, 48 – терригенно-карбонатный шельфовый СВК (D₁-C₁) – мелководные карбонатные и терригенно-карбонатные формации, 49 – карбонатный шельфовый СВК (D₂-C₂) – прибрежно-морские и мелководные формации, 50 – карбонатно-терригенный шельфовый СВК (C₂-P) – мелководные терригенные и карбонатно-терригенные формации.

Комплексы *внутриконтинентального рифта*: 51 – рифтогенный СВК (D_{2,3}) – прибрежно-морские и относительно глубоководные вулканогенно-осадочные формации, 52 – депрессионный СВК (D₃-P) – глубоководные кремнисто-карбонатные, кремнисто-глинистые и ултеродитско-кремнистые формации; 53 – депрессионный СВК (C₃-P₁) – глубоководные аспидные формации, 54 – проградационный СВК (P) – глубоководные флишидные кремнисто-глинистые формации, 55 – СВК заполнения трога (P₂-T₁) – молассоидные параллические прибрежно-морские терригенные формации.

Разрывные нарушения: 56 – разломно-флексурные ограничения платформ (плит) и складчатых систем; 57 – главные (глубинные) разломы: а – выходящие на поверхность, б – скрытые под ледником, в – в фундаменте и осадочном чехле; 58 – прочие разломы: а – выходящие на поверхность, б – в фундаменте и осадочном чехле. Морфокинематическая характеристика разломов: 59 (а – надвиги, б – взбросы, в – взбросо-надвиги); 60 (г – сбросы, д – сдвиги, е – неустановленной морфологии).

Разломы (61): – ТРК-ЗТ – Линеамент Тролльфорд-Рыбачий-Кильдин (Западно-Тиманский разлом); СК – Сброс Карпинского; ГЛ – Главный Лапландский надвиг; ПВ – Пороярви-Волгетундровский шов; В – Волшепахский сдвиг; ЮБ – Южно-Баренцевская зона разломов; П – Припечорский; Ш – Шапкинский; К – Ковлинский; Вр – Варандейский; ВТ – Вашуткино-Талотинский; Р – Рогачевский; КЛ – Колодкинский; БХ – Байдарцко-Хинлопенский; Пх – Главный Новоземельский; ЗК – Западно-Карская зона сбросов; Рг – Рогозинский; Сл – Стороново-Кольский; ПН – Таймыро-Новоземельская зона регионального сдвига.

Границы: 62 (а – структурно-вещественных комплексов и тектонических элементов, не совпадающие с разломами, б – выходов на поверхность допалеозойских комплексов основания плит); 63 – блоков земной коры.

Блоки земной коры (64): I – Персеевский, II – Малыгинский, III – Пинетинский, IV – Земли Франца-Иосифа, V – Южно-Сальмский, VI – Восточно-Баренцевский, VII – Литкенский, VIII – Панкратьевский, IX – Горбовский, X – Адмиралтейский, XI – Северо-Баренцевский, XII – Южно-Баренцевский, XIII – Гусиноземельский, XIV – Мурманско-Куренцовский, XV – Мурманско-Куренцовский, XVI – Центрально-Баренцевский, XVII – Федынского, XVIII – Нордкапо-Варангерский, XIX – Кольско-Финмаркенский, XX – Надеждинско-Тулумский, XXI – Канино-Северотиманский, XXII – Печоро-Колвинский, XXIII – Хорейверский, XXIV – Варандейско-Гуляевский, XXV – Корогазинско-Русановский, XXVI – Приновоземельский, XXVII – Рогозинский, XXVIII – Южно-Карский, XXX – Ямало-Гыданский, XXXI – Северо-Сибирский, XXXII – Кировский, XXXIII – Центрально-Карский, XXXIV – Восточно-Карский, XXXV – Северо-Карский, XXXVI – Северный Новоземельский, XXXVII – Центральный Новоземельский, XXXVIII – Южный Новоземельский, XXXIX – Кильдинско-Святоносский, XXXX – Понойский, XXXXI – Мурманский, XXXXII – Титовско-Поросерская межблоковая зона, XXXXIII – Центрально-Кольский, XXXXIV – Верхнетулумско-Химнаринский, XXXXV – Лапландский, XXXXVI – Кольского Беломорья

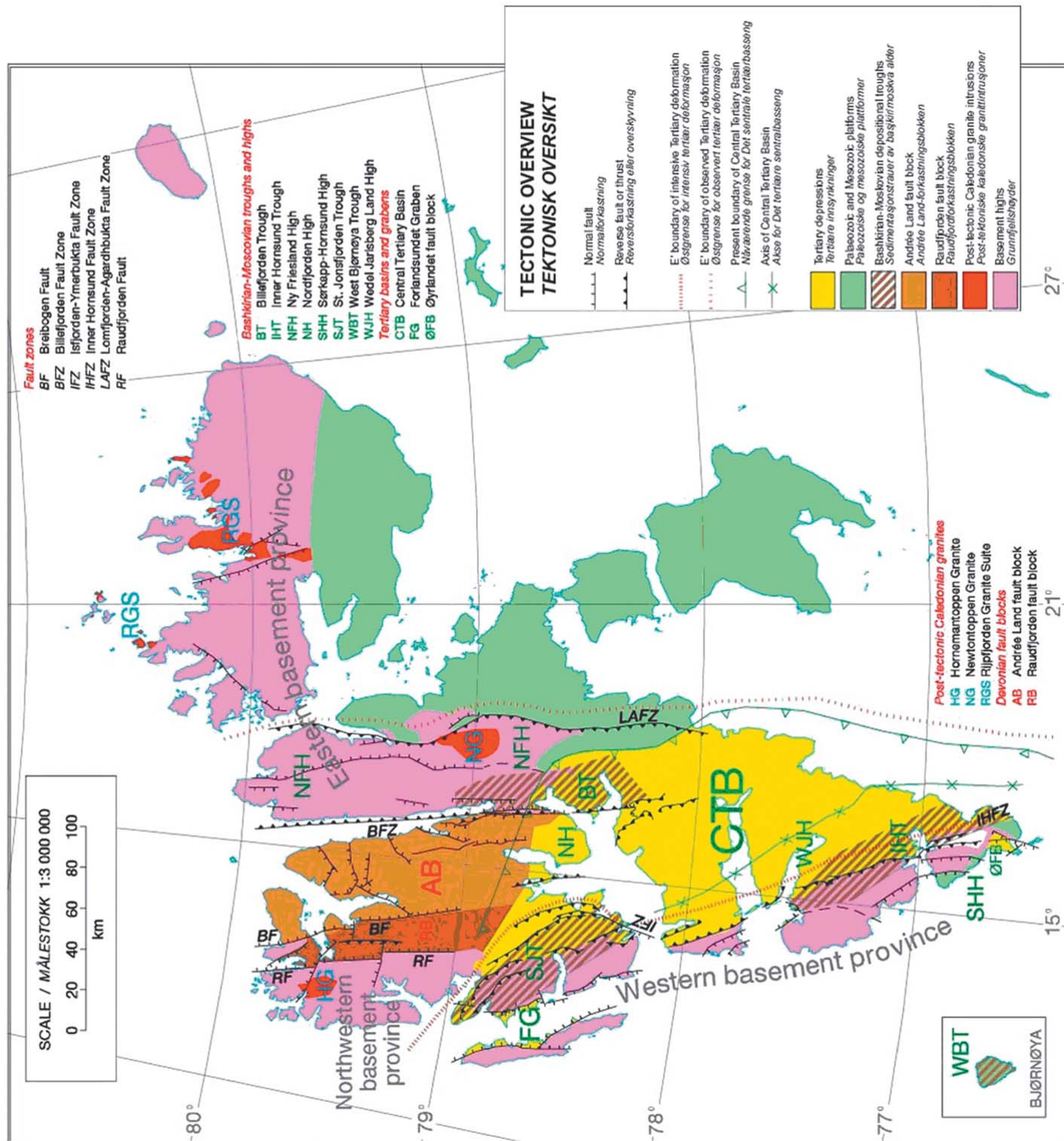


Рис. 1.1.6. Схема тектонических подразделений архипелага Шпицберген. По материалам Геологической службы Норвегии и Норвежского нефтяного директора

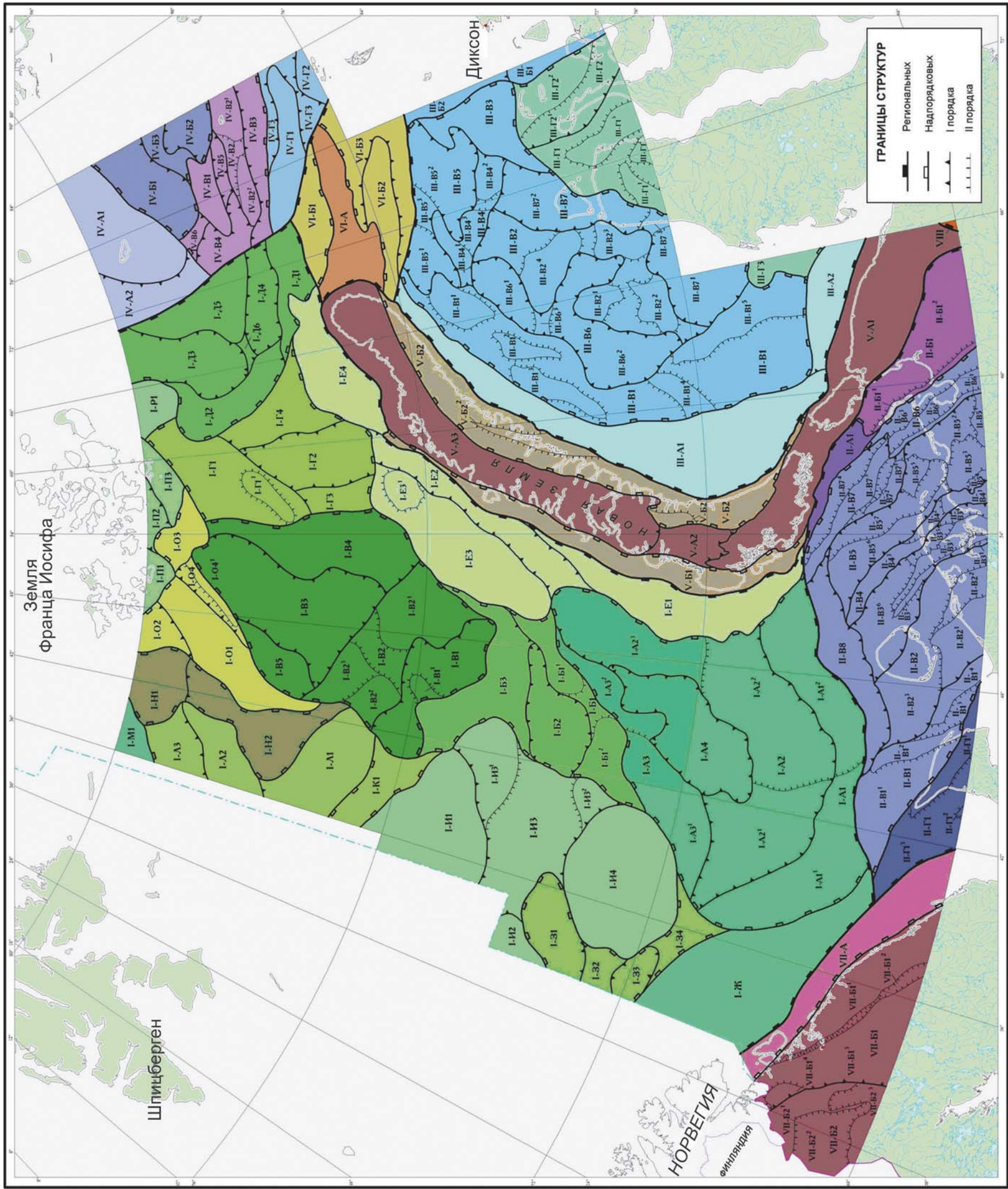


Рис. 1.1.7. Карта структурно-тектонического районирования осадочного чехла Баренцево-Карского шельфа [Шкарубо, Шипилов, 2007]

I. БАРЕНЦЕВСКАЯ ПЛИТА

I-A – ЮЖНО-БАРЕНЦЕВСКАЯ СИНЕКЛИЗА: I-A1 – Мурманско-Куренцовская моноклинал (I-A11 – Мурманская ступень, I-A12 – Андреевско-Бритвинская региональная ступень (I-A21 – Северо-Мурманская ступень, I-A22 – Андреевская ступень, I-A23 – Бритвинская ступень); I-A3 – Надеждинско-Тулумская региональная ступень (I-A31 – Северо-Надеждинская ступень, I-A32 – Тулумская ступень); I-A4 – Арктическая депрессия

Арктическая депрессия.

I-B – ЛУДЛОВСКАЯ ПЕРЕМЫЧКА: I-B1 – Штокмановско-Ледовый порог (I-B11 – Ледовый выступ, I-B12 – Штокмановский выступ); I-B2 – Северо-Штокмановская котловина; I-B3 – Медвежинско-Лудловская ступень. I-B – СЕВЕРНО-БАРЕНЦЕВСКАЯ СИНЕКЛИЗА: I-B1 – Южно-Лунинская впадина (I-B11 – Выступ Шатского); I-B2 – Лунинско-Персеевский порог (I-B21 – Лунинский выступ, I-B22 – Выступ Вернадского, I-B23 – Восточно-Персеевская терраса); I-B3 – Северная впадина; I-B4 – Западно-Альбановская ступень; I-B5 – Восточно-Пинегинская ступень.

Альбановская ступень.

I-G – АЛЬБАНОВСКО-ГОРБОВСКИЙ ПОРОГ: I-G1 – Южно-Сальмская ступень (I-G11 – Орловский вал); I-G2 – Северо-Новоземельская впадина; I-G3 – Альбановская седловина; I-G4 – Горбовская седловина.

I-D – ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВСКАЯ СИНЕКЛИЗА: I-D1 – Ступень Геркулеса; I-D2 – Ступень Копрата; I-D3 – Прогиб Святой Анны; I-D4 – Прогиб Фобос западный; I-D5 – Ступень Теттгофа; I-D6 – Перемычка Разломная.

I-E – ПРЕДНОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ОБЛАСТЬ: I-E1 – Гусиновоземельская региональная ступень; I-E2 – Прогиб Седова; I-E3 – Адмиралтейский мегавал (I-E31 – Пахтусовское поднятие); I-E4 – Поднятие мыса Желания.

I-J – КОЛЬСКАЯ МОНОКЛИЗА.

I-3 – ВАРЯЖСКАЯ ЗОНА ПРОГИБОВ: I-31 – Нордкапский прогиб; I-32 – Нордкапская ступень; I-33 – Прогиб Тидди (Варангер); I-34 – Западно-Кольская седловина.

I-I – ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА ПОДНЯТИЙ: I-I1 – Поднятие Центральной банки; I-I2 – Поднятие Бьярмеланд; I-I3 – Демидовская седловина (I-I31 – Ферсмановская терраса, I-I32 – Восточно-Федынский выступ); I-I4 – Свод Федынского.

I-K – МЕДВЕЖИНСКО-ЭДЖИНСКАЯ ЗОНА ПРОГИБОВ: I-K1 – Малыгинская седловина.

I-L – ПЕРСЕЕВСКАЯ ЗОНА ПОДНЯТИЙ: I-L1 – Южно-Персеевская ступень; I-L2 – Поднятие Персея; I-L3 – Северо-Персеевская седловина.

I-M – СВОДОВОЕ ПОДНЯТИЕ СЕВЕРНО-ВОСТОЧНОЙ ЗЕМЛИ: I-M1 – Выступ о. Белый. I-

N – ЗОНА ПРОГИБОВ ФРАНЦ-ВИКТОРИЯ: I-N1 – Кембриджская перемычка; I-N2 – Прогиб Книповича.

I-O – АЛЕКСАНДРОВСКАЯ ЗОНА ПОДНЯТИЙ: I-O1 – Мегавал Пинегина; I-O2 – Ступень Георга; I-O3 – Вильчевско-Сальмская ступень; I-O4 – Нортбрукская ступень (I-O41 – Вал Мусатова).

I-P – СВОДОВОЕ ПОДНЯТИЕ ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА: I-P1 – Александровское поднятие; I-P2 – Вильчевковская впадина; I-P3 – Сальмское поднятие.

I-R – РЕГИОНАЛЬНАЯ СТУПЕНЬ ГРЕЭМ-БЕЛЛ: I-R1 – Восточно-Вильчевковский выступ.

II. ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПЛИТА

II-A – ПРЕДВАЙГАЧСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ОБЛАСТЬ: II-A1 – Русановская складчато-надвиговая зона.

II-B – ПРЕДУРАЛЬСКО-ПАЙХОЙСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ: II-B1 – Коротаихинский прогиб (II-B11 – Вашуткино-Талогинская надвиговая зона, II-B12 – Западно-Вайгачская депрессия).

II-V – ПЕЧОРСКАЯ СИНЕКЛИЗА: II-V1 – Коргинская региональная ступень (II-V11 – Северо-Канинская ступень, II-V12 – Нерицкая ступень, II-V14 – Седуяхинский вал); II-V2 – Малоземельско-Колгуевская моноклинал (II-V21 – Сенгейская ступень, II-V22 – Балбяхинская ступень, II-V23 – Улачная ступень); II-V3 – Денисовский прогиб (II-V31 – Пятейская депрессия, II-V32 – Шапкина-Юрьянский вал, II-V33 – Болванско-Колоколморская ступень, II-V34 – Усть-Печорская ступень, II-V35 – Восточно-Коровинская седловина, II-V36 – Восточно-Колгуевская депрессия); II-V4 – Кольвинский мегавал (II-V41 – Ярейский вал, II-V42 – Ходоварихинская седловина, II-V45 – Поморский гемивал); II-V5 – Хорейверский прогиб (II-V51 – Сандивейское поднятие, II-V52 – Садаггинская ступень, II-V53 – Табровоаяхинская седловина, II-V54 – Чернореченская депрессия, II-V55 – Паханческая ступень, II-V56 – Русская ступень, II-V57 – Восточно-Печорская структурная зона (II-V61 – Вал Сорокина, II-V62 – Морюская депрессия, II-V63 – Медыньско-Сарембойская ангилиналная зона); II-V7 – Гуляевско-Долгинская структурная зона (II-V71 – Алексеевско-Гуляевская ангилиналная зона, II-V72 – Восточно-Алексеевская депрессия, II-V73 – Долгинско-Папанинская ангилиналная зона, II-V74 – Южно-Новоземельская депрессия); II-V8 – Северо-Печорская моноклинал.

II-G – ТИМАНСКИЙ КРЯЖ: II-G1 – Канино-Северотиманский мегавал (II-G11 – Канинский горст, II-G12 – Горст Лудоватый, II-G13 – Меснинская депрессия).

III. ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

III-A – ПРИПАЙХОЙСКО-ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ МОНОКЛИЗА: III-A1 – Приновоземельская моноклинал; III-A2 – Припайхойская моноклинал.

III-B – ПРИТАЙМЫРСКАЯ ГЕМИАНТЕКЛИЗА: III-B1 – Сибирьяковская региональная ступень; III-B2 – Каменноостровская региональная ступень.

III-V – ЮЖНО-КАРСКАЯ СИНЕКЛИЗА: III-V1 – Западно-Карская региональная ступень (III-V11 – Поднятие Нансена, III-V12 – Университетский вал, III-V13 – Гемивал Литке, III-V14 – Гемивал Минина, III-V15 – Обручевский гемивал); III-V2 – Русановско-Скураговская зона поднятий (III-V21 – Русановское поднятие, III-V22 – Ленинградское поднятие, III-V23 – Скураговское поднятие, III-V24 – Кропоткинский вал); III-V3 – Восточно-Карская региональная ступень; III-V4 – Рогозинская перемычка (III-V41 – Рогозинский вал, III-V42 – Выступ Шокальского, III-V43 – Флиссингская ступень); III-V5 – Свердловский прогиб (III-V51 – Западно-Свердловская впадина, III-V52 – Восточно-Свердловская впадина, III-V53 – Монская седловина); III-V6 – Ноябрьская зона прогибов (III-V61 – прогиб Благополучия, III-V62 – Ноябрьский прогиб, III-V63 – Седловина Неупокоева); III-V7 – Пухучанско-Белоостровская зона прогибов (III-V71 – Пухучанская впадина, III-V72 – Белоостровский прогиб, III-V73 – Тарминская седловина).

III-G – ЯМАЛО-ГЫДАНСКАЯ МЕГАСЕДЛОВИНА: III-G1 – Северо-Ямальская зона поднятий (III-G11 – Северо-Ямальский вал, III-G12 – Среднеямальский вал, III-G13 – Преображенский вал); III-G2 – Северо-Гыданская региональная ступень (III-G21 – Явайский прогиб, III-G22 – Ступень Вилькицкого); III-G3 – Южно-Ямальская моноклиза.

IV. КАРСКАЯ ПЛИТА

IV-A – СЕВЕРНО-КАРСКОЕ СВОДОВОЕ ПОДНЯТИЕ: IV-A1 – Поднятие Визе; IV-A2 – Ступень Павлова.

IV-B – ВОСТОЧНО-КАРСКАЯ ЗОНА ПРОГИБОВ: IV-B1 – Прогиб Брусилова; IV-B2 – Прогиб Уединения западный; IV-B3 – Перемычка Наливкина.

IV-V – ЦЕНТРАЛЬНО-КАРСКАЯ СТРУКТУРНАЯ ОБЛАСТЬ: IV-V1 – Поднятие Скалистое; IV-V2 – Зона поднятий Макарова (IV-V21 – Поднятие Уединения, IV-V22 – Поднятие Йогансена); IV-V3 – Прогиб Фобос восточный; IV-V4 – Ступень Ермолаева; IV-V5 – Седловина Былина; IV-V6 – Седловина Влодавца.

IV-G – КИРОВСКАЯ ЗОНА ПОДНЯТИЙ: IV-G1 – Вал Арктического института; IV-G2 – Выступ Известий ЦИК; IV-G3 – Седловина Тройная.

V. ПАЙХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

V-A – ЦЕНТРАЛЬНО-НОВОЗЕМЕЛЬСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ: V-A1 – Вайгачско-Южноновоземельский антиклинорий; V-A2 – Кармакульская седловина; V-A3 – Северо-Новоземельский антиклинорий.

V-B – ЗОНЫ КРАЕВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ: V-B1 – Западно-Новоземельская зона дислокаций; V-B2 – Карский синклинорий (V-B21 – Литкенская ангилинал, V-B22 – Пахтусовская ангилинал).

VI. СЕВЕРНО-СИБИРСКИЙ ПОРОГ

VI-A – НОВОЗЕМЕЛЬСКО-ГАЙМЫРСКИЙ МЕГАВЫСТУП.

VI-B – ЗОНЫ КРАЕВЫХ СТУПЕНЕЙ: VI-B1 – Ступень Литке; VI-B2 – Северный гемивал; VI-B3 – Сейсмическая ступень.

VII. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

VII-A – РЫБАЧИНСКО-СВЯТОНОССКАЯ ПЕРИКРАТОННАЯ ОБЛАСТЬ.

VII-B – БАЛТИЙСКИЙ ЦИТ: VII-B1 – Кольская структурная область (VII-B11 – Мурманская структурная зона, VII-B12 – Титовско-Поросозерская структурная зона, VII-B13 – Центрально-Кольская структурная зона, VII-B14 – Пеннга-Вараутская структурная зона); VII-B2 – Бело-моро-Лапландская структурная область (VII-B21 – Аллареченско-Солозерская структурная зона, VII-B22 – Лапландская структурная зона, VII-B23 – Енско-Нотозерская структурная зона).

VIII – УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА



АКАДЕМИК
МСТИСЛАВ КЕЛЬДИШ