

## ГЛАВА 9. ГЕОХИМИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ

### 9.1. Солевой состав и биогенные элементы в современных иловых водах Баренцева моря (данные 1997–2019 гг.)

А.Ю. Леин<sup>1</sup>, М.Д. Кравчишина<sup>1</sup>, Г.А. Павлова<sup>1</sup>, А.Л. Чульцова<sup>1</sup>, А.Н. Новигатский<sup>1</sup>,  
А.А. Клювиткин<sup>1</sup>, А.С. Саввичев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

<sup>2</sup> Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, ФИЦ Биотехнологии РАН, Москва

Обсуждаются результаты анализа основных компонентов ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Alk}$  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 ( $\text{Cl}^-$ ) 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.

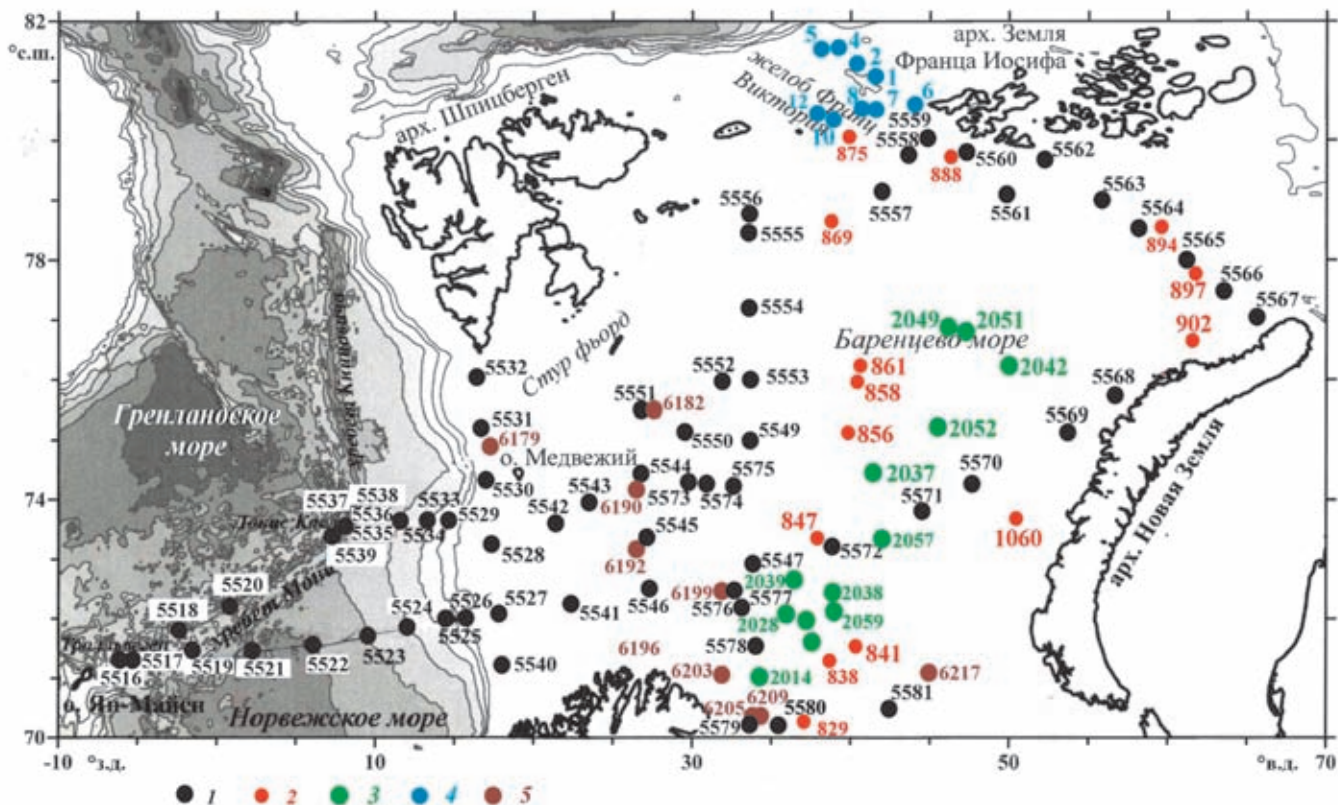
Отжим проб иловой воды проводился из кернов донных осадков, отобранных с помощью мультикорера фирмы KUM. В 68 рейсе НИС «АМК» наддонную воду отбирали из мультикорера в 30–10 см от поверхности осадка; в 75 рейсе НИС «АМК» мультикорер был оснащен литровым винипластовым батометром (рис. 9.1.2).

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 ( $\Sigma$  хлора, брома и йода) определялась прямым титрованием пробы раствором  $\text{AgNO}_3$  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 KIT 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:

$$4.3 < \text{pH} < 8.2 \quad K_{S_{4.3}} = \text{mmol/l} \quad (\text{mmol/l} \times 61.02 = \text{mg/l}),$$

$$\text{pH} > 8.2 \quad (K_{S_{4.3}} - K_{S_{8.2}} \times 12.01 = \text{TIC (CIT)} \text{ [mg/l C]}).$$

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 ( $\text{P-PO}_4^{3-}$ ), азота аммонийного ( $\text{N-NH}_4^+$ ), азота нитритного ( $\text{N-NO}_2^-$ ) и азота нитратного

( $\text{N-NO}_3^-$ ) 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 сжигания с регистрацией выделявшегося  $\text{CO}_2$  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 ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Alk}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) 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-

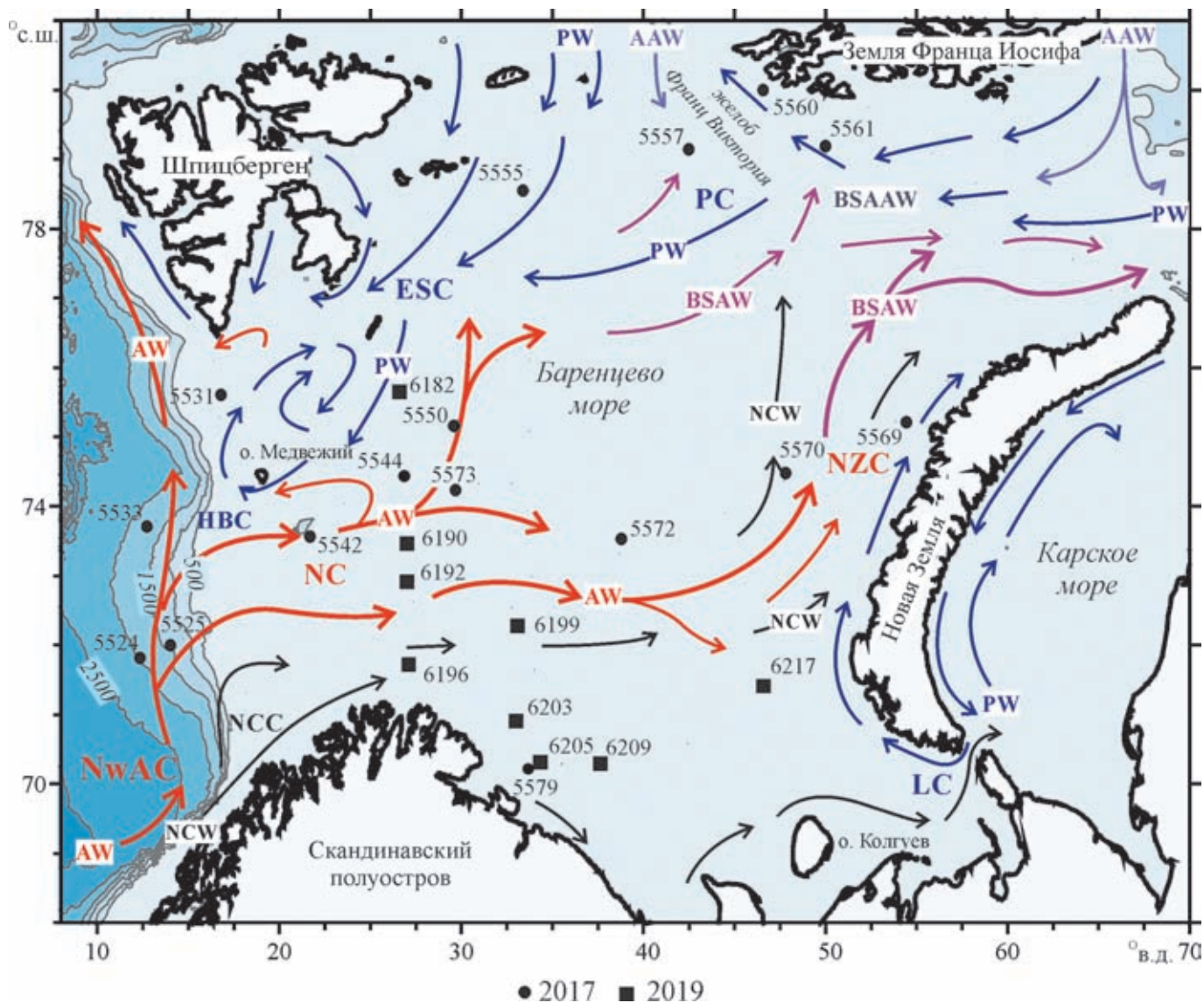


Рис. 9.1.3. Схема течений в Баренцевом море и станции отбора проб иловой воды в 2017 и 2019 гг. (68 и 75 рейсы НИС «Академик Мстислав Келдыш»).

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.

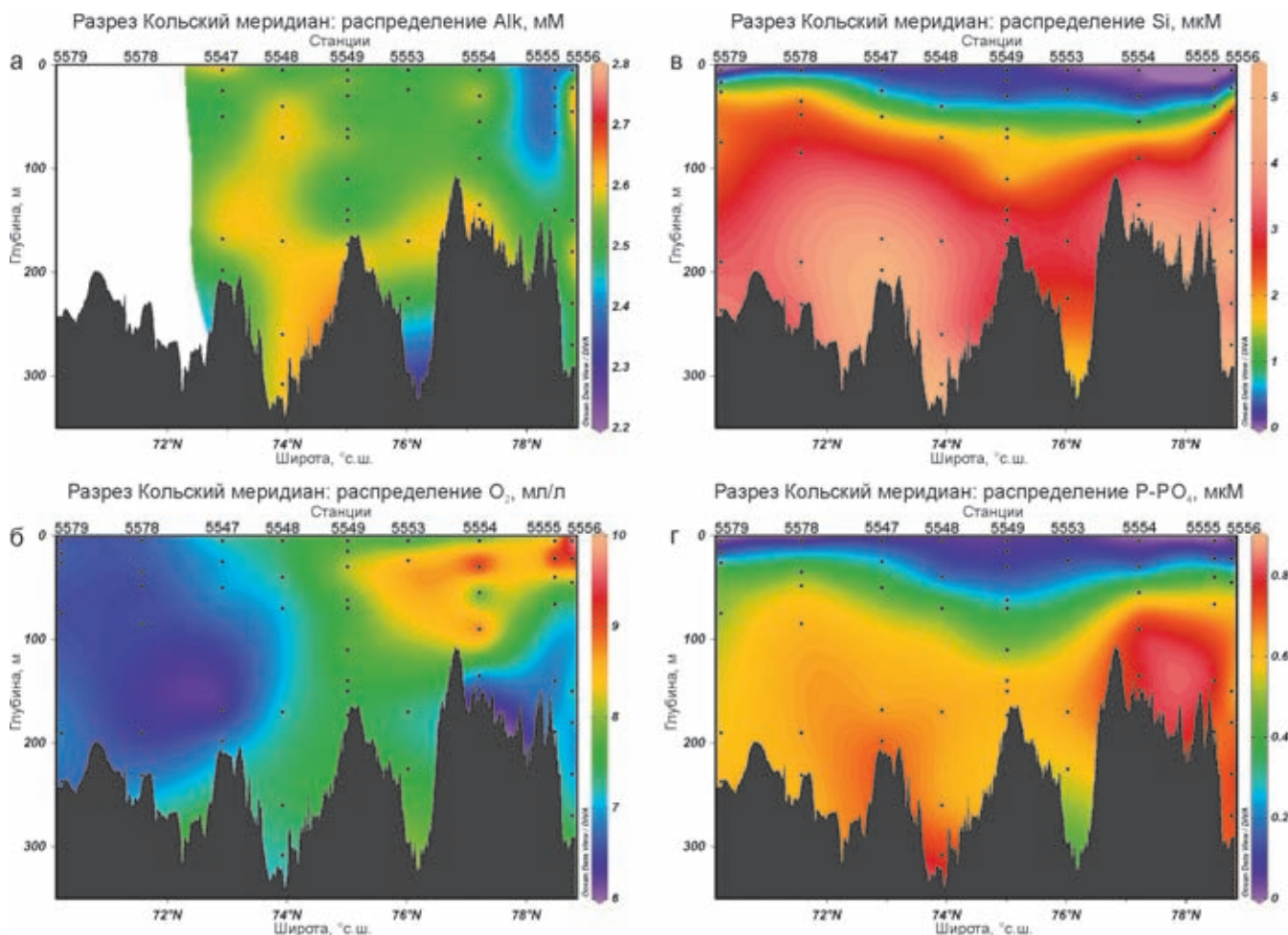
**Биогенные элементы в водной толще.** Летом 2017 г. воды из арктического бассейна поступали с севера и достигали 76° с. ш., то есть вплоть до ст. 5553 (рис. 9.1.1). Арктическая вода поступала на акваторию плато Виктории в надпикноклинном поверхностном слое в виде талой воды пониженной до 33–34 епс, 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).

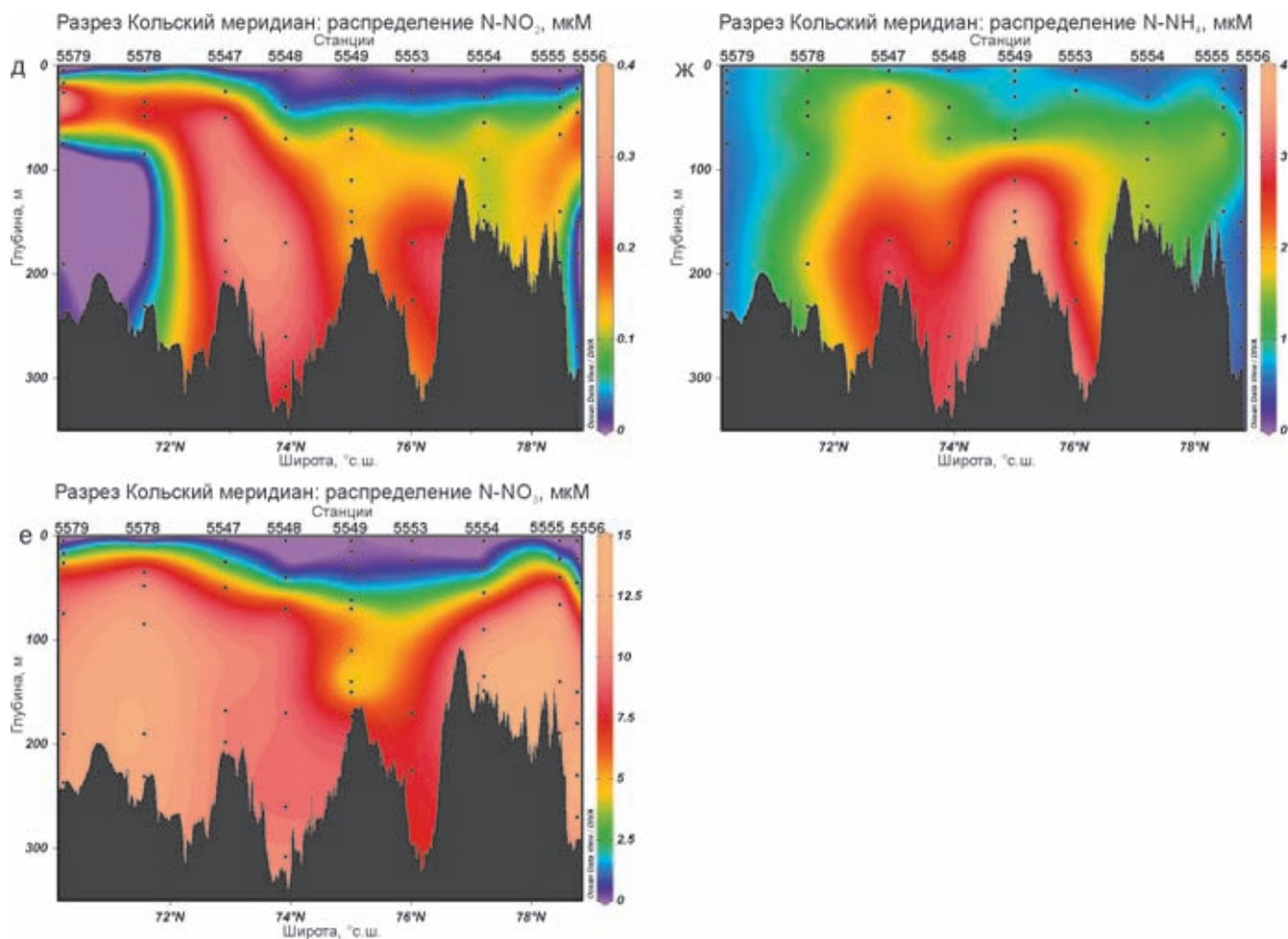
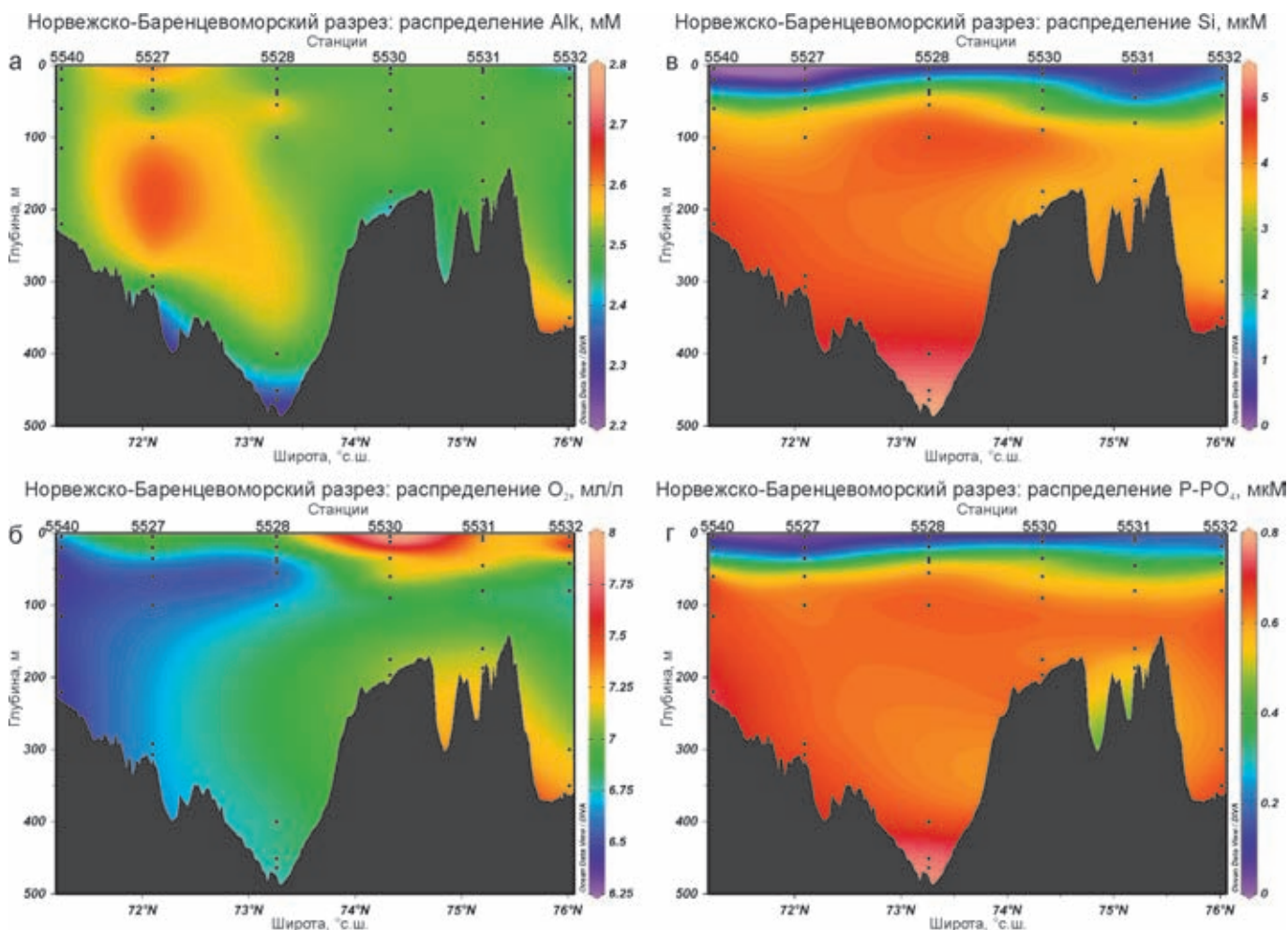


Рис. 9.1.4.





**Рис. 9.1.5.** Примеры распределения в водной толще величины щелочности (Alk) (а) и концентраций кислорода (б) и биогенных элементов: Si (в), P-PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> (г), N-NO<sub>2</sub><sup>-</sup> (д), N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup> (е), N-NH<sub>4</sub><sup>+</sup> (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<sub>4</sub><sup>3-</sup>) 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<sub>2</sub><sup>-</sup>) по всей водной толще были очень низкие и изменялись от аналитического ноля 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<sub>3</sub><sup>-</sup>) изменялась в поверхностном слое от аналитического ноля 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<sub>4</sub><sup>+</sup>) 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).

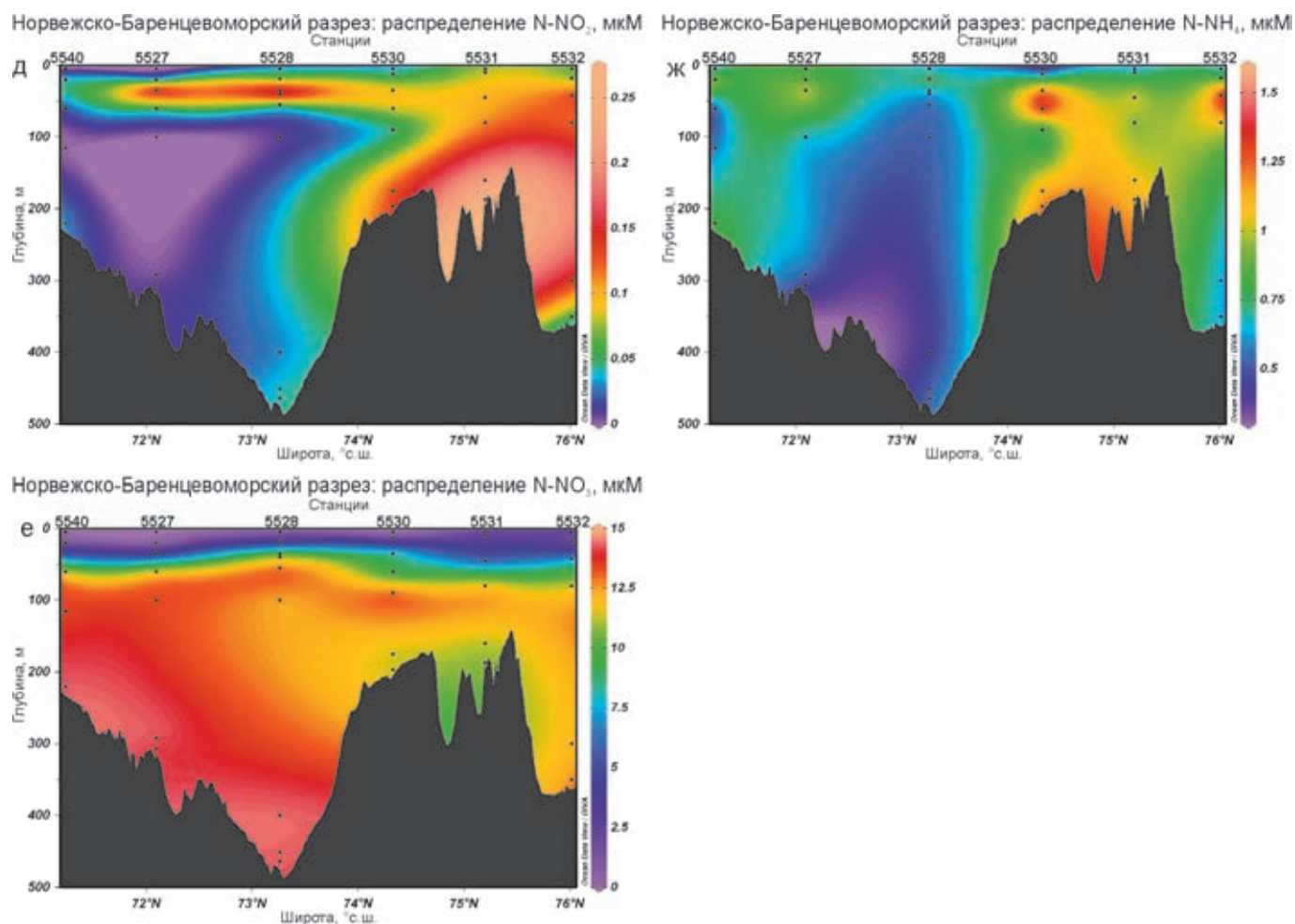


Рис. 9.1.5.

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.

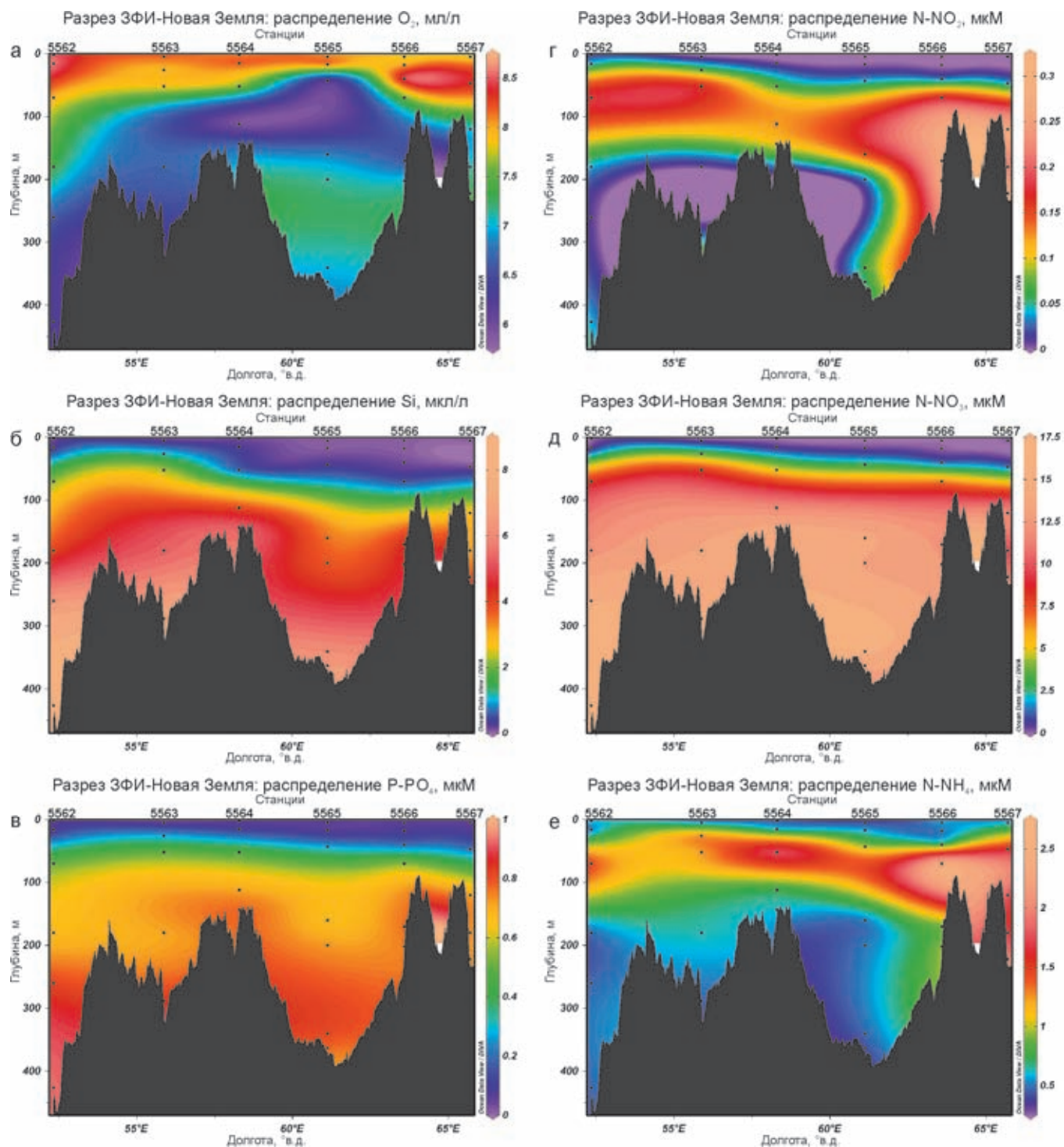
### Взвесь

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<sup>-1</sup>, 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/см<sup>2</sup>/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  $C_{орг}$  взвеси поверхностного слоя водной толщи вне зоны льдов ( $\delta^{13}C-C_{орг}$  взвеси =  $-23,6...-24,5\%$ ) изотопно-тяжелее, чем  $C_{орг}$  взвеси из льда и снега ( $-24,9...-27,5\%$ ), и только в период массового цветения диатомовых

$\delta^{13}C-C_{орг}$  взвесь во льду обогащается тяжелым изотопом ( $\delta^{13}C_{орг} = -22,5...-23,8\%$  [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-



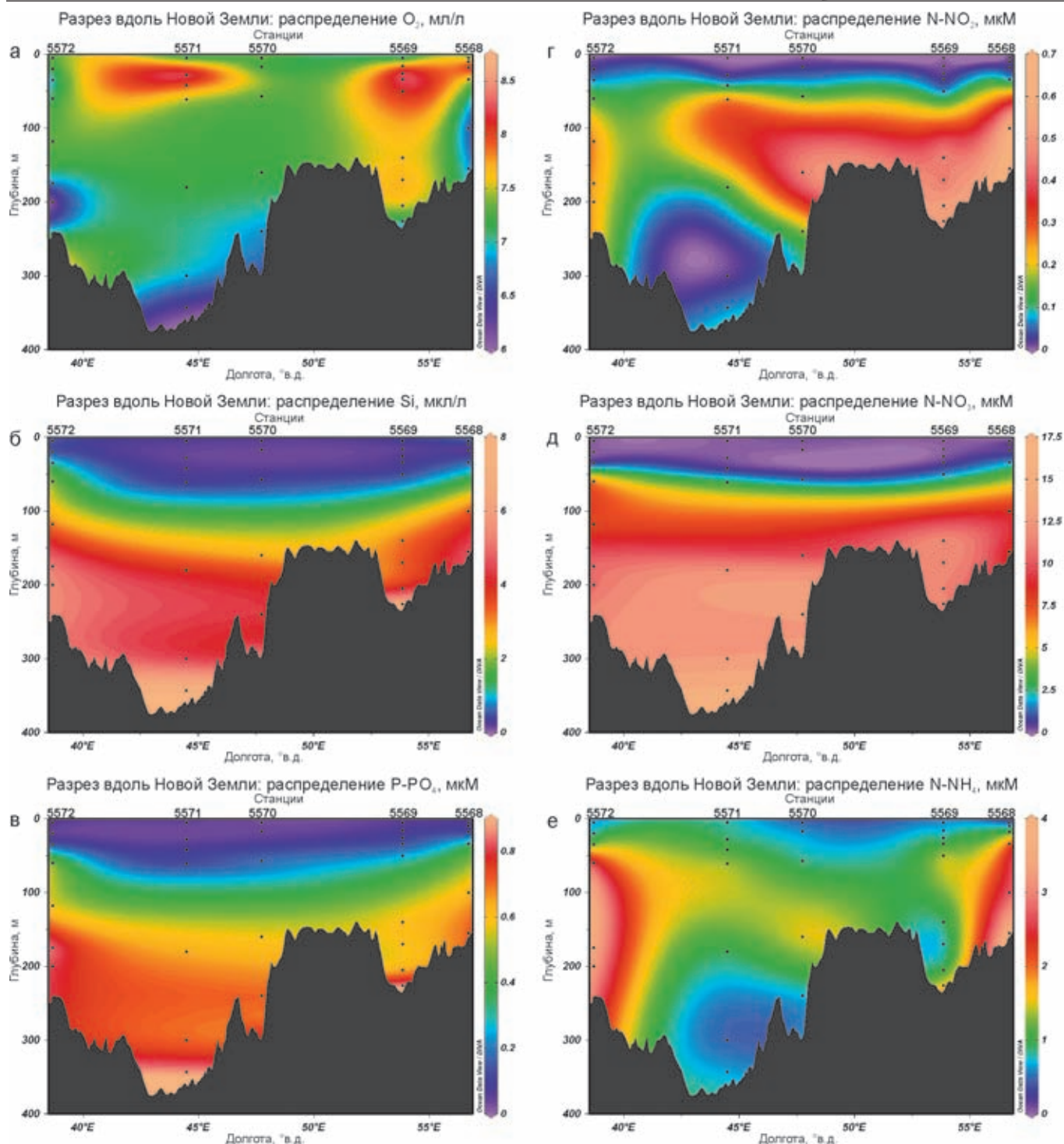


Рис. 9.1.7. Примеры распределения в водной толще концентраций кислорода (а) и биогенных элементов: Si (б),  $P-PO_4^{3-}$  (в),  $N-NO_2^-$  (г),  $N-NO_3^-$  (д),  $N-NH_4^+$  (е) на разрезе вдоль архипелага Новая Земля.

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  $^{13}\text{C}$ ). На границе с донными осадками величины  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси (пробы из МК) изменялись от  $-24.9$  до  $-28.3\text{‰}$ , а на горизонте 17 и 22 м  $\delta^{13}\text{C}$  составляли  $-27\text{‰}$  (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 мультикорером).



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 <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мм	Cl <sup>-</sup> , мм	Ca <sup>2+</sup> , мкМ	Mg <sup>2+</sup> , мкМ	Si, мкМ	P-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , мкМ	N-NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , мкМ	N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мкМ	C <sub>опт</sub> <sup>3</sup> , %	C <sub>карб</sub> <sup>3</sup> , %	δ <sup>13</sup> C-C <sub>опт</sub> <sup>3</sup> , ‰	δ <sup>13</sup> C-C <sub>карб</sub> , ‰
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
	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 <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мм	Cl <sup>-</sup> , мм	Ca <sup>2+</sup> , мкМ	Mg <sup>2+</sup> , мкМ	Si, мкМ	P-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , мкМ	N-NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , мкМ	N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мкМ	C <sub>орг</sub> <sup>а</sup> , %	C <sub>карб</sub> <sup>а</sup> , %	δ <sup>13</sup> C-C <sub>орг</sub> <sup>а</sup> , ‰	δ <sup>13</sup> C-C <sub>карб</sub> , ‰
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
5524 1992	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
	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	-	-	-	-	-	-
5525 1254	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	-	-
	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 <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мМ	Cl <sup>-</sup> , мМ	Ca <sup>2+</sup> , мкМ	Mg <sup>2+</sup> , мкМ	Si, мкМ	P-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , мкМ	N-NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , мкМ	N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мкМ	C <sub>орг</sub> <sup>г</sup> , %	C <sub>карб</sub> <sup>г</sup> , %	δ <sup>13</sup> C-C <sub>орг</sub> <sup>г</sup> , ‰	δ <sup>13</sup> C-C <sub>карб</sub> , ‰
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 <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мМ	Cl <sup>-</sup> , мМ	Ca <sup>2+</sup> , мкМ	Mg <sup>2+</sup> , мкМ	Si, мкМ	P-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , мкМ	N-NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , мкМ	N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мкМ	C <sub>орг</sub> <sup>р</sup> , %	C <sub>карб</sub> <sup>р</sup> , %	δ <sup>13</sup> C-C <sub>орг</sub> <sup>р</sup> , ‰	δ <sup>13</sup> C-C <sub>карб</sub> , ‰
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	-

№ станции глубина, м	Гори- зонг, см	Alk, мм	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мм	Cl <sup>-</sup> , мм	Ca <sup>2+</sup> , мкм	Mg <sup>2+</sup> , мкм	Si, мкм	P-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , мкм	N-NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , мкм	N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мкм	C <sub>орг</sub> <sup>2</sup> , %	C <sub>карб</sub> <sup>2</sup> , %	δ <sup>13</sup> C-C <sub>карб</sub> , ‰
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	-
	МК наилок	2.3	-	535	-	-	163	3.0	0.73	12.6	2.88	0.38	-22.8
5570 317	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
	НВ	2.4	26.6	332	9.7	-	6.3	0.75	0.25	11.6	4.38	1.56	-
5572 246	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 <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мм	Cl <sup>-</sup> , мм	Ca <sup>2+</sup> , мкМ	Mg <sup>2+</sup> , мкМ	Si, мкМ	P-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , мкМ	N-NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , мкМ	N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мкМ	C <sub>орг</sub> <sup>п</sup> , %	C <sub>карб</sub> <sup>п</sup> , %	δ <sup>13</sup> C-C <sub>орг</sub> <sup>п</sup> , ‰	δ <sup>13</sup> C-C <sub>карб</sub> , ‰
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  $\text{Cl}^-$  в зоне современного контакта вода – донные отложения (табл. 9.1.4, 9.1.5). Глубже, в разрезе осадков наблюдалось незакономерное распределение концентрации  $\text{Cl}^-$ , 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  $\text{Cl}^-$  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	$\text{SO}_4^{2-}$ , мМ	$\text{Cl}^-$ , мМ	$\text{Ca}^{2+}$ , мкМ	Si, мкМ	$\text{P-PO}_4^{3-}$ , мкМ	$\text{N-NO}_2^-$ , мкМ	$\text{N-NO}_3^-$ , мкМ
6182 242	НВ (багометр)	–	–	–	–	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 (багометр)	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 (багометр)	–	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	–
	НВ (багометр)	–	25.3	517	9.27	5.88	0.64	0.04	11.3
6196 329	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
	НВ (багометр)	–	28.7	483	8.22	6.51	0.83	0.18	10.4
6199 287	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 <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мМ	Cl <sup>-</sup> , мМ	Ca <sup>2+</sup> , мкМ	Si, мкМ	P-PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , мкМ	N-NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , мкМ	N-NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , 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 (багометр)	–	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 (багометр)	–	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 (багометр)		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 (багометр)	–	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<sup>-</sup> 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<sup>-</sup> 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<sup>-</sup> 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** (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) – второй важный компонент солевого состава вод. В морской воде концентрация SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> составляет 27 мМ и связана с концентрацией константным отношением SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>/Cl<sup>-</sup> = 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  $\text{SO}_4^{2-}$  сверху вниз по колонке обычно уменьшается в результате процесса бактериальной сульфатредукции с образованием  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{CO}_2$ . При образовании этой дополнительной углекислоты растет величина Alk, сопряженно с падением концентрации  $\text{SO}_4^{2-}$ . 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  $-24.0\text{‰}$  (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  $\text{Cl}^-$ , незакономерное распределение  $\text{SO}_4^{2-}$  и Alk сверху вниз по колонкам. Соотношение ионов в иловых водах и в зоне контакта вода–осадок остается, как правило, постоянным.

**Катионы кальция ( $\text{Ca}^{2+}$ )** – еще один компонент основного солевого состава морских и иловых вод. В поверхностной морской воде содержится в среднем  $\sim 400$  мг/кг или 20.5 мг-экв/л кальция, а в придонной морской воде  $\sim 21.0$  мг-экв/л кальция [Бруевич, 1978].

В наддонной воде Норвежского моря концентрации  $\text{Ca}^{2+}$  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  $\text{Ca}^{2+}$  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  $\text{Cl}^-$  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  $\text{O}_2$ , 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).

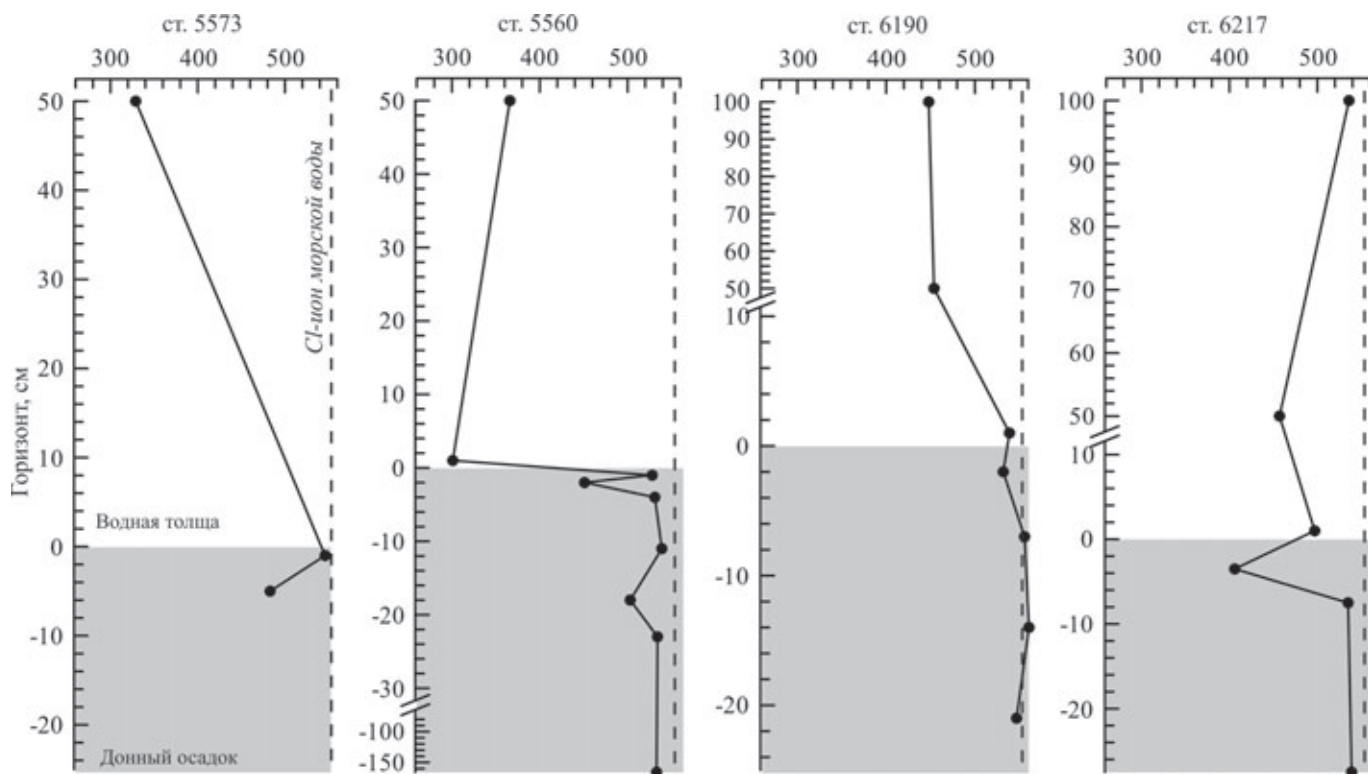


Рис. 9.1.8. Примеры распределения концентрации  $\text{Cl}^-$  на контакте вода–осадок в Баренцевом море

**Таблица 9.1.6.** Концентрация Cl<sup>-</sup> (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		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 растворённого 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 растворённого 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 опреснённых (по  $\text{Cl}^-$ ) отложений, несмотря на известное диффузионное выравнивание по глубине колонок концентрации  $\text{Cl}^-$  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  $\text{Cl}^-$  на этом барьере (табл. 9.1.5, 9.1.6).

Полученные в 68 рейсе НИС «АМК» (2017 г.) результаты определения концентрации  $\text{Cl}^-$  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 опреснённые воды с концентрацией  $\text{Cl}^-$  от 310 до 562 мМ.

Наличие пониженных концентраций  $\text{Cl}^-$  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 баренцево-морской 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  $^{13}\text{C}$  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  $^{12}\text{C}$  (табл. 9.1.2).

В 2016–2019 гг. впервые удалось измерить концентрацию  $\text{Cl}^-$  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  $\text{Cl}^-$  на большой акватории моря (табл. 9.1.4–9.1.6).

Значения концентрации  $\text{Cl}^-$  в наддонной воде изменялись от 401 до 562 мМ (табл. 9.1.6). В иловых водах наилка концентрация  $\text{Cl}^-$  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  $\text{Cl}^-$  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 ( $\leq 0.5$  м), динамичного, недолговечного слоя опресненных вод, непосредственно контактирующего с отложениями дна. Реже уменьшение концентрации  $\text{Cl}^-$  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  $\text{Cl}^-$ , 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  $\text{Cl}^-$  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; Vadakkepuliyaambatta 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; Vadakkepuliyaambatta 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  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и другие газы, а также своеобразный состав макро- и микрокомпонентов и изотопный состав углерода  $\text{C}_{\text{орг}}$ ,  $\text{CH}_4$  и аутигенных карбонатов, образованных в процессе анаэробного окисления метана [Lein et al., 1999; Леин и др., 2000]. Аномально повышенные концентрации растворенного  $\text{CH}_4$  прослеживались в 40 м над дном в районе кальдеры вулкана.

Относительно повышенные концентрации  $\text{CH}_4$  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  $\text{CH}_4$  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  $\text{CH}_4$  не зафиксировано, за исключением бухты Русская Гавань, где на горизонте 100 м концентрация  $\text{CH}_4$  достигала  $1719 \text{ нМ}$  [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 ( $T^\circ\text{C}$  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  $26^\circ$  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; Vadakkepuliyaambatta et al., 2017]. Температура воды придонного слоя в области Норвежского течения достигает  $4^\circ\text{C}$ . 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  $45^\circ$  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 ( $9.4 \text{ ppbv/год}$ ) 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