

УДК 551

## ТРАНСФОРМАЦИЯ ВЗВЕШЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НА ГРАНИЦЕ ВОДА-ДНО В МОРЯХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ (ПО ИЗОТОПНЫМ И РАДИОИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ)

© 2012 г. А. Ю. Леин, М. Д. Кравчишина, Н. В. Политова, А. С. Саввичев\*, Е. Ф. Веслополова\*,  
И. Н. Мицкевич\*, Н. В. Ульянова, В. П. Шевченко, М. В. Иванов\*

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН*

*117997 Москва, Нахимовский проспект, 36;*

*E-mail: lein@ocean.ru*

*\*Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН*

*117312 Москва, проспект 60-летия Октября, 7, корп. 2;*

*E-mail: savvichev@mail.ru*

Поступила в редакцию 30.03.2011 г.

В пяти шельфовых морях российской Арктики – Белом, Баренцевом, Карском, Восточно-Сибирском и Чукотском – выполнен комплекс биогеохимических исследований, включающих определение изотопного состава  $C_{орг}$  взвеси и  $C_{орг}$  поверхностного горизонта (0–1 см) осадков (более 260 определений  $\delta^{13}C-C_{орг}$ ). Цель исследования – установление причин, приводящих к изменению изотопного состава взвешенного органического углерода на границе вода-осадок. Показано, что изотопный состав  $C_{орг}$  осадков в морях со значительным речным стоком (Белое, Карское, Восточно-Сибирское) не наследует изотопный состав  $C_{орг}$  взвеси, оседающей из водной толщи, а обогащается тяжелым изотопом  $^{13}C$ . В морях с небольшим речным стоком (Баренцево, Чукотское) наблюдается незначительная разница между величиной  $\delta^{13}C-C_{орг}$  взвеси и  $\delta^{13}C-C_{орг}$  осадка из-за низкого содержания во взвеси изотопно-легкого аллохтонного органического вещества (ОВ). В результате комплексных биогеохимических исследований с использованием радиоизотопных трассеров ( $^{14}CO_2$ ,  $^{35}S$ ,  $^{14}CH_4$ ) доказано, что на границе вода-осадок существует своеобразный микробный фильтр из гетеротрофов и автотрофов, препятствующий, с одной стороны, массовому поступлению в водную толщу продуктов разложения ОВ, а с другой стороны, сокращающий поступление части ОВ взвеси из водной толщи в осадки.

В морях и океанах основные превращения энергии и вещества происходят в пограничных зонах. Одной из таких зон является граница раздела водная толща–донные отложения, которая в силу объективных причин с трудом поддается прямым исследованиям. На эту границу сверху из водной толщи поступают взвесь и растворенные в морской воде компоненты, фиксируя окончание стадии седиментации, а снизу из верхних горизонтов осадков выносятся растворенные и газообразные соединения, образованные на стадии раннего диагенеза.

Источниками энергии для биогеохимических процессов на границе вода-осадок служит органическое вещество (ОВ), поступающее из взвеси, а также восстановленные соединения, поступающие из осадков.

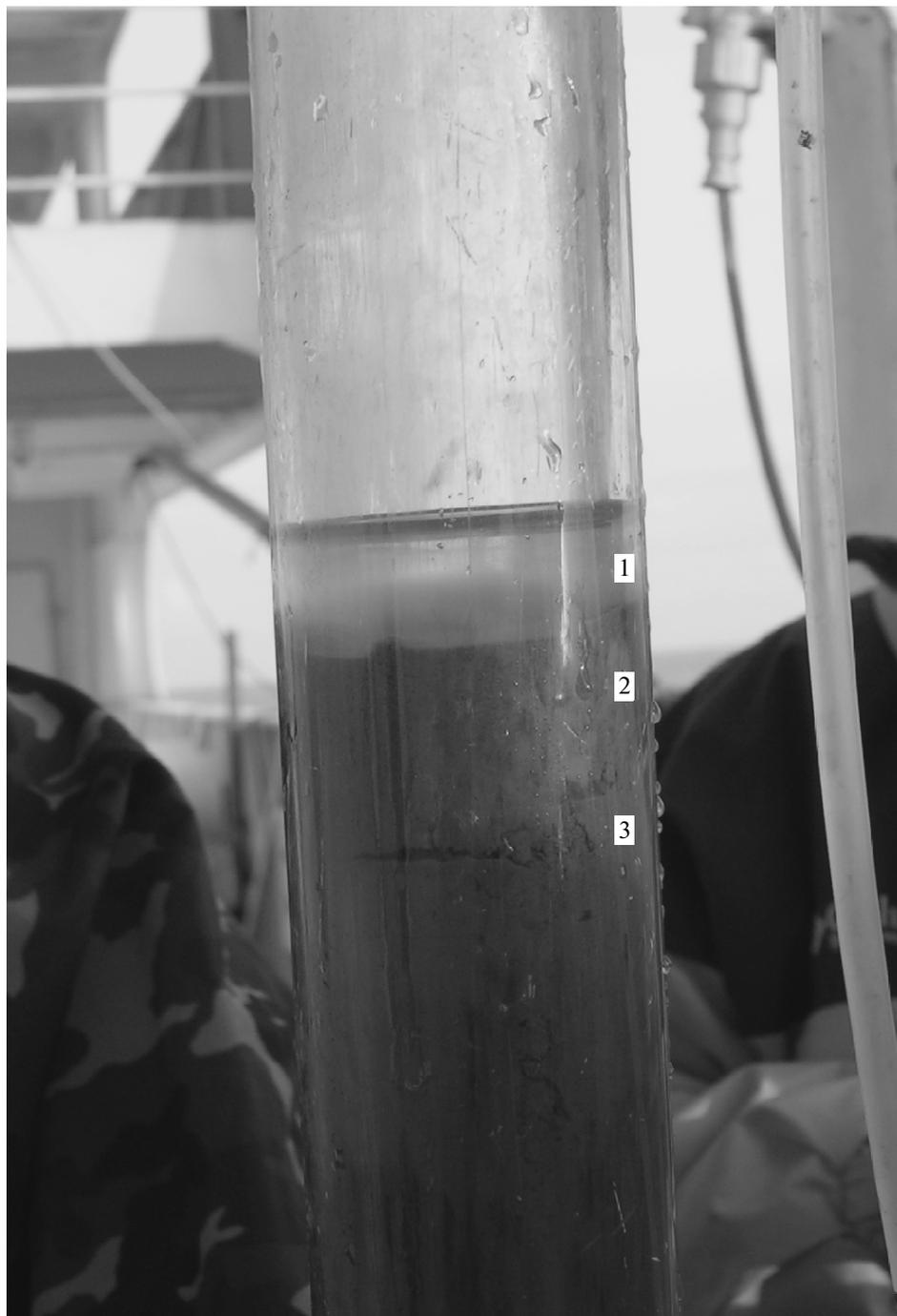
В вертикальном профиле пограничной зоны вода–осадок ниже придонного слоя (2–10 м и более над дном) выделяются: 1 – наддонный слой, в 5–30 см от дна; 2 – наилок (fluffy layer, по терминологии западных исследователей) – слой взвеси над уплотненным осадком толщиной от долей до

нескольких сантиметров; 3 – поверхностный слой влажных (до 90%) осадков (рис. 1).

В пределах всех выделенных слоев пограничной зоны происходят активные биогеохимические процессы, в ходе которых потребляется кислород, меняется окислительно-восстановительный потенциал среды, преобразуется первичный состав взвеси.

В последние два десятилетия изотопный состав ОВ морей российской Арктики исследовался во многих экспедициях. Однако в них основное внимание уделялось ОВ донных осадков, а взвесь и в том числе ОВ взвеси не анализировались. Объяснением этого факта может служить то, что большинство исследователей предполагало идентичность изотопного состава  $C_{орг}$  взвеси и донных осадков.

Первые же данные по Карскому морю показали, что углерод осадков изотопно тяжелее углерода взвешенного ОВ (ВОВ) [Леин и др., 1996]. Это было подтверждено позднее на большом экспериментальном материале [Галимов и др., 2006].



**Рис. 1.** Пограничная зона вода-осадок (трубка Ниемисте). Двинской залив Белого моря, август 2006 г. 1 – наддонный слой 5–30 см от дна; 2 – наилок (fluffy layer) – слой взвеси над осадком, толщиной от долей сантиметра до первых сантиметров; 3 – поверхностный слой донных осадков (0.0–0.5 см). Диаметр трубки 14 см.

Однако цитируемые авторы затруднились дать какое-либо объяснение этому факту, возможно, потому, что ранее они утверждали, что в процессе транспорта частиц взвеси из водной толщи ко дну происходит облегчение изотопного состава ВОВ [Галимов, Кодина, 1982].

Углерод органического вещества в морских бассейнах формируется за счет аллохтонного ОВ, поступающего с суши с речным стоком и в составе аэрозолей и льдов, а также за счет автохтонного ОВ, синтезируемого морскими организмами в самом водоеме.

Изотопный состав аллохтонного ОВ зависит от ряда биохимических особенностей фотосинтеза наземных растений ( $C_3$  или  $C_4$  тип фотосинтеза), от изотопного состава растворенного в речных водах бикарбонат-иона, от доли почвенного, торфяного, болотного ОВ и других причин.

В речных водах бикарбонат-ион обеднен тяжелым изотопом  $\delta^{13}C$  ( $\delta^{13}C\text{-HCO}_3^- = -8.0... -15.0\text{‰}$ ) по сравнению с бикарбонат-ионом морской воды ( $\delta^{13}C\text{-HCO}_3^- = -1.0... -5.0\text{‰}$ ) (рис. 2). Этим объясняется разница в изотопном составе углерода речного и морского фитопланктона, усваивающего растворенный бикарбонат-ион в процессе фотосинтеза. Значения  $\delta^{13}C$  речного фитопланктона, например, в эстуарии р. Оби, изменяются от  $-28.0$  до  $-37.0\text{‰}$  (см. рис. 2). В целом значения  $\delta^{13}C$  аллохтонного ОВ варьируют в более широком диапазоне – от  $-12$  до  $-37\text{‰}$  [Галимов, Кодина, 1982; Hayes, 2001].

Изотопный состав  $C_{\text{орг}}$  морских комплексов планктона варьирует от  $-20.0$  до  $-22.0\text{‰}$ . В работе [Галимов и др., 2006] приводятся более широкие пределы его значений для морского фитопланктона – от  $-24.6$  до  $-28.0\text{‰}$ .

Изучение изотопного состава ОВ донных осадков Арктики началось в конце прошлого столетия [Naidu et al., 1993; Rachold, Hubberten, 1999; Fernandes, Sicre, 2000; Naidu et al., 2000]. При этом изотопный состав углерода взвешенного ОВ (ВОУ) не анализировался. Большинство исследователей полагало, что изотопный состав  $C_{\text{орг}}$  донных осадков наследует изотопный состав ВОУ, поскольку осадки формируются из взвеси. Первые определения изотопного состава ВОУ были сделаны в сентябре–октябре 1993 г. в 49 рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” в Карском море [Леин и др., 1994; 1996]. В этих работах было показано, что величины  $\delta^{13}C\text{-}C_{\text{орг}}$  взвеси (ВОУ) и  $C_{\text{орг}}$  осадков не идентичны.

Целью данной работы является установление причин изменения изотопного состава органического углерода взвеси при биогеохимических процессах, протекающих на стадии седиментации, на примере Белого моря и других морей российской Арктики.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы взвеси и донных осадков Белого моря собраны в августе 2003, 2005, 2006 гг. и в июле 2010 г. в экспедициях ИО РАН. В пробах воды, отобранных батометрами Нискина и трубкой Ниемисте, анализировались основные физико-химические параметры (рН, Eh, соленость, щелочность, содержание кислорода, фосфатного фосфора, аммиачного азота, растворенного кремния и метана). Охарактеризована также общая численность микро-

организмов (ОЧМ), определяемая прямым счетом на мембранных фильтрах, и скорости микробных процессов метанобразования, метаноокисления, темновой  $CO_2$ -ассимиляции (ТАУ) и сульфатредукции с использованием радиоактивно меченых соединений углерода и серы. Определялись также содержание и молекулярный состав n-алканов во взвеси и поверхностном слое осадков. Отбор проб воды и взвеси проводили с помощью батометров Нискина по гидрологическим профилям на горизонтах, выделенных по результатам предворающего гидрооптического и гидрофизического зондирования. Взвесь отбирали на борту судна методом вакуумной фильтрации через предварительно прокаленные стекловолоконистые фильтры Whatman GF/F диаметром 47 мм, с эффективным размером пор 0.7 мкм.

Содержание  $C_{\text{орг}}$  во взвеси и в осадках определяли после удаления карбонатов на экспресс-анализаторе АН-7560 (ИО РАН) путем регистрации  $CO_2$  при сжигании проб ( $T^\circ \sim 900^\circ C$ ) в токе воздуха, очищенного от  $CO_2$ .

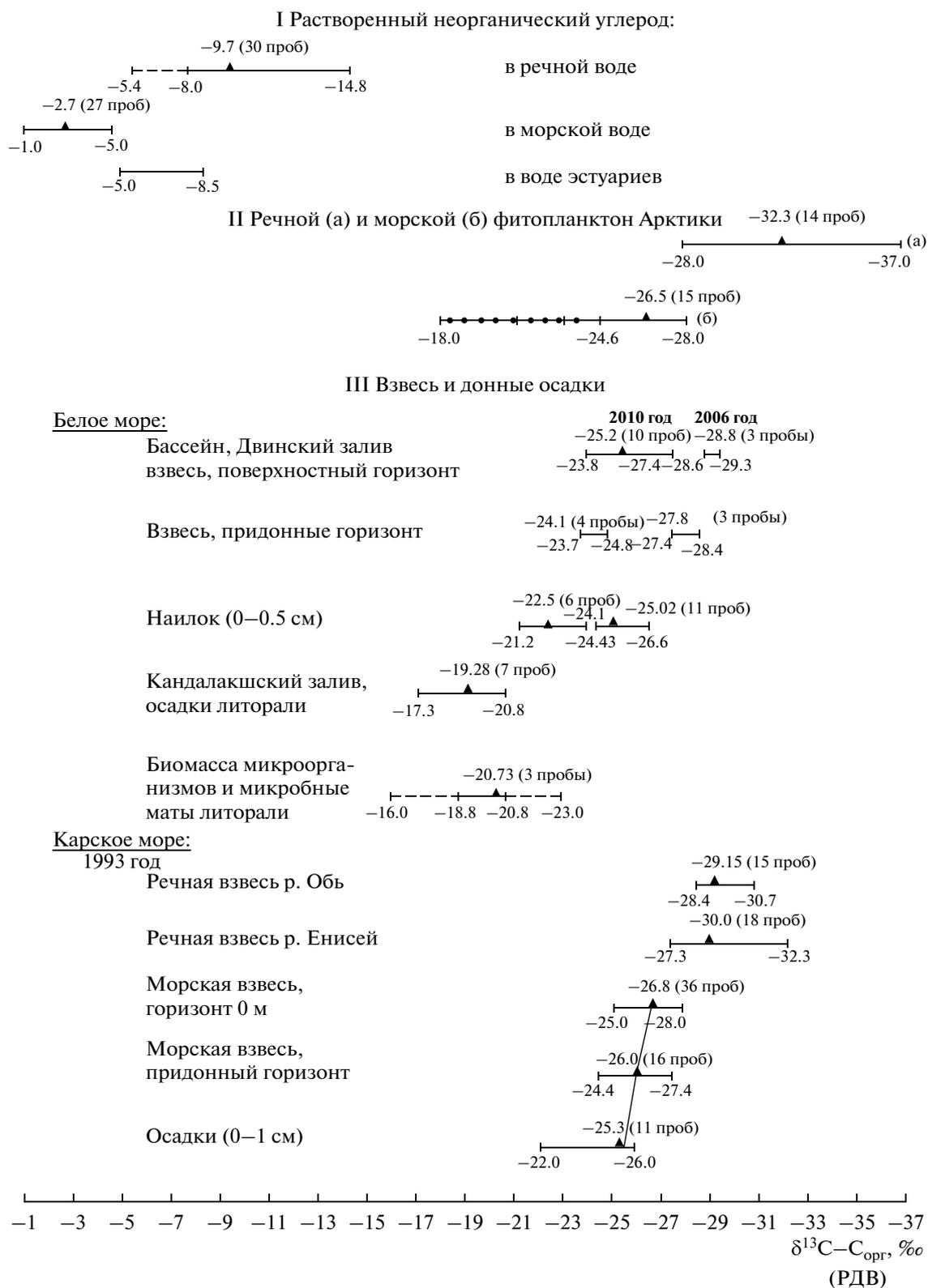
Изотопный анализ  $C_{\text{орг}}$  проводили в ИНМИ РАН на масс-спектрометре “Delta Plus” (Германия) после удаления из проб карбонатов. Инструментальная точность  $\pm 0.1\text{‰}$ . Стандарт PDB.

Подробное описание использованных методов и полученных результатов биогеохимических исследований в Белом море содержится в публикациях [Саввичев и др., 2004; 2005; 2008; Кравчишина и др., 2008; Леин, Иванов, 2009; Иванов и др., 2010; Леин и др., 2010].

Экспериментальные данные, полученные для взвеси и осадков Белого моря и приведенные в перечисленных публикациях, сравниваются с собственными [Саввичев и др., 2001; 2004; 2005; 2007; 2010; Леин и др., 2007; 2008; Леин, Иванов, 2009] и литературными данными по другим арктическим морям [Мицкевич, Намсараев, 1994; Намсараев и др., 1995; Naidu et al., 1993; 2003; 2004; Fahl et al., 1999; Rachold, Hubberten, 1999; Fernandes, Sicre, 2000; Krishnamurthy et al., 2001; Schubert, Calvert, 2001; Siberian river run-off in the Kara Sea ..., 2003; The Arctic Ocean Organic Carbon Cycles, 2003; 2003; Winkelmann, Knies, 2005; Stein, 2008].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Водная толща Белого моря формируется за счет смешения речных вод, главным образом, северодвинских, и баренцевоморских вод. Море характеризуется сложной системой течений, весьма существенными межгодовыми, межсезонными и даже суточными вариациями химического состава водной толщи, а также количества и состава взвеси и содержания в ней  $C_{\text{орг}}$ .



**Рис. 2.** Значения  $\delta^{13}\text{C}$  соединений углерода в арктических морях: I - растворенного неорганического углерода ( $\text{CO}_2$  и  $\text{HCO}_3^-$ ) [Галимов и др., 2006; Леин, Иванов, 2009]; II - речного и морского фитопланктона [Галимов и др., 2006]; III - органического углерода взвеси и осадков [Леин, Иванов, 2009; Леин и др., 2010; Иванов и др., 2010; Саввичев и др., 2010].

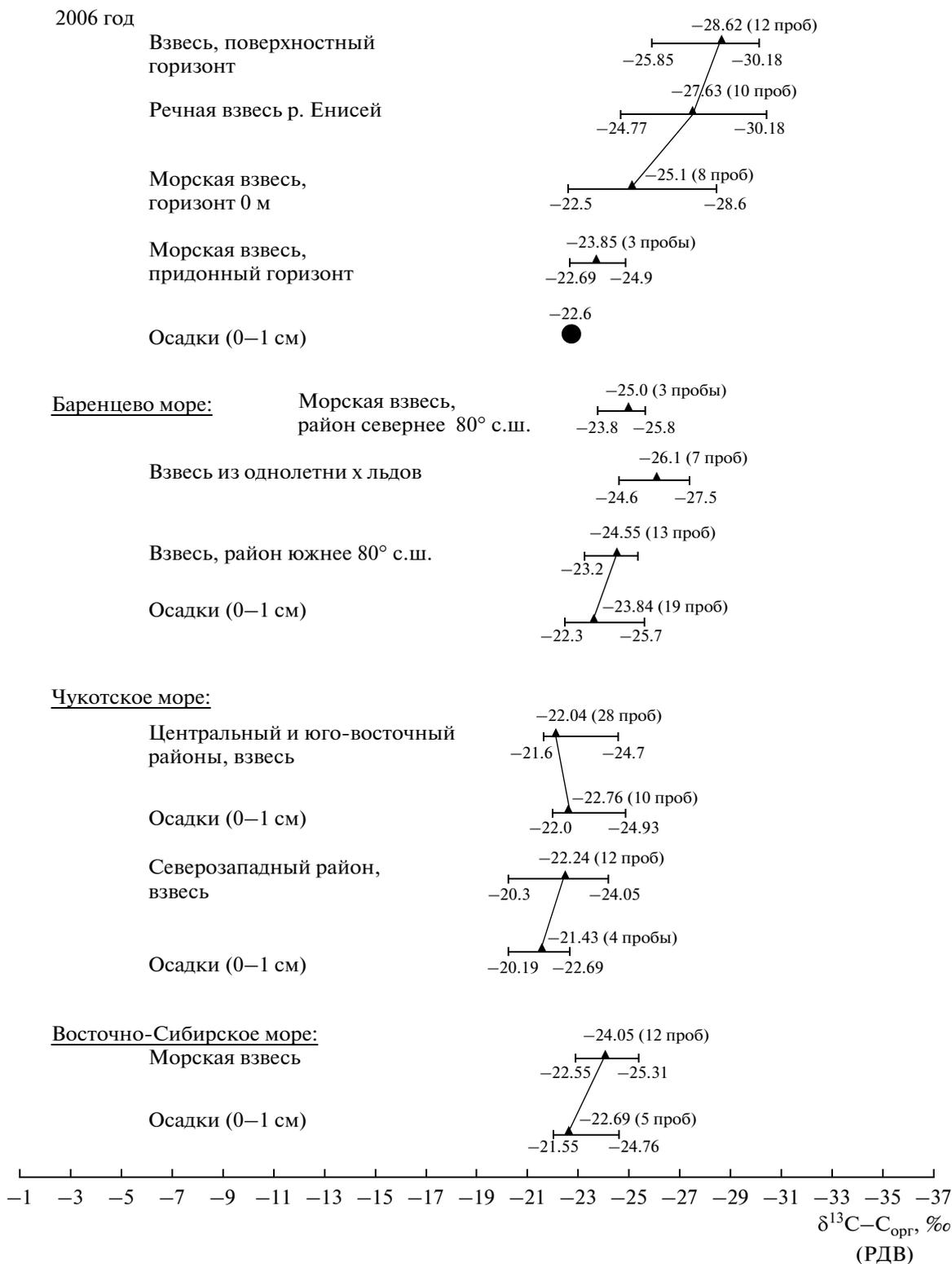


Рис. 2. Окончание.

Об изменчивости распределения С<sub>орг</sub> в поверхностном слое водной толщи Белого моря сообщают многие исследователи. Так, в работе А.И. Ага-

товой с сотрудниками [2011] показано, что летом 1991 г. максимальная концентрация С<sub>орг</sub> наблюдалась на границе Бассейна и Кандалашского зали-

ва, а летом 1997 г. этот максимум переместился к Двинскому заливу. В разных районах моря скорость первичного продуцирования органического вещества может различаться более, чем на порядок величин.

Известно, что низкие концентрации биогенных элементов в условиях низких температур, как в реках, так и в конечных водоемах стока, могут лимитировать скорость фотосинтеза. Для азота предельно низкой концентрацией считается 3 мкг-ат/л; для фосфора — 0.5 мкг-ат/л и для кремния — 10 мкг-ат/л [Ведерников и др., 1994].

На рис. 3 а-в показаны схема расположения станций опробования и значения  $\delta^{13}\text{C}$ - $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси в Белом море. В августе 2006 г. (80-й рейс НИС “Профессор Штокман”), когда концентрация биогенных элементов была очень низкой [Леин, Иванов, 2009], низкой была и продукция фитопланктона, что подтверждалось спутниковыми данными по распределению хлорофилла (спутника цвета “Aqua Modis” 14–16 и 21 августа 2006 г.). В августе 2003 г. также была невысокая первичная продукция, о чем свидетельствуют величины  $\text{C}/\text{N}$  во взвеси поверхностного (0 м) горизонта водной толщи, изменяющиеся от 4.7–5.9 в глубоководной части моря до 7.8 на мелководье в Горле, куда попадает поток баренцевоморской воды с более высокой концентрацией фитопланктона (табл. 1).

Распределение и состав взвеси Белого моря детально описаны в работах [Кравчишина и др., 2008; Кравчишина, 2009]. Содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  во взвеси поверхностного слоя морской воды в августе 2006 г. колебалось от 10–15% в Горле, 25–31% в Двинском заливе, до 37–57% — в Бассейне. Другими словами, большая часть  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси в августе 2006 г. была сосредоточена в поверхностном слое воды в районе Бассейна.

Величины ОЧМ в поверхностном слое водной толщи в Двинском заливе и в Бассейне колебались в пределах 200–240 тыс. кл. мл<sup>-1</sup> (табл. 2). Незначительные величины микробной темновой ассимиляции углекислоты (ТАУ) и малые их вариации по площади акватории также свидетельствуют о низком содержании лабильного автохтонного ОВ в Белом море в августе 2006 г. (см. табл. 2).

Значение  $\delta^{13}\text{C}$ - $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси в поверхностном горизонте водной толщи в этот период времени ( $\delta^{13}\text{C}$ - $\text{C}_{\text{орг}}$  средн = –28.83‰, табл. 2) подтверждает преимущественно аллохтонное происхождение ОВ взвеси, достигшей к августу 2006 г. центра моря при движении в основном от устья р. Северной Двины.

В поверхностном слое водной толщи Белого моря в августе 2007 г. (53-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”) взвесь имела иной изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$ . В этот период значения  $\delta^{13}\text{C}$ - $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси изменялись от –24.4‰ в Бассейне до

–25.9‰ в глубоководной части Кандалашского залива (рис. 3б). Изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси из одной и той же точки с глубины 133–136 м в Бассейне в августе 2006 г. ( $\delta^{13}\text{C}$  = –28.6‰) и в августе 2007 г. ( $\delta^{13}\text{C}$  = –24.5‰) различался на 4‰. Другими словами,  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси Белого моря в августе 2006 г. был аномально обеднен тяжелым изотопом  $\delta^{13}\text{C}$  по сравнению с  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси, отобранной в августе 2007 г., при этом в ее составе содержание автохтонного ОВ было выше, чем в 2006 г.

В июле 2010 г. представилась возможность в рейсе на НИС “Эколог” проверить сделанные выводы об изменении значений  $\delta^{13}\text{C}$ - $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси в водной толще и на границе вода–осадок в Белом море. Был проанализирован изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  в пробах взвеси из поверхностного слоя водной толщи на профиле от г. Кемь в открытое море, в Двинском заливе — от устья р. Северной Двины до границы с Бассейном и в самом Бассейне (рис. 3, табл. 3).

В районе мелководного побережья (глубина менее 2 м) у г. Кемь содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  во взвеси сравнительно низкое (3.36% от взвеси), а его изотопный состав сильно обеднен тяжелым изотопом  $\delta^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$  = –28.2‰), что доказывает преимущественно терригенное происхождение  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси в этом районе. На разрезе от устья р. Кемь в открытое море с глубиной около 50 м содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  растет до 11.54% от взвеси, а значения  $\delta^{13}\text{C}$  заметно сдвигаются в сторону обогащения  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси изотопом  $\delta^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$  = –23.6‰, табл. 3) за счет преимущественно автохтонного ОВ.

Аналогичное закономерное увеличение концентрации  $\text{C}_{\text{орг}}$  во взвеси от 3.91 до 30.6% и его изотопное утяжеление от –27.4 до –20.9‰ наблюдалось на профиле от устья р. Северной Двины через Двинский залив по направлению к Бассейну (см. табл. 3). Наконец, во взвеси из водной толщи Бассейна, на глубинах 140–220 м, содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в июле 2010 г. составляло 0.16–16.79%, а значения  $\delta^{13}\text{C}$ - $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси лежали в пределах –23.3...–23.6‰ (см. табл. 3).

Таким образом, в июле 2010 г. изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси из поверхностного слоя воды на профиле от устья реки до открытого моря был тяжелее, чем в августе 2007 г. Это обстоятельство еще раз подчеркивает заметную вариабельность состава взвеси даже в течение двух летних месяцев в разные годы, что зависит от величины и состава стока рек и, в первую очередь, от стока р. Северной Двины.

В пяти пробах взвеси, отобранных в июле 2010 г. из поверхностного слоя водной толщи Двинского залива, были определены общая численность микроорганизмов и частиц микровзвеси и биомасса микроорганизмов (табл. 4). Максимум величины ОЧМ в поверхностном слое водной толщи составил более 1 млн кл. мл<sup>-1</sup> (ст. 53, табл. 4). Для

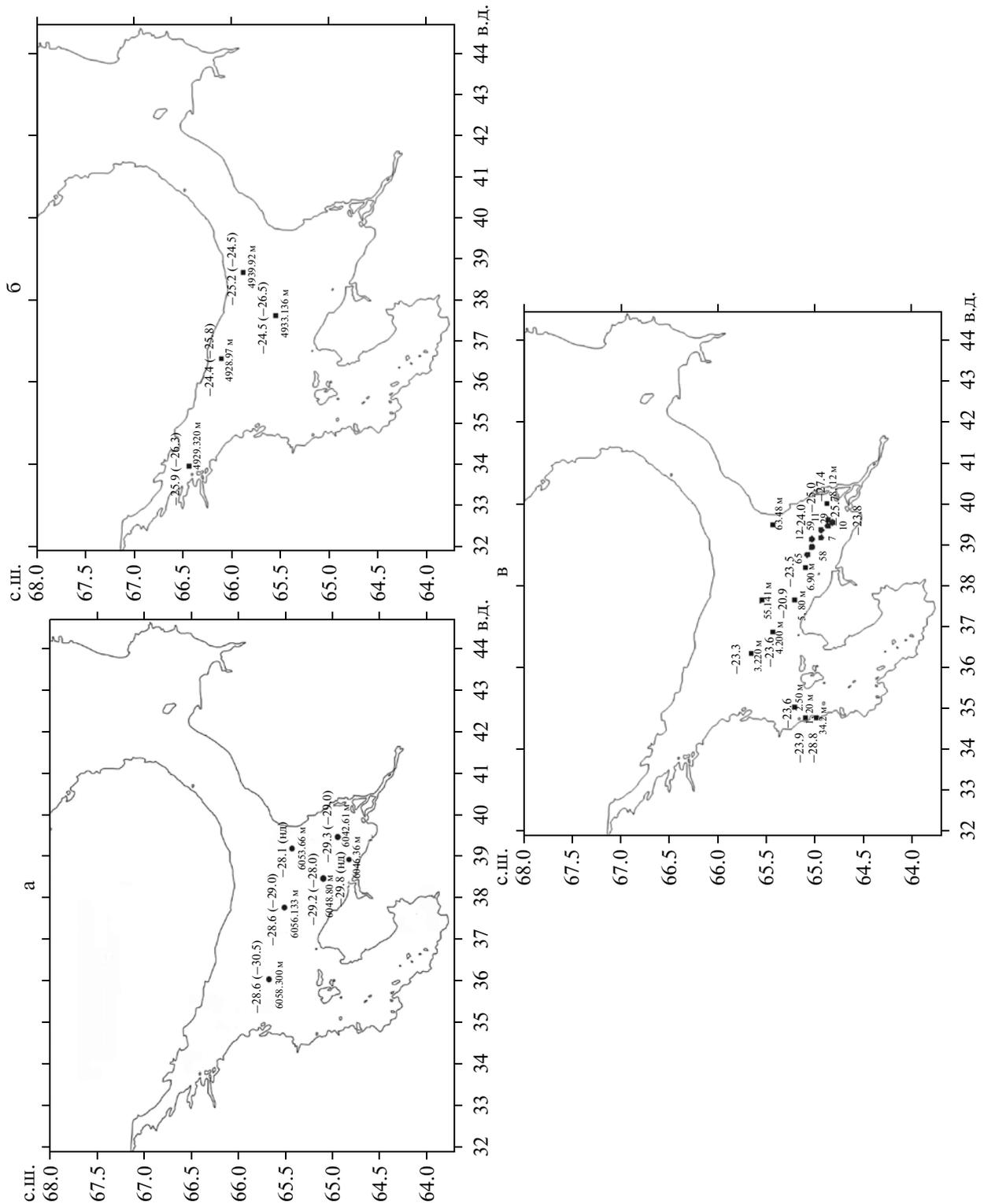


Рис. 3. Расположение станций опробования и значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси в поверхностном (цифры без скобок) и в придонном (цифры в скобках) горизонтах водной толщи Белого моря (по материалам: а – 80-го рейса НИС “Профессор Штокман” 2006 г.; б – 53-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, 2007 г. и в - рейса на НИС “Эколог”, 2010 г.).

сравнения в августе 2006 г. величина ОЧМ в поверхностном слое не превышала 0.240 млн кл. мл<sup>-1</sup> (см. табл. 2).

При анализе распределения взвеси на вертикальных профилях водной толщи Двинского залива в июле 2010 г. сверху вниз от поверхностного

**Таблица 1.** Содержание взвеси,  $C_{\text{орг}}$ , отношение C/N и содержание н-алканов во взвеси и в поверхностном (0–3 см) слое осадков в Белом море (55 рейс НИС “Профессор Штокман”, август 2003 г.)

№ станции глубина, м	Водный горизонт, м осадок, см	Количе- ство взве- си, мг/л	Содержа- ние $C_{\text{орг}}$ , мг/л	C/N	$C_{\text{орг}}$ , % масс.	Содержа- ние н-ал- канов, нг/л	н-алканы, % масс. от суммы алканов.		
							$\Sigma(C_{12}-C_{17})$	$C_{12}$	$C_{13}$
<b>Двинской залив</b>									
<u>4927</u>	0	0.63	0.198	5.5	31	172	13.4	0.14	0.19
56	50	0.96	0.048	7.4	5	129	11.7	0	0.13
	осадок			10.8	1.5	2.77*	16.2	0.65	1.18
<u>4928</u>	0	0.71	0.182	5.8	25	319	11.8	0	0.1
94	90	0.26	0.33	—	13	193	11.8	0.11	0.07
	осадок			8.2	1.7	4.98	35.5	1.62	2.88
<b>Бассейн</b>									
<u>4929</u>	0	0.60	0.224	6.8	37	249	15.9	0	0.3
152	145	0.38	0.045	6.6	12	63.3	16.2	0.16	0.28
	осадок			8.6	1.7	3.87	18.0	0.62	1.3
<u>4930</u>	0	0.48	0.231	5.9	49	267	9.4	0.11	0.2
290	290	0.43	0.106	4.4	25	390	13.9	0	0.19
	осадок			9.2	1.7	13.5	69.0	5.4	7.8
<u>4931</u>	0	0.44	0.250	4.7	57	338	10.1	0.12	0.19
274	270	0.61	0.072	12.5	12	489	9.9	0	0.21
	осадок			7.4	1.7	2.75	29.8	1.3	2.0
<b>Горло Белого моря</b>									
<u>4911</u>	0	0.89	0.093	7.7	10	111	13.7	0	0
23	23	0.61	0.076	7.7	13	93	11.1	0	0.12
	осадок			10.3	0.06	0.25	38.1	1.1	2.0
<u>4914</u>	0	0.91	0.134	-	15	79	9.8	0	0
59	53	2.73	0.170	8.9	6	127	25.4	0	0
	осадок			6.1	0.04	0.34	33.1	1.1	2.7
<u>4916</u>	0	2.44	0.283	7.8	12	374	14.4	0	0.15
23	21	2.87	0.129	7.5	4	175	15.6	0	0
	осадок				0.22	1.92	38.7	2.4	4.2
<b>Кандалакшский залив</b>									
<u>4933</u>	0	0.45	0.178	5.9	39	194	8.1	0.06	0.16
340	333	0.53	0.038	8.1	7	99.1	13.9	0	0.14
	осадок			8.7	2.1	3.77	14.4	1.1	1.6

Примечание. \* В осадках содержание н-алканов дано в мкг/г; прочерк (здесь и далее) — нет определений.

**Таблица 2.** Распределение величин общей численности микроорганизмов (ОЧМ), скорости темновой CO<sub>2</sub>-ассимиляции (ТАУ) и значений δ<sup>13</sup>C-C<sub>орг</sub> во взвеси и поверхностном (0.0–0.5 см) слое осадков в Белом море (80 рейс НИС “Профессор Штокман”, август 2006 г.)

Дата отбора	Район моря	№ станции	Глубина, м	Координаты		Горизонт, м	Количество взвеси, мг/л	ОЧМ, 10 <sup>3</sup> кл мл <sup>-1</sup>	ТАУ, мкг С л <sup>-1</sup> сут	δ <sup>13</sup> C-C <sub>орг</sub> , ‰
				с.ш.	в.д.					
15.08.06	Двинский залив	6042	61	64°59'946"	39°22'98"	0	0.70	240	0.48	-29.3
						55	0.58	60	0.18	-29.0
						надонный осадок	—	>1000	—	-27.7
20.08.06	Бассейн	6056	133	65°34'230"	37°46'55"	0	0.59	200	0.42	-28.6
						130	0.47	70	0.05	-29.0
						надонный осадок	—	>1000	—	-27.4
21.08.06		6058	300	65°44'259"	36°04'61"	0	0.67	240	0.42	-28.6
						100	0.31	50	0.05	-30.5
						надонный осадок	—	>1000	—	-28.4
						осадок	—	>1000	69.5	-25.8

Примечание. Пробы воды отбирали батометрами Нискина, надонную воду и поверхностный слой осадка (0.0–0.5 см) – трубкой Ниемисте. Среднее значение δ<sup>13</sup>C-C<sub>орг</sub> взвеси поверхностного горизонта водной толщи равно –28,83‰ (3 пробы); среднее значение δ<sup>13</sup>C-C<sub>орг</sub> взвеси в надонной воде равно –27,8‰ (3 пробы).

**Таблица 3.** Концентрация взвеси,  $C_{\text{орг}}$  и  $C_{\text{общ}}$  во взвеси и изотопный состав органического углерода взвеси в пробах воды из водной толщи и из пограничного слоя вода-осадок (НИС "Эколог", июль 2010 г.)

№ станции/глубина	Координаты (начало)		Горизонт, м	$C_{\text{орг}}, \%$ МКГ Л <sup>-1</sup>	Концентрация взвеси, МГ Л <sup>-1</sup>	$C_{\text{орг}}, \%$ от взвеси	$C_{\text{общ}}, \%$ МКГ Л <sup>-1</sup>	$C_{\text{карб}}, \%$ МКГ Л <sup>-1</sup>	$\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ во взвеси, ‰	
	с.ш.	в.д.								
Профиль р. Кемь – Бассейн										
34/2	64°56.964'	34°37.881'	0	154.7	4.61	3.36	272.0	118.0	2.54	-28.2
1/21	64°04.501'	34°55.034'	0	60.4	1.07	5.65	109.3	48.9	4.57	-23.9
2/50	65°10.692'	33°08.395'	0	88.9	0.77	11.54	128.4	39.5	5.14	-23.6
Двинской залив – Бассейн										
8/12	64°48.870'	39°55.304'	0	85.3	2.18	3.91	124.7	22.9	1.81	-27.4
9/26	64°55.062'	39°36.583'	0	257.1	1.28	20.09	314.9	57.8	4.51	-25.7
63/48		39°22.055'	0	—	—	—	—	—	—	—
			48 ТН вода	58.2	1.27	4.58	74.2	16.0	—	—
			0–30 см ТН вода	1610.0	72.42	2.22	2375.0	765.0	1.06	—
			>30 см ТН наилок	72.0	26.57	0.27	88.0	16.0	0.06	—
			0–0.5 см ТН наилок	145400.0*	—	—	297666.7*	152266.7*	—	—
10/53	64°57.948'	39°31.717'	(белый) 0–0.5 см	111266.7*	—	—	213066.7*	101800.0*	—	-21.8
			0	182.8	0.62	29.48	266.5	83.7	13.51	-23.6
			3	245.3	0.64	38.33	295.1	49.8	7.78	-24.1
			15	36.7	0.39	9.40	103.3	66.6	17.1	-24.8
			50 ТН вода	130.4	0.71	18.37	408.0	277.6	39.09	-23.8
			0–10 см ТН наилок	920.0	127.8	0.72	3300.0	2380	1.86	-23.2
			0–0.5 см	183600.0	—	—	305933.3*	122333*	—	-22.4

Таблица 3. Окончание

№ станции/глубина	Координаты (начало)		Горизонт, м	С <sub>орг</sub> , % МКГ Л <sup>-1</sup>	Концентрация взвеси, МГ Л <sup>-1</sup>	С <sub>орг</sub> , % от взвеси	С <sub>общ</sub> , МКГ Л <sup>-1</sup>	С <sub>карб</sub> , МКГ Л <sup>-1</sup>	С <sub>карб</sub> , % от взвеси	δ <sup>13</sup> C-С <sub>орг</sub> во взвеси, ‰	
	с.ш.	в.д.									
59/59	64°57.604'	39°26.159'	0	—	—	—	—	—	—	—	
		57	ТН вода	10.5	0.99	1.06	71.4	60.9	6.16	-24.1	
		0-7 см	ТН наилок	5170.0	162.57	3.18	6670.0	5007.4	0.92	-23.3	
		0-0.5 см	ТН наилок	245333.3*	—	—	229933.3*	—	15.4	-24.1	
7/62	65°02.069'	38°47.642'	0	215.5	0.72	29.9	370.0	154.5	21.47	-24.2	
11/68	65°01.662'	39°19.124'	0	229.5	0.75	30.6	303.7	74.2	9.89	-25.0	
12/68	65°05.504'	39°05.332'	0	80.5	0.93	8.7	194.5	114.0	12.25	-24.0	
5/82	65°10.625'	37°58.369'	0	306.5	1.06	28.9	381.5	75.0	7.07	-20.9	
58/83	65°05.308'	38°59.586'	80	23.2	0.57	0.72	23.2	19.1	3.35	-24.2	
6/94	65°06.116'	38°22.476'	0	160.0	0.57	28.07	146.5	—	—	-23.5	
65/111	65°23.986'	39°22.055'	109	25.2	0.39	6.5	48.0	22.2	5.85	-24.8	
			ТН вода	8.0	11.22	0.07	0.0	—	—	-23.2	
			0-40 см	ТН вода	952.0	54.57	1.74	1668.0	716	1.3	-25.4
			>40 см	ТН наилок	173533.3*	—	—	—	47.5*	—	-23.2
Бассейн											
55/141	65°30.881'	37°31.179'	0	0.9	0.54	0.16	4.9	4.0	0.75	—	
4/200	65°25.732'	36°58.585'	0	110.8	0.66	16.79	216.4	105.6	16.0	-23.6	
3/220	65°38.442'	36°09.329*	0	90.0	0.62	14.52	275.6	185.6	29.93	-23.3	

Примечание. \* Данные по С<sub>орг</sub> пересчитаны на объем профильтрованной воды. ТН - трубка Неймисте.

**Таблица 4.** Общая численность микроорганизмов (ОЧМ), размеры (V) и биомасса (B) во взвеси из водной толщи Белого моря (НИС “Эколог”, июль 2010 г.)

№ станции	Глубина, м	Горизонт, м	ОЧМ, $10^3$ кл. мл <sup>-1</sup>	V кл., мкм	B, мкг л <sup>-1</sup>
10	53	0	1040	0.145	150
		3	1040	0.178	180
		15	460	0.176	80
		50	480	0.158	75
		ТН вода 0–10 см	174000	–	–
		ТН наилок 0–0.5 см	214000	–	–
63	48	0	630	0.181	110
		ТН вода >25 см	1420	0.137	195
		ТН вода 0–25 см	12000	–	–
		ТН наилок	259000	–	–
59	59	0	940	0.145	135
		59	490	0.129	65
		ТН вода 0–10 см	300000–400000	–	–
		ТН наилок	190000	–	–
6	94	0	780	0.157	120
		5	850	0.147	120
		15	380	0.142	56
		50	170	0.133	21
65	111	0	680	0.157	106
		111	145	0.193	31
		ТН вода >40 см	1580	0.118	185
		ТН вода 0–40 см	26000	–	–
		ТН наилок	110000	–	–
55	141	140	80	0.196	16

слоя ко дну наблюдалось уменьшение концентрации  $C_{\text{орг}}$  во взвеси и увеличение содержания изотопа  $\delta^{13}\text{C}$  в составе  $C_{\text{орг}}$  взвеси (см. табл. 3). В этом же направлении от поверхности ко дну происходило уменьшение величины ОЧМ в несколько раз (см. табл. 4). Но в пробах наддонной воды (0–40 см от дна) ОЧМ изменялась от  $12 \times 10^6$  кл мл<sup>-1</sup> до  $(300–400) \times 10^6$  кл. мл<sup>-1</sup> (см. табл. 4).

Значения  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  взвеси из наддонного слоя воды и  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  из поверхностного горизонта осадков в Двинском заливе отличаются от значений  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  поверхностного слоя водной толщи в среднем на 2–3‰, что подтверждает выводы, сделанные по материалам предыдущих экспедиций, о значительной доле изотопно-тяжелого  $C_{\text{орг}}$  биомассы микроорганизмов в составе  $C_{\text{орг}}$  на границе вода-осадок. Таким образом, все важнейшие изменения в составе взвеси происходят на границе вода-осадок. Наибольшая разница в изотопном составе  $C_{\text{орг}}$  осадков в поверхностном горизонте по сравнению с  $C_{\text{орг}}$  взвеси характерна для сильно обводненного слоя (fluffy layer), влажно-

стью более 90%, где содержание микроорганизмов колеблется от  $110 \times 10^6$  до  $259 \times 10^6$  кл. мл<sup>-1</sup> (см. табл. 4).

При изучении пограничной зоны вода-осадок, помимо высокой интегральной скорости  $\text{CO}_2$ -ассимиляции, достигающей  $170 \text{ мкг С дм}^{-3} \text{ сут}^{-1}$  (табл. 5), в поверхностном слое осадков (0.0–0.5 см) в аэробных условиях экспериментально были определены относительно высокие для аэробного диагенеза скорости восстановительных микробных процессов – сульфатредукции, метаногенеза, а также аэробного метаноокисления (см. табл. 5). Тем самым показано поступление снизу из толщи осадков к поверхности дна восстановленных соединений ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$  и др.) – продуктов диагенетических преобразований ОВ осадков.

Следовательно, к пограничному слою вода-осадок сверху поступает  $C_{\text{орг}}$  (взвешенный и растворенный) из водной толщи, обеспечивая субстратом гетеротрофные микроорганизмы, а снизу (из осадков) идет поток восстановленных соеди-

**Таблица 5.** Концентрация метана, скорости его образования (МГ), окисления (МО), сульфатредукции (СР) и СО<sub>2</sub>-ассимиляции (ТАУ) в водной толще Белого моря

№ станции/ глубина, м; горизонт, м	Концентрация СН <sub>4</sub> , нМ	МГ, 10 <sup>-3</sup> нМ сут <sup>-1</sup>	МО, 10 <sup>-3</sup> нМ сут <sup>-1</sup>	СР, мкг S л <sup>-1</sup> сут <sup>-1</sup>	ТАУ, мкг С л <sup>-1</sup> сут <sup>-1</sup>
Экспедиция на НИС "Профессор Штокман", 2006 г.					
<b>6042/61</b>					
0	14.3	<30	10	<1	0.48
5	9.8	30	10	<1	0.43
15	10.3	80	20	1	0.30
20	11.6	<30	10	<1	0.16
25	7.2	<30	<10	<1	0.18
55	9.4	<30	<10	<1	0.18
наддон.вода	51.8	50	20	0.3	—
<b>6056/133</b>					
0	2.7	<30	<10	<1	1.2
10	2.7	<30	<10	<1	2.3
20	2.3	<30	<10	<1	0.8
130	2.7	<30	<10	<1	0.8
наддон.вода	6.3	30	25	3.7	22.5
<b>6058/300</b>					
0	5.8	<30	<10	1	3.6
10	5.4	<30	<10	<1	—
20	6.3	<30	<10	<1	2.3
30	8.5	<30	<10	<1	—
50	8.5	<30	<10	<1	0.35
100	8.2	<30	<10	<1	0.26
295	6.7	<30	<10	<1	—
наддон.вода	14.3	45	35	2	—
Экспедиция на НИС "Академик Мстислав Келдыш", 2007 г.					
<b>4928/97</b>					
0	19.2	125	60	2	0.932
30	15.6	<50	30	2	0.108
70	5.8	<50	<10	1	0.019
н/в	13.0	80	46	8	0.706
<b>4929/320</b>					
0	23.5	89	89	<1	0.952
25	12.9	<50	45	<1	0.069
100	2.9	<50	<10	<1	0.018
наддон.вода	5.6	109	40	6	—
<b>4933/136</b>					
0	7.7	<50	<10	<1	0.385
20	6.3	<50	<10	<1	0.471
прид. вода	4.4	<50	<10	<1	0.006
наддон. вода	7.0	<50	15	7	—
<b>4939/92</b>					
0	10.7	<50	<10	<1	0.534
45	11.4	<50	<10	<1	0.209
100	8.2	<50	<50	<1	0.059
наддон.вода	5.7	<50	18	3.6	0.403

**Таблица 6.** Характеристика образцов взвеси, микробных матов и поверхностных осадков литорали Кандалакшского залива Белого моря

№ станции	Объект исследования	Содержание $C_{орг}$ , %	ТАУ, $\text{мкгС дм}^{-3} \text{сут}^{-1}$	$\delta^{13}\text{C}-C_{орг}$ , ‰
Залив Бабые море				
00-4	поверхностная вода, взвесь	33.5	4.7	-21.1
	придонная вода, взвесь	34.3	2.9	-21.3
	осадок, 0–2 см	2.1	1013	-20.8
озеро Полусоленое				
00-14-1	микробный мат, 0–2 см	66.3	4980	-20.8
	осадок под матом, 2–5 см	30.9	3430	-18.1
00-14-3	микробный мат, 0–1 см	68.9	18460	-20.8
	осадок под матом, 1–3 см	30.4	6600	-17.3
Няша – тонкодисперсные осадки				
00-8	осадок, 0–3 см	6.0	4430	-20.3
Осадки полосы штормовых выбросов				
99-20	осадок, 1–5 см	22.8	5820	-18.7
Ямы – углубления под камнями				
00-9	осадок, 0–1 см	8.5	9757	-20.8
00-5/2	микробный мат, 0–1 см	42.0	17680	-18.8
	осадок под матом, 1–8 см	–	9740	-19.0

нений, необходимых для жизни хемоавтотрофных микроорганизмов.

Известно, что большинство микроорганизмов использует при фиксации углекислоты  $C_3$  путь, при котором образуется ОВ биомассы с величинами  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-16$  до  $-23\text{‰}$  [Иванов и др., 2010]. В этой связи представляют интерес значения  $\delta^{13}\text{C}-C_{орг}$  взвеси, микробных матов и поверхностных горизонтов осадков прибрежной акватории и литорали Кандалакшского залива Белого моря. Значения  $\delta^{13}\text{C}-C_{орг}$  всех 12 проанализированных проб (табл. 6) варьируют от  $-17.3$  до  $-21.3\text{‰}$ . Особенно показателен изотопный состав микробных матов, в которых содержание  $C_{орг}$  достигает, по нашим данным,  $42-69\%$ , а величина темновой  $\text{CO}_2$ -ассимиляции колеблется от 4980 до 18460  $\text{мкг С дм}^{-3} \text{сут}^{-1}$ . Значения  $\delta^{13}\text{C}-C_{орг}$  из пробы микробного мата, по нашему мнению, можно использовать в качестве репера  $C_{орг}$  микробного генезиса ( $\delta^{13}\text{C} = -18.8 \dots -20.8\text{‰}$ , табл. 6).

Новообразованное ОВ биомассы микроорганизмов с тяжелым изотопным составом смешивается с ОВ, поступающим из водной толщи, заметно утяжеляя суммарную величину  $\delta^{13}\text{C}-C_{орг}$  взвеси наддонной воды и донных осадков (см. табл. 2, 3).

Известно, что именно гетеротрофные микроорганизмы являются основными трансформаторами и автохтонного и аллохтонного ОВ [Cho, Azam, 1990; Kaiger, Benner, 2008].

В наддонной воде не только увеличивается содержание ОВ и основных его биохимических компонентов, но изменяется также соотношение этих компонентов за счет увеличения доли белка [Агатова и др., 2011], что подтверждает отмеченное выше увеличение биомассы микроорганизмов. В поверхностном слое жидкого ила концентрация  $C_{орг}$  в  $8-25$  раз выше, чем в придонной воде ( $2-5$  м от дна) и колеблется, по данным А.И. Агатовой с соавторами [2011] в пределах  $35.9-74.7 \text{ мг л}^{-1}$  весной и  $10.6-28.5 \text{ мг л}^{-1}$  осенью. По данным цитируемых авторов, содержание липидов в составе ОВ жидкого ила составляет  $5-8\%$ , уменьшаясь всего на  $1-3\%$  по сравнению с их содержанием в ОВ придонной воды, что не может существенно изменить изотопный состав  $C_{орг}$  на границе вода-осадок. Средние концентрации  $C_{орг}$  в осадках, отобранных в разных районах, колеблются в пределах  $3.5-4.0 \text{ мг г}^{-1}$  естественно влажного осадка.

Приведенные результаты показывают, что процесс обогащения изотопом  $^{13}\text{C}-C_{орг}$  донного осадка по сравнению с изотопным составом  $C_{орг}$  взвеси локализован непосредственно в пограничном слое вода-осадок. Разница в изотопном составе  $C_{орг}$  взвеси и осадков свидетельствует о том, что  $C_{орг}$  взвеси не является здесь единственным источником  $C_{орг}$  в осадке. Как показали наши исследования, дополнительным источником  $C_{орг}$  в осадках является биомасса микроорганизмов с более тяжелым изотопным составом  $C_{орг}$  по срав-

**Таблица 7.** Изотопный состав  $C_{орг}$  и доля новообразованного  $C_{орг}$  от общего содержания  $C_{орг}$  в поверхностном горизонте осадков 0.0–0.5 см в Белом море на глубинах 61–300 м (август 2006 г.)

Дата отбора проб	Район моря	№ станции глубина, м	Координаты		$\delta^{13}C-C_{орг}$ , ‰	Доля $C_{орг}^*$ новообразованного от $C_{орг}$ общего, %
			с.ш.	в.д.		
15.08.06	Двинской залив	$\frac{6042}{61}$	64°59'946"	39°22'981"	-26.60	26.6
20.08.06	Бассейн	$\frac{6056}{133}$	65°34'230"	37°46'155"	-25.40	40.0
21.08.06	Бассейн	$\frac{6058}{300}$	65°44'259"	36°04'615"	-25.81	35.4
21.08.06	Бассейн	$\frac{6063}{270}$	65°52'977"	35°23'935"	-24.78	46.9
23.08.06	Кандалакшский залив	$\frac{6065}{245}$	66°11'265"	35°15'615"	-25.03	44.1
23.08.06	Кандалакшский залив	$\frac{6066}{265}$	65°59'786"	35°32'287"	-24.51	49.9
	Бассейн (у Горла)	$\frac{6068}{108}$	66°08'555"	36°36'519"	-25.11	43.2
	Бассейн	$\frac{6069}{285}$	65°39'381"	36°25'769"	-24.48	50.22
24.08.06	Бассейн	$\frac{6070}{228}$	65°26'456'	36°45'941"	-24.45	50.5
		$\frac{6071}{143}$	65°27'900"	37°29'635"	-24.53	49.7
		$\frac{6072}{138}$	65°37'100"	37°29'897"	-24.52	49.8

Примечание. \* Расчет по уравнению материально-изотопного баланса:  $100A = Bx + (100 - x)C$ , где  $A - \delta^{13}C-C_{орг}$ , осадка;  $B - \delta^{13}C-C_{орг}$ , биомассы микроорганизмов (-20‰);  $C - \delta^{13}C-C_{орг}$  взвеси (-29‰);  $x -$  доля  $C_{орг}$ , новообразованного от  $C_{орг}$  общего (%) в горизонте 0.0–0.5 см.

нению с  $C_{орг}$  взвеси, образующаяся на границе вода-осадок в обводненном поверхностном слое.

Расчет по уравнению материально-изотопного баланса показал, что от 11 до 67% общего органического углерода поверхностного горизонта осадков (0.0–0.5 см) и наилка составляет микробная биомасса, новообразованная *in situ* на границе вода-осадок (табл. 7, 8). Это своеобразный микробный фильтр, препятствующий, с одной стороны, массовому поступлению в водную толщу продуктов разложения ОВ донных осадков, а, с другой – сокращающий поступление  $C_{орг}$  взвеси из водной толщи в осадки.

Приведенные результаты экспериментальных исследований можно рассматривать как первые доказательства того, что именно биогеохимические процессы с участием микроорганизмов ответственны за преобразование ОВ морской взве-

си в ОВ донного осадка на начальном этапе осадкообразования (в верхнем деятельном слое). Эта закономерность, как будет показано ниже, не уникальная, т.е. относится не только к Белому морю.

Шельфовое Карское море отличается от других морей Арктики самым значительным по величине стоком пресных вод рек Енисея и Оби (табл. 9, рис. 4). В то же время в Карское море, так же как в Белое, поступают холодные соленые баренцевоморские воды как на севере, через пролив между островами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, так и на юге, через пролив Карские ворота. Этот южный поток морских вод выше в 10 раз по объему, чем поток речных вод в Карское море [Meon, Amon, 2004]. Вместе с тем, уже в первой нашей экспедиции в августе-сентябре 1993 г., о которой упоминалось в начале статьи, было

**Таблица 8.** Изотопный состав  $C_{орг}$  взвеси и доля  $C_{орг}$ , новообразованного от  $C_{орг}$  общего в наилке в Двинском заливе Белого моря (рейс НИС “Эколог”, июль 2010 г.)

№ п/п	№ станции	Глубина, м	$\delta^{13}C-C_{орг}$ взвеси, ‰ поверхностный слой водной толщи	$\delta^{13}C-C_{орг}$ ‰ в наилке	Доля новообразованно- го $C_{орг}$ в наилке, ‰ от общего
1	63	48	-24.5	-21.5	66.7
2	10	53	-23.8	-22.4	36.8
3	59	60	-24.5	-24.1	11.1
4	65	111	-24.1	-23.17	29.6

Примечание. Расчет производился по уравнению материально-изотопного баланса:  $100A = Bx + (100 - x)c$ , где  $A = \delta^{13}C-C_{орг}$  осадка;  $B = \delta^{13}C-C_{орг}$  биомассы микроорганизмов (-20.0‰);  $c = \delta^{13}C-C_{орг}$  взвеси в поверхностном слое водной толщи;  $x$  – доля  $C_{орг}$ , новообразованного от  $C_{орг}$  общего (‰) в наилке.

**Таблица 9.** Величины речного стока, первичной продукции и содержание взвешенного органического вещества терригенного происхождения в морях Арктики, по [Романкевич, Ветров, 2001], с добавлениями

Море	Площадь, $10^3 \text{ км}^2$	Речной сток (жидкий), $\text{км}^3 \text{ год}^{-1}$	Взвешенное органическое вещество, $10^3 \text{ т год}^{-1}$			Первичная продукция	
			речное	эоловое	суммарное	$\text{г м}^{-2} \text{ год}^{-1}$	$10^6 \text{ т год}^{-1}$
Белое	85	180	360	16	376	25	1.5
Карское	883	1350	765	167	932	30–50	14
Чукотское	595	20.4	14	112	126	20–400	42
Баренцево	1424	163	90	273	363	20–200	55
Восточно- Сибирское	913	913	480*	178	658	н.о.	7

Примечание. \*По Rachold et al., 2004.

установлено, что пресные речные воды распространяются на сотни километров к северу от зон маргинальных фильтров [Лисицын и др., 1994; Леин и др., 1994; 1996]. В этом же рейсе на тех же станциях были проведены приоритетные биогеохимические, микробиологические и изотопные сравнительные исследования водной толщи и донных осадков Карского моря [Мицкевич, Намсараев, 1994; Леин и др., 1994; 1996; Намсараев и др., 1995]. Впервые был проанализирован изотопный состав  $C_{орг}$  взвеси в поверхностном горизонте водной толщи в устьевых зонах рек Енисея ( $\delta^{13}C_{сред} = -30.0‰$ ) и Оби ( $\delta^{13}C_{сред} = -29.15‰$ ) и в открытом море ( $\delta^{13}C_{сред} = -26.8‰$ ), а также в донных осадках Карского моря (см. рис. 2).

В придонном горизонте водной толщи  $C_{орг}$  взвеси из района впадения реки Оби в море был обогащен изотопом  $\delta^{13}C$  до  $-26.0‰$  по сравнению с  $C_{орг}$  взвеси из поверхностного горизонта. Тенденция к обогащению  $C_{орг}$  тяжелым изотопом

сохраняется и в поверхностном слое (0–1 см) донных осадков ( $\delta^{13}C-C_{орг} = -25.3‰$ ) (см. рис. 2).

В рейсе 1993 г. были проведены первые определения величины ОЧМ и скоростей биогеохимических процессов. По результатам этих исследований была установлена заметная активность микроорганизмов в поверхностном слое осадков на енисейском и обском профилях в Карском море [Леин и др., 1994, 1996; Намсараев и др., 1995].

По материалам рейса 1993 г. нами были сделаны выводы о том, что “изменение изотопного состава  $C_{орг}$  в слое 0–1 см осадков по сравнению с изотопным составом  $C_{орг}$  взвеси свидетельствует об активных микробных процессах, протекающих на геохимическом барьере вода-осадок” [Леин и др., 1996, с. 1042].

С 1995 по 2003 гг. в Карском море было проведено шесть Международных экспедиций на НИС “Академик Петров” (ГЕОХИ РАН). Исследовались особенности биогеохимии и радиоэкологии

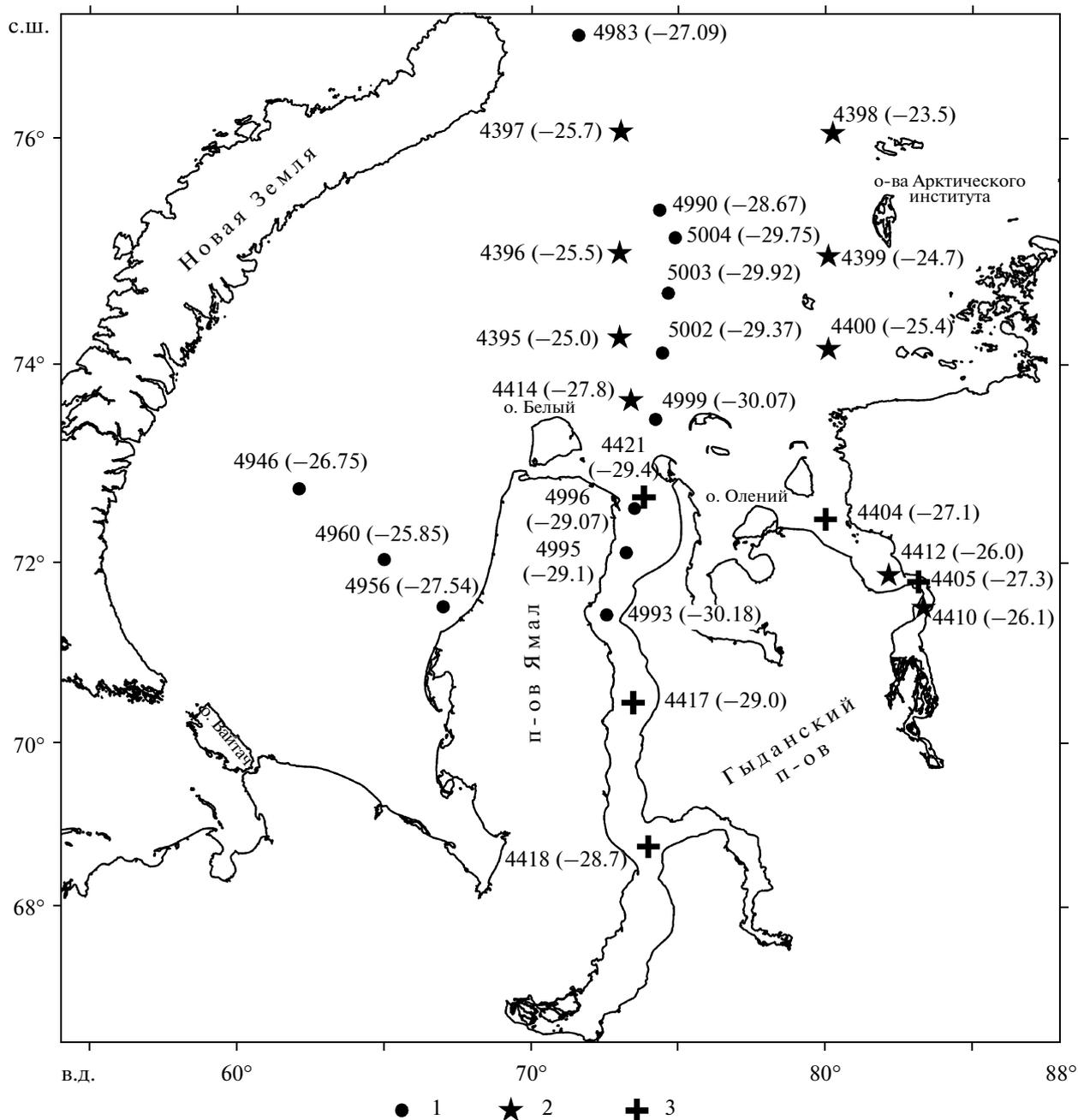


Рис. 4. Расположение станций опробования в Карском море в экспедициях на НИС “Дмитрий Менделеев” (44 рейс, 1993 г.) и на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (53 рейс, 2007 г.). В скобках даны значения  $\delta^{13}\text{C-C}_{\text{орг}}$  взвеси (2007 г.). 1 – номера станций; 2 – значения  $\delta^{13}\text{C-C}_{\text{орг}}$  взвеси (1993 г.); 3 – значения  $\delta^{13}\text{C-C}_{\text{орг}}$  осадков [Леин и др., 1996; Саввичев и др., 2010].

Карского моря [Галимов и др., 2006]. Цитируемые авторы на большом экспериментальном материале подтвердили выводы, сделанные нами на основании результатов экспедиции ИО РАН в 1993 г.

В сентябре 2007 г. исследования ИО РАН в Карском море были продолжены в 54 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Ряд параметров, характеризующих водную толщу в сентябре 2007 г., приведен в табл. 10. Анализировалась водная тол-

ща на профиле от устья р. Оби до желоба Святой Анны и на профиле от п-ова Ямал до о. Новая Земля (см. рис. 4).

На первом из перечисленных профилей была подтверждена зависимость изотопного состава  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси от расстояния от устья р. Оби и соответственно от увеличения солености вод с юга на север от 0.05 до 34.3 г л<sup>-1</sup> (табл. 10). В этом направлении значения  $\delta^{13}\text{C-C}_{\text{орг}}$  изменялись от -30.18 до

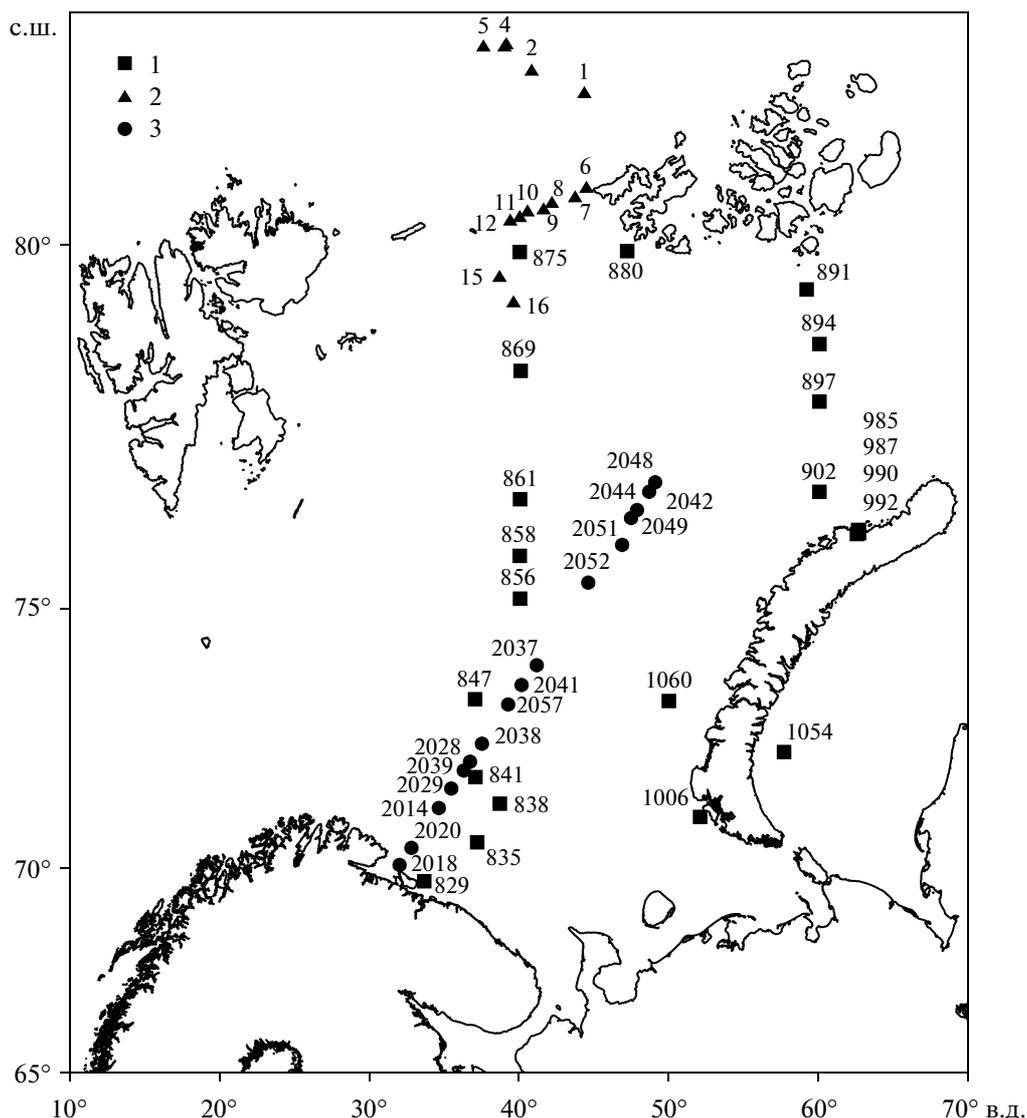
**Таблица 10.** Параметры водной толщи Карского моря (54 рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”, сентябрь 2007 г.)

№ станции глубина, м	Горизонт, м	Соленость, г л <sup>-1</sup>	Взвесь, мг л <sup>-1</sup>	ОЧМ, 10 <sup>3</sup> нл мл <sup>-1</sup>	ТАУ, мкг С л <sup>-1</sup> сут <sup>-1</sup>	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси, ‰
устье р. Оби–желоб Святой Анны						
4993	0	0.05	22.82	1950	1.3	-30.18
22	18	0.05	23.20	3170	2.9	-30.18
4995	0	3.5	14.70	840	1.0	-29.11
11	9	8.0	52.96	890	0.8–7	-29.61
4996	0	20.5	27.07	2540	1.7	-29.07
20	16	24.0	н.о.	710	0.75	н.о.
4999	0	10.0	9.0	1080	0.44	-30.07
27	21	27.0	30.88	1070	0.55	-28.48
5002	0	19.0	0.70	700	0.35	-29.37
29	22	32.0	4.11	880	0.18	-28.16
5003	0	19.0	0.48	740	0.25	-29.92
60	56	32.5	1.55	450	0.09	-28.71
5004	0	19.0	0.70	550	0.17	-29.75
120	107	33.0	0.96	220	0.02	н.о.
4990	0	27.0	0.79	600	0.14	-28.27
125	107	34.0	0.87	300	0.032	-28.67
4983	0	34.3	0.86	250	0.07	-27.62
550	528	34.7	3.56	200	0.02	-24.77
п-ов Ямал–о. Новая Земля						
4956	0	32.2	2.55	600	0.15	-27.54
33	31	32.6	2.56	1300	0.66	-26.51
4960	0	31.0	0.43	465	0.51	-25.85
120	111	33.8	0.65	150	0.06	-25.72
4946	0	28.1	0.34	550	0.38	-26.75
140	70	33.8	0.92	400	0.10	-25.54
среднее 22 пробы						-28.17

**Таблица 11.** Величины темновой CO<sub>2</sub>-ассимиляции (ТАУ) в наддонной воде и поверхностном осадке Карского моря (54 рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”, сентябрь 2007 г.)

№ станции	Глубина, м	ТАУ, мкг С л <sup>-1</sup> сут <sup>-1</sup>			$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ , ‰		
		наддонная вода	осадок, 0–1 см	осадок/ наддонная вода	взвесь наддонной	воды	осадок
устье р. Оби–желоб Святой Анны							
4993	22	3.15	184	58	-30.18	-28.6	1.6
4996	20	1.02	2.08	2	-29.61	-27.5	2.1
4999	27	0.85	2.24	2.6	-28.48	-25.7	2.8
5003	60	0.11	80.06	728	-28.71	-25.3	3.4
4990	125	0.12	98.2	818	-28.67	-24.7	4.0
4983	550	0.12	4.68	39	-24.77	-22.5	2.2
п-ов Ямал–о. Новая Земля							
4956	33	0.32	11.4	35.6	н.о.	н.о.	
4960	12	0.72	22.8	31.7	-25.72	-23.4	2.3
4946	140	н.о.	38.5	–	-25.54	-23.1	2.4
Среднее из 8 анализов					-27.71	-25.10	2.6

Примечание. Δ– Разность значений  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси из наддонной воды и  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  поверхностного осадка 0–1 см.



**Рис. 5.** Расположение станций опробования в Баренцевом море: 1 – в 11-м рейсе НИС “Академик Сергей Вавилов” (август–сентябрь, 1997 г.); 2 – в 8-м рейсе НИС “Академик Федоров” (сентябрь–октябрь, 1998 г.); 3 – в 23-м рейсе НИС “Академик Курчатов” (июнь–сентябрь, 1976 г.) [Леин, Иванов, 2009].

–27.62‰ во взвеси поверхностного слоя воды и мало изменялись по вертикальному профилю водной толщи. Но в пограничном слое вода-осадок изотопный состав  $C_{орг}$  взвеси наддонного слоя воды и  $C_{орг}$  поверхностного слоя (0–1 см) осадка различается на 1.3–4.8 ‰ на фоне возрастающей иногда на три порядка величины скорости темновой  $CO_2$ -ассимиляции в осадке (ст. 5003, 4983, табл. 10, 11).

Другими словами, в Карском море так же, как в Белом, на границе вода-осадок происходят активные микробные процессы с образованием заметного количества изотопно-тяжелой биомассы микроорганизмов, добавляющейся к ОВ взвеси, что смещает изотопный состав  $C_{орг}$  поверхностного слоя осадков в сторону положительных зна-

чений  $\delta^{13}C$ . Об активных микробных процессах на границе вода-осадок свидетельствуют результаты радиоизотопных измерений скоростей процессов: сульфатредукции, метаногенеза и мета-нокисления [Саввичев и др., 2010].

Таким образом, источником  $C_{орг}$  осадков, помимо  $C_{орг}$  седиментационной взвеси, является также биомасса гетеротрофных и автотрофных микроорганизмов, развивающихся *in situ* на границе вода-осадок, что обычно не принимается во внимание.

В Баренцевом море, в отличие от Белого и Карского морей, речной сток составляет лишь 2.2% от океанской воды, поступающей из Норвежского моря с Нордкапским течением в южную и центральную части моря [Деев, 2005].

**Таблица 12.** Общая численность микроорганизмов (ОЧМ), скорость темновой CO<sub>2</sub>-ассимиляции (ТАУ) и изотопный состав C<sub>орг</sub> взвеси водной толщи Баренцева моря (сентябрь–октябрь 1998 г.)

№ станции/ глубина, м	Координаты		Горизонт, м	ОЧМ, 10 <sup>3</sup> кл. мл <sup>-1</sup>	ТАУ, нмоль С л <sup>-1</sup> сут <sup>-1</sup>	δ <sup>13</sup> С-C <sub>орг</sub> взвеси, ‰
	северная широта	восточная долгота				
Район 81°34'–82°0' с.ш.						
1/247	81°34'	44°18'	40	110	2.08	н.о.
			130	130	1.92	–24.9
			245	90	2.75	н.о.
			(придон.)			
2/558	81°47'	40°46'	5 (подо льдом)	80	1.25	–22.6
			100	150	1.17	–23.2
			400	190	1.08	н.о.
5/1054	82°00'	37°33'	25	17	1.50	н.о.
			100	50	1.58	–24.7
			1050	80	0.83	н.о.
			(придон.)			
					Среднее из 4 проб	–23.85
Район 79°39'–80°38' с.ш.						
6/155	80°38'	44°26'	25	34	1.75	–24.3
			50	70	1.33	–24.3
			150	200	1.83	–24.9
			(придон.)			
8/154	80°28'	42°08'	0	20	1.67	н.о.
			15	10	1.50	–23.2
			100	15	1.75	–23.8
			150	100	1.83	–23.4
			(придон.)			
10/252	80°23'	40°30'	0	105	1.00	н.о.
			25	95	1.83	н.о.
			90	120	2.17	–25.5
			180	80	1.75	н.о.
			250	н.о.	1.92	–25.3
			(придон.)			
12/85	80°17'	39°21'	0	90	1.34	–24.3
			25	65	1.75	н.о.
			40	70	1.00	н.о.
			60	85	1.00	н.о.
			80	90	0.65	–24.9
			(придон.)			
15/316	79°39'	3S°38'	0	10	1.34	–25.5
			60	13	1.25	н.о.
			100	90	1.25	–25.6
			180	10	1.67	н.о.
			310	20	2.17	–24.1
			(придон.)			
					Среднее из 13 проб	–24.55

**Таблица 13.** Изотопный состав  $C_{орг}$  в поверхностных горизонтах донных отложений Баренцева и Норвежского морей

№ п/п	№ станции	Глубина, м	Координаты		$\delta^{13}C-C_{орг}$ , ‰
			северная широта	восточная долгота	
Баренцево море					
1	PS-2832	—	81°10'	16°15'	–23.3
2	PS-2827	—	79°25'	30°20'	–23.8
3	PS-2824	—	78°40'	40°00'	–24.2
4	1265	87	78°22'	16°22'	–25.2
5	1266	250	78°21'	15°15'	–23.7
6	1244	96	77°50'	19°09'	–25.1
7	1245	180	77°30'	19°07'	–24.2
Средняя величина для осадков севернее 77° с.ш. (7 проб)					–24.3
8	1249	156	76°56'	19°15'	–29.7
9	1246	153	76°46'	19°25'	–23.8
10	1243	333	76°00'	16°34'	–22.8
11	1241	297	74°49'	17°34'	–22.3
12	1240	94	74°49'	19°10'	–22.6
13	1239	178	74°26'	20°50'	–22.7
Средняя величина для осадков южнее 77° с.ш. (6 проб)					–23.0
Средняя величина для осадков Баренцева моря					–23.6
Норвежское море					
14	3745-М	1255	72°00'	14°44'	–23.8
15	3754	1255	72°00'	14°44'	–25.7
16	22	1255	72°00'	14°43'	–23.3
17	23	1265	72°00'	14°43'	–22.5
18	74	200	79°29'	12°02'	–25.0
19	78	123	78°10'	09°52'	–25.3
средняя величина для осадков Норвежского моря					–24.3

Примечание. Пробы 1–3 из [Scubert, Calvert, 2001]; 4–13 из [Winkelmann, Knies, 2005]; 14–19 из [Леин, Иванов, 2009].

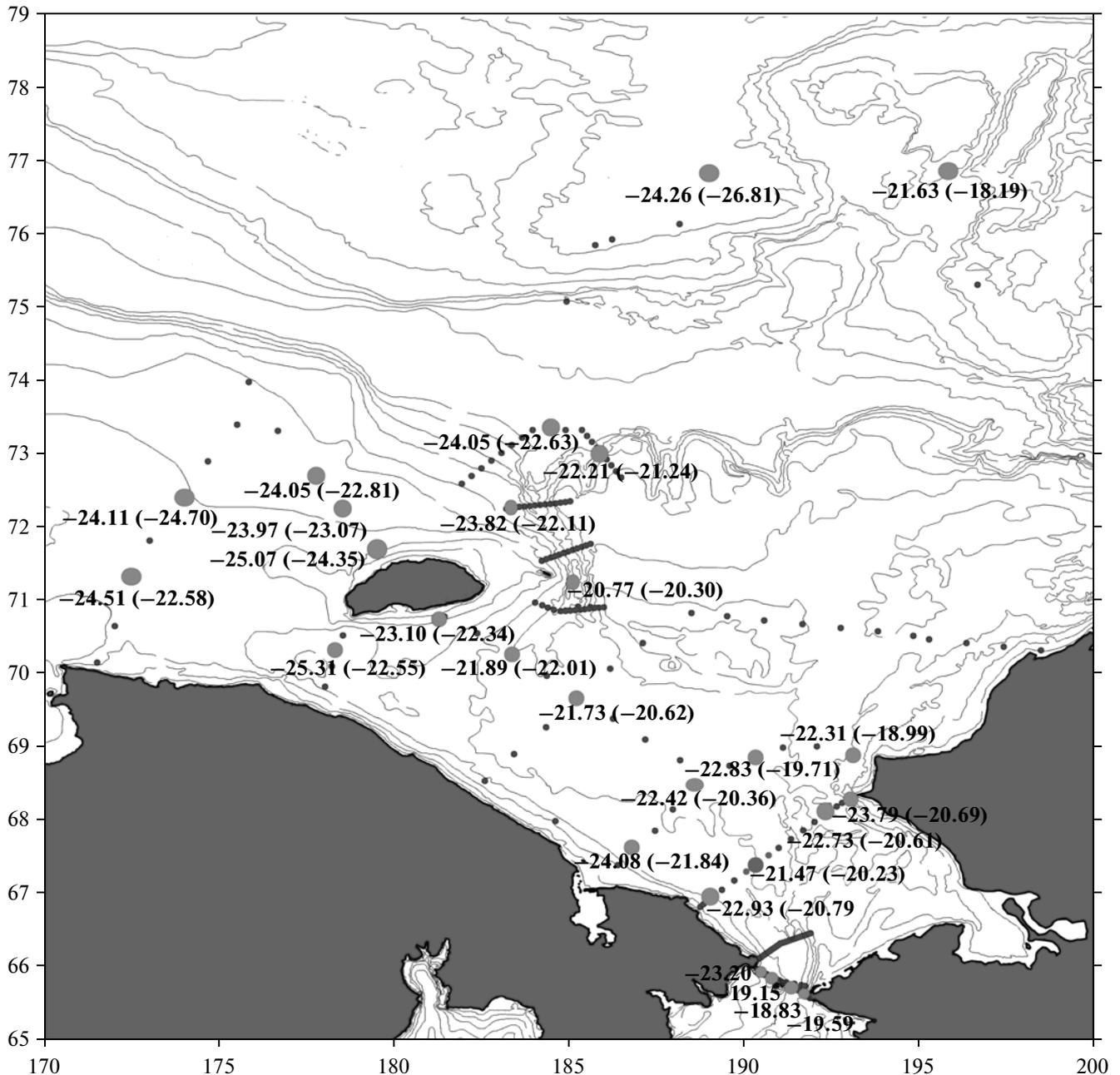
**Таблица 14.** Общая численность микроорганизмов (ОЧМ) и скорость темновой  $CO_2$ -ассимиляции (ТАУ) в поверхностном слое (0–2 см) осадков Баренцева моря

№ станции	Глубина, м	Координаты		ОЧМ, $10^8$ кл. $г^{-1}$	ТАУ, нмоль $C л^{-1} сут^{-1}$
		широта (с.ш.)	долгота (в.д.)		
4	790	82°00'	38°58'	6.3	1170
7	150	81°56'	38°59'	6.0	2000
9	350	80°24'	41°34'	5.5	1330
16	320	79°00'	39°50'	1.7	1080

Другим важным источником водного баланса Баренцева моря являются южные ответвления Сибирского трансполярного дрейфа, с которыми в северную часть моря через северную границу между островами Земля Франца-Иосифа и Шпицберген ежегодно поступает 15000 км<sup>3</sup> воды

и дрейфующие льды Северного Ледовитого океана (рис. 5).

Пробы для исследования взвеси и донных осадков Баренцева моря были отобраны в комплексной экспедиции “Арктика-98” на НИС “Академик Федоров” в октябре-ноябре 1998 г.



**Рис. 6.** Расположение станций опробования в Восточно-Сибирском и Чукотском морях в экспедициях на НИС «Профессор Хромов» (август 2004 г. и август–сентябрь 2009 г.) и значения  $\delta^{13}\text{C-S}_{\text{орг}}$  поверхностного и придонного (в скобках) горизонтов водной толщи.

(см. рис. 5). Результаты биогеохимических исследований, выполненных в этой экспедиции, опубликованы в работах [Саввичев и др., 2001; Леин и др., 2008; Леин, Иванов, 2009]. При написании настоящей статьи использованы собственные и литературные данные по величинам  $\delta^{13}\text{C-S}_{\text{орг}}$  взвеси и  $\delta^{13}\text{C-S}_{\text{орг}}$  верхних горизонтов донных отложений Баренцева моря [Schubert, Calvert, 2001; Winkelmann, Knies, 2005]. Материалы сведены в табл. 12, 13.

Из анализа имеющихся данных (см. табл. 12) следует, что в наиболее высокоширотных водах с дрейфующими льдами на станциях в районе  $81^{\circ}34' - 82^{\circ}00'$  с.ш. величины  $\delta^{13}\text{C-S}_{\text{орг}}$  взвеси варьируют в пределах от  $-22.6$  до  $-24.9\text{‰}$  (3 пробы), при средней величине  $-23.85\text{‰}$ . Изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  проб взвеси, отобранных южнее ( $79^{\circ}17' - 80^{\circ}38'$  с.ш.) изменяется в пределах от  $-23.2$  до  $-25.6\text{‰}$  (13 проб), при средней величине  $-24.55\text{‰}$ .

Таким образом, в обоих исследованных районах  $C_{\text{орг}}$  взвеси на 2.8–3.5‰ обеднен изотопом  $^{13}\text{C}$  по сравнению с типичным для биомассы морского арктического фитопланктона изотопным составом (–20.0...–22.0‰). Этот факт свидетельствует о поступлении в водную толщу более изотопно-легкого терригенного ОВ, видимо, в основном в составе аэрозолей, изотопный состав  $C_{\text{орг}}$  которых в снеговом покрове имеет, по нашим данным, близкие величины  $\delta^{13}\text{C}$  с  $C_{\text{орг}}$  водной взвеси: –25.4‰; –23.8‰; –25.8‰, при среднем значении –25.0‰.

В распределении изотопного состава  $C_{\text{орг}}$  взвеси по вертикальному разрезу водной толщи Баренцева моря каких-либо закономерностей выявить не удалось (см. табл. 12). Предположение о том, что на изотопный состав  $C_{\text{орг}}$  взвеси в районе дрейфующих льдов существенное влияние может оказывать взвесь, высвобождающаяся при таянии льдов [Кодина и др., 2000] изотопными данными не подтверждается, так как величина  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  из однолетних льдов варьирует от –24.6 до –27.5‰ (среднее значение  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  для 7 образцов равно –26.1‰) (рис. 2). Эта средняя величина  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  взвеси, замороженной в толще дрейфующего льда, заметно изотопно легче  $C_{\text{орг}}$  взвеси из водной толщи района дрейфующих льдов ( $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}} = -23.5$ ‰). Самый тяжелый изотопный состав  $C_{\text{орг}}$  ( $\delta^{13}\text{C} = -22.6$ ‰) обнаружен во взвеси из воды под льдом, где, как известно, развиваются многочисленные группы фотосинтетиков.

В 1998 г. помимо анализа взвеси, был выполнен небольшой объем исследований ОЧМ и ТАУ в осадках Баренцева моря (табл. 14). В поверхностном слое осадков величина ОЧМ увеличивается на 3–4 порядка по сравнению с ОЧМ в придонном горизонте водной толщи (см. табл. 12), превышая  $10^8$  клеток в 1 г сырого ила. Значения ТАУ в поверхностном слое осадков превосходят величины ТАУ в придонном горизонте водной толщи в среднем в 1000 раз.

Имеющиеся в литературе значения  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  поверхностного слоя осадков (см. табл. 13) характеризуют донные отложения не исследованных нами районов моря ( $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}} = -22.5...-25.7$ ‰, при среднем значении –24.3‰). Это затрудняет их использование для сравнения с нашими данными по изотопному составу  $C_{\text{орг}}$  взвеси. Вместе с тем, анализ результатов по величине ОЧМ и по скорости ТАУ в водной толще и в осадках показывает те же тенденции трансформации  $C_{\text{орг}}$  на границе вода-осадок, которые были выявлены в Белом и Карском морях.

Меньшее количество изотопно-легкого аллохтонного ОВ, поступающего в Баренцево море, и более высокая величина первичной продукции в нем приводят к тому, что  $C_{\text{орг}}$  взвеси и осадков

этого моря более обогащен изотопом  $^{13}\text{C}$  по сравнению с  $C_{\text{орг}}$  Белого и Карского морей.

Водный баланс Чукотского моря существенно отличается от других арктических морей, поскольку приток пресных вод в море ограничен стоком только трех небольших рек (Амгуэма, Кобук, Нотак). Кроме того, значительную роль в водном балансе Чукотского моря играет поступление соленых вод из Берингова моря через Берингов пролив и из Восточно-Сибирского моря через пролив Лонга (рис. 6).

Образцы взвеси и осадков Чукотского моря отбирали в августе 2004 г., а Восточно-Сибирского и Чукотского (повторно) морей – в сентябре 2009 г., в рамках Комплексной российско-американской долгосрочной арктической программы (The Joint Russian-American Long Term Census on the Arctic, "RUSALKA") на НИС "Профессор Хромов". Часть материалов опубликована в работах [Леин и др., 2007; Саввичев и др., 2007].

Чукотское море, особенно его южная и юго-восточная части, находящиеся в зоне влияния беринговоморских вод, в так называемом "зеленом поясе" (green belt), характеризуются самой высокой первичной продукцией среди арктических морей – до  $1400 \text{ мг С м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ . В холодных северных водах (ст. 85) величина первичной продукции падает до  $110 \text{ мг С м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ , а в прибрежных водах п-ова Аляска (ст. 20) – до  $180 \text{ мг С м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$  [Co-dispoti et al., 2005; Naidu et al, 2004; Lee et al., 2007; Саввичев и др., 2007].

Таким образом, в отличие от Белого и Карского морей, в изученных районах Чукотского моря взвесь практически не содержит терригенного ОВ и состоит почти нацело из фитопланктонного ОВ [Леин и др., 2007]. Малое количество терригенного ОВ во взвеси Чукотского моря находит подтверждение в изотопно-тяжелом составе  $C_{\text{орг}}$  взвеси в поверхностном горизонте водной толщи ( $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  средн взвеси = –22.1‰) (табл. 15) по сравнению с  $C_{\text{орг}}$  взвеси Белого (см. табл. 2, 3) и, в меньшей степени, Баренцева морей (см. табл. 12).

Учитывая значительную роль вод Восточно-Сибирского моря в формировании водного баланса Чукотского моря, представляется целесообразным рассмотреть изотопный состав углерода взвеси Восточно-Сибирского моря, поступающей в Чукотское море через пролив Лонга (рис. 5, табл. 16). Из приведенных данных следует, что величины  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  взвеси в поверхностных горизонтах водной толщи варьируют в узком пределе: от –23.97 до –25.31‰, со средним значением для семи проб –24.47‰.

В придонном горизонте водной толщи на тех же самых станциях величины  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  взвеси изменяются от –22.55 до –24.7‰, при среднем значении –23.5‰, что всего на ~1‰ изотопно-тя-

**Таблица 15.** Распределение величин ОЧМ, ТАУ и  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси в водной толще и в поверхностном слое осадков (0–3 см) в центральном, юго-восточном и юго-западном районах Чукотского моря (август 2004 г.)

№ станции глубина, м	Горизонт, м слой осадка 0–3 см	ОЧМ, $10^3$ кл. мл $^{-1}$	ТАУ, нмоль С л $^{-1}$ сут $^{-1}$	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ , ‰
центральный и юго-восточный районы				
$\frac{11}{40}$	1	227	4.8	–21.7
	37	140	4.8	–
	осадок	–	3680	–22.4
$\frac{7}{53}$	1	53	1.3	–22.0
	20	75	1.3	–22.7
	50	45	0.8	–23.5
	осадок	–	–	–22.0
$\frac{14}{48}$	1	160	0.8	–19.5
	10	–	–	–19.1
	15	–	1.8	–19.8
	осадок	–	–	–22.0
$\frac{22}{57}$	1	185	6.5	–24.8
	25	н.о.	–	–23.5
	50	67	1.6	–21.6
	осадок	–	800	–22.0
$\frac{20}{50}$	1	190	2.6	–23.4
	22	75	1.6	–23.7
	50	30	0.6	–22.7
	осадок	–	1700	–22.9
среднее значение: взвесь (13 проб)				–22.1
осадки (5 проб)				–22.3
северо-западный район				
$\frac{106}{72}$	1	402	1.5	–21.8
	25	55	0.8	–21.9
	66	11	0.3	–23.5
	осадок	н.о.	1150	–22.5
$\frac{85}{103}$	1	77	0.9	–24.0
	30	30	0.3	–22.0
	101	10	0.2	–24.0
	осадок	н.о.	1580	–23.0
среднее значение: взвесь (6 проб)				–22.87
осадки (2 пробы)				–22.75

железе  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси поверхностного горизонта водной толщи.

Взвесь из водной толщи северо-западного района Чукотского моря изотопно-тяжелее, чем в Восточно-Сибирском море в среднем на 1.85‰. Близкая средняя величина  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси характеризует поверхностный горизонт водной толщи центрального и юго-восточного районов Чукот-

ского моря, значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  для которых варьируют от –21.47 до –24.10‰ (табл. 16). Взвесь из придонного горизонта имеет в своем составе несколько более изотопно-тяжелый  $\text{C}_{\text{орг}}$  ( $\delta^{13}\text{C}$  от –19.00 до –21.84 ‰).

В табл. 15 помимо данных по изотопному составу  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси содержатся некоторые интегральные характеристики (ОЧМ и ТАУ) водной толщи для

**Таблица 16.** Распределение значений  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  во взвеси поверхностного и придонного горизонтов водной толщи и поверхностного слоя (0–2 см) осадков Восточно- Сибирского и Чукотского морей (сентябрь 2009 г.)

№ станции	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси, ‰		$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках, ‰	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{карб}}$ в осадках, ‰	Примечания
	поверхность	придонный слой			
Восточно-Сибирское море (172°–180° в.д.)					
SS-4	–24.11	–24.70	–22.21	–0.95	район влияния стока рек Паляваам и Чаун
SS-5	–24.51	н.о.	–23.72	–0.29	
WN-1	–25.07	–24.35	–24.76	–0.48	район вблизи о. Врангеля
WN-2	–23.97	–23.07	–21.46	+1.64	
WN-3	–24.05	–22.81	н.о.	–1.46	
LS-3	–25.31	–22.55	–21.32	–0.56	
IE-1	–24.30	н.о.	н.о.	н.о.	
средние значения	–24.47	–23.50	–22.69	–0.35	
Чукотское море, северо-западный район					
HC-15	–20.80	–20.30	н.о.	н.о.	район вблизи о. Врангеля
HC-40	–23.82	–22.11	н.о.	н.о.	
HC-49	–24.05	–22.63	–20.19	+1.07	
HC-55	–22.21	–21.24	–21.83	–0.43	
CEN-1	–23.10	–22.34	–22.69	–1.22	
CTN-3	–21.73	–20.62	–21.01	–0.26	
средние значения	–22.62	–21.87	–21.43	–0.37	
Чукотское море, центральный и юго-восточный районы					
CI-1	–22.30	–19.00	н.о.	н.о.	район у берегов Аляски
CI-9A	–24.08	–21.84	–22.04	+0.37	район впадения р. Ангуэма (Чукотка)
CI-10	–24.10	–21.80	н.о.	н.о.	
CEN-7	–21.73	–20.62	н.о.	н.о.	
CS-4	–22.93	–20.79	–22.65	+0.21	
CS-8	–21.47	–20.23	–23.07	–0.74	
CS-16	–22.73	–20.61	–23.67	+1.83	
CS-17	–23.79	н.о.	–24.93	+1.95	
средние значения	–22.89	–20.70	–23.72	+0.72	
Чукотское море, северная станция					
GD	–21.63	–18.19	н.о.	н.о.	вблизи кромки льдов

**Таблица 17.** Средний изотопный состав  $C_{орг}$  взвеси сибирских рек, взвеси и осадков арктических морей

Моря	Реки	$\delta^{13}C, ‰$					
		река		эстуарий		открытое море	
		$C_{орг}$ взвеси	$C_{орг}$ осадка	$C_{орг}$ взвеси	$C_{орг}$ осадка	$C_{орг}$ взвеси	$C_{орг}$ осадка
Белое	Северная Двина	-29.2	—	—	—	-28.7	-25.02
Карское	Обь	-29.9	-29.2	-28.7	-27.2	-28.17	-25.1
	Енисей	-30.0	-26.1	—	—		
Лаптевых*	Лена	-27.0	—	—	-26.4	—	-23.7

Примечание. \* По [Rachold, Hubberten, 1999].

нескольких станций из разных районов Чукотского моря, полученные в экспедиции 2004 г. На всех изученных станциях максимальная численность микроорганизмов и наиболее высокие величины ТАУ обнаружены в поверхностных горизонтах водной толщи. По мере увеличения глубины отбора проб на вертикальных разрезах водной толщи эти показатели заметно снижаются.

Максимальные величины ОЧМ и ТАУ (см. табл. 15) характерны для наиболее продуктивных вод центрального и юго-восточного районов моря (ст. 11, 14, 20 и 22). В водах северных станций (ст. 85 и 106), а также в Беринговом проливе (ст. 7) микробные процессы происходят с меньшей интенсивностью. Активность микрофлоры в верхних горизонтах донных осадков Чукотского моря, определяемая по величине ТАУ, так же как и в других арктических морях, на три порядка величин превышает цифры, характерные для водной толщи.

Казалось бы, что небольшое изотопное утяжеление  $C_{орг}$  взвеси от поверхностного горизонта к придонному, наблюдаемое в Восточно-Сибирском и Чукотском морях (см. табл. 15 и 16), аналогично тому, что мы отмечали ранее для трех других арктических морей. Но в отличие от них  $C_{орг}$  осадков центрального и юго-восточного районов Чукотского моря изотопно легче, чем  $C_{орг}$  взвеси водной толщи. В изученных пробах Восточно-Сибирского моря изотопный состав  $C_{орг}$  осадков закономерно утяжеляется по сравнению с  $C_{орг}$  в придонных горизонтах водной толщи, подтверждая правило, что на границе вода-осадок формируются микробные сообщества, изотопно-тяжелая биомасса которых утяжеляет изотопный состав  $C_{орг}$  в осадках.

В северо-западном районе Чукотского моря, находящегося под влиянием вод Восточно-Сибирского моря, изотопный состав  $C_{орг}$  осадков практически наследует изотопный состав  $C_{орг}$  взвеси (см. табл. 16), что свидетельствует об очень низкой активности микробных процессов на границе вода-осадок в этом районе.

Наконец, в центральном и юго-восточном районах Чукотского моря  $C_{орг}$  осадков обеднен тяжелым изотопом  $^{13}C$  на  $\sim 3‰$  (табл. 16) по сравнению с взвесью в придонном горизонте, что отличает осадки этого района Чукотского моря от всех изученных осадков четырех арктических морей.

Средние величины ТАУ в осадках Чукотского моря ниже, чем в осадках Карского и особенно Белого моря. В то же время Чукотское море отличается от всех известных морей малым количеством зоопланктона и очень высокой плотностью бентосного населения (до  $4.5 \text{ кг м}^{-2}$ ), особенно моллюсков, что, возможно, приводит к образованию изотопно-легких продуктов метаболизма представителями этого бентосного сообщества. Но это только предположение.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследование Белого моря в рамках проекта "Система Белого моря" (см. табл. 1–8) (с использованием трубки Ниестеме для отбора проб воды и осадка на границе водная толща-донные отложения) помогло выявить и расшифровать природу главного процесса, ответственного за трансформацию изотопного состава  $C_{орг}$  взвеси при переходе его в  $C_{орг}$  поверхностного слоя осадков. Этот процесс заключается в образовании нового микробного сообщества, биомасса, которого отличается по изотопному составу  $C_{орг}$  от взвеси.

Изучение трех других морей российской Арктики (Баренцева, Карского и Восточно-Сибирского) в период с 1993 по 2009 г. подтвердило выявленный в Белом море механизм трансформации изотопного состава  $C_{орг}$  взвеси в  $C_{орг}$  осадка на конечной стадии седиментации, отразив ряд особенностей каждого из этих морей, связанных, в первую очередь, с величиной речного стока и величиной первичной продукции (см. табл. 9).

Напомним, что изотопный состав  $C_{орг}$  взвеси формируется в верхних частях водной толщи морских водоемов за счет аллохтонного (терригенного) изотопно-легкого  $C_{орг}$  речной взвеси (лито-

**Таблица 18.** Соотношение величины первичной продукции (ПП) и взвешенного органического вещества (ВОВ), средние значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси и поверхностного слоя (0–3 см) осадков в исследованных морях российской Арктики

Море	Соотношение ПП и ВОВ (из табл. 9)	Взвесь		Донные осадки		Разница значений $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси и осадка ( $\Delta$ ), ‰
		$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ , ‰	количество проб	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ , ‰	количество проб	
Белое	4	-28.7* <sup>1</sup>	31	-25.02* <sup>6</sup>	11	-3.68
Карское	15	-28.17* <sup>2</sup>	22	-25.1* <sup>7</sup>	8	-3.07
Баренцево	151	-24.40* <sup>3</sup>	17	-23.65* <sup>8</sup>	13	-0.75
Восточно-Сибирское	11	-24.05* <sup>4</sup>	12	-22.69* <sup>9</sup>	10	-1.46
Чукотское (центральный и юго-восточный р-ны)	333	-22.14* <sup>5</sup>	28	-22.30* <sup>10</sup>	5	+0.16

Примечание. Первичные данные приведены в таблицах: \*1 – № 2, 3; \*2 – № 10; \*3 – № 12; \*4 – № 16; \*5 – № 15, 16; \*6 – № 3, \*7 – № 13; \*8 – № 13; \*9 – № 16; \*10 – № 15, 16.

сфера) и  $\text{C}_{\text{орг}}$  аэрозолей (атмосфера), а также за счет изотопно-тяжелого автохтонного  $\text{C}_{\text{орг}}$  биомассы фитопланктона, образующегося в процессе фотосинтеза (биосфера). Соотношение аллохтонного и автохтонного  $\text{C}_{\text{орг}}$  является основным фактором, формирующим изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси и  $\text{C}_{\text{орг}}$  поверхностных донных отложений (см. рис. 2).

Изменение изотопного состава  $\text{C}_{\text{орг}}$  в осадках Карского моря на обском и енисейском меридиональных профилях в пределах маргинального фильтра и в открытом море впервые продемонстрировано нами на материалах экспедиции 1993 г. [Купцов и др., 1994; Леин и др., 1996]. Обогащение  $\text{C}_{\text{орг}}$  осадков тяжелым изотопом  $\delta^{13}\text{C}$  в направлении от прибрежных станций к открытому морю установлено для моря Бофорта [Naidu et al., 1993], Восточно-Сибирского моря [Naidu et al., 1993; 2000] и моря Лаптевых [Fernandes, Sicre, 2000; Stein, Macdonald, 2003; Stein et al., 2003; Stein, 2008]. По материалам той же экспедиции 1993 г. и последующих было показано, что закономерное изменение изотопного состава  $\text{C}_{\text{орг}}$  происходит и во взвеси, причем значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси и осадков, отобранных в одних и тех же районах моря, заметно различаются:  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси изотопно легче, чем  $\text{C}_{\text{орг}}$  донных осадков (см. рис. 2, 3).

Помимо Белого и Карского морей, заметная разница между величинами  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  во взвеси и в осадках была обнаружена нами в Баренцевом (см. табл. 12, 13) и в Восточно-Сибирском морях (см. табл. 16). Аналогичная закономерность отмечалась в море Лаптевых: значение  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси, приносимой р. Леной, равно -26.6‰, р. Яной – -26.2‰. Изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  донных осадков моря Лаптевых изменяется от -22.8 до -26.6‰ [Fahl et al., 1999; Rachold, Hubberten, 1999].

Шельфовые моря российской Арктики представляют собой конечные водоемы стока полно-

водных рек, дренирующих территорию северной части Евразийского континента, поэтому терригенное органическое вещество речного стока (водосбора) является одним из основных компонентов органического вещества взвеси и образующегося из этой взвеси органического вещества донных отложений. Наши и литературные данные, характеризующие изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси ряда различных рек, впадающих в арктические моря, приведены на рис. 2 и в табл. 17. Из этих данных следует, что в большинстве изученных северных рек значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси варьирует от -27.0 до -29.2 ‰, при средней величине -28.9‰. Легкий изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси рек, впадающих в Белое и Карское моря, по сравнению с  $\text{C}_{\text{орг}}$  морской взвеси объясняется интенсивным развитием в эстуарных зонах этих рек пресноводного фитопланктона, использующего в процессе  $\text{C}_3$ -фотосинтеза углекислоту и бикарбонат, обедненные изотопом  $^{13}\text{C}$  (см. рис. 2). В составе речной взвеси в море приносится также изотопно-легкое  $\text{C}_{\text{орг}}$  болотного происхождения, древнее органическое вещество размывающихся торфяников, континентальная растительность и др.

В арктических морях с меньшим поступлением речной воды (Баренцево и Чукотское) на изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси сильно влияет привнос морских водных масс из соседних морей и океанов (Атлантического и Тихого). Это хорошо видно на примере Чукотского моря. Побережье п-ова Чукотка омывается водами, текущими из Восточно-Сибирского моря через пролив Лонга, а в юго-восточную часть моря поступает берингоморская и тихоокеанская вода в составе мощного Берингоморского течения с взвесью, отличающейся по изотопному составу от взвеси центральной части Чукотского моря.

Влияние больших объемов воды, поступающих из соседних морей и приносящих взвесь с характерными для этих морей величинами  $\delta^{13}\text{C}-$

$C_{\text{орг}}$ , можно продемонстрировать на примере Баренцева моря. Несмотря на то, что величина первичной продукции в Баренцевом море превышает количество  $C_{\text{орг}}$  взвеси, поступающей с речным стоком, более чем в 150 раз (табл. 18), изотопный состав  $C_{\text{орг}}$  взвеси в водной толще Баренцева моря обеднен изотопом  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C} = -24.55\text{‰}$ , см. табл. 12) по сравнению с  $C_{\text{орг}}$  взвеси в водной толще центрального и юго-восточного районов Чукотского моря ( $\delta^{13}\text{C} = -21.87\text{‰}$ ) (см. табл. 15, 16), в котором отношение величины первичной продукции к количеству терригенного органического вещества составляет более 300 (табл. 18). Объясняется это тем, что в Баренцево море ежегодно с водами Нордкапского и Трансполярного течений поступают огромные массы воды [Деев, 2005] с изотопно-легким  $C_{\text{орг}}$  взвеси [Леин и др., 2008]. Нордкапское течение приносит в год  $59000 \text{ км}^3$  воды, содержащей взвесь с величиной  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}} = -25.6\text{‰}$ , а с полярными водами, ежегодный объем которых составляет  $15000 \text{ км}^3$ , поступает взвесь с значением  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}} = -23.6\text{‰}$ .

Используя эти данные, можно по уравнению материально-изотопного баланса рассчитать изотопный состав  $C_{\text{орг}}$  взвеси, формирующейся в самом Баренцевом море:

$$\delta^{13}\text{C}_B V_B = \delta^{13}\text{C}_N V_N + \delta^{13}\text{C}_T V_T + \delta^{13}\text{C}_X V_B,$$

где  $\delta^{13}\text{C}_X$  — величина  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  взвеси, образующейся в Баренцевом море при фотосинтезе;  $\delta^{13}\text{C}_B$  — величина  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ , измеренная во взвеси Баренцева моря и равная  $-24.55\text{‰}$  (см. табл. 12);  $\delta^{13}\text{C}_N$  и  $\delta^{13}\text{C}_T$  — величины  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  взвеси, приносимой Нордкапским течением из Норвежского моря ( $-25.6\text{‰}$ ) и поступающей с водами Трансполярного течения ( $-23.6\text{‰}$ );  $V_B$  — объем водной массы Баренцева моря, равный  $316000 \text{ км}^3$ ;  $V_N$  — ежегодный приток воды из Норвежского моря —  $55000 \text{ км}^3$ ;  $V_T$  — ежегодный объем воды, поступающей с севера —  $19000 \text{ км}^3$ .

Расчет по этому уравнению показывает, что  $C_{\text{орг}}$ , образующийся при фотосинтезе фитопланктона в самом Баренцевом море, имеет величину  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}} = -18.5\text{‰}$ .

Участие такого или подобного изотопно-тяжелого органического углерода в составе биомассы фитопланктона является еще одним важнейшим фактором, влияющим на изотопный состав  $C_{\text{орг}}$  взвеси и  $C_{\text{орг}}$  осадка. Наши данные (см. табл. 18) позволяют утверждать, что разбавляющий эффект изотопно-тяжелого фитопланктоногенного органического углерода напрямую зависит от соотношения величины первичной продукции (автохтонное  $C_{\text{орг}}$ ) и количества  $C_{\text{орг}}$  терригенного (аллохтонное  $C_{\text{орг}}$ ) происхождения. Именно это соотношение определяет разницу в изотопном составе  $C_{\text{орг}}$  взвеси и осадков в разных арктических морях. Минимальное превышение величин

первичной продукции над величиной поступления аллохтонного органического вещества (в 4 раза) обнаружено в Белом море (см. табл. 18), где практически на всей акватории Бассейна величины  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  взвеси в августе 2006 г. мало отличались от величин  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  в Двинском заливе (см. рис. 3 а). В то же время в Чукотском море, где величина первичной продукции в 333 раза превышает количество поступающего в море терригенного органического вещества,  $C_{\text{орг}}$  взвеси заметно обогащен изотопно-тяжелым  $C_{\text{орг}}$  фитопланктоногенного происхождения (см. табл. 18).

Органическое вещество взвеси, состоящее из фитопланктона, пеллет, не полностью минерализованных останков беспозвоночных, а также из частиц почвы, торфа, спор растений и древесных остатков, принесенных с суши, довольно быстро опускается на дно, проходя через водную толщу, населенную гетеротрофными организмами, разлагающими часть органического вещества взвеси в аэробных условиях.

Экспериментальные исследования воздействия аэробных организмов на компонентный и изотопный состав взвешенного органического вещества практически отсутствуют. По предположению, высказанному в работе [Галимов, Коди́на, 1982], при транзите через водную толщу органический углерод взвеси должен терять тяжелый изотоп  $^{13}\text{C}$ .

Анализ распределения величины  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  взвеси в вертикальных профилях через водную толщу всех четырех арктических морей показал отсутствие однонаправленных закономерностей изменений этой величины от поверхности водной толщи ко дну (см. табл. 2, 3, 10, 12, 15, 16). Однако, как следует из табл. 2, заметное обогащение  $C_{\text{орг}}$  взвеси Белого моря изотопом  $^{13}\text{C}$  происходит, как показали специальные детальные исследования, непосредственно на границе вода-осадок. Эти данные подтверждаются результатами анализа изотопного состава  $C_{\text{орг}}$  взвеси и  $C_{\text{орг}}$  поверхностного горизонта осадков в Карском море [Леин и др., 1996; Галимов и др., 2006]. По нашим данным, в сентябре 2007 г. средняя величина  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  для 22-х проб взвеси Карского моря составила  $-28.2\text{‰}$  (см. табл. 10), а величина  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  поверхностного (0–1 см) горизонта осадков  $-25.1\text{‰}$  (см. табл. 11). Близкие значения  $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$  взвеси в водном столбе ( $-27.0\text{‰}$ ), в придонном слое ( $-25.6\text{‰}$ ) и в поверхностном горизонте донных отложений ( $-25.3\text{‰}$ ) в Карском море приведены в работе [Галимов и др., 2006]. Поскольку скорость процесса темновой фиксации  $\text{CO}_2$  в наддонной воде на порядки величин превышает скорость этого процесса в водной толще (см. табл. 2, 5, 6, 10–12, 14, 15), становится очевидным, что во взвеси в наддонной воде увеличивается количество  $C_{\text{орг}}$  за счет биомассы гетеро-

трофных микроорганизмов, активно фиксирующих  $\text{CO}_2$ , и автотрофных микроорганизмов, окисляющих восстановленные соединения ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$  и др.), диффундирующие из осадков к границе вода-осадки (см. табл. 5).

Прямым доказательством потока восстановленных соединений из осадков к границе с водной толщей служат данные по распределению метана и увеличению скоростей микробных процессов метаногенеза, метаноокисления и сульфатредукции в наддонной воде Белого (см. табл. 5) и Карского морей [Леин, Иванов, 2009].

Изотопный состав углерода биомассы автотрофных микроорганизмов, большинство из которых использует  $\text{C}_3$  путь фиксации  $\text{CO}_2$ , близок к изотопному составу биомассы фитопланктона: значения  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  биомассы большинства микроорганизмов находятся в пределах от  $-18.5$  до  $-22.0\%$ . Поступление даже небольшого количества новообразованного органического вещества микробного происхождения сдвигает суммарную величину  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси в сторону его изотопного утяжеления вблизи границы с осадком.

Напротив, при отсутствии большого потока терригенного (аллохтонного) изотопно-легкого органического вещества изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  придонной взвеси и  $\text{C}_{\text{орг}}$  осадка в изученных морях определяется изотопным составом биомассы фитопланктона, достигающей дна, и биомассой микроорганизмов, образующейся на барьере вода-осадок и имеющей практически тот же изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$ , что и биомасса фитопланктона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изучения биогеохимических процессов и изотопного состава  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси и поверхностного горизонта осадка пяти шельфовых морей российской Арктики — Белого, Карского, Баренцева, Чукотского и Восточно-Сибирского — впервые доказана зависимость  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  как взвеси, так и осадков от соотношения количества аллохтонного и автохтонного органического вещества, что является своеобразной геохимической характеристикой каждого из исследованных морей.

Изучение пограничной зоны вода-осадок на примере Белого моря со значительным речным стоком позволило установить, что поверхностный, сильно обводненный слой осадков (fluffy layer) содержит в своем составе более 1 млн  $\text{мл}^{-1}$  развивающихся *in situ* микроорганизмов,  $\text{C}_{\text{орг}}$  биомассы которых изотопно тяжелее  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси водной толщи в среднем на 3%. Присутствие такой биомассы в составе ОВ fluffy layer в количестве от 26.6 до 50.5% объясняет обогащение  $\text{C}_{\text{орг}}$  осадков тяжелым изотопом  $\delta^{13}\text{C}$  по сравнению с изотопным составом  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси водной толщи.

В морях со значительным речным стоком (Карском, Восточно-Сибирском, Белом)  $\text{C}_{\text{орг}}$  осадков не наследует изотопный состав  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси, оседающей из водной толщи, а обогащается тяжелым изотопом  $\delta^{13}\text{C}$ .

В морях с небольшим речным стоком (Баренцево, Чукотское) наблюдается незначительная разница между величиной  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси и  $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$  осадка, что объясняется малым содержанием изотопно-легкого аллохтонного органического вещества во взвеси. При этом в Баренцевом и Чукотском морях, так же как в Белом и Карском, на границе водная толща—донные отложения образуется *in situ* биомасса микроорганизмов, но в отличие от Белого и Карского морей с изотопным составом  $\text{C}_{\text{орг}}$ , практически не отличающимся от изотопного состава фитопланктона морской взвеси.

Авторы благодарят организаторов рейсов, капитанов и команды НИС, на которых был получен материал для исследований, а также сотрудников лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН и лаборатории микробиологии и биогеохимии водоемов ИНМИ РАН за участие в работах на борту НИС и в стационарных лабораториях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-00164, 11-05-00087); гранта Президента РФ № НШ-3714.2010.5 и Программы Президиума РАН № 20 (проект 9.2).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И. Органическое вещество Белого моря // Система Белого моря. Т. 2. Водная толща и взаимодействующие с ней геосферы / Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 2012.
- Ведерников В.И., Демидов А.Б., Судьбин А.И. Первичная продукция и хлорофилл в Карском море в сентябре 1993 г. // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 693–703.
- Галимов Э.М., Кодина Л.А. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. М.: Наука, 1982. 228 с.
- Галимов Э.М., Кодина Л.А., Степанец О.В., Коробейник Г.С. Биогеохимия российской Арктики, Карское море. Результаты исследования по проекту SIRRO 1995–2003 гг. // Геохимия. 2006. № 11. С. 1139–1191.
- Деев М.Г. Баренцево море // Большая российская энциклопедия. 2005. Т. 3. С. 43–45.
- Иванов М.В., Леин А.Ю., Саввичев А.С. Влияние фитопланктона и микроорганизмов на формирование изотопного состава органического вещества морей российской Арктики // Микробиология. 2010. Т. 79. № 5. С. 579–594.
- Кодина Л.А., Люцарев С.В., Богачева М.П. Источники осадочного вещества дрейфующего льда Арктического бассейна по данным изотопного анализа органического

- го углерода ледовой взвеси // ДАН. 2000. Т. 341. № 4. С. 511–515.
- Кравчишина М.Д., Мицкевич И.Н., Веслополова Е.Ф. и др.* Взаимосвязь взвеси и микроорганизмов в водах Белого моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 6. С. 900–917.
- Кравчишина М.Д.* Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научный мир, 2009. 263 с.
- Купцов В.М., Лисицын А.П., Шевченко В.П.*  $^{234}\text{Th}$  как индикатор потоков взвешенного вещества в Карском море // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 753–765.
- Леин А.Ю., Беляев Н.А., Кравчишина М.Д. и др.* Изотопные маркеры трансформации органического вещества на геохимическом барьере вода – осадок // ДАН. 2011. Т. 436. № 2. С. 228–232.
- Леин А.Ю., Иванов М.В.* Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
- Леин А.Ю., Миллер Ю.М., Намсараев Б.Б. и др.* Биогеохимические процессы цикла серы на ранних стадиях диагенеза осадков на профиле р.Енисей-Карское море // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 681–692.
- Леин А.Ю., Русанов И.И., Кловиткин А.А. и др.* Биогеохимические процессы в водной толще Каспийского моря в ноябре 2008 г. // ДАН. 2010. Т. 434. № 6. С. 786–790.
- Леин А.Ю., Пименов Н.В., Русанов И.И. и др.* Цикл метана в Баренцевом море // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 5. С. 455–479.
- Леин А.Ю., Русанов И.И., Саввичев А.С. и др.* Биогеохимические процессы циклов серы и углерода в Карском море // Геохимия. 1996. № 11. С. 1027–1044.
- Леин А.Ю., Саввичев А.С., Русанов И.И. и др.* Биогеохимические процессы в Чукотском море // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 5. С. 247–266.
- Лисицын А.П., Шевченко В.П., Виноградов М.Е. и др.* Потоки осадочного вещества в Карском море и в эстуариях Оби и Енисея // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 748–758.
- Мицкевич И.Н., Намсараев Б.Б.* Численность и распределение бактериопланктона в Карском море в сентябре 1993 г. // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 704–708.
- Намсараев Б.Б., Русанов И.И., Мицкевич И.Н. и др.* Бактериальное окисление метана в эстуарии реки Енисей в Карском море // Океанология. 1995. Т. 35. № 1. С. 88–93.
- Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Потоки органического углерода в арктических морях // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 394–409.
- Саввичев А.С., Захарова Е.Е., Веслополова Е.Ф. и др.* Микробные процессы циклов углерода и серы в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 942–957.
- Саввичев А.С., Русанов И.И., Мицкевич И.Н. и др.* Особенности биогеохимических процессов круговорота углерода в водной толще, донных осадках, ледовом и снеговом покрове Баренцева моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 394–409.
- Саввичев А.С., Русанов И.И., Пименов Н.В. и др.* Микробные процессы циклов углерода и серы в Чукотском море // Микробиология. 2007. Т. 76. № 5. С. 682–693.
- Саввичев А.С., Русанов И.И., Юсупов С.К. и др.* Микробные процессы трансформации органического вещества в Белом море // Океанология. 2005. Т. 45. № 5. С. 689–702.
- Саввичев А.С., Русанов И.И., Юсупов С.К. и др.* Биогеохимический цикл метана в прибрежной зоне и литорали Кандалакшского залива Белого моря // Микробиология. 2004. Т. 73. № 4. С. 540–552.
- Саввичев А.С., Русанов И.И., Захарова Е.Е. и др.* Микробиологические процессы циклов серы и углерода в Белом море // Микробиология. 2008. Т. 77. № 6. С. 823–838.
- Cho B.C., Azam F.* Biogeochemical significance of bacterial biomass in the ocean's euphotic zone // Mar. Ecol. Progr. Ser. 1990. V. 63. P. 253–259.
- Codispoti L.A., Flagg C., Kelly V., Swift J.H.* Hydrographic conditions during the 2002 SBI process experiments // Deep-Sea Research. 2005. Part II. № 52. P. 3199–3226.
- Fahl C., Cremer H., Erlenkeuser H., Hanssen H. et al.* Sources and pathways of organic carbon in the modern Laptev Sea (Arctic Ocean): implications from biological, geochemical and geological data // Polarforschung. 1999. V. 69. P. 193–295.
- Fernandes M.B., Sicre M.A.* The importance of terrestrial organic carbon inputs on Kara Sea shelves as revealed by *n*-alkanes, OC and  $\delta^{13}\text{C}$  values // Org. Geochem. 2000. V. 31. P. 363–374.
- Hayes J.M.* Fractionation of carbon and hydrogen isotopes in biosynthetic processes // Stable isotope geochemistry / Eds Valley J.W., Cole D. Washington: Mineralogical Society of America, 2001. V. 43. P. 225–278.
- Kaiser K., Benner R.* Major bacterial contribution to the ocean reservoir of detrital organic carbon and nitrogen // Limnol. Oceanogr. 2008. V. 53. P. 99–112.
- Krishnamurthy R.V., Machavaram M., Baskaran M. et al.* Organic carbon flow in the Ob, Yenisei rivers and Kara Sea of the Arctic region // Mar. Poll. Bull. 2001. V. 42. P. 726–732.
- Lee S.H., Whitedge T.E., Kang S.* Recent carbon and nitrogen uptake rates of phytoplankton in Bering Strait and the Chukchi Sea // Cont. Shelf. Res. 2007. V. 27. P. 2231–2249.
- Meon B., Amon R.M.W.* Heterotrophic bacterial activity and fluxes of dissolved free amino acids and glucose in the Arctic rivers Ob, Yenisey and the adjacent Kara Sea // Aquat. Microb. Ecol. 2004. V. 37. P. 121–135.
- Naidu A.S., Cooper L.W., Finney B.P. et al.* Organic carbon isotope ratios ( $\delta^{13}\text{C}$ ) of American continental shelf sediments // Int. Journ. Earth Sci. 2000. V. 89. P. 522–532.
- Naidu A.S., Cooper L.W., Grebmeier J.M. et al.* The continental margin of the North Bering-Chukchi Sea: distribution, sources, fluxes and burial rates of organic carbon // The organic carbon cycle in the Arctic Ocean / Eds Stein R., Macdonald R.W. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2004. P. 193–204.
- Naidu A.S., Scalan R.S., Feder H.M. et al.* Stable organic carbon isotopes in sediments of the North Bering – South

- Chukchi seas, Alaskan-Soviet Arctic shelf // *Cont. Shelf Res.* 1993. V. 13. P. 669–691.
- Rachold V.A., Hubberten H.-M.* Carbon isotope composition of particulate organic matter in East Siberian Rivers // *Land-ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history* / Eds Kassens H. et al. Berlin: Springer, 1999. P. 561–575.
- Rachold V.A., Eicken H., Gordeev V.V. et al.* Modern terrigenous organic carbon input to the Arctic Ocean // *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean* / Eds Stein R., Macdonald R.W. Berlin: Springer-Verlag, 2004. P. 33–57.
- Schubert C.J., Calvert S.E.* Nitrogen and carbon isotopic composition of marine and terrestrial organic matter in Arctic Ocean sediments: implications for nutrient utilization and organic matter composition // *Deep-Sea Research.* 2001. Part I. № 48. P. 789–810.
- Siberian river run-off in the Kara Sea: characterization, quantification, variability and environmental significance / Eds Stein R., Fuhrl K., Futterer D.K. et al. // *Proceedings in Marine Sciences.* V. 6. Amsterdam: Elsevier, 2003. 484 p.
- Stein R.* Arctic Ocean Sediments processes, proxies and paleoenvironment. Amsterdam: Springer, 2008. 592 p.
- The Arctic Ocean Organic Carbon Cycles: Present and Past / Eds Stein R., Macdonald R.W. Berlin: Springer, 2003. 363 p.
- Winkelmann D., Knies J.* Recent distribution and accumulation of organic carbon on the continental margin west of Spitzbergen // *Geochem., Geophys., Geosystems.* 2005. V. 6. № 9. P. 1525–2027.