

УДК 551.11

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ДОННЫЕ ОСАДКИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ НА ПРОФИЛЕ ВДОЛЬ 59.5° с.ш.

© 2023 г. А. Г. Матуль¹, *, Е. А. Новичкова¹, Г. Х. Казарина¹, А. В. Тихонова¹,
Н. В. Козина¹, П. Бехера², Н. Саху², М. Тивари², Р. Мохан²

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

²Национальный центр полярных и океанских исследований, Васко да Гама, Гоа, Индия
(National Centre for Polar and Ocean Research, Vasco da Gama, Goa, India)

*e-mail: amatul@mail.ru

Поступила в редакцию 20.06.2022 г.

После доработки 11.07.2022 г.

Принята к публикации 13.07.2022 г.

Сделан анализ литологических, изотопно-геохимических и микропалеонтологических параметров поверхностного слоя донных осадков Северной Атлантики на 26 станциях по профилю вдоль 59.5° с.ш. В распределении влажности и гранулометрического состава осадков отражается вертикальная/циркумконтинентальная зональность (батиметрия и положение к суше), т.к. более мелкозернистый и насыщенный водой материал накапливается в наиболее глубоководных, удаленных от суши участках Исландской котловины и морей Лабрадорского и Ирмингера. Там же образуются большие массы карбоната кальция, но органический углерод распределяется неравномерно. На минеральный состав осадочной фракции >0.063 мм влияет как вертикальная/циркумконтинентальная, так и климатическая зональность (циркуляция теплых североатлантических водных масс). Накопление в осадках диатомей, радиолярий и планктонных фораминифер отражает вертикальную/циркумконтинентальную и, в большей степени, климатическую зональность (распространение и взаимодействие умеренных и полярных водных масс). Вариации изотопных кислородных и углеродных соотношений в раковинах бентосных и планктонных фораминифер требуют сложной интерпретации с привлечением данных по параметрам различных поверхностных и придонных водных масс. Распределение комплексов планктонных микрофоссилий по кластерному анализу показывает районы распространения разных водных масс с четкой границей по восточной окраине Субполярного круговорота. Распределение “кластерных” комплексов бентосных фораминифер мало соответствует таковому для планктонных микрофоссилий, отражая разделение акватории на абиссальные и мелководные области.

Ключевые слова: современное осадконакопление, литология, изотопно-геохимические параметры осадков, микропалеонтология, Северная Атлантика

DOI: 10.31857/S0030157423010100, EDN: FAXKBV

ВВЕДЕНИЕ

Северная Атлантика – сложный по гидрологии, климатообразующий для Европы и Арктики океанский регион, в котором изменения меридиональной термохалинной циркуляции на фоне глобального современного потепления значительно влияют на изменения природных условий в субарктических и арктических районах. Общее состояние и колебания морской природной среды отражаются в осадконакоплении как архиве или самописце состояния геосфер Земли [14]. В последние десятилетия проводятся регулярные гидрологические работы, в том числе в экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН с 1997 г. [22], на стандартном международном океанологическом профиле вдоль 59.5° с.ш.,

пересекающем районы распространения и взаимодействия различных водных масс (рис. 1): от теплых вод Северо-Атлантического течения на востоке до полярных/арктических вод у Гренландии и в Лабрадорском море на западе. основополагающие сведения по современному осадконакоплению в Северной Атлантике, отражающему вертикальную, циркумконтинентальную и климатическую зональность, получены еще в 1970-е гг. [7, 8, 15, 16]. В этих работах показано, что ведущие седиментологические параметры служат хорошими индикаторами региональных природных условий, включая водную циркуляцию, батиметрические особенности, питающие осадочные провинции на соседней суше и т.д. Целенаправленное детальное изучение вещественного состава дон-

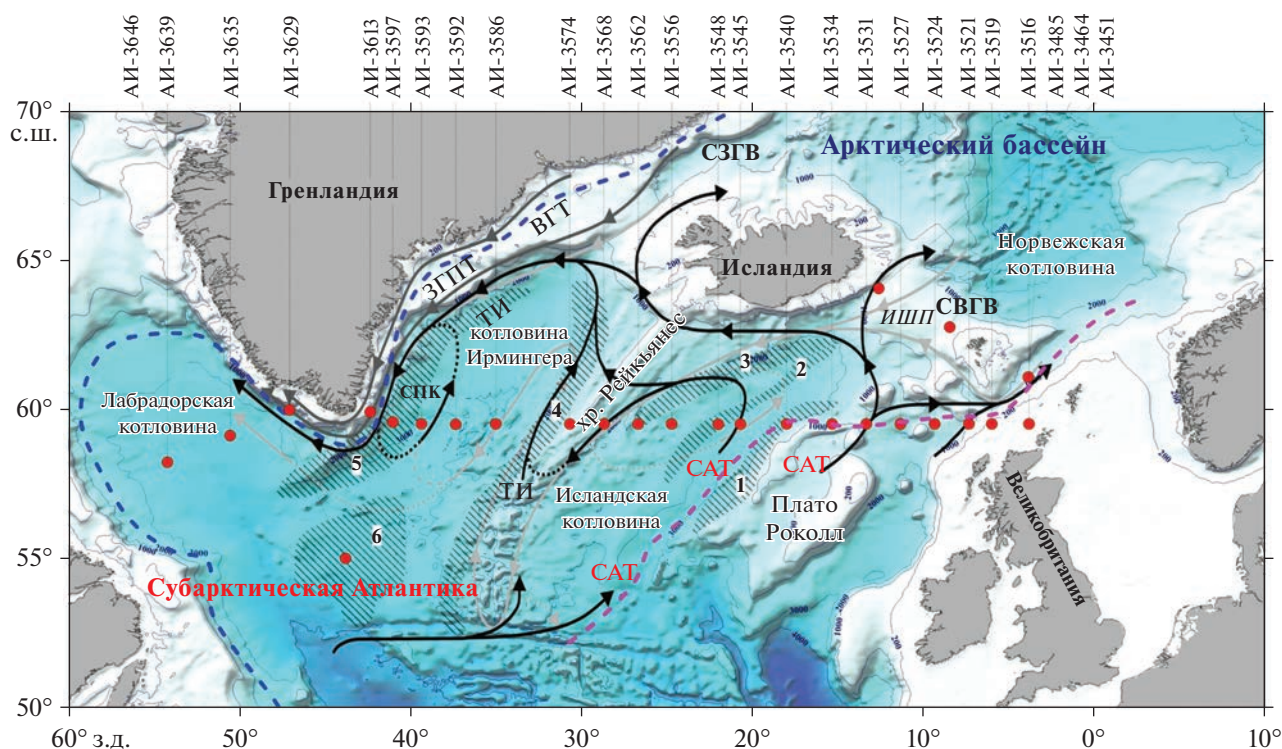


Рис. 1. Карта станций на международном океанологическом разрезе вдоль 59.5° с.ш. по материалам 51-го рейса НИС «Академик Иоффе» [8]. Точки станций обозначены красными кружочками. Номера станций соединены с точками станций пунктирными линиями. В генерализованном виде показаны течения: теплые поверхностные – черными стрелками, холодные поверхностные – серыми стрелками, придонные – светло-серыми стрелками [48]. СПК – Субполярный круговорот, САТ – Северо-Атлантическое течение, ТИ – течение Ирмингера, ВГТ – Восточно-Гренландское течение, ЗГПТ – Западное глубинное пограничное течение, СЗГВ – Северо-западные глубинные воды; СВГВ – Северо-восточные глубинные воды, ИШП – Исландско-Шетландский порог. Цифрами обозначено местоположение дрейфов: 1 – Хаттон, 2 – Гардар, 3 – Бьерн, 4 – Снорри, 5 – Эйрик, 6 – Глория. Положение Северного полярного (синий пунктир) и Субарктического (розовый пунктир) фронтов дано по [29, 30].

ных осадков на профиле вдоль 59.5° с.ш. началось в середине 2010-х гг. [20]. Цель нашей работы – уточнить имеющиеся и получить новые данные по отражению состояния сложно устроенной природной среды Северной Атлантики в современных донных осадках с упором на связь анализируемых параметров осадков с вертикальной, циркумконтинентальной и климатической зональностью. Такие сведения могут использоваться при последующих реконструкциях палеосреды при изучении разрезов донных отложений. Задача работы – многосторонний анализ разными методами литологических (*влажность, гранулометрический и минеральный состав*), геохимических (*содержание карбоната кальция и органического углерода*), изотопных (*стабильные изотопы кислорода и углерода в раковинах фораминифер*) и микропалеонтологических (*содержание кремневых – диатомей и радиолярии – и карбонатных – планктонные и бентосные фораминиферы – микрофоссилий; комплексы микрофоссилий по кластерному анализу*) параметров в одних и тех же новых пробах поверхностного слоя осадков, равномерно расположенных на профиле вдоль 59.5° с.ш.

Природные условия. В северной части Атлантического океана ведущей гидрографической структурой является циклонический Субполярный круговорот, который создается взаимодействием течений, несущих водные массы разного типа и происхождения, определяя сложный характер местного осадконакопления и экологии [27, 28, 46, 47] (рис. 1). Поступающие в Северную Атлантику теплые и соленые умеренные и субтропические воды Северо-Атлантического течения и холодные относительно распресненные полярные и арктические воды Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений создают значительный гидрологический контраст вдоль 59.5° с.ш.: среднегодовая температура и соленость в слое 0–100 м меняется от 10.3°C и 35.3 епс на востоке к югу от Исландско-Шетландского порога до 8.1°C и 35.0 епс в центре на хр. Рейкьянес и до 4.6°C и 34.6 епс в Лабрадорском море [41, 59]. Региональная гидрологическая динамика выражена в разномасштабных вихрях и фронтах, где происходит поступление к поверхности большого количества биогенных элементов, способствующих высокой биопродуктивности [5, 54]. Придонная циркуля-

ция слабо связана с приповерхностной и отражает идущее с севера и северо-запада распространение глубинных и придонных водных масс из Норвежско-Гренландского бассейна (Северо-восточные через Исландско-Шетландский порог и Северо-западные через Датский пролив глубинные воды) и Лабрадорского моря, которые формируются в результате глубокой вертикальной термохалинной конвекции [6]. В котловинах Лабрадорской и Игмингера глубинная и придонная вода более пресная (~34.94 епс), чем в Исландской котловине (>34.98 епс), а в СВ Атлантике в глубинной воде есть минимум кислорода, отражающий переработку органического материала [53]. Температура придонной воды в Северной Атлантике на глубине 3–4 км составляет 1–2°C, а на глубине 1–2 км повышается до 3–4°C [32]. Северная Атлантика – один из наиболее продуктивных районов Мирового океана. Взаимодействие субтропических/умеренных и полярных/арктических водных масс обеспечивает высокую среднегодовую величину первичной продукции до 500–800 мгС/м²/день [3]. Концентрация хлорофилла “а” и первичной продукции вдоль 59.5° с.ш. значительно колеблется в 3–5 раз, но имеет высокую корреляцию с градиентами температуры воды [5], т.е. отражает климатическую зональность. Ее максимумы наблюдаются на Субполярном, Субарктическом и локальных фронтах и в зонах перемешивания водных масс разного происхождения [5].

Рельеф дна и донные осадки. Исследуемые станции расположены на профиле субширотного направления и пересекают несколько крупных морфоструктурных форм рельефа Атлантического океана, оказывающих существенное влияние на формирование осадочного чехла. На региональном уровне можно выделить четыре крупных океанических котловины с глубинами более 2.5 км (Лабрадорская, Ирмингера, Исландская и Норвежская), разделенные между собой хребтами и возвышенностями. Исландско-Шотландское поднятие (Исландско-Шетландский порог) и Гренландско-Исландский порог отделяют Арктический бассейн от Субарктической части Атлантического океана. Глубины здесь не превышают 300–500 м, таким образом, создается препятствие для движения водных масс и течений. Особый интерес представляет понижение Фареро-Шетландского канала, через который в Северную Атлантику проникает вода, формирующая Норвежско-Исландское контурное течение.

Для геоморфологии и гидрологии Субарктической Атлантики большое значение имеет участок системы срединно-океанических хребтов – хр. Рейкьянес, являющийся подводной границей для моря Ирмингера и Исландской котловины. Он начинается южнее Исландии и далее переходит в Северо-Атлантический хребет, смещенный к востоку относительно хр. Рейкьянес по разлому

Чарли-Гиббса [9, 17]. Крайне расчлененный рельеф дна в районе хребта в сочетании с деятельностью придонных течений обуславливает формирование крупных осадочных тел – дрейфов. В западной части исследуемого профиля рельеф дна осложняется поднятиями хр. Хаттон и плато Рокколл, также оказывающих существенное влияние на пути переноса осадочного вещества в данном районе.

В целом в районе исследования на дне распространены (1) вблизи суши – шельфовые и гемипелагические отложения с высоким содержанием терригенного компонента и материала ледового разноса (последний – в Лабрадорском море), (2) в открытом океане – пелагические карбонатные (фораминиферово-кокколитовые) отложения [11, 12]. Вдоль 59.5° с.ш. современное осадконакопление происходит под влиянием продуктивности преимущественно карбонатного фитопланктона, перемещения тонкозернистого осадочного материала придонными течениями, а также ледового разноса [20]. Биогенное осадочное вещество здесь представлено в основном кокколитами и фораминиферами, формирующими карбонатные и слабокарбонатные светло-коричневые и серые алеврито-пелитовые илы с примесью песчаной фракции [20]. Накопление осадков на дне вдоль 59.5° с.ш. находится также под влиянием переноса мелкозернистого материала контурными течениями, формирующими дрейфы [38]: Глория в ЮВ части Лабрадорского моря (станция АИ-3646 к югу от основной линии разреза), Эйрик у ЮВ Гренландии, Снорри и Бьерн у хр. Рейкьянес, Гардар и Хаттон в Исландской котловине.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Пробы осадков. Сделан многосторонний литологический, изотопно-геохимический и микропалеонтологический анализ поверхностного слоя осадков на профиле вдоль 59.5° с.ш. в Северной Атлантике от Лабрадорского моря до Великобритании, а также вдоль небольшого профиля на Исландско-Шетландском пороге. Использованы пробы осадков из слоя 0–1 см в дночерпателях на 26 станциях из 51-го рейса НИС “Академик Иоффе” в 2016 г. [10] (рис. 1; табл. 1): 20 станций расположены почти равномерно вдоль 59.5° с.ш. от южной Гренландии до Шетландских островов, 3 станции – на Исландско-Шетландском пороге, 2 станции – в центре Лабрадорского моря, 1 станция – на самом юго-востоке Лабрадорского моря на переходе к пелагиали. Донные отложения представлены окисленными, преимущественно карбонатными алеврито-пелитовыми илами с примесью фораминиферового песка в различных соотношениях. Вблизи Гренландии осадки переходят в слабокарбонатные алеврито-пелитовые илы с примесью обломочного песчаного матери-

Таблица 1. Координаты изученных проб и данные по литологическим, геохимическим, изотопным ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) и микропалеонтологическим характеристикам осадков

Станция	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
		Широта (градус с.ш.)	Долгота (градус з.д.)	Глубина моря (м)	Содержание диатомей (10^3 экз./т)	Содержание радиоларий (10^3 экз./т)	Содержание ПФ (10^3 экз./т)	Содержание БФ (экз./т)	Содержание $C_{\text{вал}}$ (%)	Содержание $C_{\text{опт}}$ (%)	Содержание CaCO_3 (%)	Соотношение изотопов углерода БФ $\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Соотношение изотопов кислорода БФ $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	Соотношение изотопов углерода ПФ $\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Соотношение изотопов кислорода ПФ $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	Влажность (%)	Содержание гравия 10–1 мм (%)	Содержание песка 1–0.1 мм (%)	Содержание крупного алеврита 0.1–0.05 мм (%)	Содержание мелкого алеврита 0.05–0.01 мм (%)	Содержание пелита >0.01 мм (%)	Литоипы по [2]
АИ-3485	61.0679	–3.8666	567	1	0	1.1	349	1.30	0.23	8.84	1.18	2.50	0.06	2.33	21.34	17.44	70.36	4.72	1.05	6.43	Пески с примесью гравийно-галечного материала	
АИ-3464	62.7388	–8.4601	484	1	0.5	1.9	1337	2.02	0.26	14.59	1.40	2.98	–0.02	2.51	17.15	7.19	59.29	10.68	4.44	18.40	Глинисто-песчаные органогенно-обломочные слабо известковые осадки	
АИ-3451	64.0252	–12.6182	1150	900	7	1.2	331	1.01	0.26	6.25	н/д	н/д	н/д	н/д	31.96	8.49	36.51	8.10	6.14	40.76	Песчано-глинистые органогенно-обломочные осадки	
АИ-3516	59.5001	–3.8521	158	1	0.02	14.5	36399	8.23	0.70	62.71	н/д	н/д	0.01	2.15	34.78	0.28	19.68	46.46	6.8	26.78	Глинистые алевриты опесчаненные органогенно-обломочные известковые	
АИ-3519	59.4996	–6.0041	137	2	0	0.05	213	4.89	0.09	40.03	1.45	1.79	н/д	н/д	16.36	57.69	40.37	0.12	н/д	1.82	Смешанные раковинные песчано-галечные органогенно-обломочные известковые осадки	
АИ-3521	59.5001	–7.3344	1051	1	6.7	31	722	5.01	0.44	38.08	1.12	1.96	–0.03	1.65	41.31	0.08	9.71	32.02	19.84	38.35	Глинистые алевриты опесчаненные органогенно-обломочные известковые	
АИ-3524	59.4988	–9.3336	1468	1	5.9	24.1	2095	5.77	0.46	44.23	н/д	н/д	–0.08	1.67	47.41	0.00	14.07	20.13	16.15	49.65	Алевритово-глинистые опесчаненные органогенно-обломочные известковые илы	

Таблица 1. Продолжение

Станция	Широта (градус с.ш.)		Долгота (градус з.д.)		Глубина моря (м)	Соержание лиатомей (10 ³ экз./т)	Соержание радиолярий (10 ³ экз./т)	Соержание ПФ (10 ³ экз./т)	Соержание БФ (экз./т)	Соержание C _{нат} (%)	Соержание C _{опт} (%)	Соержание CaCO ₃ (%)	Соотношение изотопов углерода БФ δ ¹³ C (‰ PDB)	Соотношение изотопов кислорода БФ δ ¹⁸ O (‰ PDB)	Соотношение изотопов углерода ПФ δ ¹³ C (‰ PDB)	Соотношение изотопов кислорода ПФ δ ¹⁸ O (‰ PDB)	Влажность (%)	Соержание Гравия 10–1 мм (%)	Соержание песка 1–0.1 мм (%)	Соержание крупного алеврита 0.1–0.05 мм (%)	Соержание мелкого алеврита 0.05–0.01 мм (%)	Соержание пелита >0.01 мм (%)	Литотипы по [2]
	2	3	4	5																			
АИ-3527	59.4991	–11.3338	1611	3	28.3	5187	5.27	0.29	41.48	1.46	2.97	–0.03	1.91	38.22	0.17	39.19	16.03	4.44	40.17	Фораминиферовые алевритисто-песчано- пелитоморфные орга- ногенно-обломочные известковые осадки			
АИ-3531	59.5009	–13.3339	1291	2	30.6	916	7.62	0.33	60.74	1.44	3.56	–0.21	1.85	45.05	2.33	45.52	8.97	5.46	37.72	Фораминиферовые пелитоморфо- песчаные органи- генно-обломочные известковые осадки			
АИ-3534	59.5028	–15.3330	1519	2375	86.2	6817	10.47	0.31	84.58	1.27	2.76	0.07	2.24	55.54	0.13	30.64	16.95	5.22	47.06	Фораминиферовые алевритисто-песчано- пелитоморфные орга- ногенно-обломочные известковые осадки			
АИ-3540	59.5004	–18.0003	2182	18	64.5	1422	10.5	0.32	84.67	н/д	н/д	0.02	2.28	60.97	0.29	35.57	12.01	6	46.13	Фораминиферовые алевритисто-песчано- пелитоморфные орга- ногенно-обломочные известковые осадки			
АИ-3545	59.4984	–20.6946	2825	1775	135.5	3761	9.11	0.26	73.79	н/д	н/д	–0.19	2.06	59.69	0.00	42.12	9.32	5.22	43.34	Фораминиферовые песчано-пелитоморф- ные органогенно- обломочные известковые илы			
АИ-3548	59.4931	–21.9865	2740	145	40.3	1475	7.51	0.31	60.03	н/д	н/д	0.15	2.38	64.51	0.09	31.52	6.34	4.17	57.88	Глинистые органи- генно-обломочные известковые илы			

Таблица 1. Продолжение

Станция	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	Литотипы по [2]
АИ-3556	59.4977	-24.7053	2512	2350	47.9	4.8	596	5.88	0.45	45.26	н/д	н/д	-0.22	1.59	59.88	0.00	2.99	6.45	11.98	78.58		Глинисто-песчаные органогенно- обломочные известковые осадки
АИ-3562	59.4988	-26.6601	2237	1520	3	133.7	245	6.88	0.24	55.34	1.49	3.08	-0.06	1.94	55.28	0.96	53.18	4.89	3.76	37.21		Глинистые органо- генно-обломочные известковые илы с алевроитисто- песчаной примесью
АИ-3568	59.5009	-28.6663	1694	1583	7.2	67.7	2240	6.73	0.44	52.43	1.12	2.65	-0.21	1.35	65.9	0.36	21.32	7.17	5.56	65.59		Фораминиферовые пески пелитоморф- ные органогенно- обломочные известковые
АИ-3574	59.5062	-30.6606	1531	100	1.3	171	1633	9.37	0.19	76.41	1.46	2.49	0.13	2.29	52.43	5.31	72.11	5.22	1.62	15.74		Фораминиферовые песчаные органо- генно-обломочные известковые осадки
АИ-3586	59.5039	-34.9820	3064	100	3	61	440	7.67	0.12	62.84	1.23	2.72	-0.07	2.22	33.14	9.12	59.95	4.46	1.51	24.96		Алевроитово-глини- стые органогенно- обломочные известковые илы
АИ-3592	59.4926	-37.3242	3156	1250	26.4	67.1	2022	6.49	0.36	51.05	н/д	н/д	0.05	2.56	49.67	0.00	12.34	16.84	14.75	56.07		Алевроитово-глини- стые органогенно- обломочные известковые илы
АИ-3593	59.5028	-39.3311	2922	1160	18.2	44.8	1251	5.51	0.30	43.39	н/д	н/д	-0.07	2.28	46.53	0.64	13.39	17.85	15.94	52.18		Фораминиферовые пески глинисто- алевроитистые органо- генно-обломочные слабо известковые

Таблица 1. Окончание

Станция	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	Широта (градус с.ш.)	Долгота (градус з.д.)	Глубина моря (м)	Содержание диатомей (10^3 экз./г)	Содержание радиолярий (10^3 экз./г)	Содержание ПФ (10^3 экз./г)	Содержание БФ (экз./г)	Содержание $C_{вал}$ (%)	Содержание $C_{орг}$ (%)	Содержание $CaCO_3$ (%)	Соотношение изотопов углерода $\delta^{13}C$ (‰ PDB)	Соотношение изотопов кислорода $\delta^{18}O$ (‰ PDB)	Соотношение изотопов углерода $\delta^{13}C$ (‰ PDB)	Соотношение изотопов кислорода $\delta^{18}O$ (‰ PDB)	Влажность (%)	Содержание гравия 10–1 мм (%)	Содержание песка 1–0.1 мм (%)	Содержание крупного алевролита 0.1–0.05 мм (%)	Содержание мелкого алевролита 0.05–0.01 мм (%)	Содержание пелита <0.01 мм (%)	Литоипы по [2]
АИ-3597	59.5627	–41.0077	2399	330	3.8	29.6	1404	3.18	0.10	25.59	1.54	3.26	0.09	2.01	33.95	0.41	68.60	14.03	4.36	12.60	Смешанные осадки алевролитно-песчанисто-галечные органично-обломочные слабо известковые
АИ-3613	59.8962	–42.3150	328	10	0.4	2.4	1666	3.16	0.33	23.59	1.35	2.62	0.37	2.98	37.62	39.51	24.34	16.56	7.85	11.74	Фораминиферовые песчаные органично-обломочные слабо известковые осадки
АИ-3629	59.9664	–47.0353	2389	160	1.4	4.5	735	1.34	0.10	10.36	1.34	2.84	0.75	3.26	21.16	9.87	65.88	8.15	3.83	12.27	Глинистые органично-обломочные илы известковые
АИ-3635	59.1116	–50.5108	3477	2566	13.6	6.5	555	5.26	0.42	40.29	1.10	2.90	0.91	3.15	63.54	0.09	5.97	2.99	11.96	78.99	Глинистые органично-обломочные илы известковые
АИ-3639	58.2180	–54.1686	3393	1733	40.3	3.3	252	4.89	0.34	37.88	1.12	2.72	0.89	3.20	61.87	0.00	2.55	1.37	17.03	79.05	Известковые гравийно-галечные осадки с примесью глинисто-песчаного материала органично-обломочные
АИ-3646	55.0021	–43.7569	3346	2206	4	69.9	855	7.98	0.25	64.40	1.09	3.11	–0.03	2.41	59.8	63.75	15.92	4.07	2.56	13.70	Пески с примесью гравийно-галечного материала

ПФ – планктонные фораминиферы, БФ – бентосные фораминиферы, н/д – нет данных. Число для станции АИ-3646 в столбце № 6 взято из публикации [37] по близлежащей станции.

ала. По данным в [37], средние скорости осадко-накопления в открытой Северной Атлантике в голоцене составляли 2–3 см/1000 лет, т.е. возраст наших проб определенно должен быть не больше 300–500 лет. Моделирование в [48] показывает высокие значения современных скоростей осадко-накопления в районе профиля вдоль 59.5° с.ш. вплоть до 1 мм/год. Поэтому мы полагаем, что параметры осадков в изученных пробах из слоя 0–1 см отражают местные природные условия за несколько последних десятков лет. Биотурбация неизбежно будет “сглаживать” осадочные записи.

Методы анализа. Влажность осадков (%) определялась после высушивания пробы в лиофильной сушилке Martin Christ (Германия) по соотношению массы воды в натуральном осадке и массы сухого осадка по формуле (*масса натурального осадка* – *масса сухого осадка*)/*масса сухого осадка*) × 100. Гранулометрический состав (грансостав) осадка определен по методу в [1, 21]. Гранулометрическая классификация осадков проведена по [2]: гравий (10–1 мм), песок (1–0.1 мм), алеврит (0.1–0.01 мм) и пелит (<0.01 мм). Анализ минерального состава сделан для фракции >0.063 мм с помощью стереомикроскопа Nikon SMZ25 (Япония); фракция гравия была удалена ситовым методом. Определялось содержание биогенного материала (% от общего состава осадка) и минеральный состав обломочного материала (% от общего состава осадка) во фракции >0.063 мм. Для уточнения полученных результатов для части проб и минералов проводилась рентгеновская микроскопия на дифрактометре Mini Flex 600 (Япония). Определение и описание минералов выполнялось по [18, 19, 23]. Содержание (%) валового ($C_{\text{вал}}$) и органического ($C_{\text{орг}}$) углерода определено на экспресс-анализаторе АН-7529М (Беларусь). Содержание (%) карбоната кальция вычислено из содержания углерода в карбонатном веществе по формуле $\text{CaCO}_3 = (C_{\text{вал}} - C_{\text{орг}}) \times 8.33$. Содержание гранулометрических фракций, форм углерода и CaCO_3 в тексте указывается в % по массе. Измерения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB) в раковинах фораминифер проведены в рамках научного партнерства с зарубежными учеными из Лаборатории стабильных изотопов Marine Stable Isotope Lab (MASTIL) в Национальном Центре Полярных и Океанских Исследований (National Centre for Polar and Ocean Research – NCPOR), Гоа, Индия, на масс-спектрометре Isoprime Stable Isotope Ratio Mass Spectrometer in Dual-Inlet. Для изотопных измерений отобраны раковины бентосных и планктонных фораминифер: 1) планктонные виды *Globigerina (G.) bulloides* d’Orbigny и *Neogloboquadrina (N.) pachyderma* sinistral (sin. – левозавитые раковины) (Ehgenberg) (последний – для проб из Лабрадорского моря, где количество раковин *G. bulloides* недостаточно для надежных изотопных определений),

2) бентосные виды *Cibicidoides (C.) wuellerstorfi* (Schwager) и *Cibicides* spp. (последний – в пробе с шельфа ЮВ Гренландии, где раковин *C. wuellerstorfi* мало) – 15–30 (50) экземпляров каждого вида из фракций >0.25 мм или, при недостатке крупных фораминифер, >0.125 мм. Лабораторная обработка проб осадков для микропалеонтологического анализа (планктонные и бентосные фораминиферы, диатомеи, радиолярии) соответствовала общемировым стандартам. Использован высушенный в лиофильной сушилке взвешенный осадок. Препараты фораминифер готовили из отмытой через сито фракции >0.063 мм (бентос) или >0.1 мм (планктон). Препараты радиолярий и диатомей готовили из обработанного перекисью водорода и триполифосфатом натрия осадка. Для препаратов диатомей использовалась часть натурального осадка, препаратов радиолярий – отмытая через сито фракция >0.04 мм. В препаратах насчитывали, как правило, 250–350 экземпляров микрофоссилий, определяли таксоны, их относительное содержание (%) и абсолютную концентрацию микрофоссилий (экз./г сухого осадка).

По первичным количественным данным (табл. 1) построены графики распределения выявленных параметров осадка вдоль профиля (рис. 2–4). Сделана статистическая обработка распределения микрофоссилий (по относительному содержанию таксонов) кластерным анализом (рис. 5) в компьютерной программе PAST 3 [33] с использованием алгоритма *Paired group* и метрики сходства *Euclidian*; учитывались только те пробы, для которых было возможно рассчитать процентные соотношения видов. Также в программе PAST 3 вычислены коэффициенты линейной корреляции Пирсона r для литологических, геохимических и микропалеонтологических параметров (табл. 2). Корреляция прямая/обратная принималась как средняя при r от $|\pm 0.5|$ до $|\pm 0.7|$, высокая – от $|\pm 0.7|$ до $|\pm 0.9|$, очень высокая – $>|\pm 0.9|$. Следует учесть, что кластерный и корреляционный анализ сделан по относительно небольшому числу проб (на 26 станциях), что может дать неполную надежность статистических результатов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Влажность и гранулометрический состав (рис. 2а–2е; табл. 1). Вдоль 59.5° с.ш. общее преобладание какого-то определенного типа осадков по гранулометрическому составу не проявляется. Распределение осадочных фракций очень изменчиво. Оно может соотноситься с расположением дрифтов вдоль профиля, но следует помнить о линейном, а не площадном распределении изученных проб, поэтому мы не утверждаем достоверную корреляцию гранулометрического состава наших проб с дрифтами. Тем не менее, на станциях АИ-3540 (дрифт Хаттон), АИ-3548 (дрифт

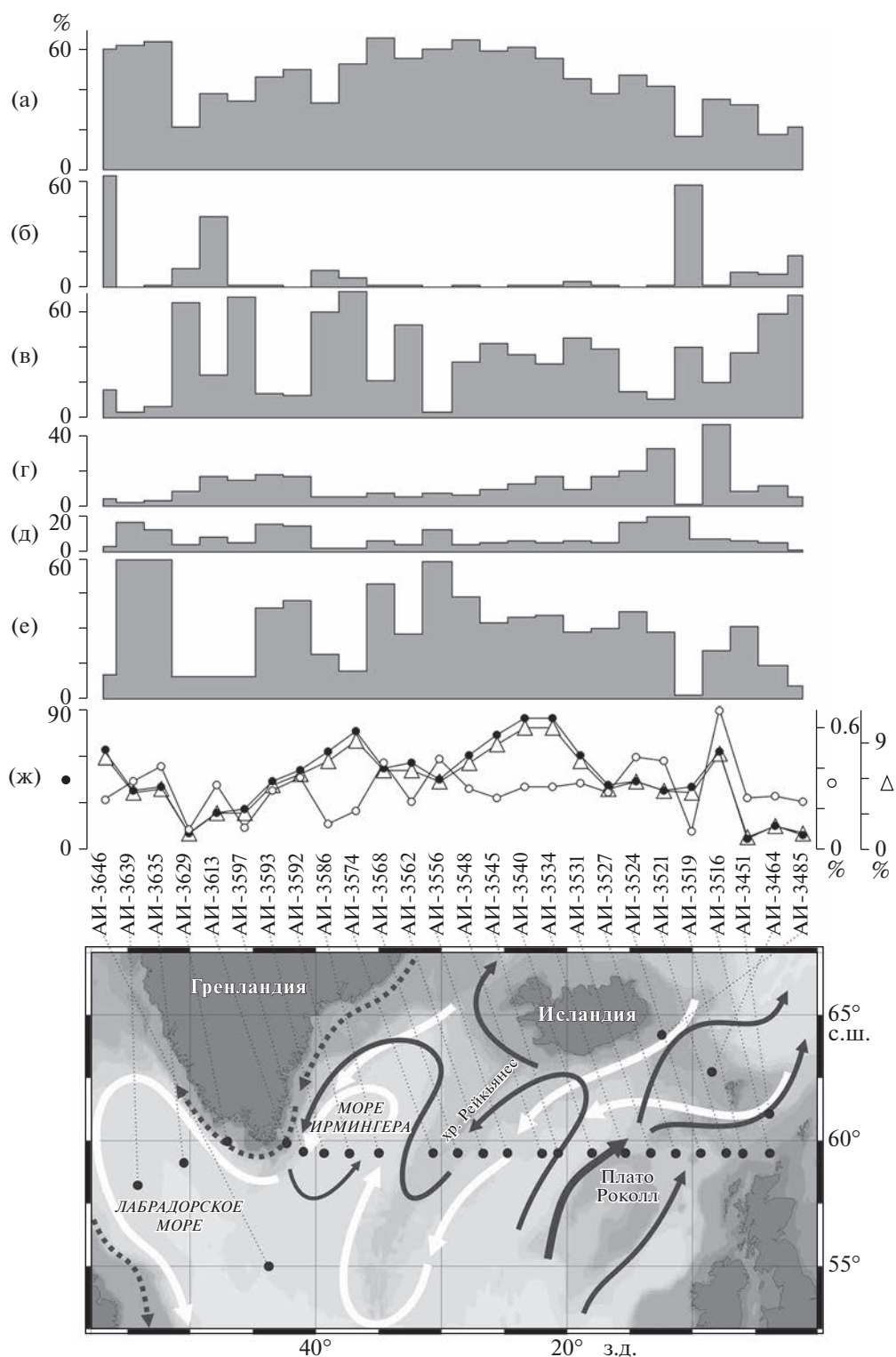


Рис. 2. Распределение литологических и геохимических параметров: а) влажность осадка, б) содержание гравия (фракция 10–1 мм), в) содержание песка (фракция 1–0.1 мм), г) содержание крупного алеврита (фракция 0.1–0.05 мм), д) содержание мелкого алеврита (фракция 0.05–0.01 мм), е) содержание пелита (фракция <0.01 мм), ж) CaCO_3 (черные кружочки), $\text{C}_{\text{вал}}$ (треугольники), $\text{C}_{\text{орг}}$ (пустые кружочки). На рис. 2–4: темно-серые стрелки – поверхностные теплые течения, темно-серые пунктирные стрелки – поверхностные холодные течения, белые стрелки – придонные течения. Бланк карты на рис. 2–5 сделан при помощи компьютерной программы Ocean Data View [52].

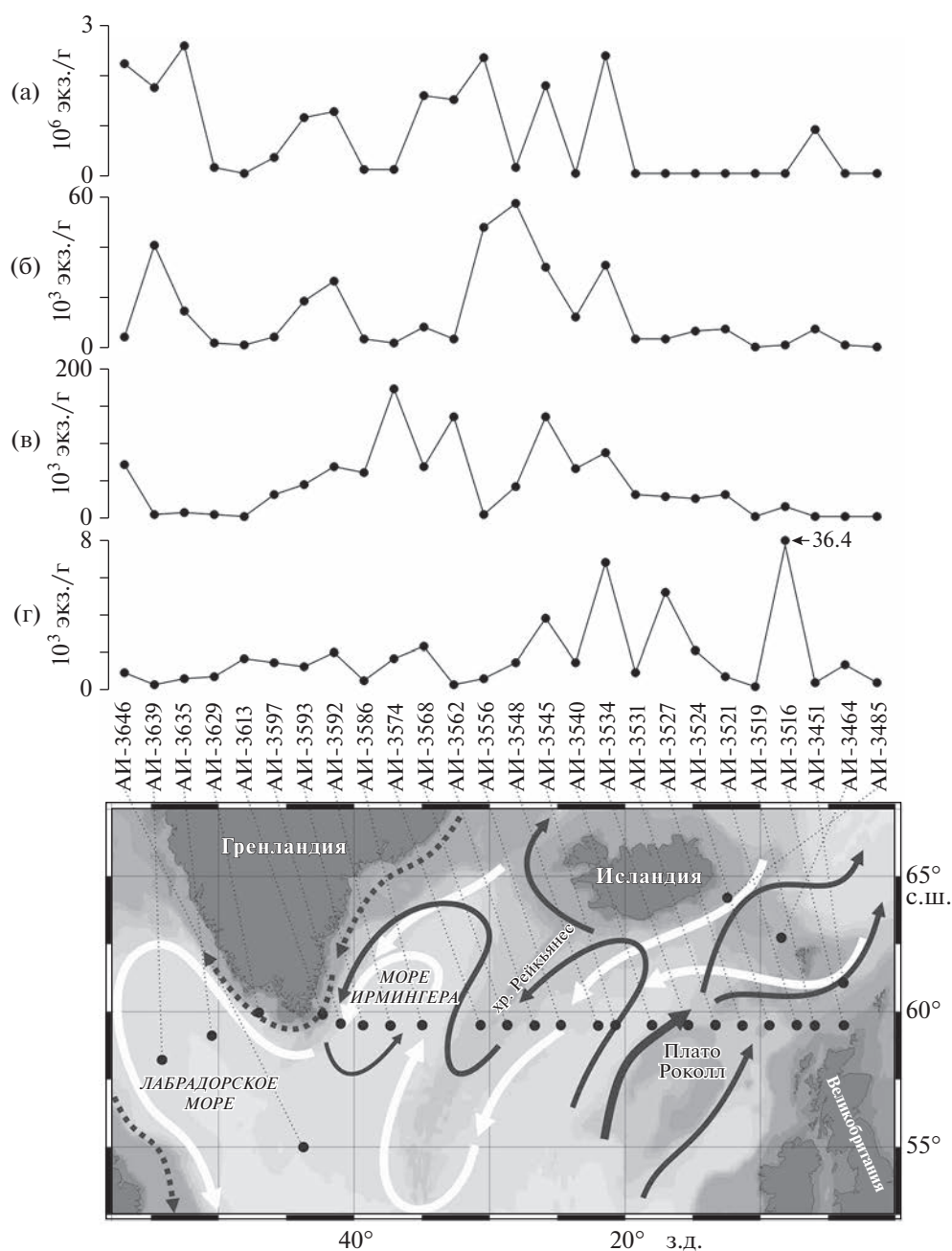


Рис. 3. Распределение концентраций микрофоссилий: (а) диатомеи, (б) радиолярии, (в) планктонные фораминиферы, (г) бентосные фораминиферы.

Гардар), АИ-3562 (дрифт Бьерн), АИ-3597 (дрифт Эйрик) и АИ-3646 (дрифт Глория) отмечены песчаные или песчано-пелитоморфные осадки со включениями в некоторых случаях гальки и щебня, что косвенно свидетельствует о высоких скоростях придонных течений и требует дальнейшего изучения осадков с подсчетами коэффициентов сортировки материала.

В глубоководных частях Исландской котловины, морей Ирмингера и Лабрадорского отмечаются

четкие стабильные на многих соседних станциях максимумы содержания влажности осадка (50–60%), пелита (40–80%) и мелкого алеврита (до 20%). Уменьшение влажности (до 20%) и увеличение доли самого крупного материала (песок с протяженными максимумами до 70% и гравий с отдельными резкими максимумами до 40–60%) происходит в пробах с меньшей глубины у Гренландии, Шотландии, на хр. Рейкьянес и отчасти на севере плато Рокколл. Эти факты находят хорошее соответствие в коэффициентах корреляции. Выявляется

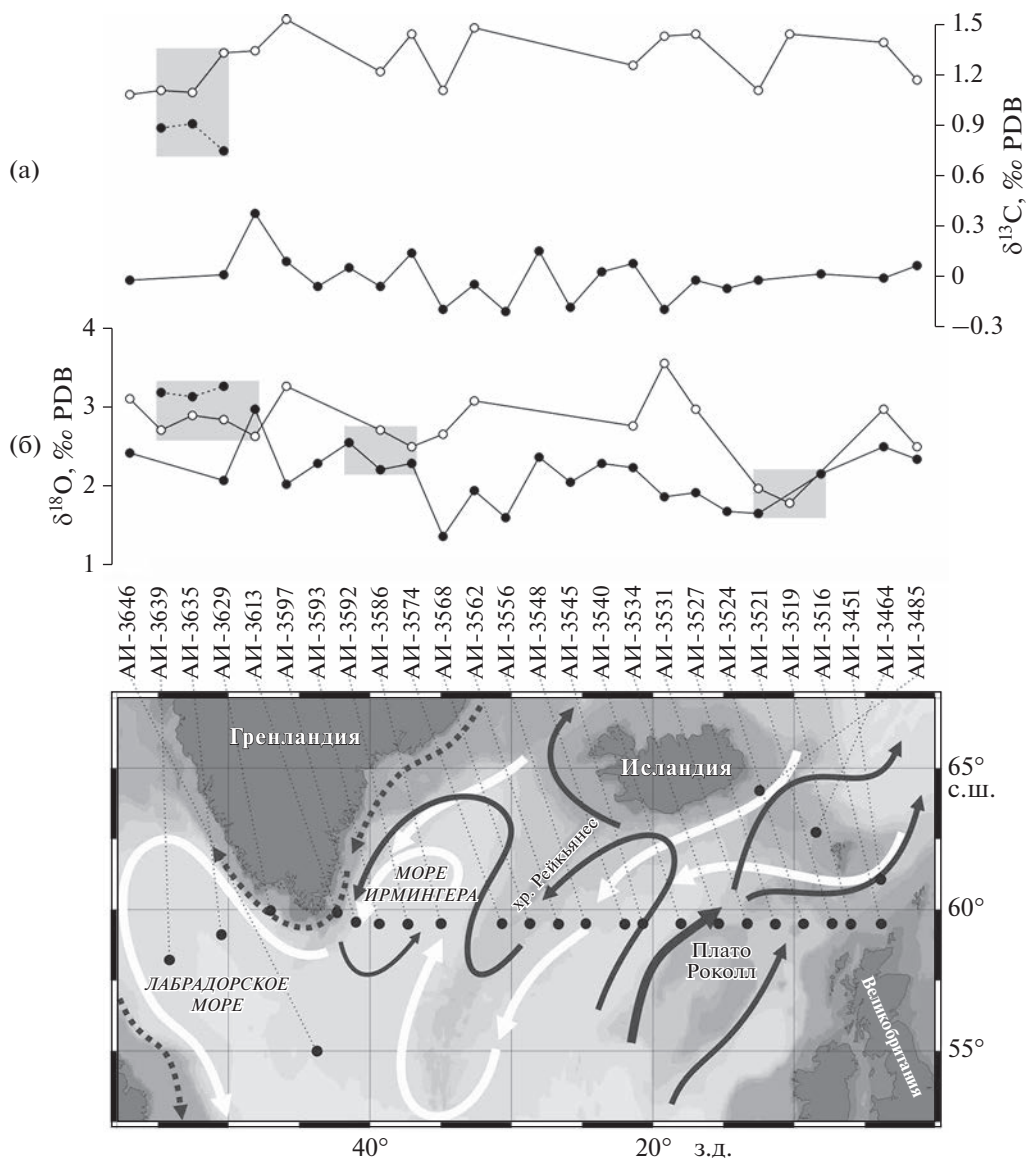


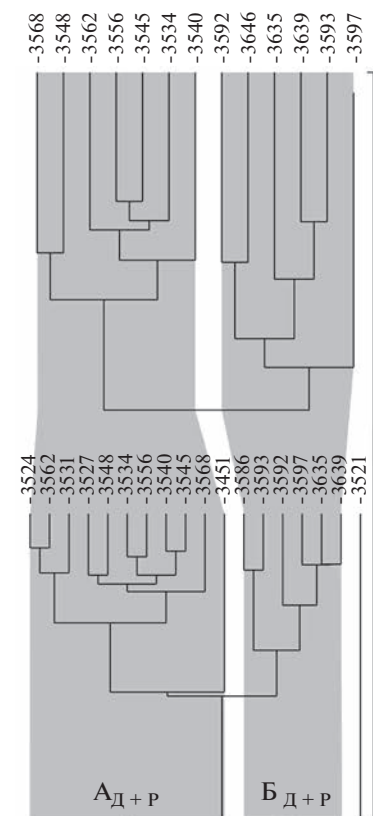
Рис. 4. Распределение соотношений изотопов углерода и кислорода в раковинах фораминифер: (а) $\delta^{13}\text{C}_{\text{ПФ}}$ – черные кружочки (пунктирные линии соединяют измерения по *N. pachyderma* sin.), $\delta^{13}\text{C}_{\text{БФ}}$ – пустые кружочки; (б) $\delta^{18}\text{O}_{\text{ПФ}}$ – черные кружочки (пунктирные линии соединяют измерения по *N. pachyderma* sin.), $\delta^{18}\text{O}_{\text{БФ}}$ – пустые кружочки. Серые прямоугольники показывают участки сближения изотопных параметров ПФ и БФ.

высокая прямая корреляция *влажность/пелит*, средняя обратная корреляция *влажность/песок*, высокая обратная корреляция *песок/пелит* и *песок/мелкий алеврит* (табл. 2).

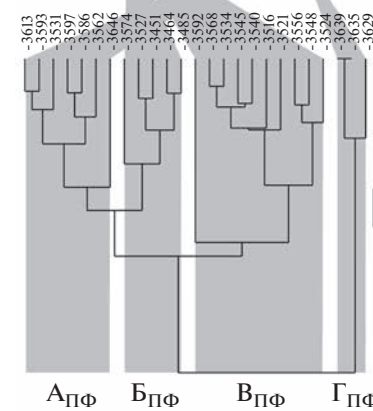
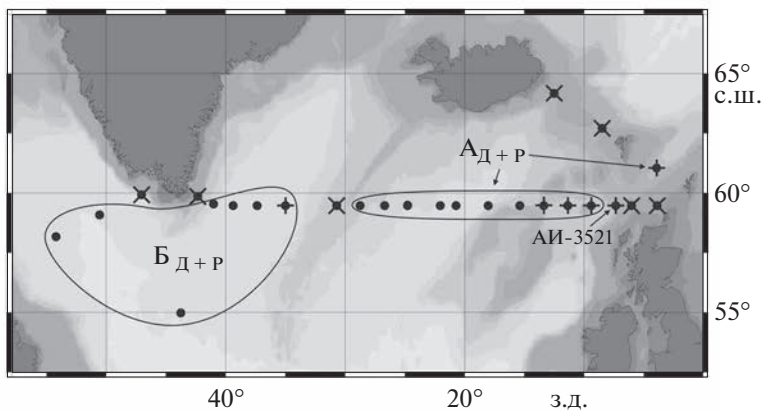
Алеврито-глинистые органогенно-обломочные известковые илы, местами с примесью песка и гравия, вдоль 59.5° с.ш. в целом соответствуют современным осадкам умеренной и полярной зон Северной Атлантики [13]. Но в наших данных по влажности и гранулометрическому составу в линейно расположенных пробах вряд ли явно обнаруживается климатическая зональность, обусловленная циркуляцией теплых и холодных водных масс. В их распределении скорее отражается вертикальная (по глубине моря) и циркумконтинентальная зональности – более мелкий осадочный материал распределяется по наиболее глубоководным и удаленным от суши участкам дна. Крупнозернистая фракция осадков накапливается на мелководных участках у Гренландии и Великобритании, вероятно, под влиянием активной склоновой и шельфовой придонной гидродинамики и поставки материала с соседней суши, а также в Лабрадорском море при ледово-айсберговым разносе.

Минеральный состав фракции >0.063 мм под стереомикроскопом (табл. 3). По содержанию биогенного материала и минеральному составу обломочного материала в пределах профиля выделено несколько зон.

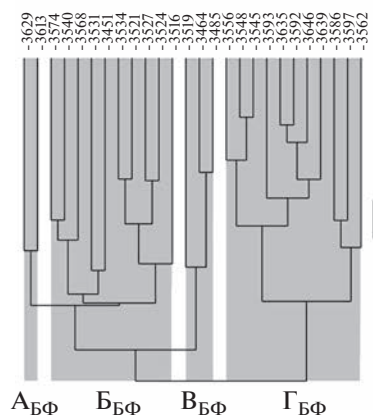
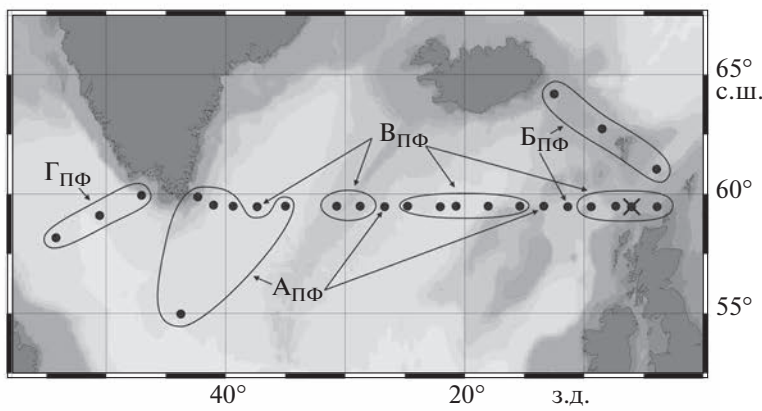
Минеральный состав фракции >0.063 мм под стереомикроскопом (табл. 3). По содержанию биогенного материала и минеральному составу обломочного материала в пределах профиля выделено несколько зон.



(a)



(б)



(в)

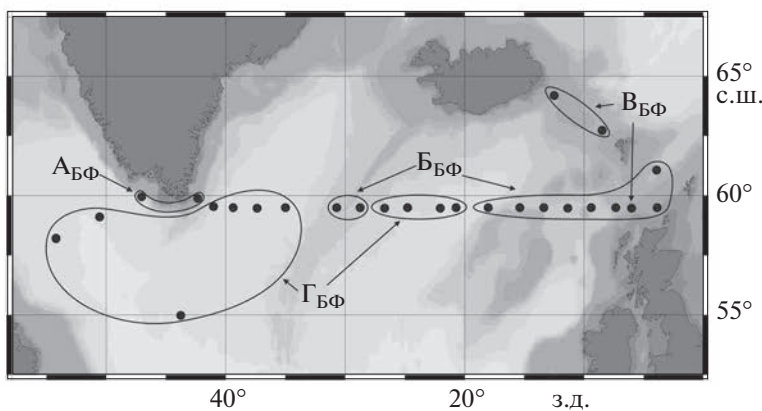


Рис. 5. Распределение групп станций по кластерному анализу [33] видового состава микрофоссилий: а) диатомеи (слева верхняя дендрограмма) и радиолярии (слева нижняя дендрограмма); на карте справа косые крестики обозначают станции, где кремневые микрофоссилии не найдены или их мало для количественного анализа; прямые крестики обозначают станции, где диатомей мало для количественного анализа; б) планктонные фораминиферы; в) бентосные фораминиферы. Серая заливка и прописные буквы с подстрочными индексами на дендрограммах обозначают группы сходных станций (комплексы микрофоссилий). На картах показаны ареалы и буквенные обозначения групп станций (комплексов). Подстрочные индексы: Д – диатомеи, Р – радиолярии, ПФ – планктонные фораминиферы, БФ – бентосные фораминиферы.

От шельфа Великобритании (АИ-3516) до СВ окраины плато Роккол (АИ-3531) осадки сложены преимущественно биогенным карбонатом (60–75% – фораминиферы и их фрагменты). Обломочный материал представлен кварцем (15–35%), полевыми шпатами (1–3%), слюдой (1–7%), темноцветными (1%) и рудными (1%) минералами, сульфидами в виде пирита (2%).

На севере плато Роккол и в Исландской котловине (от АИ-3534 до АИ-3556) пробы почти полностью состоят из биогенного карбоната (до 90–95%). В осадках появляется вулканическое стекло (до 2–3%) и обломки вулканических пород (единичные зерна). Обломочный материал представ-

лен также кварцем (2–5%) и полевыми шпатами (1–2%). Единичными зернами присутствует слюда, темноцветные и рудные минералы.

На хр. Рейкьянес (АИ-3562 и АИ-3568) содержание биогенного карбоната составляет 80–85%. В обломочном материале по-прежнему типичны кварц (5–10%) и полевые шпаты (3–4%), но до 2–4% увеличивается концентрация обломков вулканических пород. Большая часть зерен кварца и раковин фораминифер в просмотренной фракции имеют ожелезнение, что характерно для данного района [8].

В море Ирмингера (АИ-3592 и АИ-3593), как и вблизи Великобритании, повышение concentra-

Таблица 2. Коэффициенты корреляции Пирсона для седиментологических, геохимических и микропалеонтологических параметров

	Содержание радиолярий, 10 ³ экз./г	Содержание ПФ, 10 ³ экз./г	Содержание БФ, экз./г	Содержание C _{вал} , %	Содержание C _{орг} , %	Содержание СаСО ₃ , %	Влажность, %	Содержание гравия 10–1 мм, %	Содержание песка 1–0.1 мм, %	Содержание крупного алеврита 0.1–0.05 мм, %	Содержание мелкого алеврита 0.05–0.01 мм, %	Содержание пелита <0.01 мм, %
Содержание Д, 10 ³ экз./г	0.5	0.2	–0.1	0.3	0.2	0.2	0.6	0.0	–0.5	–0.3	0.2	0.6
Содержание Р, 10 ³ экз./г		0.1	–0.1	0.3	0.2	0.3	0.6	–0.3	–0.5	–0.2	0.3	0.7
Содержание ПФ, 10 ³ экз./г			–0.1	0.7	–0.2	0.7	0.5	–0.2	0.2	–0.1	–0.3	0.0
Содержание БФ, экз./г				0.3	0.6	0.2	–0.1	–0.1	–0.1	0.8	–0.1	–0.1
Содержание C _{вал} , %					0.2	1.0	0.7	–0.2	–0.2	0.1	–0.1	0.3
Содержание C _{орг} , %						0.2	0.4	–0.4	–0.7	0.7	0.5	0.5
Содержание СаСО ₃ , %							0.6	–0.1	–0.2	0.1	–0.1	0.2
Влажность, %								–0.3	–0.5	–0.1	0.2	0.7
Содержание гравия 10–1 мм, %									0.0	–0.3	–0.3	–0.6
Содержание песка 1–0.1 мм, %										–0.3	–0.8	–0.7
Содержание крупного алеврита 0.1–0.05 мм, %											0.3	–0.1
Содержание мелкого алеврита 0.05–0.01 мм, %												0.6

Серым цветом выделены ячейки с наиболее значительными коэффициентами, начиная со средних ($\geq \pm 0.5$). Жирным шрифтом в серых ячейках выделены высокие и очень высокие коэффициенты ($\geq \pm 0.7$). Д – диатомеи, Р – радиолярии, ПФ – планктонные фораминиферы, БФ – бентосные фораминиферы.

Таблица 3. Данные (%) по минеральному составу осадков изученных проб

Станция	Карбонат биогенный	Кварц	Полевые шпаты	Слюда	Глауконит	Гипс	Глинисто-карбонатные агрегаты	Вулканическое стекло	Темноцветные минералы	Рудные минералы	Сульфиды (пирит)	Аксессуары минералы	Обломки вулканических пород
АИ-3516	70–75	15–20	2–3	5–7	ед/з	1–2	–	–	1	1	2	ед/з	–
АИ-3521	65–70	20–25	2–3	3–4	ед/з	1	–	–	1	1	ед/з	ед/з	–
АИ-3527	60–65	30–35	1–2	1	ед/з	1–2	–	–	1	1	–	ед/з	–
АИ-3531	65–70	25–30	1–2	1	–	2–3	–	–	1	1	–	ед/з	–
АИ-3534	90–95	3–5	1	ед/з	–	–	ед/з	–	ед/з	ед/з	–	ед/з	ед/з
АИ-3540	90–95	3–5	1	ед/з	–	–	ед/з	–	ед/з	ед/з	–	ед/з	1
АИ-3545	90–95	2–3	1–2	ед/з	–	1	ед/з	2–3	ед/з	ед/з	–	ед/з	1
АИ-3548	90–95	2–3	1–2	ед/з	–	1	ед/з	2–3	ед/з	ед/з	–	ед/з	ед/з
АИ-3556	90–95	3–5	1	ед/з	–	1	ед/з	ед/з	ед/з	ед/з	–	ед/з	ед/з
АИ-3562	80–85	5–10	3–4	1–2	–	ед/з	1	1	ед/з	ед/з	–	ед/з	2–3
АИ-3568	80–85	5–10	3–4	ед/з	–	ед/з	1	ед/з	ед/з	ед/з	–	ед/з	3–4
АИ-3592	70–75	10–15	5–10	2–3	–	1–2	1	–	1–2	ед/з	–	1	3–4
АИ-3593	70–75	10–15	5–10	3–5	–	2–3	1–2	–	2–3	ед/з	–	1	3–4
АИ-3597	10–15	70–75	5–10	1–2	–	1–2	1	1–2	1–2	1	–	1	4–5
АИ-3613	10–15	65–70	10–15	1–2	–	2–3	1–2	1	2–3	1–2	1	ед/з	5–6

Прочерк – “не найдено”, ед/з – единичные зерна.

ции обломочного материала до 25–30% снижает содержание биогенного карбоната до 70–75%. Происходит увеличение доли кварца (10–15%), полевых шпатов (5–10%), темноцветных (2–3%) и аксессуарных (1%) минералов, а также обломков различных пород (3–6%). В осадках появляются обломки магматических пород, но вулканическое стекло отсутствует.

Резкое изменение минерального состава выделяет пробы у ЮВ Гренландии (АИ-3597 и АИ-3613), т.к. в них преобладает обломочный материал (80–85%), а содержание биогенного карбоната падает до 10–15%. Обломочный материал представлен преимущественно кварцем (65–75%) и полевыми шпатами (5–15%), причем методом рентгеновской дифракции установлено преобладание плагиоклазов среди полевых шпатов. Кроме того, в пробах присутствуют обломки вулканических (4–6%) и магматических (1–2%) пород, темноцветные (2–3%) и рудные (1–2%) минералы, сульфиды в виде пирита (1%) и вулканическое стекло (1–2%).

Минеральный состав осадочной фракции >0.063 мм отражает вертикальную/циркумконтинентальную и климатическую зональность. Преобладание биогенного карбоната (фораминиферы и их фрагменты) в открытой части океана вдоль 59.5° с.ш. складывается из сильного влияния на развитие карбонатного микрозоопланктона умеренных и субтропических вод Северо-Атлантического течения и ветвей течения Ирмингера. По мере приближения к суше (Великобритания на востоке и Гренландия на западе) логично увеличивается доля обломочного материала за счет склоновых процессов, абразии мелководного шельфа и берегов, твердого стока с суши. У ЮВ Гренландии формируются преимущественно терригенные осадки, состав которых предположительно отражает разрушение кислых изверженных и метаморфических пород Гренландии, а также ледовый/айсберговый разнос. Минеральный состав осадков соответствует комплексам минералов, обычных для продуктов разрушения гнейсов, гранитов и кристаллических сланцев, широко распространенных в Гренландии [8].

Вулканическая активность Исландии отражается в появлении (в результате воздушного и водного переноса) вулканического стекла и обломков в Исландской котловине и на хр. Рейкьянес.

Содержание CaCO_3 , $C_{\text{вал}}$ и $C_{\text{орг}}$ (рис. 2ж; табл. 1). Изменения содержаний CaCO_3 и $C_{\text{вал}}$ идентичны по направленности; коэффициент Пирсона r показывает полную прямую корреляцию этих параметров. Это получается из-за преобладания карбонатного углерода во всех пробах, поэтому в дальнейшем будет обсуждаться распределение только CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$. Отдельные экстремумы изменения содержания $C_{\text{орг}}$ на некоторых участках вдоль 59.5° с.ш. могут соответствовать таковым CaCO_3 , в частности, у южной Гренландии, но общая по всем станциям корреляция отсутствует, т.к. коэффициент Пирсона r для $\text{CaCO}_3/C_{\text{орг}}$ составляет 0.2 (табл. 2). Содержание CaCO_3 имеет среднюю прямую корреляцию с влажностью ($r = 0.6$), но с распределением гранулометрических параметров оно никак не коррелирует (r от -0.1 до 0.2). Распределение $C_{\text{орг}}$ показывает среднюю/высокую корреляцию ($r = 0.5-0.7$) с накоплением мелкозернистого материала – алеврита и пелита. Увеличение значений CaCO_3 от преобладающих на профиле 38–55% до максимальных 60–85% отмечается в глубоководных частях Исландской котловины, морей Ирмингера и Лабрадорского и коррелирует с влажностью осадков. Сильное падение концентраций CaCO_3 до 10–25 и 6–8% происходит у побережья южной Гренландии и на Исландско-Шетландском пороге соответственно. Четкого соответствия карбонатности осадков с глубиной станций нет: глубина на станциях с минимумами содержания CaCO_3 составляет от 328 до 2399 м, а на шельфовых станциях у Шотландии АИ-3516 (глубина 158 м) и АИ-3519 (глубина 137 м) концентрация CaCO_3 достигает значительных величин 40–63%. Глубина карбонатной компенсации в Северной Атлантике составляет >5000 м [26], поэтому прямого влияния глубина моря на вариации CaCO_3 из-за растворения в наших пробах вряд ли оказывает. Как упомянуто выше, корреляция в паре $\text{CaCO}_3/C_{\text{орг}}$ отсутствует. Участки увеличения (на хр. Рейкьянес, на континентальном склоне и шельфе Шотландии) или уменьшения (на севере плато Роккол, в восточной части Исландской котловины, на юге моря Ирмингера) содержания $C_{\text{орг}}$ в целом отражают зоны, соответственно, повышения или понижения экспорта взвешенного $C_{\text{орг}}$ [51] при развитии весенней и летней первичной продукции [47] в Северной Атлантике. А содержание CaCO_3 , судя по его высокой корреляции ($r = 0.7$) с абсолютной концентрацией планктонных фораминифер, соответствует накоплению в осадках карбонатного микрозоопланктона.

Абсолютная концентрация микрофоссилий (кремневые диатомеи и радиолярии, карбонатные планктонные и бентосные фораминиферы) (рис. 3а–3г; табл. 1). Абсолютная концентрация всех изученных групп микрофоссилий имеет большие колебания вдоль профиля, но можно отметить определенные закономерности.

Содержание кремневых микрофоссилий – диатомей и радиолярий – в глубоководных участках Лабрадорского моря, ЮЗ моря Ирмингера и Исландской котловины относительно согласованно, со средней прямой взаимной корреляцией $r = 0.5$, увеличивается до 3–5 раз по сравнению с другими районами. Вариации обеих групп кремневых микрофоссилий имеют среднюю/высокую корреляцию с изменениями влажности и наиболее мелкозернистой фракции осадка, пелита. В накоплении диатомей и радиолярий вдоль 59.5° с.ш., видимо, отражаются как вертикальная/циркумконтинентальная, так и климатическая зональность. Последняя проявляется в переносе и активном взаимодействии теплой североатлантической и холодной полярной воды в морях Лабрадорском и Ирмингера [50, 57], а также формировании разномасштабных круговоротов/вихрей в Исландской котловине при ответвлении течения Ирмингера от Северо-Атлантического течения [40, 58].

Планктонные фораминиферы (ПФ) наиболее многочисленны в осадках на средней части профиля вдоль 59.5° с.ш. от центра Исландской котловины до центра моря Ирмингера. Это северная часть умеренной климатической зоны с господством теплых течений Северо-Атлантического и Ирмингера. Содержание ПФ имеет высокую прямую корреляцию с концентрацией CaCO_3 и среднюю – с влажностью осадка; с другими параметрами корреляции нет (табл. 2). Вероятно, в распределении ПФ вдоль 59.5° с.ш. проявляется преимущественно климатическая зональность, что дает потенциал для палеотемпературных реконструкций океана [45].

Другая группа карбонатных микрофоссилий, бентосные фораминиферы (БФ), по абсолютному содержанию в осадках не имеет корреляции ни с ПФ, ни, в целом по всему профилю, с CaCO_3 . Тем не менее, на нескольких станциях (АИ-3516 на шельфе Шотландии, АИ-3534 и АИ-3545 в Исландской котловине) максимумы абсолютного содержания БФ соответствуют высокой концентрации CaCO_3 . Отмечена средняя прямая корреляция содержания БФ с $C_{\text{орг}}$ и высокая – с содержанием крупноалевритовой фракции. В последнем случае, видимо, влияет выбор фракции для анализа БФ (>0.063 мм), которые сосредоточены как раз в крупном алеврите. БФ наиболее многочисленны от глубоководного центра Исландской котловины до мелководного шельфа Шотландии. В их распределении трудно увидеть проявление

какой-либо зональности. Общая концентрация БФ в осадках вдоль 59.5° с.ш. скорее зависит от поступления на дно органического материала (по средней прямой корреляции с $C_{орг}$), который в максимальных количествах производится в СВ части Северной Атлантики под Северо-Атлантическим течением и в прибрежных районах Великобритании [47].

$\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в раковинах планктонных и бентосных фораминифер (рис. 4а–4б; табл. 1). Изотопно-кислородные соотношения (‰ PDB) по планктонным фораминиферам $\delta^{18}O_{ПФ}$ имеют хорошо выраженные участки минимальных (“легких”) и максимальных (“тяжелых”) значений вдоль 59.5° с.ш. Самые “легкие” $\delta^{18}O_{ПФ}$ обнаруживаются от севера плато Рокколл до шельфа Шотландии (1.65–1.91‰), на СЗ Исландской котловины у хр. Рейкьянес (1.35–1.94‰), а также в одной пробе из ЮЗ части моря Ирмингера (2.01‰). Судя по карте поверхностной циркуляции, в этих районах проявляется влияние теплых водных масс основного потока Северо-Атлантического течения и ветвей течения Ирмингера. Значительно “тяжелее” $\delta^{18}O_{ПФ}$ становится на мелководье у южной Гренландии и в центре Лабрадорского моря (до 2.98‰ в одной пробе у Гренландии по раковинам *G. bulloides* и до 3.15–3.26‰ в трех пробах по раковинам *N. pachyderma* sin.). Этот максимум складывается под воздействием холодных водных масс Восточно- и Западно-Гренландского течений и основной части Лабрадорского моря, а также развитием весенне-летнего неглубокого перемещенного, слабо распресненного слоя, на нижней границе которого с глубиной ~50 м происходит кальцификация и создание сигнала $\delta^{18}O$ в раковинах *N. pachyderma* sin. [35]. Для остальных проб $\delta^{18}O_{ПФ}$ колеблется от 2.06–2.15 до 2.28–2.51‰. С учетом аналитической точности $\pm 0.08‰$ все указанные значения согласуются с величинами $\delta^{18}O_{ПФ}$ в международной базе данных по Северной Атлантике [24]. Изотопно-кислородные соотношения по бентосным фораминиферам $\delta^{18}O_{БФ}$ вдоль 59.5° с.ш. варьируют в пределах 2.5–3.5‰, что соответствует позднеголоценовым значениям в Северной Атлантике к северу от ~55° с.ш. [55]. Они образуются при преобладании у дна глубинных водных масс, поступающих из районов интенсивной вертикальной конвекции Норвежско-Гренландского бассейна. Только в пробах на склоне и шельфе Шотландии при глубине моря <1050 м $\delta^{18}O_{БФ}$ становится гораздо “легче”, до 1.79–1.96‰, вероятно, отражая распространение теплой соленой воды Северо-Атлантического течения в данном месте до глубины >1000 м [56]. На некоторых участках профиля вдоль 59.5° с.ш. разница между $\delta^{18}O_{БФ}$ и $\delta^{18}O_{ПФ}$ снижается: в центре Лабрадорского моря и на шельфе у южной

Гренландии, в море Ирмингера, на шельфе Шотландии. Можно предположить вероятное влияние вертикального перемешивания в мелководных районах и в зонах термохалинной конвекции в морях Лабрадорском и Ирмингера [4] на относительное “выравнивание” изотопного сигнала по глубине. Помимо перемешивания, в сближении $\delta^{18}O_{БФ}$ и $\delta^{18}O_{ПФ}$ может играть роль локальное изменение солености поверхностной воды и температуры придонной воды [42].

Изотопно-углеродные соотношения в раковинах ПФ и БФ имеют частые небольшие колебания без устойчивых, для нескольких соседних проб, экстремумов почти везде вдоль 59.5° с.ш. Величины $\delta^{13}C_{ПФ}$ определены в основном по раковинам *G. bulloides* и дополнительно в трех пробах из Лабрадорского моря по раковинам *N. pachyderma* sin., где количество раковин *G. bulloides* недостаточно для надежных изотопных определений. В [31] предположили, что характеристики стабильных изотопов в раковинах *G. bulloides* из Северной Атлантики между 30 и 60° с.ш. отражают условия мигрирующего с юга на север/северо-запад весеннего максимума продуктивности фитопланктона, т.к. $\delta^{13}C$ в раковинах этого вида имеет высокую корреляцию с концентрацией фосфатов, следовательно, продуктивностью на поверхности моря. Можно полагать, что более или менее выровненный $\delta^{13}C_{ПФ}$ от –0.2 до 0.2‰ вдоль 59.5° с.ш. “записывает” “движение или развитие” продуктивного сезона по акватории. Так же относительно ровный $\delta^{13}C_{БФ}$ с высокими значениями >~1‰, видимо, показывает независимую от поверхностной придонную циркуляцию водных масс с устойчивыми параметрами, которые, будучи обеднены биогенными элементами и обогащены ^{13}C [36], распространяются на юг из зон активной вертикальной конвекции в Норвежско-Гренландском бассейне [42]. По всему профилю разница между $\delta^{13}C_{ПФ}$ в раковинах *G. bulloides* и $\delta^{18}O_{БФ}$ велика и составляет около 1‰, а “схождение” значений $\delta^{13}C$, как у $\delta^{18}O$ (см. текст выше) не обнаруживается, поэтому влияние вертикального перемешивания на близость изотопного сигнала в раковинах ПФ и БФ может быть под вопросом. Однако интерпретация $\delta^{13}C$ по фораминиферам представляется сложной, т.к. вариации $\delta^{13}C$, особенно по ПФ, зависят от ряда параметров: $\delta^{13}C$ источника углерода и ΣCO_2 в воде, процессов обмена на границе вода/воздух, биопроductивности, температуры воды, метаболизма ПФ и т.д. [56]. Для трех проб из наиболее холодноводной части профиля вдоль 59.5° с.ш. – центр Лабрадорского моря и склон ЮЗ Гренландии – следует отметить маленькую разницу до ~0.3‰ между $\delta^{13}C_{ПФ}$ по раковинам *N. pachyderma* sin. и $\delta^{13}C_{БФ}$. Величины $\delta^{13}C$ в раковинах

N. pachyderma sin. не имеют явной корреляции с $\delta^{13}\text{C}$ воды и продуктивностью [36], и тут требуется другое, пока не ясное, объяснение. Возможно, как раз вертикальное перемешивание в момент кальцификации раковин *N. pachyderma* sin. приводит к сближению сигналов $\delta^{13}\text{C}_{\text{ПФ}}$ по раковинам *N. pachyderma* sin. и $\delta^{13}\text{C}_{\text{БФ}}$ в Лабрадорском море.

Кластерный анализ распределения групп микрофоссилий (рис. 5а–5в). Кластерные группы станций или комплексы по две отдельно для *диатомей* и *радиолярий* хорошо согласуются друг с другом. Они обозначены на рис. 5а как $A_{\text{Д+Р}}$ и $B_{\text{Д+Р}}$. Их нахождение в поверхностном слое осадков соответствует двум крупным областям Северной Атлантики к северу от $\sim 50\text{--}55^\circ$ с.ш. Комплекс $A_{\text{Д+Р}}$ распространен к востоку от $\sim 30^\circ$ з.д. в пределах основного потока теплого Северо-Атлантического течения и отходящей от него ветви течения Ирмингера. Здесь характерны виды диатомей *Hemidiscus cuneiformis* Wallich, *Rhizosolenia bergonii* H. Peragallo, *Roperia tessellata* (Roper) Grunow, *Shionodiscus oestrupii* (Ostenfeld) Alverson, Kang & Theriot, виды радиолярий *Lithomelissa setosa* Jørgensen, *Stylodictya validispina* Jørgensen. Комплекс $B_{\text{Д+Р}}$ распространен к западу от $\sim 25^\circ$ з.д. в пределах Субполярного круговорота, охватывающего моря Ирмингера и Лабрадорское, где происходит контакт холодных полярных и теплых умеренных водных масс. Здесь характерны виды диатомей *Rhizosolenia* spp., *Thalassiosira gravida* Cleve, *Actinocyclus curvatus* Janish, *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, виды радиолярий *Artostrobium tumidulum* (Bailey), *Phortidium clevei* (Jørgensen) Petrushevskaya, *Actinomma leptodermum* (Jørgensen) Nigrini & Moore /*A. boreale* Cleve group. Такое подразделение на комплексы диатомей и радиолярий с их типичными компонентами подтверждает ранее установленные закономерности для современной флоры диатомей и фауны радиолярий Северной Атлантики в [39, 43]. В семи пробах – на склоне южной Гренландии, на Исландско-Шетландском пороге, на шельфе и склоне Шотландии – численность кремневых микрофоссилий была недостаточна для количественных расчетов. Эти пробы не учтены в кластерном анализе, что, возможно, выразилось в упрощении кластерных дендрограмм и выделении всего двух комплексов по диатомеям и радиоляриям.

Четыре кластерные группы станций или комплексы по *планктонным фораминиферам* так же, как и по кремневым микрофоссилиям, отражают районы распространения и взаимодействия основных водных масс на поверхности Северной Атлантики. Комплексы обозначены на рис. 5б как $A_{\text{ПФ}}$, $B_{\text{ПФ}}$, $V_{\text{ПФ}}$ и $\Gamma_{\text{ПФ}}$. Четыре станции выпадают из относительно “гладкого” сочетания комплексов; их точки находятся вне ареалов комплексов.

Причину такой картины найти трудно; возможно, влияют некие особенности местной циркуляции и/или условий обитания/ седиментации. Комплекс $A_{\text{ПФ}}$, подобно комплексу $B_{\text{Д+Р}}$, распространен в море Ирмингера и южной части Лабрадорского моря, отражая взаимодействие полярных холодных и теплых умеренных водных масс в Субполярном круговороте. Здесь характерны виды полярный *N. pachyderma* sin., субполярные *N. pachyderma* dex. (dex. – правозавитые раковины) Setty и *Turborotalia (T.) quinqueloba* (Nataland). Комплексы $B_{\text{ПФ}}$ и $V_{\text{ПФ}}$ распространены к востоку от $\sim 31^\circ$ з.д. в пределах основного потока теплого Северо-Атлантического течения, отходящей от него ветви течения Ирмингера, а также течений, переходящих в Норвежское море через Исландско-Шетландский порог. Для них характерны субполярные виды *N. pachyderma* dex., *T. quinqueloba*, тепловодный *Globigerinita glutinata* (Egger), а в комплексе $B_{\text{ПФ}}$ к ним присоединяется полярный *N. pachyderma* sin., видимо, как признак сезонного распространения к юго-востоку от Исландии арктических водных масс из южной части Гренландского моря. Комплекс $\Gamma_{\text{ПФ}}$ расположен в самой холодноводной части профиля вдоль 59.5° с.ш. – у ЮЗ Гренландии и в центре Лабрадорского моря. В нем доминирует полярный вид *N. pachyderma* sin. Выделенные в нашей работе кластерные комплексы планктонных фораминифер по профилю вдоль 59.5° с.ш. соответствуют описанию типичных комплексов в поверхностном слое осадков Северной Атлантики [44, 49]. В общих чертах, районы комплексов планктонных фораминифер соответствуют таковым комплексов диатомей и радиолярий: $A_{\text{Д+Р}} \approx B_{\text{ПФ}} + V_{\text{ПФ}}$, $B_{\text{Д+Р}} \approx A_{\text{ПФ}} + \Gamma_{\text{ПФ}}$, – с четкой границей по восточной окраине Субполярного круговорота, разделяющей (1) восточную область господства теплых умеренных и субтропических вод Северо-Атлантического течения и отходящего от него течения Ирмингера и (2) западную область контакта полярных/арктических вод течений Восточно- и Западно-Гренландского и в Лабрадорском море и более теплых вод из ответвлений течения Ирмингера.

Четыре кластерные группы станций или комплексы по *бентосным фораминиферам* в распространении мало соответствуют таковым по планктонным группам микрофоссилий. Они, вероятно, отражают вертикальную и циркумконтинентальную зональность, в основном разделяясь на комплексы глубоководных (абиссальных) и более мелководных областей. Также влияет распространение глубинных и придонных вод разного происхождения [32, 53], внося особенности в подразделение глубоководных и мелководных комплексов БФ. На востоке профиля (Исландская котловина, склон и шельф Шотландии, Ис-

ландско-Шетландский порог) присутствует более соленая вода из основной части Северной Атлантики (включая соленую теплую воду с пониженным содержанием кислорода из Средиземного моря) и поступающая из Норвежского моря через Исландско-Шетландский порог. На западе профиля (котловины Лабрадорская и Игмингера) преобладает более пресная вода, поступающая из Гренландского моря через Датский пролив, и более холодная ($<1.4^{\circ}\text{C}$), так же опресненная (<34.88 епс) Лабрадорская вода [56]. Над хр. Рейкьянес условия определяются Североатлантической глубинной водной массой, температура которой повышается до $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$. Комплексы обозначены на рис. 5в как А_{БФ}, Б_{БФ}, В_{БФ} и Г_{БФ}. Подробное описание и обсуждение комплексов БФ будет сделана в готовящейся к печати статье А.В. Тихоновой и др. В данной статье мы даем их краткую общую характеристику. Комплексы относительно мелководных районов: комплекс А_{БФ} расположен на склоне южной Гренландии (глубины 328 и 2389 м) под холодными водами Восточно- и Западно-Гренландского течений, комплекс Б_{БФ} — на хр. Рейкьянес, на севере плато Роколл и шельфе и склоне Шотландии (глубины от 1051 до 1519 м, на одной станции 2182 м, на одной станции 158 м), комплекс В_{БФ} — на Исландско-Шетландском пороге (глубины 484 и 567 м) и на одной станции у Шотландии (137 м), комплекс В_{БФ} абиссальных районов — в Исландской котловине (глубины от 2237 до 2825 м), в морях Ирмингера и Лабрадорском (глубины от 2399 до 3497 м). В мелководных бассейнах доминируют мелкие, обладающие высокой конкурентоспособностью оппортунистические виды *Epistominella exigua* (Brady) и *Alabaminella weddellensis* (Earland), обитание которых связано с сезонным поступлением на дно фитодетрита. Для комплексов А_{БФ}, Б_{БФ}, В_{БФ} в целом типичны виды бентосных фораминифер из родов *Cibicides*, *Cibicidoides*, *Cassidulina*, также *Trifarina angulosa* Williamson и др., обычные для районов с высокой придонной гидродинамикой. В более мелководных районах, видимо, сказывается и крупнозернистый состав осадков как специфический субстрат обитания БФ, о чем ранее для СВ части Северной Атлантики сообщали в [25]. Абсолютная концентрация БФ в наших данных по профилю вдоль 59.5° с.ш. имеет среднюю прямую корреляцию с $C_{\text{орг}}$, что подтверждает предыдущие исследования [34] о зависимости части названных видов БФ от поступления органического материала на дно.

ВЫВОДЫ

В распределении влажности и гранулометрических фракций алевроито-пелитовых илов, местами с примесью песка и гравия, вдоль 59.5° с.ш.

отражается вертикальная (по глубине моря) и циркумконтинентальная зональность — более мелкозернистый осадочный материал распределяется по наиболее глубоководным и удаленным от суши участкам дна; климатическая зональность явно не обнаруживается. На минеральный состав осадочной фракции >0.063 мм влияет как вертикальная/циркумконтинентальная, так и климатическая зональность.

Рост содержания CaCO_3 отмечается в глубоководных частях профиля вдоль 59.5° с.ш. Отчасти это отражает вертикальную/циркумконтинентальную, но также климатические факторы: взаимодействие теплых умеренных и холодных полярных/арктических вод в морях Ирмингера и Лабрадорском и, возможно, вихревые структуры в Исландской котловине, где течение Ирмингера отделяется от Северо-Атлантического. Увеличение (на хр. Рейкьянес, на континентальном склоне и шельфе Шотландии) или уменьшение (на севере плато Роколл, в восточной части исландской котловины, на юге моря Ирмингера) концентрации $C_{\text{орг}}$ в целом отражает участки разного уровня биопродуктивности и экспорта на дно взвешенного $C_{\text{орг}}$.

В накоплении диатомей, радиолярий и планктонных фораминифер, подобно CaCO_3 , отражается как вертикальная/циркумконтинентальная, так и, в большей степени, климатическая зональность. Увеличение общей концентрации бентосных фораминифер в СВ части Северной Атлантики под Северо-Атлантическим течением и в прибрежных районах Великобритании, вероятно, зависит от поступления на дно органического материала.

Вариации изотопных кислородных и углеродных соотношений в раковинах бентосных и планктонных фораминифер требуют сложной интерпретации с привлечением данных по параметрам различных поверхностных и придонных водных масс. Они могут указывать на зону вертикальной конвекции в Лабрадорском море, распространение более пресных и холодных полярных/арктических водных масс на западе профиля по 59.5° с.ш., на развитие весенне-летней биопродуктивности в приповерхностной воде, и т.д.

Распределение “кластерных” комплексов для планктонных групп кремневых и карбонатных микрофоссилий весьма сходно. Оно отражает районы распространения водных масс полярного/арктического и умеренного происхождения с границей по восточной окраине Субполярного круговорота, следовательно, показывает климатическую зональность. Распределение “кластерных” комплексов бентосных фораминифер мало соответствует таковому для планктонных микрофоссилий, отражая разделение акватории на абиссальные и мелководные области, т.е., верти-

кальную/циркумконтинентальную зональность. Выявленная кластерным анализом картина является хорошей актуалистической основой для интерпретации микропалеонтологических записей в голоценовых осадках Северной Атлантики.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 21-17-00235) с дополнительной финансированием (отбор проб и лабораторный анализ) по Госзаданию Министерства науки и высшего образования РФ (тема ИО РАН № FMWE-2021-0006).

Благодарности. Авторы благодарят анонимного рецензента за ценные замечания и рекомендации, которые помогли улучшить качество статьи, а также капитана и команду НИС “Академик Иоффе” за помощь в экспедиционных работах, А.Н. Рудакову и М.А. Воробьеву за лабораторную обработку проб осадков, А.А. Клювиткина за помощь в построении карт и Н.В. Политову за консультацию по анализу данных гранулометрического состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Т.Н., Свальнов В.Н. К методике гранулометрического анализа тонкозернистых осадков // *Океанология*. 2000. Т. 40. № 2. С. 304–312.
2. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // *Труды ИОАН СССР*. 1960. Т. 32. С. 3–14.
3. Виноградов М.Е., Шушкина Э.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. Фотосинтетическая продукция Мирового океана по спутниковым и экспедиционным данным // *Океанология*. 1996. Т. 36. № 4. С. 566–575.
4. Гладышев С.В., Гладышев В.С., Фалина А.С., Сарфанов А.А. Зимняя конвекция в море Ирмингера в 2004–2014 гг. // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 3. С. 353–363. <https://doi.org/10.7868/S0030157416030072>
5. Демидов А.Б., Мошаров С.А., Гагарин В.И. и др. Пространственная изменчивость продукционных характеристик фитопланктона в Северной Атлантике летом 2013 г. // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 2. С. 243–256. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574592243-256>
6. Дубравин В.Ф. Атлас термохалинной и биогеографической структур вод Атлантического океана. Калининград: Капрос, 2013. 471 с.
7. Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 190 с.
8. Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. Океанологические исследования / Отв. ред. А.П. Лисицын. Калининград: Калининградская правда, 1975. 579 с.
9. Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. Москва: Наука, 1976. 232 с.
10. Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. Геологические исследования в Северной Атлантике в 51-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Иоффе” // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 3. С. 514–516. <https://doi.org/10.7868/S0030157417020071>
11. Левитан М.А., Гельви Т.Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Атлантическом океане // *Геохимия*. 2016. № 12. С. 1091–1103. <https://doi.org/10.7868/S0016752516120098>
12. Леонтьев О.К. Морская геология. Основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана. М.: Высшая школа, 1982. 341 с.
13. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
14. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // *Мировой океан*. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под ред. Л.И. Лобковского и Р.И. Нигматулина. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
15. Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Лукошевичюс Л.С., Солдатов А.В. Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград: Калининградская правда, 1975. 462 с.
16. Лисицын А.П., Емельянов Е.М., Ельцина Г.Н. Геохимия осадков Атлантического океана. М.: Наука, 1977. 255 с.
17. Литвин В.М. Морфоструктура дна океанов. Л.: Недра, 1987. 275 с.
18. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1955. 248 с.
19. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1967. 416 с.
20. Новичкова Е.А., Саввичев А.С., Баширова Л.Д. и др. Литолого-биогеохимические исследования седиментосистемы Северной Атлантики (по материалам 49-го рейса научно-исследовательского судна “Академик Иоффе”) // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 4. С. 641–655. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574594641-655>
21. Петелин В.П. Новый метод водно-механического анализа морских осадков // *Океанология*. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 144–148.
22. Фалина А.С., Гладышев С.В., Колоколова А.В. Российские экспедиционные исследования водоемена между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами в 2011 г. // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 2. С. 282–285. <https://doi.org/10.7868/S0030157414020087>
23. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: МГУ, 1964. 400 с.
24. Anderson D.M., Mulitza S. Compilation of delta ¹⁸O data from planktonic foraminifera in surface sediment // *PANGAEA*. 2001. <https://doi.org/> (accessed on 17-05-2022). <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.60896>

25. *Austin W.E.N., Evans J.R.* North East Atlantic benthic foraminifera: Modern distribution patterns and palaeoecological significance // *Journal of the Geological Society*. 2000. V. 157. P. 679–691.
<https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.679>
26. *Bickert T.* Carbonate Compensation Depth // *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments / V. Gornitz et al. (Eds.). Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Dordrecht: Springer, 2009. P. 136–138.
https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4411-3_33
27. *Brambilla E., Talley L.D.* Subpolar mode water in the northeastern Atlantic: 1. Averaged properties and mean circulation // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113. P. 1–18.
<https://doi.org/10.1029/2006JC004062>
28. *Daniault N., Mercier H., Lherminier P. et al.* The northern North Atlantic Ocean mean circulation in the early 21st century // *Progress in Oceanography*. 2016. V. 146. P. 142–158.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.06.007>
29. *Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.-A., Lee A.J.* The “great salinity anomaly” in the northern North Atlantic 1968–1982 // *Progress in Oceanography*. 1988. V. 20. P. 103–151.
[https://doi.org/10.1016/0079-6611\(88\)90049-3](https://doi.org/10.1016/0079-6611(88)90049-3)
30. *Eynaud F., De Abreu L., Voelker A., et al.* Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 10(7). Q07U05.
<https://doi.org/10.1029/2009GC002398>
31. *Ganssen G.M., Kroon D.* The isotopic signature of planktonic foraminifera from NE Atlantic surface sediments: implications for the reconstruction of past oceanic conditions // *Journal of the Geological Society*. 2000. V. 157. P. 693–699.
<https://doi.org/10.1144/jgs.157.3>
32. *Gordon A.L.* Bottom water formation // *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)*. Cambridge, USA: Academic Press, 2001. P. 415–421.
<https://doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00006-0>
33. *Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D.* Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis // *Palaeontologia Electronica*. 2001. V. 4. Is. 1. Article 4. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm
34. *Hermelin J.O.R., Scott D.B.* Recent Benthic Foraminifera from the Central North Atlantic // *Micropaleontology*. 1985. V. 31. P. 199–220.
<https://doi.org/10.2307/1485542>
35. *Jonkers L., Brummer G.-J.A., Meiland J. et al.* Variability in *Neogloboquadrina pachyderma* stable isotope ratios from isothermal conditions: implications for individual foraminifera analysis // *Climate of the Past*. 2022. V. 18. P. 89–101.
<https://doi.org/10.5194/cp-18-89-2022>
36. *Keigwin L.D., Boyle E.A.* Late Quaternary paleochemistry of high-latitude surface waters // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. V. 73. P. 85–106.
[https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90047-3](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90047-3)
37. *Keigwin L.D., Jones G.A.* Glacial-Holocene stratigraphy, chronology, and paleoceanographic observations on some North Atlantic sediment drifts // *Deep-Sea Research*. 1989. V. 36. № 6. P. 845–867.
[https://doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90032-0](https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90032-0)
38. *Kidd R.B., Hill P.R.* Sedimentation on Feni and Gardar sediment drifts // *Initial Reports DSDP*. 1987. V. 94. P. 1217–1244.
<https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.94.148.1987>
39. *Koç Karpuz N., Schrader H.* Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian Sea // *Paleoceanography*. 1990. V. 5. P. 557–580.
<https://doi.org/10.1029/PA005i004p00557>
40. *Krauss W.* Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1995. V. 100. P. 10,851–10,871.
<https://doi.org/10.1029/95JC00423>
41. *Locarnini R.A., Mishonov A.V., Baranova O.K. et al.* World Ocean Atlas 2018. V. 1: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 81, 2018. 52 pp.
<https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-atlas>
42. *Maslin M.A., Swann G.E.A.* Isotopes in Marine Sediments // *Isotopes in Palaeoenvironmental Research / M.J. Leng (Ed.)*. Dordrecht: Springer, 2005. P. 227–290.
https://doi.org/10.1007/1-4020-2504-1_06
43. *Matul A., Mohan R.* Distribution of Polycystine Radiolarians in Bottom Surface Sediments and Its Relation to Summer Sea Temperature in the High-Latitude North Atlantic // *Frontiers in Marine Science*. 2017. V. 4. Article 330.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00330>
44. *Matul A., Barash M.S., Khusid T.A. et al.* Paleoenvironment Variability during Termination I at the Reykjanes Ridge, North Atlantic // *Geosciences*. 2018. V. 8. № 10. Article 375.
<https://doi.org/10.3390/geosciences8100375>
45. *Mortyn P.G., Martínez-Botí M.A.* Planktonic foraminifera and their proxies for the reconstruction of surface-ocean climate parameters // *Contributions to Science*. 2007. V. 3. P. 371–383.
<https://doi.org/10.2436/20.7010.01.14>
46. *Pollard R.T., Griffiths M.J., Cunningham S.A. et al.* Vivaldi 1991 – A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water // *Progress in Oceanography*. 1996. V. 37. P. 167–172.
[https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(96\)00008-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(96)00008-0)
47. *Radi T., de Vernal A.* Dinocysts as proxy of primary productivity in mid-high latitudes of the Northern Hemisphere // *Marine Micropaleontology*. 2008. V. 68. P. 84–114.
<https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.01.012>
48. *Restrepo G.A., Wood W.T., Phrampus B.J.* Oceanic sediment accumulation rates predicted via machine learning algorithm: towards sediment characterization on a global scale // *Geo-Marine Letters*. 2020. V. 40. P. 755–763.
<https://doi.org/10.1007/s00367-020-00699-1>
49. *Sahoo N., Saalim S.M., Matul A. et al.* Planktic Foraminiferal Assemblages in Surface Sediments From the Subpolar North Atlantic Ocean // *Frontiers in Marine Science*. 2022. V. 8. Article 781675.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2021.781675>

50. *Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al.* Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *Journal of Geophysical Research*. 2012. V. 117. C01014. <https://doi.org/10.1029/2011JC007572>
51. *Sarmiento J.L., Gruber N.* *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton, Woodstock: Princeton University Press, 2006. 503 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756807003755>
52. *Schlitzer R.* *Ocean Data View*. 2021. odv.awi.de (accessed on 31 May 2022).
53. *Talley L.D., Pickard G.L., Emery W.J., Swift J.H.* Chapter 9 - Atlantic Ocean // *Descriptive Physical Oceanography* (Sixth Edition). An Introduction / Cambridge, USA: Academic Press, 2011. P. 245–301. <https://doi.org/10.1016/B978-0-7506-4552-2.10009-5>
54. *Taylor J.R., Ferrari R.* Shutdown of turbulent convection as a new criterion for the onset of spring phytoplankton blooms // *Limnology and Oceanography*. 2011. V. 56. P. 2293–2307. <https://doi.org/10.4319/lo.2011.56.6.2293>
55. *Vidal L., Labeyrie L., van Weering T.* Benthic $\delta^{18}\text{O}$ records in the North Atlantic over the Last Glacial Period (60–10 kyr): Evidence for brine formation // *Paleoceanography*. 1998. V. 13. P. 245–251. <https://doi.org/10.1029/98PA00315>.hal-02958584
56. *Volkman R., Mensch M.* Stable isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) of living planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and the Fram Strait // *Marine Micropaleontology*. 2001. V. 42. P. 163–188. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(01\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(01)00018-4)
57. *Yashayaev I., Holliday N., Bersch M., Aken H.* The History of the Labrador Sea Water: Production, Spreading, Transformation and Loss // *Arctic–Subarctic Ocean Fluxes* / Dickson R.R., Meincke J., Rhines P. (eds). Dordrecht: Springer, 2008. P. 569–612. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6774-7_25.ea
58. *Zhao J., Bower A., Yang J., et al.* Structure and formation of anticyclonic eddies in the Iceland Basin // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018. V. 123. <https://doi.org/10.1029/2018JC013886>
59. *Zweng M.M., Reagan J.R., Seidov D. et al.* *World Ocean Atlas 2018*. V. 2: Salinity. NOAA Atlas NESDIS 82, 2018. 50 pp. <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-atlas>.

Surface Bottom Sediments of the North Atlantic on the Transect along 59.5° N

A. G. Matul^{a, #}, E. A. Novichkova^a, G. Kh. Kazarina^a, A. V. Tikhonova^a, N. V. Kozina^a, P. Behera^b, N. Sahoo^b, M. Tiwari^b, R. Mohan^b

^a*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

^b*National Centre or Polar and Ocean Research, Vasco da Gama, Goa, India*

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

An analysis of the lithological, isotope-geochemical, and micropaleontological parameters of the surface layer of bottom sediments in the North Atlantic was made at 26 stations on the profile along 59.5° N. The distribution of humidity and granulometric composition of sediments reflects vertical/circumcontinental zonality, since fine-grained and water-saturated material accumulates in the deepest parts of the Iceland Basin and the Labrador and Irminger seas, which are farthest from land. Larger masses of calcium carbonate are also formed there, but organic carbon is unevenly distributed. Both vertical/circumcontinental and climatic (circulation of the warm North Atlantic water) zonalities affect the mineral composition of the sediment fraction >0.063 mm. The accumulation of diatoms, radiolarians, and planktic foraminifers in sediments reflects both vertical/circumcontinental and, to a greater extent, climatic zonality. Variations in the isotopic oxygen and carbon ratios in the shells of benthic and planktic foraminifers require a complex interpretation involving data on the parameters of various surface and bottom water masses. The distribution of planktic microfossil assemblages according to cluster analysis shows areas of distribution of different water masses with a clear boundary along the eastern margin of the Subpolar Gyre. The distribution of “cluster” assemblages of benthic foraminifers does not correspond much to that of planktic microfossils, reflecting the division of the water area into abyssal and shallow water areas.

Keywords: modern sedimentation, lithology, isotopic geochemical parameters of sediments, micropaleontology, North Atlantic