

УДК 551.463.8

## БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЗВЕСИ НА ШИРОТНОМ РАЗРЕЗЕ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

© 2018 г. Н. В. Политова<sup>1, \*</sup>, А. С. Саввичев<sup>1, 2</sup>, А. А. Клювиткин<sup>1</sup>, М. Д. Кравчишина<sup>1</sup>, А. Б. Демидов<sup>1</sup>, А. Ю. Леин<sup>1</sup>, В. С. Гладышев<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, Федеральный исследовательский центр “Фундаментальные основы биотехнологии” РАН, Москва, Россия

\*e-mail: politova@ocean.ru

Поступила в редакцию 12.04.2017 г.

Изучение рассеянного осадочного вещества по широтному разрезу 59°30' с.ш. от Великобритании до Гренландии проводилось в 49-м рейсе НИС “Академик Иоффе” в июне 2015 г. Содержание взвеси на разрезе было невысоким, увеличиваясь от 0.24 до 1.07 мг/л в поверхностном слое (0–5 м), от 0.24 до 0.99 мг/л в зоне пикноклина (термоклина) и заметно уменьшаясь к придонному слою, при колебании от 0.10 до 0.56 мг/л. Определен изотопный состав органического углерода взвеси в 18 пробах. Значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  варьируют от –17 до –24.6‰. Судя по содержанию хлорофилла “а”, изотопному составу и удаленности водных масс от берегов, углерод взвеси представлен, главным образом, автотонным органическим веществом фитопланктонного происхождения. Наличие в поверхностном слое водной толщи взвеси с тяжелым изотопным составом может служить доказательством протекающих процессов “цветения” фитопланктона. При этом могут наблюдаться различия в интенсивности этих процессов, создавая мозаичную картину “цветения” даже в пределах расстояния в 150 морских миль.

DOI: 10.1134/S0030157418040068

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение системы формирования и распределения рассеянного осадочного вещества в морской воде (взвеси) необходимо для понимания процессов современной седиментации. Водная толща является самописцем взаимодействия геосфер – внешних (атмо-, гидро-, крио-, био- и др.) и внутренней (эндо-) [5]. Взвесь служит исходным материалом для формирования донных осадков, а осаждающееся на дно вещество, в конечном счете, становится частью геологической летописи океана. Основным источником поставки осадочного вещества на дно, своего рода зоной мобилизации вещества, является верхний деятельный слой океана [7].

Исследования рассеянного осадочного вещества в Атлантическом океане начались в 60-х годах прошлого столетия [6, 12, 13, 18 и др.]. К концу века исследования российских ученых в этом регионе стали носить эпизодический характер, они приурочивались, в основном, к попутным работам [8, 9 и др.]. Данных по изотопному составу углерода взвеси в Северной Атлантике в печати мало [10, 15, 23, 27].

Проливы, соединяющие Северную Атлантику с Северным Ледовитым океаном, – это регулято-

ры поступления холодных и тяжелых вод Арктики в северную часть Атлантики. Через эти же проливы идет встречное поступление теплых вод из Атлантики в Северный Ледовитый океан. Возникает сложная многоэтажная картина течений: теплых (в верхних слоях) и холодных (в придонных). Водообмен теплом, веществом и солями усложняется системами поперечных по отношению к течениям хребтов – поднятий и трансформных разломов (западный и восточный Исландские хребты). Разрез по 59°30' с.ш. (рис. 1) пересекает проход Рокколл с глубинами до 1500 м и две струйных глубоких котловины – Восточную (Исландский бассейн) и Западную (море Ирмингера), разделенных хребтом Рейкьянес (табл. 1, рис. 1). По биогеохимическим показателям на этом разрезе в поверхностных водах выделяют несколько провинций [29]: Северо-восточного континентального шельфа (NECS), зоны действия Северо-Атлантического течения (NADR), Арктическую (ARCT) и Бореальную полярную (BPLR) зоны (табл. 1, рис. 1). Две последних разделены Восточно-Гренландским полярным фронтом. По глубине водные массы, пересекающие данный разрез делятся на промежуточные Субполярные модальные воды – производные от вод, приносимых Северо-Атлантическим течением (восточная

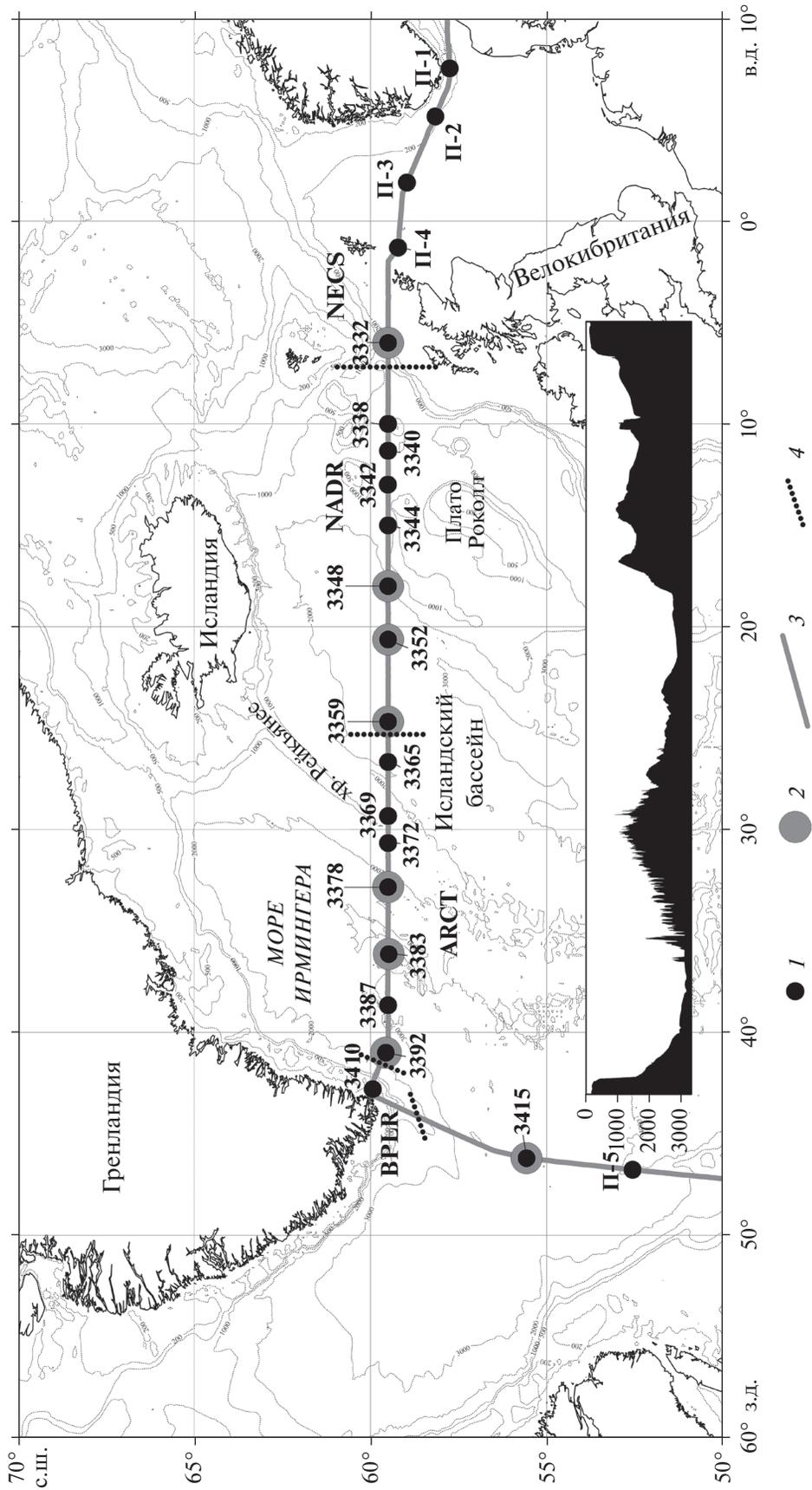


Рис. 1. Маршрут 49-го рейса НИС "Академик Иоффе". На врезке — батиметрический профиль по разрезу. 1 — отбор проб воды с поверхности; 2 — отбор проб воды в толще; 3 — маршрут судна; 4 — условные границы биогеохимических провинций по [29].

Таблица 1. Биогеохимическое (по [29]) и батиметрическое районирование Атлантики на разрезе 59°30' с.ш.

Провинция	Станция	Глубина, м	$T_0$ , °C	Мощность зоны фотосинтеза, м	ПП <sub>0</sub> , мгС м <sup>-3</sup> сут <sup>-1</sup>	Батиметрическое районирование
NECS – Northeastern continental shelf	3332	134	10.25	29	41.45	Восточный шельф и склон (<1500 м)
	3338	1500	9.84			
	3340	1613	9.94			
	3342	1000	9.88			
	3344	1411	9.11	58 ± 20	27.87 ± 15.57	Восточный переходный район (1500–2000 м)
	3348	2186	8.69			
	3352	2818	9.25			
NADR – North Atlantic Drift	3359	2507	8.80			Восточная котловина (>2000 м)
	3365	2235	8.31			
	3369	1500	7.95			
	3372	1529	7.32			
	3378	2192	6.80	58 ± 28	33.95 ± 28.62	Хребет Рейкьянес (1400–2000 м)
	3383	3084	5.96			
	3387	2996	5.51			Западная котловина (>2000 м)
ARCT – Arctic	3392	2394	5.82			Западный склон (200–2000 м)
	3415	2985	5.58			Море Лабрадор (средняя глубина 1898 м)
	3410	100	-0.94	142	3.27	Шельф Гренландии (<200 м)
BPLR – Boreal polar						

часть разреза); Лабрадорскую промежуточную воду субарктического происхождения, являющуюся результатом зимней конвекции (в обеих котловинах); Северо-восточные и Северо-западные глубинные воды, производные арктических и атлантических водных масс [27].

Изучение распределения взвеси и ее биогеохимических показателей по разрезу в летний сезон поможет получить представление о происхождении рассеянного осадочного вещества в этом регионе.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Изучение рассеянного осадочного вещества по широтному разрезу 59°30' с.ш. от Великобритании до Гренландии проводилось с 11 июня по 4 июля 2015 г. в 49-м рейсе НИС “Академик Иоффе” в рамках проекта РНФ “Мировой океан в XXI веке: климат, экосистемы, ресурсы, катастрофы” [4]. Пробы воды отбирались также в Северном море и море Лабрадор по пути следования судна (рис. 1). Отбор проб воды с поверхности проводился с помощью пластикового ведра, а на комплексных океанографических станциях – в толще воды судовой системой зондирования, снабженной 5- и 12-л батометрами Нискина, прицельно, т.е. на горизонтах, определенных по результатам предваряющего гидрофизического зондирования. Для определения общей концентрации взвеси фильтрация морской воды осуществлялась через взвешенные ядерные фильтры диаметром 47 мм (диаметр пор 0.45 мкм) под вакуумом –0.4 атм. Для определения концентрации взвешенного органического углерода ( $C_{\text{орг}}$ ) и хлорофилла фильтрация проводилась через предварительно прокаленные для удаления органических веществ (~450°C) стекловолокнистые фильтры Whatman GF/F диаметром 47 мм (эффективный размер пор около 0.7 мкм) под вакуумом –0.2 атм. (подробнее в [1, 25, 26]). Фильтры на общую концентрацию взвешенного вещества и  $C_{\text{орг}}$  высушивались на месте при  $t = 55^\circ\text{C}$ , а стекловолокнистый фильтр для определения содержания хлорофилла замораживался и транспортировался в Москву.

Содержание ВОУ определялось на приборе АН-7529 Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (аналитик Л.В. Демина). При пересчете органической составляющей взвеси использовался коэффициент 2 [19, 22].

Определение концентрации пигментов фитопланктона (хлорофилла “а” – хл “а”, и феофитина “а” – фео “а”) проводилось флуориметрическим методом [17] с помощью флуориметра Trilogy фирмы Turner (США). Калибровка прибора выполнена при помощи стандарта – порошка хл “а” (С6144–1МG “Sigma”, Австрия), в растворе которого начальная концентрация пигмента

определена спектрофотометрически. Долю фео “а” (%) определяли от суммы концентраций хл “а” и фео “а”.

Пробы взвеси изучались в ИО РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 SEM Tescan (Чехия) с микроанализатором INCA Energy (Oxford Instruments) (аналитик А.Г. Боев).

Первичную продукцию фитопланктона измеряли при помощи радиоуглеродной модификации скляночного метода [30]. Постановку опыта проводили по схеме имитации световых условий *in situ* [21].

Наблюдения и подсчет микроорганизмов были проведены с помощью эпифлуоресцентного микроскопа Olympus BX-41, оснащенного системой визуализации на базе компьютерной программы ImageScoreM, после фиксации глутаровым альдегидом (конечная концентрация 2%) и осаждения на черные поликарбонатные фильтры (Osmonix, диаметр 25 мм, поры 0.22 мкм) с окрашиванием 0.2% раствором акридинового оранжевого в течение 15 мин [16].

Для определения в исследуемых образцах концентрации метана использовали “head-space” метод отбора: пробы воды с разных горизонтов сразу после подъема батометров на борт судна заливали в стеклянные флаконы с заранее помещенным в них фиксатором (сухой КОН) для подавления микробных процессов. Дозатором из оргстекла из склянки выдавливали одинаковый объем воды и закрывали газонепроницаемой пробкой из бутиловой резины. Концентрация метана в газовой равновесной фазе подготовленных образцов была определена в стационарной лаборатории ИНМИ РАН на газовом хроматографе с пламенно-ионизационным детектором по методике фазово-равновесной дегазации [2].

Для определения изотопного состава  $C_{\text{орг}}$  взвеси пробы воды с различных горизонтов были профильтрованы через прокаленные стекловолокнистые фильтры GF/F и высушены  $t = 55^\circ\text{C}$ . Фильтрат был собран отдельно для определения изотопного состава растворенного углерода бикарбонат-иона.

Интенсивности микробных процессов циклов метана, углерода и серы были исследованы радиоизотопным методом: (1) измерение темновой ассимиляции углекислоты (бактериальный хемосинтез и гетеротрофная фиксация углекислоты) радиоуглеродным методом по включению  $^{14}\text{C}$ -бикарбоната в состав клеточного и растворенного органического вещества; (2) определение скорости микробного образования метана в донных осадках с использованием радиоуглеродного метода; для определения активности метаногенов использовался  $^{14}\text{C}$ -бикарбонат (автотрофный метаногенез); (3) определение скорости сульфатредукции с использованием  $^{35}\text{S}$ -сульфата [3]. Об-

работка материала проводилась в масс-спектрометрической лаборатории ИНМИ РАН на масс-спектрометре Delta Plus (Германия) (аналитик Прусакова Т.С.).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В период проведения наблюдений на разрезе температура вод в зоне фотосинтеза изменялась от 10.25°C на восточном шельфе до -0.91°C на западном (гренландском) шельфе. В этом же направлении увеличивалась мощность зоны фотосинтеза от 29 до 142 м.

Повышенные концентрации (неизрасходованных) фосфатов и растворенного кремния косвенно свидетельствуют о начальном этапе цветения фитопланктона в течение экспедиционного времени на разрезе с 16 по 29 июня (табл. 2).

Величины первичной продукции (ПП<sub>0</sub>) изменялись от 41.45 мгС м<sup>-3</sup> сут<sup>-1</sup> на восточном шельфе до 3.27 мгС м<sup>-3</sup> сут<sup>-1</sup> на шельфе у берегов Гренландии (табл. 1). На восточном континентальном склоне и в восточной котловине величины ПП<sub>0</sub> составляют 27.87 мгС м<sup>-3</sup> сут<sup>-1</sup>, над хребтом Рейкьянес и в Западной котловине — 33.95 мгС м<sup>-3</sup> сут<sup>-1</sup> (табл. 1).

Концентрация взвеси на разрезе увеличивается от 0.24 до 1.07 мг/л в поверхностном слое (0–5 м), от 0.24 до 0.99 мг/л в зоне пикноклина (термоклина) и заметно уменьшается к придонному слою, при колебании от 0.10 до 0.56 мг/л. При этом зависимость концентраций взвеси от глубины океана не прослеживается (табл. 2–4).

**Поверхностный слой.** Относительно высокие концентрации взвеси на восточной шельфовой станции (3332) связаны с поступлением аллохтонного терригенного материала с суши, о чем свидетельствует относительно легкий изотопный состав С<sub>орг</sub> взвеси по сравнению со всеми другими районами на разрезе, равный -23.1‰ (табл. 2).

Концентрация взвеси в поверхностном слое воды на станциях (3340, 3342, 3344, 3348) Восточного переходного района, расположенного в пределах теплого Северо-Атлантического течения (NADR), варьирует от 0.33 до 0.76 мг/л. Содержание С<sub>орг</sub> во взвеси также различается почти вдвое, с максимумом на ст. 3342 (С<sub>орг</sub> = 0.156 мг/л). На этой же станции заметно выше содержание хл “а”, величина общей численности микроорганизмов (ОЧМ), биомасса бактериопланктона и интегральная величина скорости микробных процессов ТАУ (табл. 2). Значения δ<sup>13</sup>С-С<sub>орг</sub> (-19‰) в поверхностном водном слое характерны для биомассы морского фитопланктона на стадии “цветения”. На ст. 3344 с меньшим содержанием хл “а” и других параметров изотопный состав С<sub>орг</sub> несколько облегчен (δ<sup>13</sup>С = -20.2‰).

Еще одна область начального этапа “цветения” фитопланктона предполагается по совокупности признаков и по значению δ<sup>13</sup>С-С<sub>орг</sub> = -18‰ в районе станции 3359 (провинция ARCT) в Восточной котловине. В поверхностном слое водной толщи над хребтом Рейкьянес (ст. 3369) отмечен обычный для океанского фитопланктона изотопный состав С<sub>орг</sub> (-21.3‰) (табл. 2).

Наконец, вблизи Гренландии, независимо от глубины океана (ст. 3410, провинция BPLR), определен самый тяжелый изотопный состав С<sub>орг</sub> (δ<sup>13</sup>С = -17.8‰), что рассматривается нами как указание на процесс “цветения” фитопланктона в этом самом холодном на разрезе 59°30′ с.ш. районе. Низкая, отрицательная температура воды, видимо, тормозила “цветение”, сроки которого были сдвинуты на 6–11 сут по сравнению с другими районами на этом разрезе.

Ближние значения изотопного состава С<sub>орг</sub> взвеси получены нами и в море Лабрадор (ст. 3415, провинция ARCT, δ<sup>13</sup>С = -16.5‰). Здесь отмечены высокие для океанских районов концентрации взвеси (1.07 мг/л), хл “а” (1.16 мкг/л) и С<sub>орг</sub> (0.197 мг/л).

**Слой пикно- и термоклина.** В слое термоклина (глубина залегания 20–40 м) концентрация взвеси практически не изменяется по сравнению с поверхностным слоем, в то время как содержание С<sub>орг</sub> во взвеси уменьшается почти на всех станциях, кроме шельфовой на востоке (ст. 3332) и в центре Восточной котловины (ст. 3352) (табл. 3).

На большинстве станций содержание хл “а” также уменьшается за исключением самой глубокой станции из Западной котловины, где наблюдается рост хл “а” с 1.15 мкг/л в поверхностном слое до 1.93 мкг/л в слое термоклина (табл. 3).

Биогеохимические микробные показатели (ОЧМ, биомасса бактерий и ТАУ) в слое термоклина (станции восточной части разреза) или равны, или выше значений перечисленных параметров по сравнению с поверхностным слоем (станции Восточной и Западной котловин) (табл. 3).

**Придонный слой.** В придонном слое наблюдается минимальная величина концентрации взвеси (меньше в 1.2–6 раз), хл “а”, содержания С<sub>орг</sub> во взвеси, величины ОЧМ, биомассы бактериопланктона и скорости СО<sub>2</sub>-ассимиляции (табл. 4) на всех станциях, кроме ст. 3352, расположенной в центре Восточной котловины. Для района этой станции характерно повышение концентрации взвеси (0.56 мг/л) по сравнению с поверхностным слоем (0.46 мг/л) и слоем термоклина (0.31 мг/л). Изотопный состав С<sub>орг</sub> во взвеси придонного слоя на этой станции близок к изотопному составу С<sub>орг</sub> океанского фитопланктона в период “цветения” (δ<sup>13</sup>С-С<sub>орг</sub> = -18.7‰). Обращает на себя внимание более высокие значения в придонном слое,

Таблица 2. Биогеохимическая характеристика взвеси и поверхностного слоя водной толщи на разрезе 59°30' с.ш. Атлантического океана

Район	№ ст.	Глубина, м	Взвесь, мг л <sup>-1</sup>	С <sub>орг</sub> , мг л <sup>-1</sup>	δ <sup>13</sup> C, ‰	CH <sub>4</sub>			хл "а", мкг л <sup>-1</sup>	ОЧМ, 10 <sup>3</sup> кл мл <sup>-1</sup>	Биомасса, мкг л <sup>-1</sup>	ТАУ (в составе клетки), мкг С л <sup>-1</sup> сут <sup>-1</sup>	Si, мкМ	PO <sub>4</sub> , мкМ
						нл л <sup>-1</sup>	нм л <sup>-1</sup>	нл л <sup>-1</sup>						
NECS	3332	134	0.74	0.113	-23.1	220	9.7	1.51	450	4.95	0.121	1.57 ± 0.39	0.41 ± 0.09	
	3338	1500	0.39	0.137	-20.2	210	9.3	1.16	500	5.50	0.116			
NADR	3340	1613	0.69	0.134				0.98						
	3342	1000	0.76	0.156	-19.1	180	8.1	1.27	480	5.28	0.127	1.72 ± 0.72	0.55 ± 0.11	
	3344	1411	0.38	0.094	-20.2	220	9.9	0.61	260	2.86	0.094			
	3348	2186	0.33	0.096	-21.3	260	11.4	0.53	270	2.97	0.079			
	3352	2818	0.24	0.075		280	12.9	0.37	280	3.08	0.069			
	3359	2507	0.46	0.112	-18.1	230	10.4	0.41	400	4.40	0.114	1.93 ± 0.44	0.66 ± 0.03	
ARCT	3365	2235	0.45	0.124				0.65						
	3369	1500	0.57	0.112	-21.3	370	16.7	0.69	270	2.97	0.022	0.58 ± 0.54	0.66 ± 0.15	
	3372	1529	0.98	0.106				0.74						
	3378	2192	0.77	0.129				1.27	300	3.30	0.051			
	3383	3084	0.86	0.127		130	5.9	1.15	320	3.52	0.037	3.78 ± 2.73	0.72 ± 0.09	
	3387	2996	0.24	0.055				0.51						
BPLR	3392	2394	0.51	0.089	-18.9	220	9.7	0.36	240	2.64	0.028	6.27 ± 0.28	0.82 ± 0.16	
	3415	2985	1.07	0.197	-16.5	320	14.4	1.16	220	2.42	0.018			
3410	100	0.74	0.151	-17.9	330	15.0	0.60	270	2.97	0.067	0.03 ± 0.07	0.15 ± 0.06		

**Таблица 3.** Биогеохимическая характеристика взвеси в водной толще в районе пикноклина (термоклина)

№ станции	Глубина, м	Горизонт, м	Концентрация взвеси, мг л <sup>-1</sup>	C <sub>орг</sub> , мг л <sup>-1</sup>	δ <sup>13</sup> C–C <sub>орг</sub> , ‰	CH <sub>4</sub>		хл “а”, мкг л <sup>-1</sup>	ОЧМ, 10 <sup>3</sup> кл мл <sup>-1</sup>	Биомасса, мкг л <sup>-1</sup>	ТАУ (в составе клетки), мкгС л <sup>-1</sup> сут <sup>-1</sup>
						нл л <sup>-1</sup>	нМ л <sup>-1</sup>				
3332	134	20	0.70	0.147	–20.7	210	9.4	0.93	450	4.95	0.13
3348	2186	35	0.39	0.072	–21.7	230	10.1	0.63	280	3.08	0.07
3352	2818	20	0.31	0.074	–22.4	320	14.5	0.35	350	3.85	0.14
		33	0.24	0.056	–21.7	400	17.6	0.36	320	3.52	0.12
3359	2507	28	0.31	0.051	–21.1	280	12.5	0.48	410	4.51	0.10
3378	2192	30	0.51	0.138	–20.4	300	13.4	1.12	300	3.30	0.06
3383	3084	20	0.76	0.089		50	2.1	1.93	340	3.74	0.06
3392	2394	30	0.42	0.070	–20.3	270	11.9	0.45	320	3.52	0.03
3415	2985	35	0.99	0.120		360	15.9	1.24	690	7.59	0.05

**Таблица 4.** Биогеохимическая характеристика взвеси в придонном слое водной толще

№ станции	Глубина, м	Горизонт, м	Концентрация взвеси, мг л <sup>-1</sup>	C <sub>орг</sub> , мг л <sup>-1</sup>	δ <sup>13</sup> C–C <sub>орг</sub> , ‰	CH <sub>4</sub>		Chl–a, мкг л <sup>-1</sup>	ОЧМ, 10 <sup>3</sup> кл мл <sup>-1</sup>	Биомасса, мкг л <sup>-1</sup>	ТАУ (в составе клетки), мкгС л <sup>-1</sup> сут <sup>-1</sup>
						нл л <sup>-1</sup>	нМ л <sup>-1</sup>				
3332	134	130	0.27	0.074	–22.9	50	2.10	0.07	130	1.43	0.01
3348	2186	2180	0.17	0.020	–24.1	140	6.50	0.03	60	1.20	0.00
3352	2818	2815	0.56	0.032	–18.7	160	7.10	0.47	200	4.00	0.01
3359	2507	2541	0.39	0.020	–21.9	20	0.70	0.20	140	2.80	0.00
3378	2192	2189	0.13	0.011	–21.0	50	2.10	0.03	100	2.00	0.00
3383	3084	3130	0.20	0.012	–21.2	60	2.90	0.07	40	0.80	0.00
3392	2394	2390	0.10	0.009	–21.6	30	1.30	0.02	30	0.60	0.00
3415	2985	2981	0.30	0.007	–17.4	160	6.90	0.01	20	0.40	0.00

чем в водном столбе, концентрации хл “а”, величины ОЧМ, биомассы бактериопланктона и ТАУ.

Концентрации метана в водной толще на разрезе 59°30' с.ш. Атлантики низкие, изменяющиеся на глубоководных станциях от 5.9 до 9.3 нМ в поверхностном слое и увеличивающиеся до 17.6 нМ в зоне термоклина. В придонном слое концентрация метана падает до 1.3–7.1 нМ (табл. 2–4). Подобное распределение концентрации метана свидетельствует о процессах метаногенеза, протекающих *in situ* в водной толще. Поток метана со дна не зарегистрирован.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные значения концентраций взвеси характерны для открытых вод Атлантического океана [7, 9 и др.]. Проявления циркумконтинентальной зональности особенно заметны в восточной части разреза, у берегов Европы, где в поверхностных водах заметно влияние терригенного вещества, принесенного с суши. На остальном разрезе более выражено влияние биологических факторов, но, хотя разрез по 59°30' с.ш. проходит по эвтрофным и мезотрофным районам океана, сам процесс “цветения” фитопланктона проходил неравномерно, поэтому в распределении

концентрации рассеянного осадочного вещества в поверхностных водах океана на разрезе отмечаются пятнистость.

В морских экосистемах источником неорганического углерода, участвующего в процессе фотосинтеза, является углекислота ( $\text{CO}_2$ ), растворенная в морской воде. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  атмосферной  $\text{CO}_2$  составляют  $-7...-8\%$ . Изотопный состав углерода бикарбонат-иона в морской воде, находящегося в равновесии с газообразной атмосферной  $\text{CO}_2$ , колеблется около  $0\%$  [11].

Значение  $\delta^{13}\text{C}$  растворенного неорганического углерода в морской воде глубже фотической зоны варьирует от 0 до  $-1\%$  в зависимости от глубины и присутствия растворенного неорганического углерода из других источников [20].

Углерод живых организмов обеднен тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$  относительно исходного для них минерального углерода экосистемы. Наиболее масштабное биологическое фракционирование изотопов углерода в природе происходит на стадии начальной ассимиляции  $\text{CO}_2$  фотоавтотрофами [24].

Изотопный состав фотоавтотрофных микроорганизмов зависит от изотопного состава исходной  $\text{CO}_2$  и от количества использованной  $\text{CO}_2$ . При условии, что весь минеральный углерод окружающей среды полностью вовлекается в процесс биосинтеза, живое вещество организмов может наследовать изотопный состав этого исходного минерального углерода. В природе это происходит крайне редко.

В процессе фотосинтетической  $\text{CO}_2$ -фиксации морским и океаническим фитопланктоном, протекающей при участии фермента рибулозо-1,5-бифосфат карбоксилазы (рубиско), продуцируется биомасса фитопланктона с соотношением стабильных изотопов углерода от  $-15$  до  $-22\%$  [11, 14].

Полученные нами значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси лежат именно в указанных пределах от  $-15$  до  $-22\%$  и, по существу, почти полностью исключают участие аллохтонного ОВ в составе взвеси на разрезе  $59^\circ 30'$  с.ш., за исключением района восточного шельфа. Минимальное фракционирование изотопов происходит при высокой скорости биологических процессов (кинетический изотопный эффект). Именно такое минимальное фракционирование изотопов углерода происходит при высокой скорости процесса фотосинтеза во время "цветения".

Наличие в поверхностном слое водной толщи на разрезе  $59^\circ 30'$  с.ш.  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси с изотопным составом  $-17...-19\%$  может служить доказательством протекающих процессов "цветения" фитопланктона. Исследование взвешенного вещества под сканирующим электронным микроскопом

также подтверждает преимущественное биогенное происхождение взвеси (рис. 2). При этом могут наблюдаться различия в интенсивности этих процессов, создавая мозаичную картину "цветения" даже в пределах расстояния в 150 морских миль.

Можно считать доказанным влияние низких, близких к отрицательным, температур на время начала процесса "цветения" вблизи Гренландии в зоне действия холодного полярного течения, поступающего из Северного Ледовитого океана через проливы Фрама и Датский.

Относительно высокие концентрации биогенных элементов (P и Si) в водной толще 16–27 июня 2015 г. говорят о не завершенном процессе "цветения" фитопланктона. "Цветение" фитопланктона приводит к уменьшению концентрации фосфатов, к росту численности бактериопланктона, его биомассы и величины скорости микробных процессов (станции 3342, 3359, 3383, 3410). На начальный этап "цветения" указывают также довольно высокие ассимиляционные числа в провинциях NADR, ARCT и BPLR ( $6.09 \pm 2.93$ ,  $2.78 \pm 1.64$  и  $4.35$  мгС мг хл "а" $^{-1}$  в час соответственно). Они соответствовали невысоким, в среднем, значениям концентрации хл "а" на поверхности ( $<1$  мкг л $^{-1}$ ). Такая картина наблюдается, когда скорость ассимиляции углерода опережает процесс накопления биомассы фитопланктона, что характерно для начала "цветения".

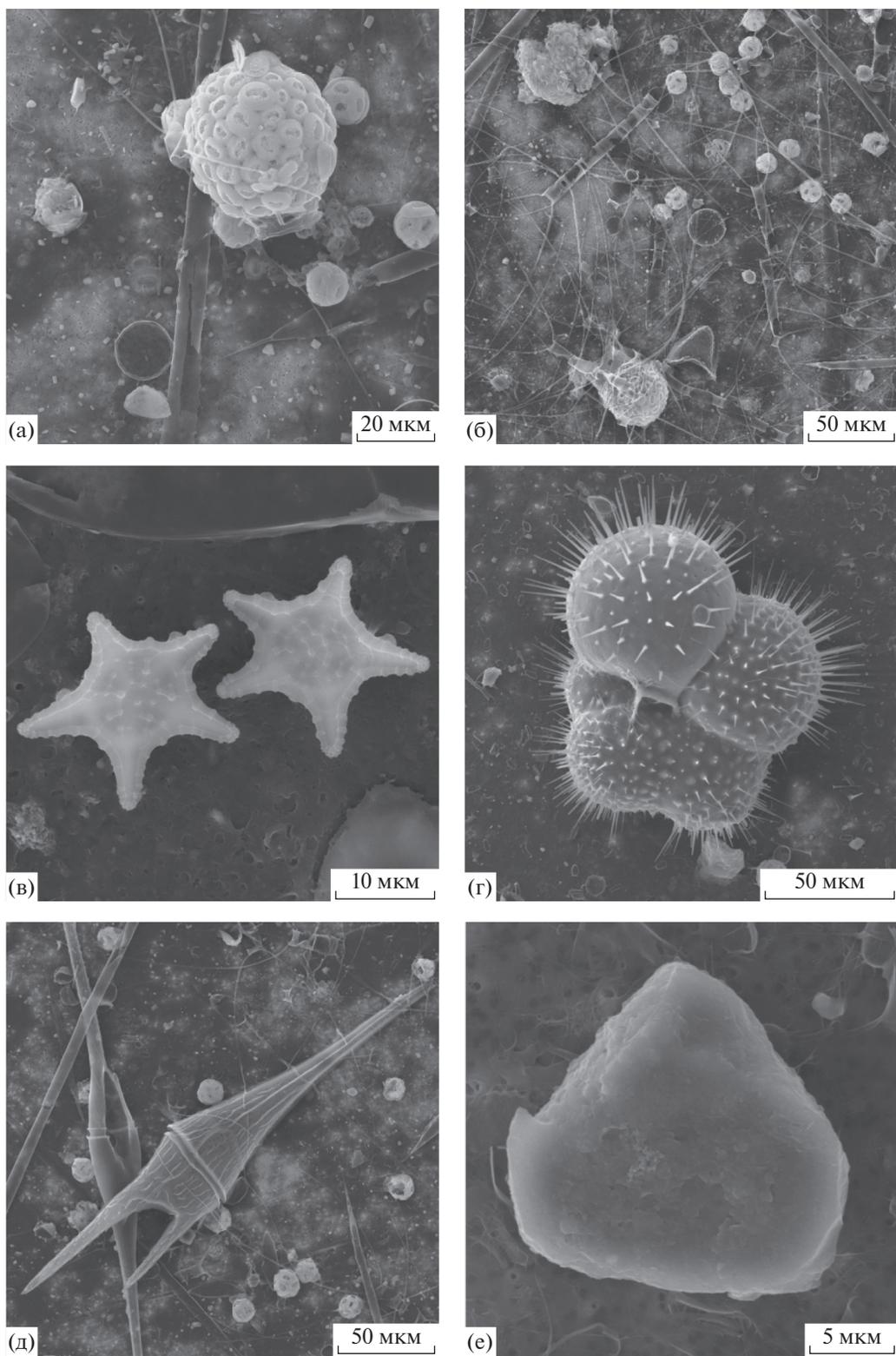
От поверхности ко дну убывают концентрации взвеси,  $\text{C}_{\text{орг}}$ ,  $\text{CH}_4$  и связанных с ними величин ряда биогеохимических параметров.

Только на ст. 3352 в Восточной котловине наблюдались более высокие значения в придонном слое, чем в водном столбе, концентраций взвеси и хл "а", величины ОЧМ, биомассы бактериопланктона и ТАУ. Объяснить такие аномалии, на наш взгляд, можно только, предположив поступление поверхностных вод ко дну Восточной котловины благодаря мощной конвекции из-за антициклонического вихря.

Наблюдается более высокая концентрация хл "а" в восточной (теплой) части разреза (шельф, переходная зона), падение концентрации хл "а" в Восточной котловине и над хребтом Рейкьянес, новый рост на западном склоне хребта и падение в Западной котловине, рост на Гренландском шельфе.

Низкие концентрации метана характерны для водной толщи открытого (спокойного) океана.

Таким образом, рассеянное осадочное вещество на разрезе  $59^\circ 30'$  с.ш. летом имело преимущественно автохтонное происхождение, за исключением восточного района. В верхнем слое воды проходили процессы "цветения" фитопланктона, который и составлял основную часть взвеси.



**Рис. 2.** Микрофотографии взвешенного вещества вод Северной Атлантики: (а, б) – общий вид собранной на фильтр взвеси с диатомеями *Chaetoceros* и кокколитофоридами; (в) – динофлагеллята *Actiniscus*; (г) – фораминифера *Globegirina*; (д) – динофлагелляты *Ceratium furca* и *Ceratium fuscus*; (е) – обломочная составляющая взвеси – обломок кварца.

Авторы признательны академику А.П. Лисицыну за общее руководство работами, а также капитану А.В. Зыбину, команде НИС “Академик Иоффе”, начальнику экспедиции С.В. Гладышеву и всему научному составу за помощь в экспедиции, а также аналитикам, помогавшим в обработке материала.

Экспедиция проведена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-50-00095 по направлению “Взаимодействие геосфер и минеральные ресурсы Мирового океана” (руководитель академик А.П. Лисицын). Обработка материала частично проведена в рамках Государственного задания, тема № 0149-2018-0016.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н.А., Матюшенко В.А., Шевченко В.П. и др. Новые данные о поперечной структуре латеральных потоков взвешенного вещества по периферии Баренцева моря // Геоэкология. 1999. № 4. С. 526–540.
2. Большаков А.М., Егоров А.В. Об использовании методики фазоворавновесной дегазации при газометрических исследованиях // Океанология. 1987. Т. 27. № 5. С. 861–862.
3. Досон Р., Эллиот Д., Эллиот У., Джонс К. Справочник биохимика. М.: Мир, 1991. 255 с.
4. Ключиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н. и др. Геологические исследования Северной Атлантики в 49-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Иоффе” // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 833–835.
5. 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. Лобковского Л.И., Нигматулина Р.И. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
6. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Емельянов Е.М. и др. Взвешенные вещества в водах Атлантического океана // Осадконакопление в Атлантическом океане. К.: Калининградская правда, 1975. С. 5–199.
7. Лисицын А.П., Ключиткин А.А., Буренков В.И. и др. Распределение и состав взвешенного осадочного вещества на меридиональных разрезах в Атлантическом океане: прямые определения и спутниковые данные // Докл. РАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 221–224.
8. Немировская И.А., Кравчишина М.Д. Изменчивость концентрации взвеси и органических соединений во фронтальных зонах Атлантического и Южного океанов // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 60–69.
9. Политова Н.В., Артемьев В.А., Зернова В.В. Распределение и состав взвеси на меридиональном разрезе в Западной Атлантике // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 984–993.
10. Шевченко В.П., Леин А.Ю., Зернова В.В. и др. Распределение и состав взвеси и фитопланктона в поверхностном слое Норвежско-Гренландского моря в августе 1996 г. // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 6. С. 805–807.
11. Altabet M. Nitrogen and carbon isotopic tracers of the source and transformation of particles in the deep sea // Particle flux in the Ocean / Ittekkot V., P. Schäfer, S. Honjo, P.J. Depetris (Eds.). New-York: John Wiley & Sons Ltd., 1996. P. 155–171.
12. Brewer P.G., Spencer D.W., Biscaye P.E. et al. The distribution of particulate matter in the Atlantic Ocean // Earth and Planetary Science Letters. 1976. V. 32. P. 393–402.
13. Chester R., Stoner J. Concentration of suspended particulate matter in surface sea water // Nature. 1972. V. 240. P. 552–553.
14. Gearing J.N., Gearing P.J., Rudnick D.T et al. Isotopic variability of organic carbon in a phytoplankton-based, temperate estuary // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. № 5. P. 1089–1098.
15. Goericke R., Fry B. Variations of marine plankton  $\delta^{13}\text{C}$  with latitude, temperature, and dissolved  $\text{CO}_2$  in the World ocean // Global Biogeochemical Cycles. 1994. V. 8 (1). P. 85–90.
16. Hobbie J.T., Daley R.J., Jasper S. Use of Nucleopore filters for counting bacteria by fluorescence microscopy // Appl. Environ. Microbiol. 1977. V. 33. P. 1225–1228.
17. Holm Hansen O., Riemann B. Chlorophyll-a determination: improvements in methodology // Oikos. 1978. V. 30. P. 438–447.
18. Jacobs M.B., Ewing M. Suspended particulate matter: concentration in the major oceans // Science. 1969. V. 163. P. 380–383.
19. Krishnaswami S., Sarin M.M. Atlantic surface particulates: composition, settling rates and dissolution in the deep sea // Earth and Planetary Science Letters. 1976. V. 32. P. 430–440.
20. Kroopnik P.M. The distribution of  $^{13}\text{C}$  of  $\Sigma\text{CO}_2$  in the world oceans // Deep Sea Research Part A. 1985. V. 32. № 1. P. 57–84.
21. Lohrenz S.E. Estimation of primary production by the simulated *in situ* method // ICES mar. Sci. Symp. 1993. V. 197. P. 159–171.
22. Neuer S., Freudenthal T., Davenport R. et al. Seasonality of surface water properties and particle flux along a productivity gradient off NW Africa // Deep-Sea Research II. 2002. V. 49. P. 3561–3576.
23. Oczkowski A., Kreakie B., McKinney R.A., Prezioso J. Patterns in stable isotope values of nitrogen and carbon in particulate matter from the Northwest Atlantic continental shelf, from the Gulf of Maine to Cape Hatteras // Front. Mar. Sci. 2016. V. 3. 252. doi 10.3389/fmars.2016.00252
24. Park R., Epstein S. Carbon isotope fractionation during photosynthesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1960. V. 21. № 1–2. P. 110–126.
25. Politova N., Shevchenko V., Kravchishina M. Suspended particulate matter in the Russian Arctic seas // Seabed

- morphology of Arctic Russian shelf. New York: Nova Science Publishers, 2010. P. 73–85.
26. Politova N.V., Shevchenko V.P., Zernova V.V. Distribution, composition, and vertical fluxes of particulate matter in bays of Novaya Zemlya Archipelago, Vaigach Island at the end of summer // *Advances in Meteorology*. 2012. V. 2012. Article ID 259316. 15 p. doi 10.1155/2012/259316
  27. Rau G.H., Takahashi D.J.D., Marais D.J. et al. The relationship between organic matter  $\delta^{13}\text{C}$  and  $[\text{CO}_2(\text{aq})]$  in ocean surface water: Data from JGOFS site in North-east Atlantic Ocean and a Model // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. P. 1413–1419.
  28. 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 // *J. Geoph. Res.* 2012. V. 117. C01014.
  29. Sathyendranath S., Longhurst A., Caverhill C.M., Platt T. Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic // *Deep-Sea Research I*. 1995. V. 42 (10). P. 1773–1802.
  30. Steemann Nielsen E. The use of radioactive carbon ( $\text{C}^{14}$ ) for measuring organic production in the sea // *J. Cons. Perm. Ins. Explor. Mer.* 1952. № 18. P. 117–140.

## Biochemical Characteristic of the Suspended Matter on the Latitudinal Transect in the North Atlantic

N. V. Politova, A. S. Savvichev, A. A. Klyuvitkin, M. D. Kravchishina, A. B. Demidov,  
A. Yu. Lein, V. S. Gladyshev

Investigations of the dissipated sedimentary matter along the latitudinal transect 59°30' N from Great Britain to Greenland were carried out in the 49th cruise of the R/V Akademik Ioffe. The concentrations of suspended particulate matter along the transect were low, increasing from 0.24 to 1.07 mg/L in the surface layer (0–5 m), from 0.24 to 0.99 mg/L in the pycnocline (thermocline) zone and appreciably decreasing to the bottom layer, from 0.10 to 0.56 mg/L. The isotopic composition of the organic carbon of the suspended particulate matter was determined in 18 samples. The values of  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{org}}$  vary from –17 to –24.6‰. Judging by the chlorophyll “a” content, isotopic composition and remoteness of water masses from the coast, the carbon of the suspended particulate matter is mainly represented by autochthonous organic matter of phytoplankton origin. The presence of a suspended particulate matter with a heavy isotopic composition in the surface layer of a water column can serve as a proof of the current processes of phytoplankton “flowering”. In this case, the differences in the intensity of these processes can be observed, creating a mosaic picture of “flowering” even within a distance of 150 miles.