

УДК 551.465

ИЗМЕНЕНИЕ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА СЕВЕРЕ ВОСТОЧНО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ЖЕЛОБА В АНТРОПОЦЕНЕ

© 2020 г. Е. А. Новичкова¹, *, Л. Е. Рейхард¹, Н. А. Беляев¹,
Р. А. Алиев², Д. П. Стародымова¹, Е. А. Кудрявцева¹

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

²НИЦ “Курчатовский институт”, Москва, Россия

*e-mail: enovichkova@mail.ru

Поступила в редакцию 25.03.2020 г.

После доработки 03.04.2020 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

В колонке из северной части Восточно-Новоземельского желоба исследованы литолого-минералогические характеристики верхнего слоя донных отложений, содержание и видовой состав микрофоссилий, вклад органического вещества в осадконакопление и элементный состав. По данным радиоизотопов ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs рассчитаны скорости осадконакопления и возраст осадков колонки. Данные комплексных литолого-биогеохимических и геохимических исследований показали невысокую изменчивость условий осадконакопления в северной части Восточно-Новоземельского желоба за последние 250 лет. Тем не менее, даже незначительные изменения в составе микрофоссилий и литолого-геохимических показателей позволяют проследить некоторые короткопериодические изменения климата в данном районе, контролируемые, вероятно, атмосферной циркуляцией. В конце Малого ледникового периода (в 1780–1810-х гг.) для северной части Восточно-Новоземельского желоба по результатам анализа микрофоссилий реконструируются пониженные значения температур поверхностного слоя вод и увеличение продолжительности ледового покрова, несмотря на периодическое поступление североатлантических водных масс через межфронтальный обмен в желобе Св. Анны. После 1810 до 1960-х годов гидродинамическая активность водных масс в желобе начала усиливаться, резко увеличившись после 1840-х гг., в том числе за счет активного таяния ледников, выходящих в заливы восточного побережья о. Северный. Кроме того, можно предположить рост поверхностных температур вод за исключением похолодания 1910-х годов. В дальнейшем циркуляция водных масс возрастала, способствуя поставке терригенного материала приледниковых потоков в глубоководные части желоба.

Ключевые слова: водные палиноморфы, диноцисты, органический углерод, C_{орг}/N отношение, Карское море, ¹³⁷Cs, ²¹⁰Pb, аутигенное минералообразование, редкоземельные элементы

DOI: 10.31857/S0030157420040176

ВВЕДЕНИЕ

Карское море, характеризующееся обильным речном стоком в летний период и формированием больших объемов морского льда зимой, наряду с другими арктическими морями оказывает существенное влияние на ледово-гидрологический баланс Северного Ледовитого океана [1, 38]. Несмотря на многочисленные исследования современной системы осадконакопления Карского моря [12, 15, 16, 18, 19, 70], до сих пор остаются малоизученными процессы седиментации вдоль побережья Новой Земли [24], невзирая на актуальность данного вопроса, связанную с захоронением радиоактивных объектов в заливах.

Так же как и осадки других циркумполярных морей Северного Ледовитого океана, донные осадки Карского моря характеризуются низким

содержанием микрофоссилий кремнистого и карбонатного составов [23, 61]. Исследование водных и наземных палиноморф, содержащих более устойчивый к растворению спорополенин в составе своих оболочек, позволяет изучать обстановку осадконакопления в течение большого интервала времени, реконструировать ледово-гидродинамический режим и динамику поступления пресных вод Карского моря в месте отбора осадков, а также и характер растительного покрова на побережьях.

Следует отметить сравнительно небольшое количество данных по процессам и скоростям осадконакопления в периоды кратковременных событий голоцена в арктических морях. Часть подобных исследований проводилась в Баренцевом море [55, 60], Белом море [21], Карском море [25,

28], Чукотском море [33], во фьордах Шпицбергена и западного побережья Скандинавского полуострова [37, 56, 65] и др. Одна из важных проблем в изучении верхнего слоя морских осадков арктической зоны — недостаточное количество материала для радиоуглеродного датирования, решением которой представляется изучение различных радиоактивных трассеров, дающих оценку скоростей осадконакопления.

Целью данного исследования является комплексное изучение характеристик ненарушенного пробоотбором верхнего слоя донных отложений северной части Восточно-Новоземельского желоба для реконструкции процессов осадконакопления в течение антропоцена, а также для изучения климатических изменений в Арктике.

Современная ледово-гидрологическая характеристика района исследований и первичная продукция вод. Исследования современных ледово-гидрологических процессов в Карском море показали, что наибольшее влияние на параметры фотического слоя вод оказывает пресноводный сток рек Оби и Енисея, под воздействием которого в летне-осенний период в южной части моря формируется поверхностный опресненный слой, распространяющийся на значительную часть акватории моря в виде линзы толщиной порядка 10–15 м [10, 12]. Ежегодный сток речной воды в Карское море составляет около 1100–1300 км³, из них Обь выносит 400–450 км³/год, а Енисей — 600–630 км³/год. Пресные речные воды несут в себе большие объемы взвешенного осадочного вещества, которое осаждается в многоступенчатой системе маргинальных фильтров рек [17]. Также было показано, что в западной части Карского моря существенный вклад в осадконакопление вносит терригенный материал береговой абразии континента и архипелага Новая Земля [2]. Речной сток имеет существенную сезонную изменчивость, кроме того большая часть акватории моря покрыта льдом примерно с конца октября до середины апреля. Около 80% стока приходится на теплый период года с максимумом в июне [7, 42].

В зависимости от объема речного стока и, главным образом, ветровых условий наблюдаются три типа распространения опресненных вод: “западный”, “центральный” (или “веерный”) и “восточный” [20, 27]. При западном типе распространения опресненные воды достигают восточного берега Новой Земли. Центральный тип распространения характеризуется проникновением опресненных вод далеко на север. При восточном типе распространения речные воды прижимаются к берегу и в виде пограничного течения переносятся к Северной Земле и далее — в море Лаптевых [11, 22].

Данные среднемноголетних наблюдений (1955–2012 гг.; [49, 78]) показали, что для исследуемого района с июля по сентябрь характерны темпера-

туры верхнего слоя вод (0–20 см) в диапазоне 0.3–3.1°C, изменяющиеся вниз по профилю до отрицательных значений –1.7°C в придонном горизонте. В распределении солёности в водной толще прослеживается обратная закономерность и значения изменяются от 25.5 епс на поверхности до 34.8 епс у дна (рис. 1а, б).

Помимо речного стока, распределение которого в поверхностном слое по акватории Карского моря контролируется ветровым воздействием, существует сложная система течений, также оказывающая влияние на процессы седиментации. Известно несколько схем поверхностных и придонных течений [11, 22, 46], однако даже сведения о направлении переноса вод основными течениями в Карском море в теплый сезон года не являются однозначно установленными [11]. Работы последних лет показали, что в западной части Карского моря проходят Ямальское течение, берущее начало у Карских Ворот; Восточно-Новоземельское течение вдоль берегов Новой Земли, направленное на северо-восток; и течение в желобе Св. Анны [11]. Арктические воды, распространяющиеся на юго-восток вдоль западного склона желоба Св. Анны, уходят обратно на северо-запад вдоль его восточного склона. Эти воды не проникают непосредственно в юго-западную часть моря, от которой их отделяет фронтальная зона, расположенная над возвышением донного рельефа (порогом) между желобом Св. Анны и Восточно-Новоземельским желобом. Однако трансфронтальный обмен, вероятно, обеспечивает проникновение арктических видов планктона из желоба Св. Анны в упомянутый желоб и наоборот [10, 11].

Исследования первичной продукции фитопланктона Карского моря показали ее зависимость от времени освобождения моря ото льда, поступления света, концентрации биогенных элементов и стратификации водяного столба [7, 57, 66], что являются лимитирующими факторами развития фитопланктона также и в других арктических морях. Однако существуют региональные особенности сезонных изменений первичной продукции, зависящие, прежде всего, от интенсивности речного стока Оби и Енисея. Пресноводный сток способствует образованию резкой стратификации вод и приводит к задержке поставки биогенных элементов в эвфотическую зону [7].

Помимо ледово-гидрологических и биологических характеристик вод Карского моря, следует отметить особенности распределения покровного и горно-покровного оледенения Новой Земли, оказывающее непосредственное влияние на потоки терригенного осадочного вещества. Наличие мощного оледенения определяется расположением архипелага в зоне арктического фронта на пути влагонесущих циклонов,двигающихся из Северной Атлантики, и его положением в высо-

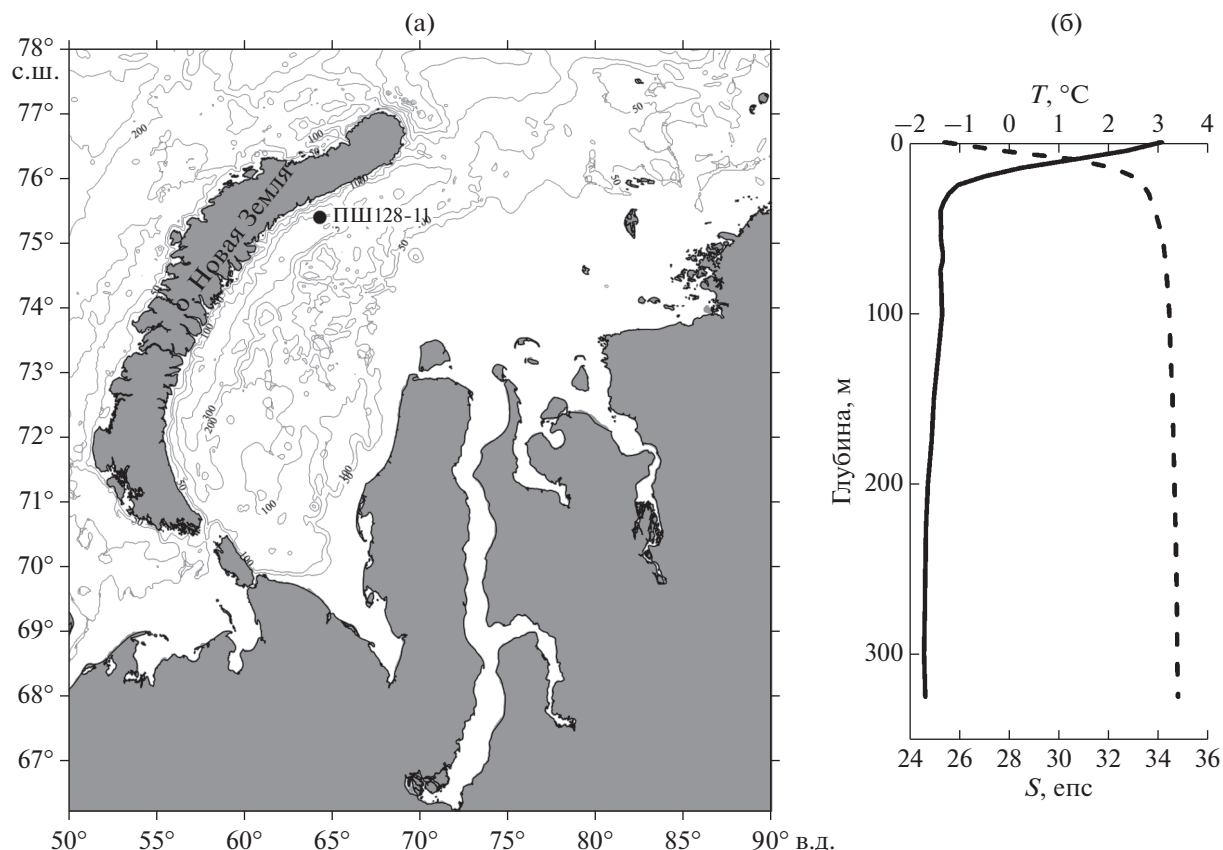


Рис. 1. Местоположение станции (а) и вертикальное распределение температуры и солёности в толще вод (б) в месте отбора колонки ПШ128-11 (сплошная и пунктирная линии, соответственно) по данным [49, 78].

ких широтах (между 73° и 77° с.ш.). Ледники располагаются в соответствии с широтной зональностью, таким образом, на о. Северном, в непосредственной близости от места отбора изучаемой нами колонки, льдом покрыто около 24000 км² (~98% от общей площади оледенения архипелага). Наибольший вклад в терригенный снос вносят сравнительно небольшие ледники, выводные языки которых выходят в бухты со стороны Карскоморского побережья [14].

Таким образом, все вышеперечисленные факторы оказывают прямое воздействие на формирование верхнего слоя донных осадков, исследование которого методами комплексного литолого-биогеохимического и микропалеонтологического анализов позволяет установить общие закономерности осадконакопления в северной части Карского моря и косвенно оценить изменения ледово-гидрологических характеристик вод в течение последних столетий в сравнении с уже изученными современными показателями.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал для данного исследования отобран в 128-м рейсе НИС «Профессор Штокман» в 2014 г.

[29] в глубоководной части Восточно-Новоземельского желоба на траверсе залива Благополучия у северо-восточного побережья архипелага Новая Земля (ст. ПШ128-11; 75°–23.1° с.ш., 64°–18.1° в.д.) с глубины моря 363 м (рис. 1а). Пробоотбор проводился с помощью грунтовой трубки Неймисто, позволяющей получать ненарушенный верхний слой осадка. Длина колонки составила 50 см. Исследования проводились в пробах, отобранных с шагом 1 см. Литолого-минералогический анализ проведен в каждой пробе, исследования радионуклидов – с шагом 1 см (для верхних 14 см), органического углерода – с шагом 2 см, микропалеонтологический анализ проведен для каждых 5 см, элементный анализ на содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) – для каждых 2–6 см.

Литолого-минералогические исследования. Для изучения литолого-минералогических характеристик донных осадков был проведен поэтапный анализ проб различными методами микроскопии. На первом этапе вещество донных осадков исследовалось методом микроскопического изучения сферслайдов и прозрачных шлифов при помощи поляризационного микроскопа ПОЛАМ Л-213М. В дальнейшем пробы донных осадков в

виде сухих сколков были изучены в аналитической лаборатории ИО РАН методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с сопутствующим электронно-зондовым микроанализом (на сканирующем электронном микроскопе TescanVega 3 с энергодисперсионным спектрометром INCAХ-Max, аналитик А.Г. Боев).

Радиогеохимические исследования. Методом гамма-спектрометрии была определена удельная активность искусственного радионуклида ¹³⁷Cs и природного ²¹⁰Pb в донных отложениях (табл. 1, рис. 2). Оба эти радионуклида широко применяются для датирования современных донных отложений в озерах и шельфовых морях. Для области низких энергий (²¹⁰Pb 46.5 кэВ) использовали планарный детектор из сверхчистого германия GLP-36360/13P4 диаметром 36 мм, толщиной 13 мм. Для определения ¹³⁷Cs (по линии 661.6 кэВ) и ²²⁶Ra (по линии ²¹⁴Pb 609 кэВ) использовали коаксиальный детектор из сверхчистого германия GEM30P4-76 относительной эффективностью 30%. Все оборудование фирмы Ortec, США. Калибровку по эффективности в области низких энергий (²¹⁰Pb) проводили по стандартному материалу IAEA-448 Radium-226 insoilfromoilfield. Калибровку для ¹³⁷Cs проводили по интеркалибровочному образцу МАРЕР 97 S4, USDOE. Во всех случаях строилась зависимость эффективности регистрации от массы препарата.

Анализ органического вещества. Определение C_{орг} выполнялось на анализаторе TOC-Vcph фирмы Shimadzu с приставкой SSM-5000A.

Для определения содержания общего азота и общего углерода в пробах донных осадков использовался автоматический анализатор элементного состава “EuroEA 3000” (EuroVector, Италия; [43]). Около 10 мг сухого осадка упаковывались в капсулы из оловянной фольги, толщиной 0.01 мм (Elemental Microanalysis, Великобритания). Для взятия навески использовали микро- и ультрамикровесы XP (MettlerToledo, Швейцария), обеспечивающие взвешивание образцов с точностью 0.1 мкг. Сжигание проб проводили при температуре 980°С в кислородно-гелиевой среде в СНN-кварцевой трубке фирмы Elemental Microanalysis, в которой основными окислительными реагентами являются восстановленная проволочная медь и оксид вольфрама. В хроматографической колонке, заполненной Порапаком QS, при температуре 80°С происходило разделение полученной смеси газов и детектирование их теплопроводности. Калибровка и проверка стабильности результатов измерений проводилась по трем стандартным образцам: Synthetic mix for soil №4 и Acetanilide производства EuroVector, а также по стандартному образцу почвы Sandy производства фирмы Elemental Microanalysis. По итогам анализов было посчитано

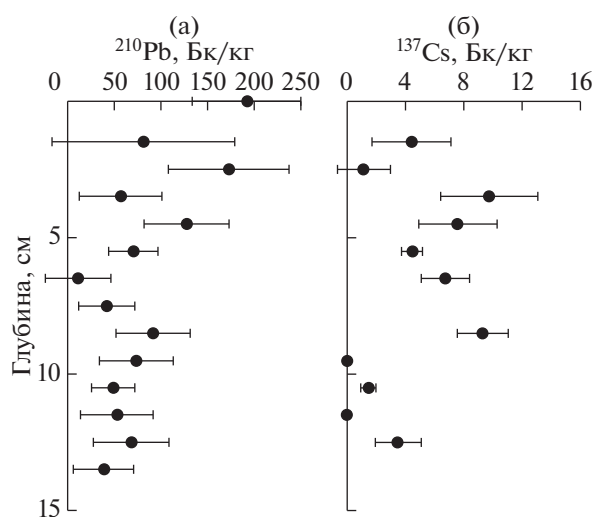


Рис. 2. Вертикальные профили радиоактивности ²¹⁰Pb (а) и ¹³⁷Cs (б) в осадках колонки ПШ128-11.

C_{орг}/N соотношение, используемое для определения морского или терригенного генезиса органического вещества (ОВ).

Анализ водных и наземных палиноморф. Микрорепалеонтологические исследования выполнены по стандартной палинологической методике [59, 61]. В препаратах определялись морские (цисты динофлагеллат, акритархи и органические остатки скелетов фораминифер) и пресноводные (зеленые водоросли) формы, а также подсчитывалось количество зерен спор и пыльцы. Для оценки влияния пресноводного стока был рассчитано соотношение между пресноводными и морскими видами палиноморф (CD-критерий; [50]).

Таблица 1. Удельная активность избыточного ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs, пересчитанная на дату отбора*

| Горизонт | ²¹⁰ Pb _{ex} , Бк/кг | ¹³⁷ Cs, Бк/кг |
|----------|---|--------------------------|
| 0–1 | 192 ± 58 | <МДА |
| 1–2 | 81 ± 98 | 4.4 ± 2.7 |
| 2–3 | 172 ± 65 | 1.1 ± 1.8 |
| 3–4 | 57 ± 44 | 9.7 ± 3.3 |
| 4–5 | 127 ± 45 | 7.6 ± 2.7 |
| 5–6 | 70 ± 26 | 4.5 ± 0.7 |
| 6–7 | 11 ± 35 | 6.8 ± 1.6 |
| 7–8 | 42 ± 30 | <МДА |
| 8–9 | 91 ± 40 | 9.3 ± 1.8 |
| 9–10 | 73 ± 40 | <МДА |
| 10–11 | 49 ± 23 | 1.5 ± 0.5 |
| 11–12 | 53 ± 39 | <МДА |
| 12–13 | 68 ± 41 | 3.5 ± 1.6 |
| 13–14 | 39 ± 32 | <МДА |

* МДА – минимальная детектируемая активность, в условиях эксперимента около 1Бк/кг в зависимости от массы пробы и времени измерения. Погрешность – 1σ.

Определение элементного состава донных осадков.

Для проведения масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) образцы были разложены методом спекания. Растертые пробы донных осадков тщательно перемешивались с содой в пропорции 1 : 3. В дальнейшем образцы переносились в алундовые тигли и запекались в муфельной печи при температуре 800°C в течение 2 ч. После остывания к полученным таблеткам были добавлены концентрированные кислоты: 0.5 мл соляной и 3.5 мл смеси азотной и плавиковой кислот (10:1). После газотделения полученный раствор образца разбавили 5% азотной кислотой до объема 50 мл. Перед проведением анализа пробы были разбавлены в 100 раз. Для контроля уровня сигнала при измерении использовался внутренний стандарт (индий), аликвота внутреннего стандарта была добавлена ко всем пробам при разбавлении. Для контроля качества измерения параллельно с пробами были обработаны стандартные образцы морских осадков (MODAS2) и речных отложений (GSD7).

Анализ производился на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500a. При анализе были определены концентрации марганца, ряда редких и редкоземельных элементов (табл. 2). При пересчете концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) были введены поправки на интерференции по методу [8].

Для статистической обработки геохимических данных и проведения кластерного анализа применялась программа STATISTICA7. При построении матрицы сходства использовался метод полной связи.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Литологическая характеристика донных осадков северной части Восточно-Новоземельского жлоба. Донные осадки в колонке ст. ПШ128-11 представлены преимущественно серыми и буровато-серыми биотурбированными пелитами с различным содержанием песчано-алевритового материала и незначительной гравийной примесью. Гранулометрический состав осадков по всей мощности колонки меняется незначительно. Тем не менее, нами выделены три основных слоя осадков, различающихся по степени биотурбации, петрографическому составу литокластов и ассоциациям аутигенных минералов.

Интервал 35–50 см представлен пелитами алевритистыми с песчаной примесью (рис. 3а) светло-буровато-серого цвета, в нижней и верхней части интервала — с прослоями и пятнами бурого цвета за счет интенсивного развития гидроокислов железа и марганца (рис. 3б); в различной степени биотурбированными (рис. 3в), уплотнен-

ными. Основная масса осадка имеет пелитовую структуру и сложена тонкочешуйчатыми полимиктовыми агрегатами глинистых минералов (рис. 3г), среди которых присутствуют обломочные зерна алевритовой и песчаной размерности (неокатанные и полуокатанные), представленные преимущественно кварцем (рис. 3д), плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, редкими зернами пироксенов и амфиболов, а также чешуйками мусковита. Единичные литокласты кварцитов и гнейсов отмечены в нижней части слоя, кварцитов и глинистых сланцев — в верхней.

Алеврито-песчаный материал сосредоточен главным образом в многочисленных ходах илоедов неправильной, округлой и удлинено-вытянутой формы размером до 1.5 × 3.9 мм (рис. 3в). К верхней границе слоя биотурбация становится менее интенсивной, количество ходов и их размер уменьшаются.

Биогенные компоненты представлены редкими обломками опаловых спикул кремневых губок, опаловыми панцирями диатомовых водорослей различной сохранности размером до 100 мкм и углефицированным атритом в виде многочисленных угловатых частиц черного цвета неправильной формы (размером до 60 мкм).

Аутигенное минералообразование в донных осадках слоя проявлено в виде: а) неравномерного развития микроглобулярных агрегатов гидроокислов железа и марганца (в нижней и верхней части слоя), часто приуроченных к порам и трещинам (рис. 3б), а также в виде железо-марганцевых микроконкреций субсферической формы диаметром до 100 мкм (в самой верхней части слоя); б) микрокристаллических агрегатов кальцита округлой формы диаметром до 120 мкм (в средней и верхней части слоя); в) единичных зерен глауконита разных морфологических типов. Глауконит в осадках нижней части слоя представлен зернами субсферической формы различных оттенков зеленого цвета (светло-зеленого, ярко-зеленого) и обособлениями неправильной лапчатой формы, темно-зеленого цвета, размером до 80 × 130 мкм (рис. 3е); в верхней части слоя присутствуют зерна с обломочными краями, буровато-зеленого цвета, размером 30 × 35 мкм.

Для второго слоя (интервал 12–35 см) характерны пелиты алевритистые с песчаной примесью, постепенно, без резкого контакта, переходящие в верхней части слоя (в интервале 12–15 см) в пелиты песчанисто-алевритовые с гравийной примесью; неоднородные по цвету (преимущественно темно-серые с пятнами и прослоями бурого цвета в участках развития гидроокислов железа и марганца) (рис. 3ж), биотурбированные (рис. 3з), пластичные.

Структура осадков — пелитовая, обусловленная преобладанием тонкочешуйчатых агрегатов

Таблица 2. Содержание марганца (%) и микроэлементов (мкг/г) в донных осадках Карского моря. В скобках указана величина стандартного отклонения

| Интервал осадка, см | V | Mn (%) | Co | Ni | Cu | Rb | Sr | Y | Mo | Cd | Ba | La | Ce | Pr | Nd | Источник |
|---------------------------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|----------------|--------------|----------------|---------------|----------------|---------------|--------------|---------------|---------------|
| 0–12 (N=4) | 157 (38) | 0.7 (0.4) | 23 (3) | 45 (8) | 28 (12) | 100 (23) | 161 (48) | 20 (3) | 25 (14) | 0.25 (0.18) | 469 (109) | 24 (5) | 58 (12) | 6.8 (1.2) | 27 (5) | Данная работа |
| 12–35 (N=8) | 158 (20) | 0.4 (0.4) | 24 (15) | 44 (11) | 43 (27) | 101 (19) | 130 (37) | 22 (4) | 10 (9) | 0.18 (0.08) | 436 (101) | 26 (5) | 63 (12) | 7.4 (1.2) | 30 (5) | |
| 35–50 (N=3) | 162 (19) | 1.0 (0.8) | 41 (22) | 63 (17) | 27 (4) | 111 (8) | 179 (43) | 23 (1) | 12 (14) | 0.19 (0.09) | 537 (68) | 31 (2) | 74 (4) | 8.5 (0.6) | 34 (2) | |
| Mn > 1% (N=4) | 161 (22) | 1.4 (0.4) | 50 (17) | 67 (14) | 25 (2) | 110 (8) | 190 (26) | 24 (1) | 29 (11) | 0.12 (0.06) | 558 (48) | 29 (2) | 70 (3) | 8.1 (0.3) | 33 (1) | |
| Ст. 5003, пов-ть | 160 | 0.11 | 23 | 41 | 26 | 75 | 170 | 16 | 17 | 0.21 | 440 | 26 | 51 | 6.2 | 24 | |
| Ст. 5003 ЖМК | 370 | 4.1 | 180 | 110 | 23 | 31 | 560 | 42 | 110 | 0.88 | 610 | 40 | 56 | 8.7 | 37 | |
| Центральная часть Карского моря | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Интервал осадка, см | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Pb | Bi | Th | U | Источник | |
| 0–12 (N=4) | 5.9 (1.1) | 1.3 (0.2) | 5.3 (0.9) | 0.8 (0.13) | 4.7 (0.7) | 1.0 (0.12) | 2.7 (0.4) | 0.38 (0.06) | 2.5 (0.3) | 0.37 (0.04) | 11.8 (2.5) | 0.17 (0.05) | 8.6 (1.7) | 3.1 (1.1) | Данная работа | |
| 12–35 (N=8) | 6.3 (1.0) | 1.3 (0.2) | 5.6 (1.0) | 0.9 (0.15) | 4.9 (0.8) | 1.0 (0.17) | 2.9 (0.5) | 0.40 (0.07) | 2.6 (0.4) | 0.41 (0.08) | 12.1 (2.8) | 0.21 (0.04) | 9.3 (1.6) | 2.6 (0.7) | | |
| 35–50 (N=3) | 7.2 (0.5) | 1.5 (0.1) | 6.6 (0.4) | 1.0 (0.04) | 5.6 (0.3) | 1.1 (0.04) | 3.2 (0.1) | 0.44 (0.02) | 2.9 (0.1) | 0.45 (0.03) | 13.5 (1.0) | 0.23 (0.08) | 10.4 (0.8) | 3.0 (1.1) | | |
| Mn > 1% (N=4) | 7.1 (0.1) | 1.5 (0.1) | 6.4 (0.1) | 1.0 (0.02) | 5.5 (0.1) | 1.1 (0.02) | 3.2 (0.1) | 0.44 (0.01) | 2.8 (0.1) | 0.44 (0.02) | 12.5 (0.9) | 0.23 (0.07) | 10.1 (0.4) | 2.9 (0.6) | | |
| Ст. 5003, пов-ть | 5 | 1.2 | 4.8 | 0.72 | 3.9 | 0.76 | 2.6 | 0.3 | 1.9 | 0.29 | 19 | 0.24 | 7.2 | 1.8 | | [3] |
| Ст. 5003 ЖМК | 8.3 | 2.1 | 10 | 1.6 | 10 | 2 | 5.9 | 0.76 | 4.7 | 0.74 | 18 | 0.12 | 3.9 | 6 | | |

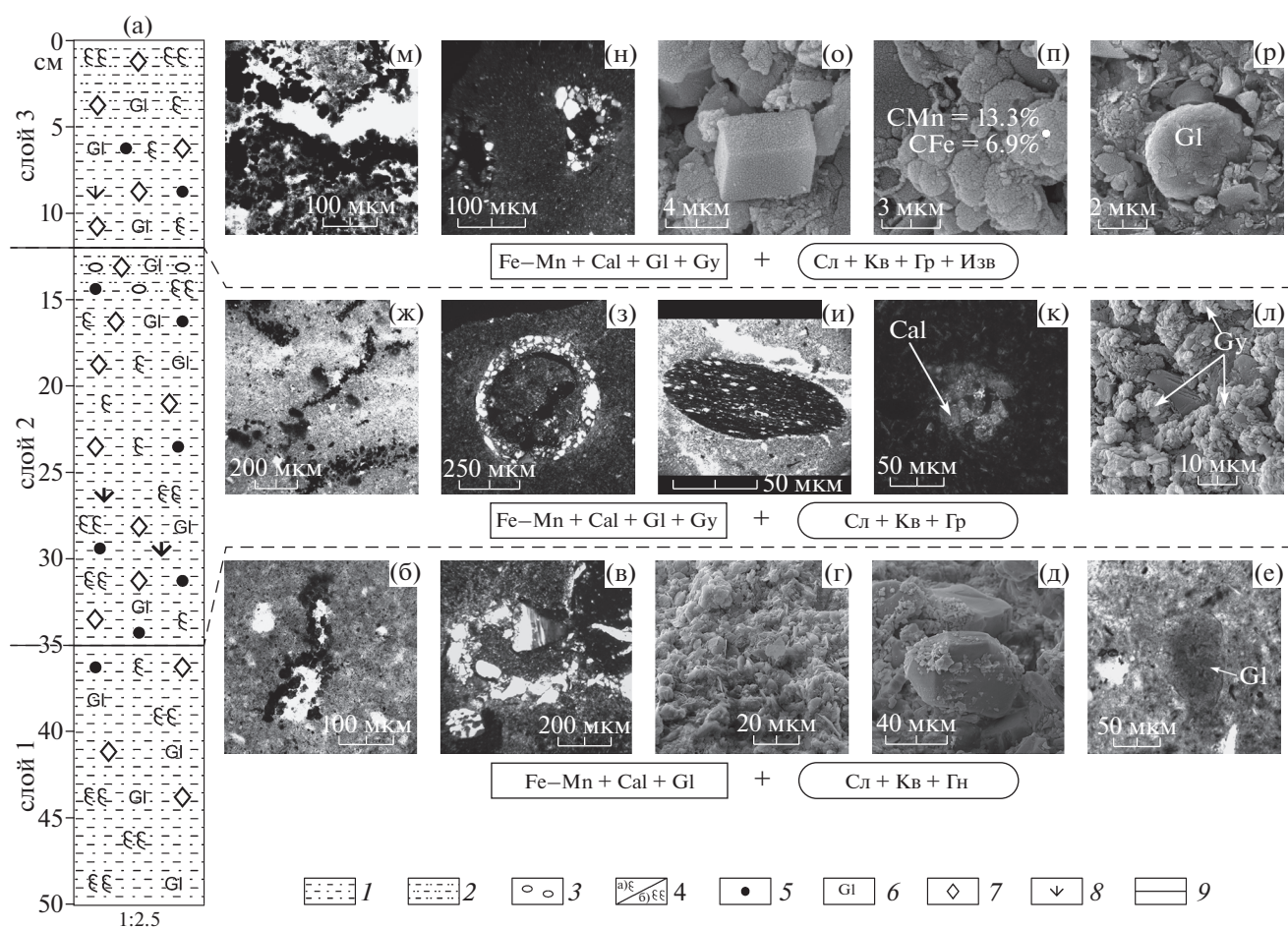


Рис. 3. Литолого-минералогические особенности донных отложений (ст. ПШ128-11). (а) – Литологическая колонка. Микрофото: (б) – микроглобулярные агрегаты гидроокислов Fe и Mn; (в) – биотурбитовая текстура (ходы илоедов); (г) – тонкочешуйчатые агрегаты глинистых минералов; (д) – зерно кварца; (е) – зерно глауконита; (ж) – микроглобулярные агрегаты гидроокислов Fe и Mn; (з) – биотурбитовая текстура (ход илоеда); (и) – литокласт сланца; (к) – агрегаты микрокристаллического кальцита; (л) – микрокристаллические агрегаты гипса; (м) – микроглобулярные агрегаты гидроокислов Fe и Mn; (о) – калиевый полевой шпат; (п) – микроглобули гидроокислов Fe и Mn; (р) – глобула глауконита. В квадратных рамках указаны ассоциации аутигенных минералов: Fe–Mn – гидроокислы Fe и Mn; Cal – кальцит; Gl – глауконит; Gy – гипс; в овальных рамках указаны ассоциации литокластов: Сл – сланец; Кв – кварцит; Гр – гранит; Изв – известняк; Гн – гнейс. Условные обозначения: 1 – пелиты алевроитистые с песчаной примесью; 2 – пелиты песчанисто-алевритовые; 3 – гравийные зерна; 4 – биотурбация (а – слабая; б – интенсивная); 5 – железомарганцевые микроконкреции; 6 – глауконит; 7 – карбонатизация; 8 – гипс; 9 – контакты постепенные.

глинистых минералов. Песчано-алевритовый материал представлен главным образом зернами кварца, полевых шпатов, редкими обломками амфиболов и пироксенов, слюд (мусковита и биотита), единичными зернами эпидота, а также литокластами кварцитов, лейкократовых гранитов и глинистых сланцев (рис. 3и), которые к верхней части слоя приобретают хорошую окатанность и гравийную размерность.

Текстура осадка – биотурбитовая, причем степень биотурбации меняется в пределах слоя. В нижней части слоя (в интервале 25–30 см) наблюдается большое количество ходов илоедов неправильной формы (размером до 0.9×1.8 мм) и округлой формы (до 2.2 мм в диаметре), инкрустированных или частично заполненных песча-

но-алевритовыми обломочными зернами (рис. 3з) и литокластами размером до 0.2×0.3 мм. В средней части слоя интенсивность биотурбации постепенно слабеет. Ходы илоедов здесь немногочисленны и их размеры уменьшаются: они имеют либо неправильную форму (размер до 0.4×0.7 мм), либо (у поперечных сечений) – округлую форму (диаметр до 0.6 мм). Лишь в самой верхней части слоя (в интервале 12–15 см) количество ходов и их размеры вновь возрастают.

Включения биогенных компонентов представлены детритом опаловых панцирей диатомей и частицами углефицированного аттрита.

Аутигенные минералы представлены гидроокислами железа и марганца, карбонатными минералами (кальцитом и доломитом), гипсом, а

также глауконитом. Интенсивное развитие гидроокислов железа и марганца в виде микроглобулярных агрегатов темно-бурого цвета с размером глобулей до 15 мкм (рис. 3ж) наблюдается в осадках всего слоя, при этом оно часто приурочено к поровым зонам. В средней части слоя встречаются единичные железо-марганцевые микроконкреции субсферической формы, диаметр которых достигает 120 мкм. На интенсивную карбонатизацию осадков данного слоя указывает большое количество микрокристаллических агрегатов кальцита (размером до 45×75 мкм), развивающихся в порах (рис. 3к), а также присутствие многочисленных идиоморфных ромбоэдрических кристаллов доломита. Ближе к верхнему контакту слоя (в интервале 15–20 см) степень карбонатизации снижается, здесь она проявлена только в виде кальцитовых микрокристаллических агрегатов неправильной и округлой формы диаметром до 30 мкм. В нижней части слоя (интервал 25–30 см) в порах наблюдается развитие микроагрегатов гипса из призматических кристаллов (рис. 3л). В осадках слоя также отмечен глауконит разных генераций, причем в наибольшем количестве — в интервале 27.5–30 см. Глауконит представлен глобулями субсферической (диаметром до 50 мкм) и эллипсоидальной формы (размер — до 40×90 мкм) различных оттенков зеленого цвета (ярко-изумрудно-зеленого, бледно-зеленого, буровато-зеленого), а также пластинчатыми агрегатами неправильной формы салатно-зеленого цвета размером 45×120 мкм (в самой верхней части слоя). Важно отметить, что в осадках всего слоя присутствуют зерна глауконита с признаками переотложения, такими как обломочные края, буроватые окраски.

Для интервала 0–12 см характерны пелиты темно-бурого цвета, в нижней части слоя (в интервале 5–12 см) — алевроитистые с песчаной примесью, в верхней (в интервале 0–5 см) — песчанисто-алевритовые, в различной степени биотурбированные, пластичные, уплотняющиеся к нижнему контакту слоя.

Основная масса пелитов сложена тонкочешуйчатыми агрегатами глинистых минералов. Алевроито-песчаный материал состоит из плохо окатанных и полуокатанных зерен кварца, полевых шпатов, амфиболов, чешуек мусковита, а также литокластов различного состава. В нижней части слоя преобладают литокласты глинистых сланцев различной степени окатанности и встречаются единичные литокласты кварцитов; в верхней части слоя появляются литокласты гранитов и большое количество литокластов известняков призматической формы, плохо окатанных. В целом, в верхней части слоя наблюдается увеличение содержания песчано-алевритового материала, который сконцентрирован главным образом в ходах илоедов.

Биотурбация в осадках слоя проявлена в виде редких ходов илоедов неправильной формы (размером до 0.18×0.20 мм) (рис. 3н). Лишь в самой верхней части слоя степень биотурбации возрастает, количество и размер ходов увеличиваются.

В виде единичных биогенных включений присутствуют опаловые панцири центрических диатомей различной сохранности, агглютированные раковины фораминифер (размером до 90×150 мкм), обломки опаловых спикул губок, атрит.

В осадках слоя отмечено интенсивное аутигенное минералообразование, причем его интенсивность возрастает в верхней части слоя. Это выражено в развитии многочисленных микроглобулярных обособлений гидроокислов железа и марганца (диаметр глобулей до 3 мкм) по поверхности глинистых чешуек и обломочных зерен (рис. 3п), а также единичных микроконкреций диаметром до 100 мкм. Кальцитовые микрокристаллические и микроглобулярные агрегаты в порах размером до 0.15×0.20 мм, а также рассеянные в матриксе микрокристаллы доломита ромбоэдрического габитуса свидетельствуют об интенсивной карбонатизации. В осадках интервала 7.5–10.0 см в мелких порах неправильной формы (размером до 0.08×0.10 мкм) наблюдается развитие гипсовых микрокристаллических агрегатов. Зерна глауконита как в нижней, так и в верхней части слоя имеют признаки переотложения, лишь в осадках верхней части слоя встречаются субсферические “свежие” зерна травяно-зеленого цвета (диаметром до 90 мкм) (рис. 3р).

Скорости осадконакопления в северной части Новоземельского желоба. Датирование по ^{210}Pb на протяжении примерно полувека используется для измерения скоростей современной седиментации [63, 64, 74], в том числе в Арктике [48], и является вторым по распространенности геохронологическим методом после радиоуглеродного. В простейшей модели, использованной в настоящей работе, предполагается, что поток ^{210}Pb на границе вода–донный осадок год от года не меняется. Также считается, что количество ежегодно накапливающегося осадка постоянно. Тогда удельная активность ^{210}Pb (Бк/кг) в каждом слое осадка в момент отложения тоже постоянна, а с течением времени убывает по экспоненциальному закону. В результате в осадках формируется экспоненциальное распределение активности ^{210}Pb в зависимости от глубины. По наклону графика зависимости удельной активности от глубины в полулогарифмических координатах можно определить среднюю скорость осадконакопления. В исследованной колонке наблюдается значительный разброс значений удельной радиоактивности. Аппроксимация экспоненциальной функцией верхних 9 см приводит к скорости се-

диментации 0.18 см/год. Выбор верхних 9 см обусловлен тем, что ниже наклон кривой меняется, что может говорить об изменении режима осадконакопления. Основная проблема, оказывающая влияние на надежность датировок по ^{210}Pb , — биотурбация, поэтому датировки по ^{210}Pb обязательно должны подтверждаться независимыми методами, например по техногенным радионуклидным маркерам, таким как ^{137}Cs или изотопы плутония.

^{137}Cs образуется в результате деления урана и плутония. Основным источником ^{137}Cs в Мировом океане являются испытания ядерного оружия в атмосфере [31], наиболее интенсивно проводившиеся в 1952–1962 гг. [73]. Максимум атмосферных выпадений техногенных радионуклидов пришелся на 1963 г. [53]. С этого момента выпадение на поверхность океана резко сократилось. Однако, помимо глобального источника искусственной радиоактивности, в Арктике имеется ряд локальных [30, 72]. Согласно оценкам [31], более половины радиоактивного цезия поступило в Арктику в результате плановых сбросов в Ирландское море предприятия по переработке отработанного ядерного топлива в Селлафилде. Наиболее интенсивными сбросы ^{137}Cs были во второй половине 1970-х [39]. Из общего количества сбросов примерно 22% прошли в Арктику транзитом через Баренцево море, еще 13% — через пролив Фрама. Время переноса загрязненных вод в Баренцево море оценивается примерно в 5 лет [47]. Сотрудники МАГАТЭ [58] провели приблизительную оценку общего содержания (запаса) техногенных радионуклидов в Карском море. Согласно их оценкам, примерно половина радиоактивного цезия (0.7 кБк/м^2) приходится на глобальные выпадения, остальное — на локальные (0.4), аварию на Чернобыльской АЭС (0.2) и поступление со сбросами Селлафилда и стоком Оби и Енисея (в сумме 0.2 кБк/м^2).

Заливы восточного побережья Новой Земли и Восточно-Новоземельский желоб использовались для захоронения твердых радиоактивных отходов. С 1993 г. были организованы российско-норвежские исследования затопленных объектов в заливах Цивольки, Абросимова и Степового, там же проведен отбор проб [35, 41, 58, 67, 68]. В 2000-х и 2010-х гг. заливы практически ежегодно обследовали российские экспедиции. Эти экспедиции позволили найти многие затопленные объекты, были обнаружены утечки радионуклидов из контейнеров с РАО, о чем свидетельствует высокое содержание техногенных радионуклидов (до 31 кБк/кг по ^{137}Cs) в донных осадках вблизи затопленных объектов. Однако загрязнение окружающей среды носит локальный характер [58].

Разнообразие источников радиоактивного загрязнения и путей поступления радионуклидов осложняет использование ^{137}Cs в качестве вре-

менного маркера. Тем не менее, вполне вероятным представляется, что первый по времени максимум удельной активности в слое 8–9 см в отложениях соответствует наибольшей интенсивности выпадений (1963 г.). В этом предположении скорость седиментации составляет 0.17 см/год. Более широкий подповерхностный максимум в области 3–7 см в таком случае может быть связан с выбросами Селлафилда и аварией на ЧАЭС, поступление от которых вряд ли возможно разделить во времени. Таким образом, два независимых метода дают близкую оценку скорости седиментации. Однако остается открытым вопрос, можно ли эти оценки использовать для датировки более глубоких слоев. Тем не менее, ввиду отсутствия карбонатного материала для абсолютного датирования осадка, нами принята возрастная модель, рассчитанная по средним скоростям осадконакопления, учитывая уменьшение их с глубиной.

В литературе имеются данные по вертикальному распределению ^{137}Cs и ^{210}Pb в колонке, отобранной в Восточно-Новоземельском желобе в 2004 г. [32]. В ней ^{137}Cs наблюдался до глубины 10 см, общий запас в донных отложениях составил 0.29 кБк/м^2 . Радиоактивность в поверхностном слое составила $5.8 \pm 2.5 \text{ Бк/кг}$, скорость седиментации 0.21 см/год . Эти данные в целом соотносятся с представленными в настоящей работе, если учесть, что общая активность ^{137}Cs в донных отложениях за 10 лет, прошедших между экспедициями, заметно снизилась, а слой техногенно-загрязненного осадка вырос с 10 до 14 см за счет отложения новых слоев и диффузии ^{137}Cs в нижележащий слой.

Опубликованы данные по вертикальному распределению ^{137}Cs и ^{210}Pb в нескольких колонках донных отложений, отобранных в исследуемом желобе в 2015–2016 гг. [25]. Скорости седиментации, рассчитанные в этой работе, находятся в пределах $0.15\text{--}0.93 \text{ см/год}$. Однако перерасчет, проведенный нами по исходным данным, дал меньшие значения. Причина заключается в различии методик обработки данных. В наших расчетах принималась во внимание только верхняя часть кривой, где изменение радиоактивности неравновесного ^{210}Pb подчинялось экспоненциальному закону, как правило, в пределах 7 см. По нашим расчетам, в четырех колонках из Восточно-Новоземельского желоба [25] скорости составили 0.11 (ст. 5306), 0.16 (ст. 5358), 0.17 (ст. 5394) и 0.19 см/год (ст. 5391), что также сопоставимо с расчетами по колонке ПШ128-11.

Таким образом, возраст осадков, вскрытых колонкой ПШ128-11, исходя из средних скоростей осадконакопления в Восточно-Новоземельском желобе 0.2 см/год , составляет около 250 лет по данным ^{137}Cs и ^{210}Pb (табл. 1, рис. 2а, б).

Микропалеонтологические исследования и органическое вещество в осадках колонки ПШ128-11. Установлено, что содержание $C_{\text{орг}}$ в осадках колонки составляет менее 1.6% (рис. 4), что несколько превышает литературные данные по его распределению в поверхностном слое осадков (от 1 до 1.2%) в северной части Восточно-Новоземельского желоба [5, 6, 24]. Исследования состава ОВ показали, что для севера Карского моря отношение $C_{\text{орг}}/N < 7$ в донных осадках свидетельствует о преобладании морского ОВ, в то время как значения >15 отмечены для осадков с преобладанием терригенного ОВ [69]. Значения отношения $C_{\text{орг}}/N$ в колонке ПШ128-11 изменяются от 6 до 9, что указывает на преимущественно смешанный генезис ОВ (рис. 4).

По данным микропалеонтологического анализа в колонке выделены основные интервалы с учетом изменения микропалеонтологических ассоциаций. Для первого интервала 35–50 см характерно содержание органического углерода не более 1.1% и изменения $C_{\text{орг}}/N$ пределах от 8 до 9. Нами установлены максимальные для колонки концентрации морских видов цист динофлагеллат (до 23.1 тыс. ед./г), а также терригенных зерен спор и пыльцы (до 8.2 тыс. зерен/г), представленных в основном переотложенными видами (рис. 5). Ассоциации автотрофных видов диноцист представлены на данном этапе 6 видами и видовыми группами. Наличие вида *Operculodinium centrocarpum* (до 11.5 тыс. цист/г, рис. 5) в осадках арктических морей напрямую свидетельствует о поступлении относительно теплых атлантических вод через пролив Фрама в Арктику и распределением их вдоль континентального склона и в пределах шельфа. Вторым по численности фотосинтезирующим видом, характерным для нижней части колонки, является вид *Spiniferites elongatus* (до 6 тыс. цист/г), широко распространенный в Баренцевом море [45, 75]. Цисты видов *O. centrocarpum short processes*, *Pentapharsodinium dalei*, *Nematosphaeropsis* и *Spiniferites ramosus* содержатся в осадках в небольшом количестве (не более 200–300 цист/г).

Для гетеротрофной ассоциации диноцист характерны виды *Brigantedinium* sp., *B. cariacense*, *Echinidinium karaense*, *Islandinium minutum* и *Polykriscos* Arctic morphotype. Содержание данных видов цист динофлагеллат в осадках составляет до 2 тыс. цист/г.

Концентрации пресноводных водорослей составляют около 128 ед./г, а в нижней части интервала равны нулю, в то время как группа акритарх, вероятно, морского происхождения, представлена в осадках до 0.9 тыс. ед./г. Также на горизонте 50 см отмечены остатки скелетов фораминифер (до 1.2 тыс. ед./г).

Для второго интервала 12–35 см установлено, что содержание органического углерода не превышает 1–1.2% и $C_{\text{орг}}/N \sim 8$. Для ассоциации водных палиноморф характерны относительно низкие концентрации морских видов (0.9–2.3 тыс. ед./г). В составе ассоциации автотрофных цист динофлагеллат помимо общих доминирующих видов *O. centrocarpum* (0.3–1.8 тыс. цист/г), отмечены цисты вида *P. dalei*, характерные для субтропических, умеренных и субполярных широт [36]. Кроме того, в составе ассоциаций распространены виды *N. labyrinthus*, характерные для североатлантических вод, способные обитать в широких диапазонах температуры и солености поверхностных вод, выдерживая их сильное распреснение во время сезонного таяния льдов, и *Impagidinium pallidum*, являющийся типичным биполярным видом [77]. Необходимо отметить появление в исследованном интервале вида *O. centrocarpum* с редуцированными выростами в отдельной пробе на глубине 30 см. Возможно, появление подобной морфологии цист обусловлено понижением солености поверхностных вод [51] во время данного этапа осадконакопления.

Для гетеротрофной ассоциации диноцист характерно небольшое увеличение их концентрации (вид *Brigantedinium* sp. до 0.1 тыс. цист/г) на фоне общих низких концентраций группы морских видов (рис. 5).

Концентрации пресноводных зеленых водорослей также повышаются в средней части интервала (15–27 см) и составляют около 0.6 тыс. ед./г, в то время как акритархи и остатки скелетов фораминифер на данном этапе представлены единичными экземплярами.

Для третьего интервала 0–12 см доля органического углерода возрастает от 1 до 1.6%, а значения $C_{\text{орг}}/N$ повышаются до >9 . Для данного этапа характерны концентрации цист динофлагеллат около 1.8–2.5 тыс. ед./г и резкое увеличение количества пресноводных зеленых водорослей в осадке (до 3.8 тыс. ед./г на глубине 10–11 см; рис. 4). Также увеличиваются концентрации терригенных спорово-пыльцевых зерен (до 4.1 тыс. зерен/г), представленные в основном дальнезапасной пылью древесных растений. В составе ассоциаций диноцист преобладает доминирующий по колонке вид *O. centrocarpum*, в приповерхностном слое донных осадков отмечены его арктические подвиды. Также на данном этапе распространен арктический вид *Echinidinium karaense*, адаптированный к условиям низкой солености поверхностных вод и характерный для полярных и субполярных широт северного и южного полушарий [77]. Доля *Spiniferites elongatus* увеличивается в приповерхностном слое осадков колонки (рис. 5).

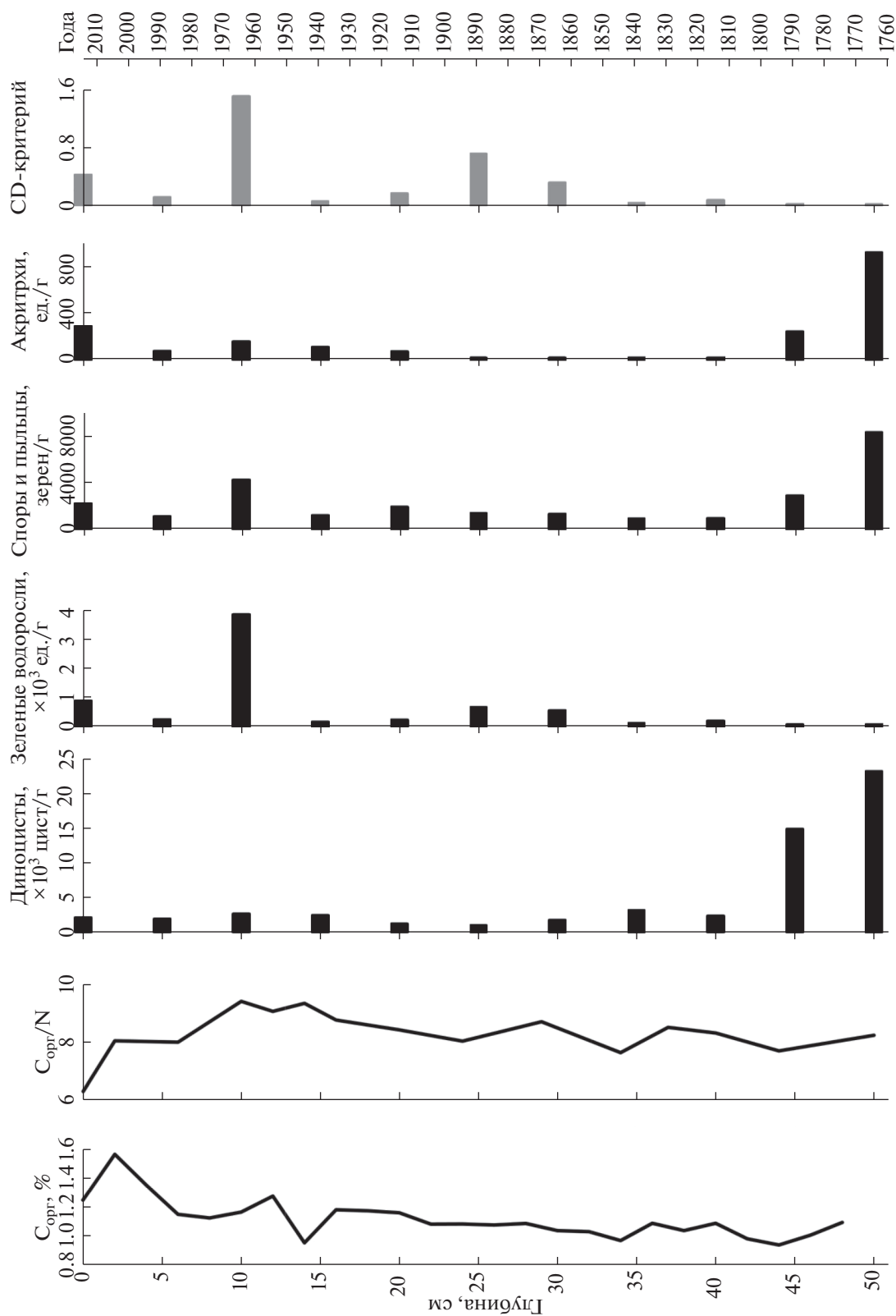


Рис. 4. Распределение содержания $C_{орг}$ и $C_{орг}/N$, концентрации водных (диноцисты, зеленые водоросли, акририхи) и наземных (споры и пыльца) палиноморф, а также значения CD-критерия (см текст) в колонке ПШ128-II.

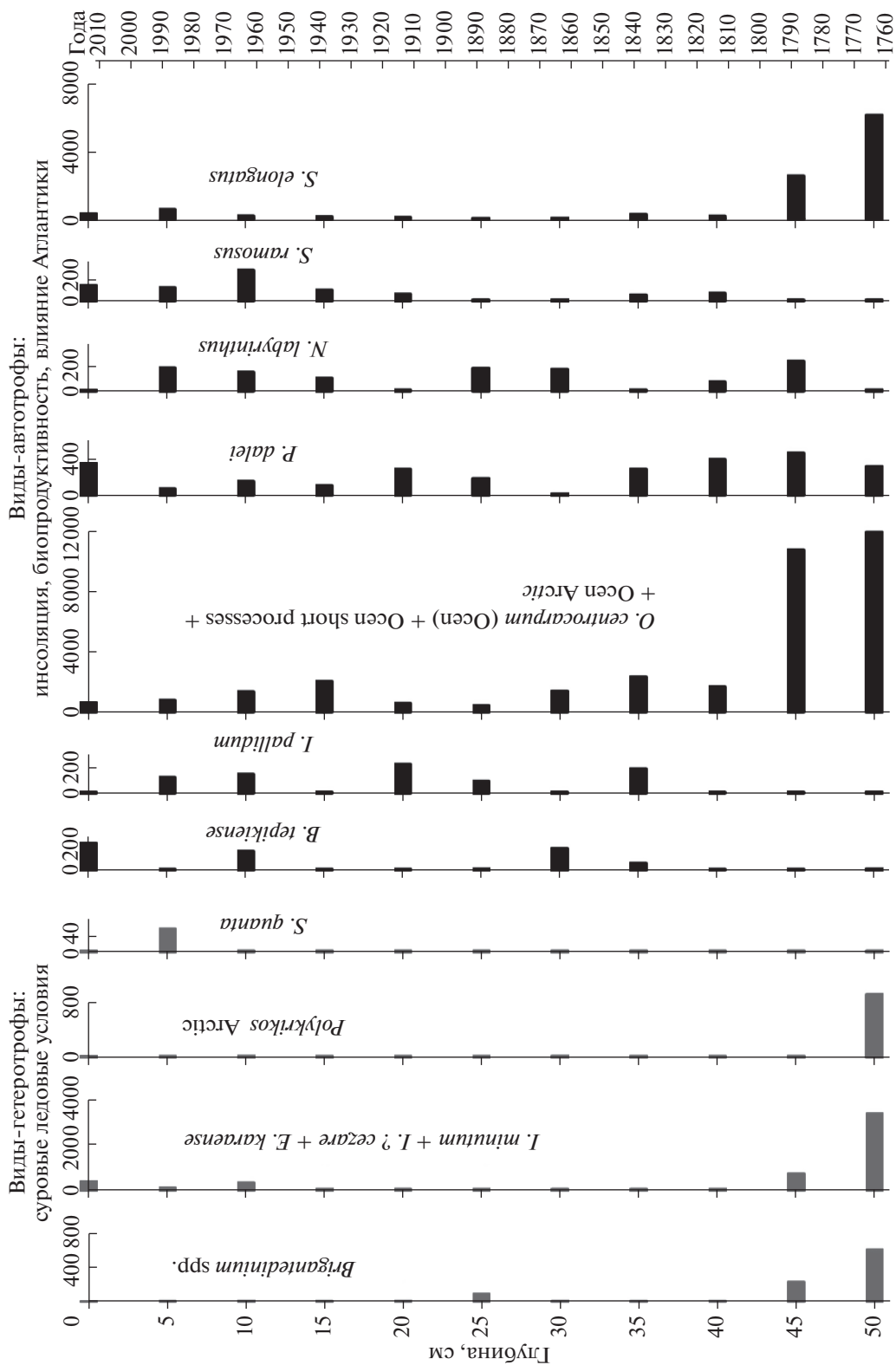


Рис. 5. Концентрации диноцист (шт/г) в колонке ПШ128-11. Серым выделены гетеротрофные виды.

В осадках приповерхностного слоя (0–1 см) отмечаются единичные виды *Polarella glacialis* и *Biechelaria* sp. Несмотря на то, что стенки цист *P. glacialis*, вероятно, не содержат диноспорины и плохо сохраняются в осадках, данный вид обнаружен в каналах стока рассолов морского льда (sea-ice brine channels) в Арктике и Антарктике, а также в поверхностных осадках залива Гудзон [44, 54, 71]. Цисты *Biechelaria* sp. отмечены для осадков распресненной части Балтийского моря, похожие микроостатки обнаружены в заливе Гудзон и северо-восточной части Тихого океана [44, 62].

Анализ элементного состава вещества. Корреляционный анализ, проведенный по данным изучения химического состава, позволил выделить две основные группы элементов: Rb, Y, P3Э, Pb, Th – элементы терригенного материала, ассоциирующиеся в основном с глинистыми минералами и полевыми шпатами; и Mn, Co, Ni, Sr, Mo, Ba – элементы, ассоциирующиеся с окислами и гидроокислами марганца (табл. 2, рис. 6). Содержание $C_{орг}$ демонстрирует слабые отрицательные связи со всеми элементами, что свидетельствует о том, что органическое вещество разбавляет вещество осадка, поступающее из других источников.

Диапазон содержаний марганца в осадке составил 0.06–1.9% (рис. 6). Горизонты с повышенным содержанием марганца (6–10, 16 и 37–44 см) маркируют слои с наиболее выраженными диагнетическими изменениями (образование окислов и гидроокислов железа и марганца) и позволяют предположить, что седиментация проходила в окислительных условиях, что свидетельствует о хорошей вентиляции водной толщи. Содержание марганца в донных осадках достигает 1.9%, приближаясь к значениям в некоторых железомарганцевых конкрециях Карского моря, что существенно выше, чем в фоновом осадке. Например, в ЖМК центральной части Карского моря содержание марганца составило 4%, а в ЖМК эстуария Оби – 0.27% [3], в то время как содержание Mn в фоновом осадке составило 0.1% [3]. Для колонки ПШ128-11 наличие прослоев с высоким содержанием марганца получено также увеличение содержаний кобальта, никеля, молибдена, стронция и бария. Кобальт, никель и молибден соосаждаются с окислами и гидроокислами марганца. Накопление стронция и бария (табл. 2) характерно для захороненных ЖМК [4].

Анализ содержания P3Э может дать информацию о происхождении вещества. При этом содержания P3Э нормируются на условный эталон. В качестве эталона применялся композит североамериканских сланцев (NASC) [40], состав которого отображает средний состав осадочных горных пород. По содержанию P3Э состав изученных осадков близок по составу к NASC, таким

образом нормированные значения близки к единице. Сам спектр характеризуется слабым обогащением P3Э из средней части спектра (рис. 7). Горизонты с наименьшим содержанием P3Э (2 и 34 см) характеризуются пониженными содержаниями практически всех остальных измеренных элементов. Причиной низкого содержания P3Э может быть разбавление материала донных осадков кварцем, связанного с лучшей сортировкой осадочного материала, и может косвенно характеризовать усиление гидродинамики вод. В целом, спектр P3Э характеризуется незначительной изменчивостью и слабым влиянием аутигенного минералообразования (на что указывает отсутствие цериевой аномалии в донных осадках, рис. 7).

Статистический анализ с кластеризацией переменных позволил выделить несколько групп элементов в осадках (рис. 8). Первый кластер объединяет $C_{орг}$ и N, содержание данных элементов контролируется поступлением органического вещества. Данный кластер характеризуется отрицательной корреляцией с остальными группами элементов. Второй кластер, в который входят V, Rb, Th, Y, La и P3Э, Pb, Bi характеризует вклад литогенного компонента в вещество осадка. Элементы, связанные с оксидами и гидроксидами марганца (Mo, Co, Ni, Sr, Ba), были отнесены к третьему кластеру. Распределение Cd, U, Cu и Bi зависит от комплекса факторов, поэтому при кластерном анализе они не попадают в конкретную группу.

Палереконструкции условий седиментации в северной части Восточно-Новоземельского желоба. Согласно типизации осадков Карского моря, колонка относится к области внешнего шельфа, для которой характерны тонкие пелитовые илы, слабо обогащенные песчано-алевритовыми фракциями [15]. Кроме того, в непосредственной близости от места отбора выделяют зону слабо дифференцированных флювиально-гляциальных отложений, к которой относятся заливы Новой Земли, подвергающиеся воздействию потоков талых вод из наземных ледников [26]. Для осевой зоны желоба ранее отмечено наличие аналогичного отложения исследуемой колонки мощного окисленного слоя донных осадков глубиной до полуметра с включениями железомарганцевых конкреций (ЖМК) [24]. По нашим данным литологического анализа, в северной части Восточно-Новоземельского желоба не происходила кардинальная смена условий осадконакопления, тем не менее укрупнение примесей к пелитовому матриксу вплоть до гравийного размера (начиная с 35 см), а также уменьшение степени окатанности зерен кварца, полевых шпатов, амфиболов и других обломочных минералов позволяют предположить усиление поставки литогенного материала вследствие интенсификации склоновых процессов в желобе. Результаты литологического анали-

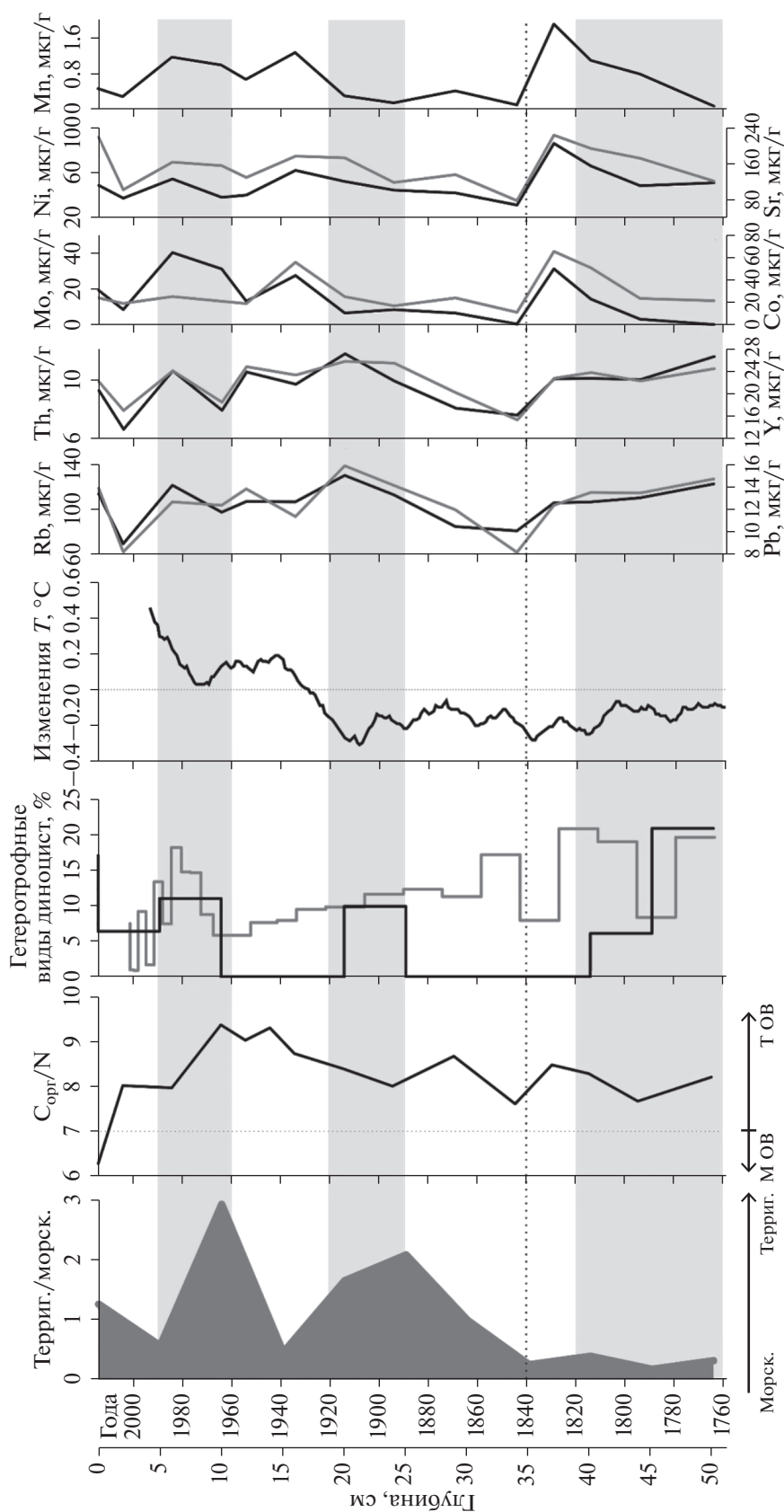


Рис. 6. Распределение соотношения терригенных видов водных палиноморф к морским, $C_{орт./N}$ (вертикальный пунктир обозначает границу между морским и переходным к терригенному типам ОВ), содержания гетеротрофных «холодноводных» видов диноцист в осадках колонки ПШ128-11 (черная линия) из Карского моря и колонки 4719 (серая линия) из Белого моря [21]; изменения температур Северного полушария, осредненные по десятилетиям [34]; распределение элементов второго «терригенного» (Rb, Pb, Th, Y) и третьего «редоке-чувствительного» кластеров (Mn, Mo, Co, Ni, Sr) колонке ПШ128-11. Серыми полосами обозначены периоды похолоданий.

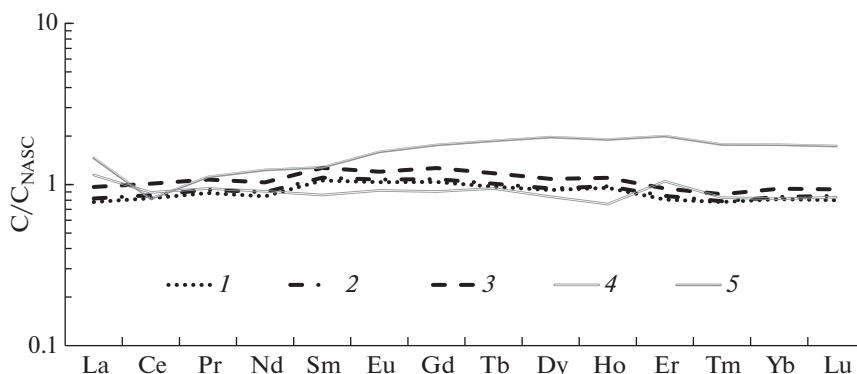


Рис. 7. Спектры редкоземельных элементов, нормализованных на состав сланца NASC [40] для интервалов колонки: 1 – 0–12 см; 2 – 12–40 см; 3 – 40–50 см, и отложений центральной части Карского моря [3]: 4 – осадок, вмещающий ЖМК; 5 – ЖМК.

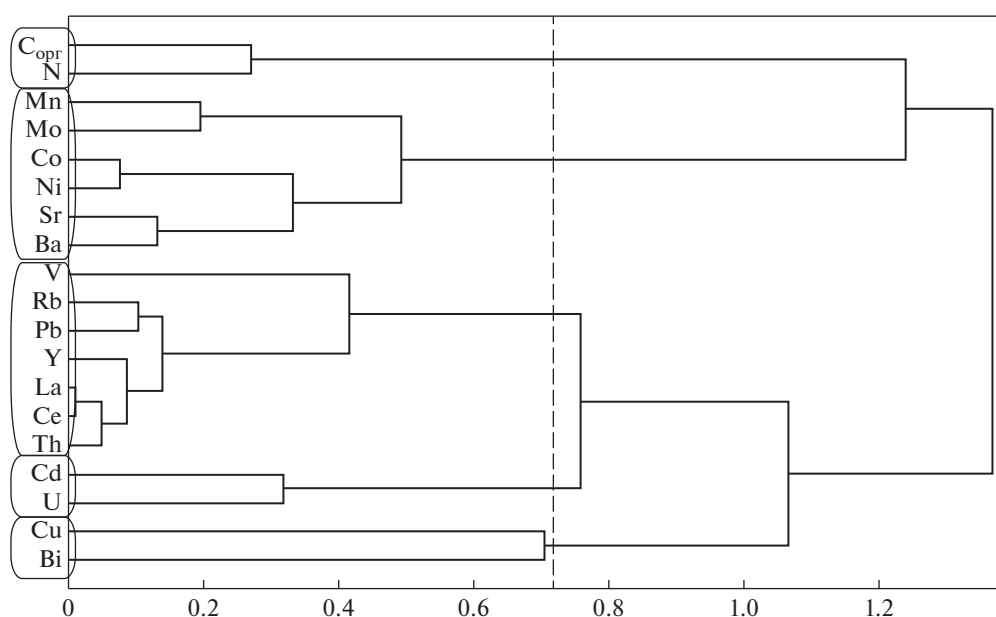


Рис. 8. Дендрограмма кластерного анализа химического состава донных отложений колонки ПШ128-11 для 19 переменных, построенная по методу полной связи. Расстояние между кластерами 1 – Pearsons.

за подтверждаются геохимическими данными, показавшими увеличение доли “терригенного” кластера в верхней части колонки.

Водные палиноморфы, исследованные в данной колонке, являются основным инструментом для палеореконструкций параметров водных масс. Установлено, что виды диноцист, исследованные в колонке ПШ128-11, характерны для многих морей Арктики и Субарктики. Например, для осадков колонок из открытых частей Канда-лакшского и Онежского заливов Белого моря возрастом около 250 лет [21] установлена высокая доля автотрофных космополитных видов *O. centrocarpum*, а гетеротрофная группа диноцист в основном представлена арктическими видами *I. minutum* и *E. karaense*. Помимо сходства видового состава, изменения содержания доли относительно холодноводных видов диноцист в верхнем

слое осадков Карского и Белого моря имеют некоторые особенности, зависящие, вероятно, от общеклиматических тенденций (рис. 6).

Согласно современным представлениям о короткопериодических изменениях климата, Малый ледниковый период (МЛП), продолжавшийся с 1350 по 1850 гг., оказал существенное влияние на изменение ледово-гидрологических условий арктических морей [52] и, как следствие, на формирование планктонных сообществ. Для Карского и Белого морей характерны повышенные содержания доли гетеротрофных относительно холодноводных видов диноцист вплоть до 1820-х гг. (рис. 6). Для осадков центральной части Белого моря дополнительный максимум их содержания отмечен также в 1850-х гг., что в целом соответствует данным по увеличению площадей ледового покрова в течение МЛП. В дальнейшем, при

сравнении количества холодноводных видов с глобальным показателем изменения температурных аномалий в северном полушарии можно отметить их асинхронное распределение с экстремумами 1910-х и 1980-х гг.

Таким образом, по результатам исследований получены сведения о ледово-гидрологических характеристиках поверхностных вод и особенностях осадконакопления в районе северной части Восточно-Новоземельского желоба, начиная с 1760-х гг. (исходя из принятой возрастной модели). По нашим данным, до 1820-х—1840-х гг. осадки в месте отбора колонки ПШ128-11 формировались в относительно спокойных условиях седиментации, типичных для глубоководной части желоба. На этом этапе происходило накопление пелитового материала со сравнительно большой долей морских палиноморф в составе танатоценозов. По данным анализа диноцист, до 1810-х гг. в данной части Карского моря температура поверхностного слоя вод была несколько понижена по сравнению с современными показателями, тем не менее, продуктивность вод оставалась достаточно высокой. Повышенные содержания пыльцы и спор наземных растений могут свидетельствовать о незначительном увеличении гидродинамической активности вод, ответственной за их транспортировку в глубинные части Восточно-Новоземельского желоба, а также об усилении атмосферной циркуляции. Данное явление может быть связано с тем, что в конце МЛП началось резкое сокращение площади новоземельских ледников, максимально распространенных в 1300—1400 гг. и сократившихся на 75—100% к 1950-м гг. [76]. Изменения объемов ледников Новой Земли, а также их подвижек непосредственно связаны как с количеством выпадаемого снега и температурой воздуха, зависящих в свою очередь от путей прохождения североатлантических циклонов, а также поступления атлантических вод на арктический шельф, так и с локальными особенностями энергообмена питающих бассейнов (Баренцево и Карское моря) и рельефом местности [9, 13, 14].

После 1810-х и до 1960-х гг. по микрофоссилиям реконструируется повышение поверхностных температур водных масс за исключением похолодания 1910-х гг. Следует также отметить достаточно резкое возрастание роли терригенного материала после 1840-х гг., отраженное как в составе ассоциаций водных палиноморф, так и в изменении элементного состава. Направленное увеличение активности циркуляции вод, вероятно, привело к дополнительному обогащению глубоководных частей Восточно-Новоземельского желоба кислородом, что в свою очередь активизировало диагенетические преобразования, включая образование железо-марганцевых микроконкреций.

После 1960-х годов на фоне кратковременного похолодания (1960-е—1990-е гг.) поверхностного слоя вод отмечается дополнительное усиление циркуляции водных масс в районе исследования. В составе микрофоссилий данное явление отражается в повышении доли пресноводных зеленых водорослей, характерных для устьев Оби и Енисея. Поставка данных видов на север Карского моря могла осуществляться как с переносом льда, так и с поверхностными линзами пресных вод, хорошо задокументированными современными исследователями (см. введение). Значения $C_{орг}/N$ в данный период максимальны (около 9), что также подтверждает увеличение поставок терригенного вещества. Кроме того, повышенное содержание марганца в осадках данного периода свидетельствует об усилении вентиляции водной толщи. После 1990-х годов в составе ассоциаций диноцист прослеживаются четкая тенденция к увеличению доли относительно тепловодных видов, связанная, вероятно, с притоком трансформированных североатлантических водных масс на шельф Карского моря через желоб Св. Анны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные комплексных литолого-биогеохимических и геохимических исследований показали незначительную изменчивость условий осадконакопления в северной части Восточно-Новоземельского желоба за последние 250 лет. В колонке выделяется четкое двучленное строение толщи осадков, отражающее изменения условий осадконакопления в конце Малого ледникового периода и после его окончания.

Основным источником поступления терригенного материала по данным литолого-геохимического анализа, вероятно, являются коренные породы Новой Земли, размываемые многочисленными ледниковыми потоками. Свою роль играло также перераспределение склоновых отложений придонными течениями. Для танатоценозов в месте отбора исследуемой колонки характерно высокое, по сравнению с акваторией Карского моря, содержание автотрофных видов, ассоциируемых в Арктике с притоком североатлантических вод на шельф.

Тем не менее, даже незначительные изменения в составе микрофоссилий и литолого-геохимических показателей позволяют проследить некоторые короткопериодические изменения климата в данном районе, контролируемые, вероятно, атмосферной циркуляцией. В конце Малого ледникового периода для северной части желоба в 1780—1810-х гг. по результатам анализа микрофоссилий реконструируются пониженные значения температур поверхностного слоя вод и увеличение продолжительности существования ледового покрова в течение года, несмотря на периодическое поступление североатлантических

водных масс через межфронтальный обмен в желобе Св. Анны. Осадки колонки формировались в относительно спокойных условиях седиментации, типичных для глубоководной части желоба.

После 1810 до 1960-х гг. гидродинамическая активность водных масс в желобе начала усиливаться, резко увеличившись после 1840-х гг. в том числе за счет активного таяния ледников, выходящих в заливы восточного побережья о. Северный. Кроме того, можно предположить рост поверхностных температур вод за исключением похолодания 1910-х годов. В дальнейшем циркуляция водных масс возрастала, способствуя поставке терригенного материала приледниковых потоков в глубоководные части желоба.

Благодарности. Авторы глубоко признательны академику А.П. Лисицыну за общее руководство работами, капитану НИС “Профессор Штокман”, командному и научному составу, в особенности начальнику экспедиции академику М.В. Флинту за предоставление материала для исследований. Отдельную благодарность авторы выражают М.Д. Кравчишиной за всестороннюю помощь в ходе написания статьи и А.Г. Боеву за помощь в проведении электронно-микроскопических исследований.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного задания ИО РАН, тема № 0149-2019-0007, и гранта РФФИ, проект № 19-05-50090.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н.* Антропогенные и естественные изменения гидрологических ограничений для природопользования в дельтах рек российской Арктики // Водное хозяйство России. 2015. № 1. С. 14–31.
2. *Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю.* Распределение разнородных терригенных донных осадков в западной части Карского моря по геохимическим признакам // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2016. № 3. С. 98–105.
3. *Батурин Г.Н.* Вариации состава железомарганцевых конкреций Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 153–161.
4. *Батурин Г.Н.* Геохимия железомарганцевых конкреций Финского залива, Балтийское море // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 5. С. 451–467.
5. *Беляев Н.А., Пересыпкин В.И., Поняев М.С.* Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков западной части Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 748–757.
6. *Беляев Н.А., Поняев М.С., Кирютин А.М.* Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков центральной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 563–577.
7. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И., Хлебонашев П.В.* Сезонная изменчивость первичной продукции фитопланктона Карского моря по спутниковым данным // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 103–117.
8. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
9. *Захаров В.Г.* Особенности колебаний ледников приатлантической Арктики (конец XIX–начало XXI вв.) // Сложные системы. 2014. Т. 4. № 13. С. 33–45.
10. *Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В., Полярков С.Г., Соловьев Д.М.* Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
11. *Зацепин А.Г., Морозов Е.Г., Пака В.Т. и др.* Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 683–697.
12. *Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Кубряков А.А. и др.* Распространение и трансформация вод поверхностного опресненного слоя в Карском море // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 502–513.
13. *Корякин В.С.* Ледники Арктики. М.: Наука, 1988. 162 с.
14. *Корякин В.С.* Ледники Новой Земли в XX веке и глобальное потепление // Природа. 2013. № 1. С. 42–48.
15. *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.
16. *Левитан М.А., Хусид Т.А., Куццов В.М., Политова Н.В. и др.* Типы разрезов верхнечетвертичных отложений Карского моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 776–788.
17. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
18. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах (Количественное распределение осадочного материала). М.: Наука, 1974. 438 с.
19. *Маккавеев П.Н., Мельникова З.Г., Полухин А.А. и др.* Гидрохимическая характеристика вод западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 540–551.
20. *Морецкий В.Н.* Распределение и динамика опресненных вод Карского моря // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 389. С. 33–35.
21. *Новичкова Е.А., Полякова Е.И.* Палеогидрологические изменения в Белом море за исторический период времени на основе анализа цист динофлагеллат // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 6. С. 819–822.
22. *Полухин А.А., Маккавеев П.Н.* Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–37.
23. *Полякова Е.И.* Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 145 с.
24. *Розанов А.Г.* Редокс-система донных отложений западной части Карского моря // Геохимия. 2015. № 11. С. 1015–1031.
25. *Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю.* Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ^{210}Pb и ^{137}Cs) в разных фашиально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.
26. *Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др.* Некоторые особенности распределения тяжелых ме-

- таллов в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Геохимия. 2017. № 12. С. 1088–1099.
27. Русанов В.П., Васильев А.Н. Распространение речных вод в Карском море по данным гидрохимических определений // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 188–196.
 28. Сыромятников К.В., Левитан М.А., Кузьмина Т.Г. и др. Геохимия отложений трансгрессивных голоценовых разрезов Карского моря // Геохимия. 2017. № 6. С. 479–496.
 29. Флинт М.А., Поярко С.Г. Комплексные исследования экосистемы Карского моря (128 рейс НИС “Профессор Штокман”) // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 723–726.
 30. Aarkrog A. Input of anthropogenic radionuclides into the World Ocean // Deep-Sea Res. Part II Top Stud. Oceanogr. 2003. V. 50. P. 2597–2606.
 31. Aarkrog A. Radioactivity in polar regions – Main sources // J. Environ. Radioact. 1994. V. 25. P. 21–35.
 32. Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. P. 315–321.
 33. Cooper L.W., Grebmeier J.M. Deposition patterns on the Chukchi shelf using radionuclide inventories in relation to surface sediment characteristics // Deep Sea Res. Part II Top Stud. Oceanogr. 2018. V. 152. P. 48–66.
 34. Crowley T.J. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years // Science. 2000. V. 289. Iss. 5477. P. 270–277.
 35. Dahle S., Savinov V., Carroll J. et al. A return to the nuclear waste dumping sites in the bays of Novaya Zemlya // Radioprotection. 2009. V. 44. P. 281–284.
 36. de Vernal A., Radi T., Zaragosi S. et al. Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n=1968 database // Mar. Micropaleontol. 2019. № November. P. 101796.
 37. Filipsson H.L., Bjorka G., Harland R. et al. A major change in the phytoplankton of a Swedish sill fjord – A consequence of engineering work? // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2005. V. 63. № 4. P. 551–560.
 38. Gordeev V.V. River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean // The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Lewis E.L., Jones E.P., Lemke P. (eds.). Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2000. P. 297–322.
 39. Gray J., Jones S.R., Smith A.D. Discharges to the environment from the Sellafeld Site, 1951–1992 // J. Radiol. Prot. 1995. V. 15. P. 99–131.
 40. Gromet L.P., Haskin L.A., Koroteev R.L. et al. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2469–2482.
 41. Gwynn J.P., Nikitin A., Shershakov V. et al. Main results of the 2012 joint Norwegian–Russian expedition to the dumping sites of the nuclear submarine K-27 and solid radioactive waste in Stepovogo Fjord, Novaya Zemlya // J. Environ. Radioact. 2016. V. 151. P. 417–426.
 42. Harms I.H., Karcher M.J. Kara Sea freshwater dispersion and export in the late 1990s // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. № C08007.
 43. Hedges J.I., Stern J.H. Carbon and nitrogen determinations of carbonate containing solids // Limnology and Oceanography. 1984. V. 29 № 3. P. 657–663.
 44. Heikkilä M., Pospelova V., Forest A. et al. Dinoflagellate cyst production over an annual cycle in seasonally ice-covered Hudson Bay // Mar. Micropaleontol. 2016. V. 125. P. 1–24.
 45. Howe J.A., Harland R., Cottie F.R. et al. Dinoflagellate cysts as proxies for palaeoceanographic conditions in Arctic fjords // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2010. V. 344. № 1. P. 61–74.
 46. Karcher M.J., Kulakov M., Pivovarov S. et al. Atlantic Water flow to the Kara Sea: Comparing model results with observations // Siberian River Runoff in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability and Environmental Significance, Proc. Mar. Sci. V. 6 / Eds. Stein R. et al. New York: Elsevier, 2003. P. 47–69.
 47. Kershaw P., Baxter A. The transfer of reprocessing wastes from north-west Europe to the Arctic // Deep-Sea Res. Part II. Top Stud. Oceanogr. 1995. V. 42. P. 1413–1448.
 48. Kuzyk Z., Gobeil C., Macdonald R. ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs in margin sediments of the Arctic Ocean: controls on boundary scavenging // Global biogeochemical cycles. 2013. V. 27. № 2. P. 422–439.
 49. Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I. et al. World Ocean Atlas 2013, V. 1: Temperature / Eds. Levitus S., Mishonov A. NOAA Atlas NESDIS 2013. 73. 40 p.
 50. Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // International Journal of Earth Sciences. 2000. № 89. P. 470–485.
 51. Mertens K.N., Ribeiro S., Bouimetarhan I. et al. Process length variation in cysts of a dinoflagellate, *Lingulodinium machaerophorum*, in surface sediments: Investigating its potential as salinity proxy // Mar. Micropaleontol. 2009. V. 70. № 1–2. P. 54–69.
 52. Moffa-Sánchez P., Hall I. R., Barker S. et al. Surface changes in the eastern Labrador Sea around the onset of the Little Ice Age // Paleooceanography. 2014. V. 29. № 3. P. 160–175.
 53. Monetti M.A. Worldwide deposition of strontium-90 through 1990. United States, 1996. Web.
 54. Montresor M., Lovejoy C., Orsini L. et al. Bipolar distribution of the cyst-forming dinoflagellate *Polarella glacialis* // Polar Biol. 2003. V. 26. P. 186–194.
 55. Murdmaa I., Polyak L., Ivanova E. et al. Palaeoenvironments in Russkaya Gavan’ Fjord (NW Novaya Zemlya, Barents Sea) during the last millennium // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2004. 209. P. 141–154.
 56. Nordberg K., Filipsson H.L., Gustafsson M. et al. Climate, hydrographic variations and marine benthic hypoxia // J. Sea Res. 2001. V. 46. P. 187–200.
 57. Nothig E.-M., Okolodkov Y., Larionov V.V. et al. Phytoplankton distribution in the inner Kara Sea: A comparison of three summer investigations // Siberian river run-off in the Kara Sea / Eds. Stein R. et al. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 163–183.
 58. Osvath I., Povinec P.P., Baxter M.S. Kara Sea radioactivity assessment // Sci. Total Environ. 1999. V. 237–238. P. 167–179.
 59. Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // Papers Geol. Univ. Queensland. 1984. V. 11. P. 1–23.
 60. Polyak L., Murdmaa I., Ivanova E. A high-resolution, 800-year glaciomarine record from Russkaya Gavan’, a

- Novaya Zemlya fjord, eastern Barents Sea // *Holocene*. 2004. V. 14. P. 628–634.
61. 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*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2018. V. 82. P. 67–104.
 62. Pospelova V., Esenkulova S., Johannessen S.C. et al. Organic-walled dinoflagellate cyst production, composition and flux from 1996 to 1998 in the central Strait of Georgia (BC, Canada): a sediment trap study // *Mar. Micropaleontol.* 2010. V. 75. P. 17–37.
 63. Putyrskaya V., Klemt E., Röllin S. et al. Dating of sediments from four Swiss prealpine lakes with ^{210}Pb determined by gamma-spectrometry: Progress and problems // *J. Environ. Radioact.* 2015. V. 145. P. 78–94.
 64. Robbins J.A., Edgington D.N. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137 // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1975. V. 39. P. 285–304.
 65. 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. V. 89. P. 135–147.
 66. Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas // *Org. Carbon Cycle Arct. Ocean*. 2004. P. 57–81.
 67. Salbu B., Nikitin A.I., Strand P. et al. Radioactive contamination from dumped nuclear waste in the Kara Sea — results from the joint Russian-Norwegian expeditions in 1992–1994 // *Sci. Total Environ.* 1997. V. 202. P. 185–198.
 68. Sjöblom K.-L., Salo A., Bewers J.M. et al. International Arctic Seas Assessment Project // *Sci. Total Environ.* 1999. V. 237–238. P. 153–166.
 69. Stein R. Arctic Ocean Sediments: Processes, Proxies, and Paleoenvironment. 2008. V. 2. P. 1–592.
 70. Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: Evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1485–1511.
 71. Stoecker D.K., Gustafson D.E., Merrell J.R. et al. Existence and growth of chrysophytes and dinoflagellates at low temperatures and high salinities in Antarctic sea-ice // *J. Phycol.* 1997. V. 33. P. 585–595.
 72. Strand P., Howard B., Aarkrog A. et al. Radioactive contamination in the Arctic—sources, dose assessment and potential risks // *J. Environ. Radioact.* 2002. V. 60. P. 5–21.
 73. UNSCEAR (2000) SOURCES AND EFFECTS OF IONIZING RADIATION
 74. von Gunten L., Grosjean M., Beer J. et al. Age modeling of young non-varved lake sediments: Methods and limits. Examples from two lakes in Central Chile // *J. Paleolimnol.* 2009. V. 42. P. 401–412.
 75. 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 // *J. of Quaternary Science*. 2001. V. 16. P. 717–726.
 76. Zeeberg J.J., Forman S.L. Changes in glacier extent on north Novaya Zemlya in the twentieth century // *Holocene*. 2001. V. 11. № 2. P. 161–175.
 77. Zonneveld K.A.F., Marret F., Versteegh G.J.M. et al. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2013. V. 191. P. 1–197.
 78. Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I. et al. World Ocean Atlas 2013, 2013. V.2 Salinity / Eds. Levitus S., Mishonov A. NOAA Atlas NESDIS 74. 39 p.

Sedimentation Processes Variability in the Northern Part of the East Novaya Zemlya Trough in the Anthropocene

E. A. Novichkova^{a, #}, L. E. Reykhard^a, N. A. Belyaev^a, R. A. Aliev^b,
D. P. Starodymova^a, E. A. Kudryavtseva^a

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

^b*National Research Centre Kurchatov Institute, Moscow, Russia*

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

The lithological and mineralogical characteristics of the sea surface sediments, the microfossils composition, organic matter contribution, and elemental composition have been investigated in the core from the northern part of the East Novaya Zemlya Trough. According to radioisotopes ^{210}Pb and ^{137}Cs , sedimentation rates were calculated. The lithology-biogeochemical and geochemical studies showed a low variability of sedimentation conditions over the last 250 years. However, even low microfossils changes, as well as lithological and geochemical parameters, allow us to trace some short periodical climate changes in this area, probably controlled by atmospheric circulation. The core shows a clear binomial structure, reflecting changes in sedimentation at the end of the Little Ice Age (LIA) and after its end. For the northern part of the East Novaya Zemlya Trough, low sea surface temperatures and an increase of the ice cover the duration are reconstructed at the end of the LIA in the 1780–1810s. Since 1810th, the hydrodynamic activity of water masses intensified sharply due to the glacier melting (especially after 1840th). Besides, sea surface temperatures raise can be assumed, except for the cooling of the 1910s. Later, the circulation of water masses increased, contributing to the supply of terrigenous material to the deep parts of the trough.

Keywords: aquatic palynomorphs, dinocysts, organic carbon, C/N_b ratio, Kara Sea, ^{137}Cs , ^{210}Pb , authigenic mineral formation, rare earth elements