

УДК 551.35

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО РАЙОНА ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2018 г. И. И. Русанов^{1,2}, А. Ю. Леин², П. Н. Маккавеев², А. А. Клювиткин²,
М. Д. Кравчишина², М. В. Иванов¹, М. В. Флинт²

¹Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, ФИЦ Биотехнология РАН, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

e-mail: lein@ocean.ru

Поступила в редакцию 12.10.2015 г.

Сопряженные исследования гидрохимии и скорости микробных процессов в водной толще восточного сектора Черного моря на “стомильном стандартном” разрезе Геленджик – центральная часть моря (глубины от 100 до 2170 м) показали, что в марте 2009 г. после серии теплых зим и в отсутствии интенсивного конвективного зимнего перемешивания наблюдалось сравнительно низкое содержание взвеси, органического углерода ($C_{\text{орг}}$) во взвеси и биогенных элементов в водной толще. Относительно высокая концентрация взвеси и изотопно-легкий $C_{\text{орг}}$ взвеси на шельфовой станции свидетельствуют о поступлении терригенного материала с суши и о низкой концентрации фитопланктоногенного органического вещества в составе взвеси. Это объясняет низкие скорости биогеохимических процессов в водной толще вблизи берега.

На глубоководных станциях в поверхностных слоях водной толщи преобладает изотопно-тяжелое фитопланктоногенное органическое вещество. Это говорит о том, что терригенный материал с суши еще не успел дойти до водных масс глубоководных районов, удаленных от берега. Следовательно, даже после теплых зим в условиях низких концентраций биогенных элементов в фотическом слое глубоководной зоны моря протекают процессы фотосинтеза, обеспечивающие органическим субстратом гетеротрофные водные сообщества.

Результаты изотопного анализа $C_{\text{орг}}$ взвеси, наряду с данными по скорости биогеохимических процессов и с гидрохимическими характеристиками водной толщи, могут быть использованы для определения природы и сезонной вариабельности состава органического углерода взвеси.

DOI: 10.7868/S0030157418010070

ВВЕДЕНИЕ

Потепление климата в северо-восточном районе Черного моря и предполагаемое в связи с этим ослабление конвективного перемешивания в зимний сезон может привести к сокращению мощности аэробной зоны за счет подъема анаэробной.

Биогеохимические процессы, протекающие в водной толще северо-восточного района Черного моря, оказывают влияние на экологическую ситуацию всего рекреационного района, протягивающегося вдоль побережья от г. Анапы до г. Сочи.

Многолетние исследования гидрохимической характеристики водной толщи показали, что содержание и распространение биогенных элементов в водной толще связаны с гидрологической структурой вод [1]. Сильная изменчивость динамических процессов в верхних слоях водной толщи приводит к тому, что в зависимости от времени года в аэробной зоне происходят изменения количества

и состава биогенных компонентов (HCO_3^{2-} , P, Si, соединений азота и др.).

С конца XX в. в практику исследования водной толщи был включен анализ содержания и распределения взвеси, т.е. частиц разнообразного происхождения, пассивно взвешенных в морской воде и имеющих размеры от 0.1 мкм до 1 мм [10].

В составе взвеси присутствует органическое вещество (ОВ) автохтонного (планктон) и аллохтонного (терригенного) происхождения, которое служит субстратом для деятельности гетеротрофных микроорганизмов, участвующих в преобразовании ОВ взвеси и, в том числе, в процессах газообразования (CO_2 , H_2S , CH_4 , NH_4 и др.).

Величина первичной продукции в исследуемом районе моря варьирует от 128 до 298 мг/м² сут [3].

По многолетним наблюдениям пик “цветения” диатомовых приходится, главным образом, на март–май, а кокколитофорид – даже на май–июнь [21].

Станции отбора проб воды в марте (2009 г., 100-й рейс НИС “Профессор Штокман”) и в июне (2005 г., 80-й рейс НИС “Акванавт”)

| № станции | Координаты | | Глубина, м |
|--|------------|----------|------------|
| | с.ш. | в.д. | |
| НИС “Профессор Штокман” (05.03–04.04.2009) | | | |
| 100–6 | 44°22.27 | 37°43.37 | 2000.0 |
| 100–20 | 44°01.1 | 36°37.60 | 2000.0 |
| 100–43 | 44°42.41 | 36°37.91 | 100.0 |
| 100–46 | 44°33.68 | 36°37.90 | 712.0 |
| 100–48 | 43°26.20 | 36°30.92 | 2170.0 |
| НИС “Акванавт” (25.06–30.06.2005) | | | |
| 2200 | 44°27.48 | 38°01.02 | 1300.0 |
| 2201 | 44°29.10 | 37°52.80 | 1600.0 |

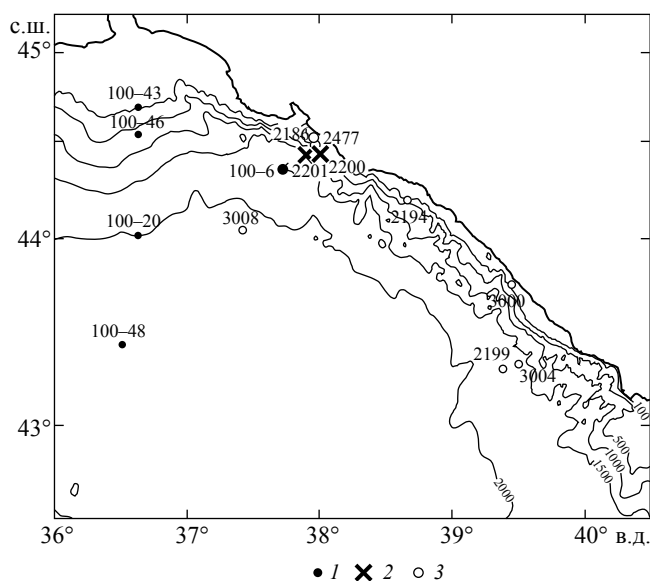


Рис. 1. Схема расположения станций опробования водной толщи: 1 – в марте 2009 г. (100-й рейс НИС “Профессор Штокман”); 2 – в июне 2005 г. (82-й рейс НИС “Акванавт”); 3 – в июне 2005 и 2007 гг. (81-, 99-, 123-й рейсы НИС “Акванавт”).

Например, цветение кокколитофорид в 1998 г. начиналось во второй половине апреля [13] или даже в июне в 2011 г. [5].

Время предположительного цветения фитопланктона было выбрано для проведения комплексной океанологической экспедиции ИО РАН (руководитель д.б.н. М.В. Флинт) на НИС “Профессор Штокман” (100-й рейс), начавшейся 5 марта и завершённой 4 апреля 2009 г. Одной из задач научной программы рейса было изучение биогеохимических процессов, протекающих в водной

толще на “стомильном” стандартном разрезе Гелленджик – центральная часть моря, на глубинах от 100 до 2170 м (таблица, рис. 1).

Район работ охватывал шельф с аэробной водной толщей, а также континентальный склон и пелагиаль со стратифицированной водной толщей. Важность влияния сезонных факторов на количество и состав взвеси показано в ряде работ, например в работе М.В. Иванова с соавторами по материалам российско-швейцарской экспедиции 1999 г. [3].

О зависимости скорости биогеохимических процессов от времени года, по результатам исследования скорости сульфатредукции (в том числе в восточной части моря) в феврале–апреле 1991 г. с применением радиоизотопа ^{35}S , сообщается в работе Ю.И. Сорокина [16].

В июне 2005 г. исследование скорости биогеохимических процессов с участием микроорганизмов проводилось на станциях у подножья континентального склона восточного сектора моря с использованием радиоизотопов ^{35}S и ^{14}C , в совместной экспедиции Южного отделения ИО РАН и сотрудников ИНМИ РАН (рис. 1).

В 100-м рейсе НИС “Профессор Штокман” были продолжены исследования биогеохимических процессов, протекающих в водной толще северо-восточного сектора моря, но в необычных для этого района условиях отсутствия (или слабого) зимнего конвективного перемешивания. Теплая зима 2008–2009 гг. не способствовала конвективному перемешиванию и поступлению биогенных компонентов в водную толщу, что должно было сказаться на величине первичной продукции, количестве взвеси и содержании органического углерода ($C_{\text{орг}}$) во взвеси и, в конечном итоге, на скорости биогеохимических процессов.

Цель данной работы – сопряженные определения гидрохимической структуры вод и скоростей биогеохимических процессов в водной толще после серии теплых зим с предполагаемым слабым конвективным перемешиванием водных масс.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 100-м рейсе НИС “Профессор Штокман” весной 2009 г. пробы воды отбирали на пяти станциях на профиле шельф (ст. 43) – континентальный склон (ст. 46) – пелагиаль (станции 6, 20, 48). В 2005 г. в экспедиции на НИС “Акванавт” пробы воды были отобраны у подножья континентального склона на двух станциях (2200 и 2201) на глубинах 1300 и 1600 м с подробным отбором через 5–10 м в редокс-зоне (пограничном слое между аэробными и анаэробными водами) (таблица, рис. 1).

Для решения поставленных в работе задач был использован комплекс методов: гидрохимических, микробиологических, радиоизотопных и изотопно-геохимических [8].

Пробы воды на изучение водной взвеси отбирались также в ходе экспериментальных подспутниковых исследований во время июньского пика цветения кокколитофорид с 2005 по 2007 гг. в 81-, 99- и 123-м рейсах НИС “Акванавт”.

Отбор проб воды проводили из пластмассовых батометров Нискина зондирующего комплекса Rozette после получения результатов зондирования. Взвесь выделяли фильтрацией под вакуумом через предварительно взвешенные мембранные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм и через стекловолоконные фильтры (GF/F). GF/F фильтры использовали для определения содержания и изотопного состава ($\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$) взвешенного органического углерода (ВОУ).

Параллельно с отбором проб взвеси проводили краткосрочные (12–48 ч) эксперименты по определению скорости микробных процессов темновой CO_2 -ассимиляции (ТАУ), сульфатредукции (СР), метаногенеза (МГ) и метаноокисления (МО) с добавлением радиоактивно меченых субстратов ($\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$, $^{14}\text{CH}_4$, $\text{Na}_2^{35}\text{SO}_4$) в условиях, близких к *in situ*, по методике, описанной в работе [2]. Химические анализы (O_2 , Alk и др.) проводили в судовой лаборатории стандартными методами гидрохимического анализа [15].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Северо-восточная часть Черного моря представлена узким шельфом, крутопадающим материковым склоном и пелагиалью.

Гидрохимическая характеристика вод района исследования. По результатам предыдущих работ в данном районе моря, в вертикальном распределении температуры и солёности на станциях у подножья континентального склона были выявлены верхний квазиоднородный слой (0–10 м), слой сезонного пикноклина (10–15 м), холодный промежуточный слой (70–90 м) и слой основного пикноклина (90–140 м, рис. 2), что в целом, совпадает со средними гидрологическими характеристиками северо-восточной части моря [14].

Максимальные концентрации кислорода наблюдались в слое 15–50 м. Минимальная концентрация кислорода (0.03–0.6 мкМ/л) наблюдалась над слоем появления сероводорода.

Весной 2009 г. в верхнем 30–50-ти метровом слое наблюдались необычно низкие концентрации биогенных элементов, особенно фосфатного фосфора и нитратного азота, концентрации которых снижались до аналитического нуля (рис. 3). Это безусловно оказывало лимитирующее действие на развитие фитопланктона. В период наших наблюдений (март 2009 г.) биологи не обнаружили весеннее цветение диатомей и кокколитофорид, характерное для этого времени года. Отсутствие

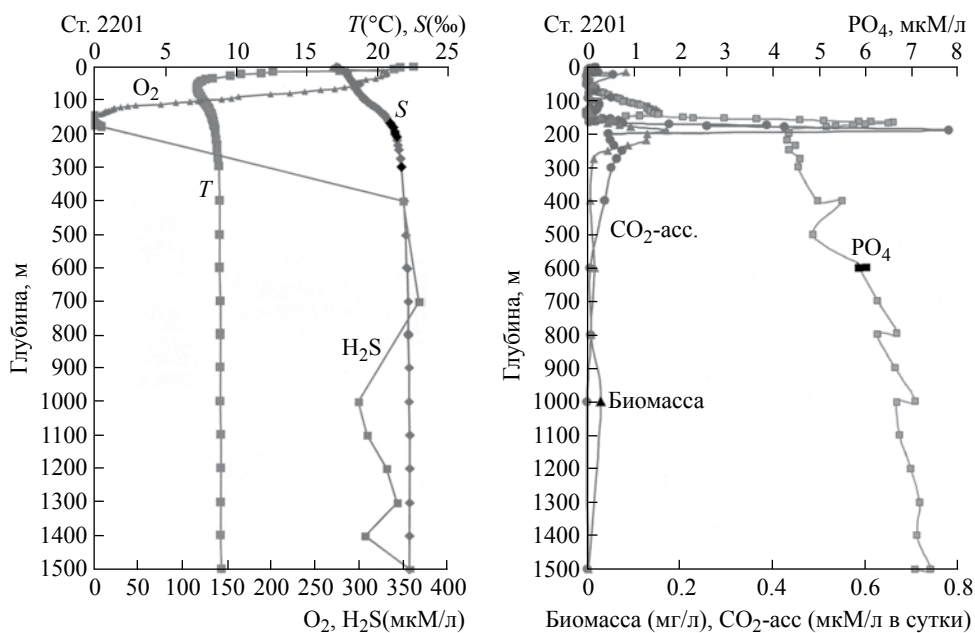


Рис. 2. Физико-химическая и микробиологическая характеристики водной толщи (ст. 2201) в июне 2005 г.: температура (T), солёность (S), концентрация кислорода (O_2) и сероводорода (H_2S), микробная биомасса (биомасса), скорость CO_2 -ассимиляции (CO_2 -асс) и концентрация PO_4 .

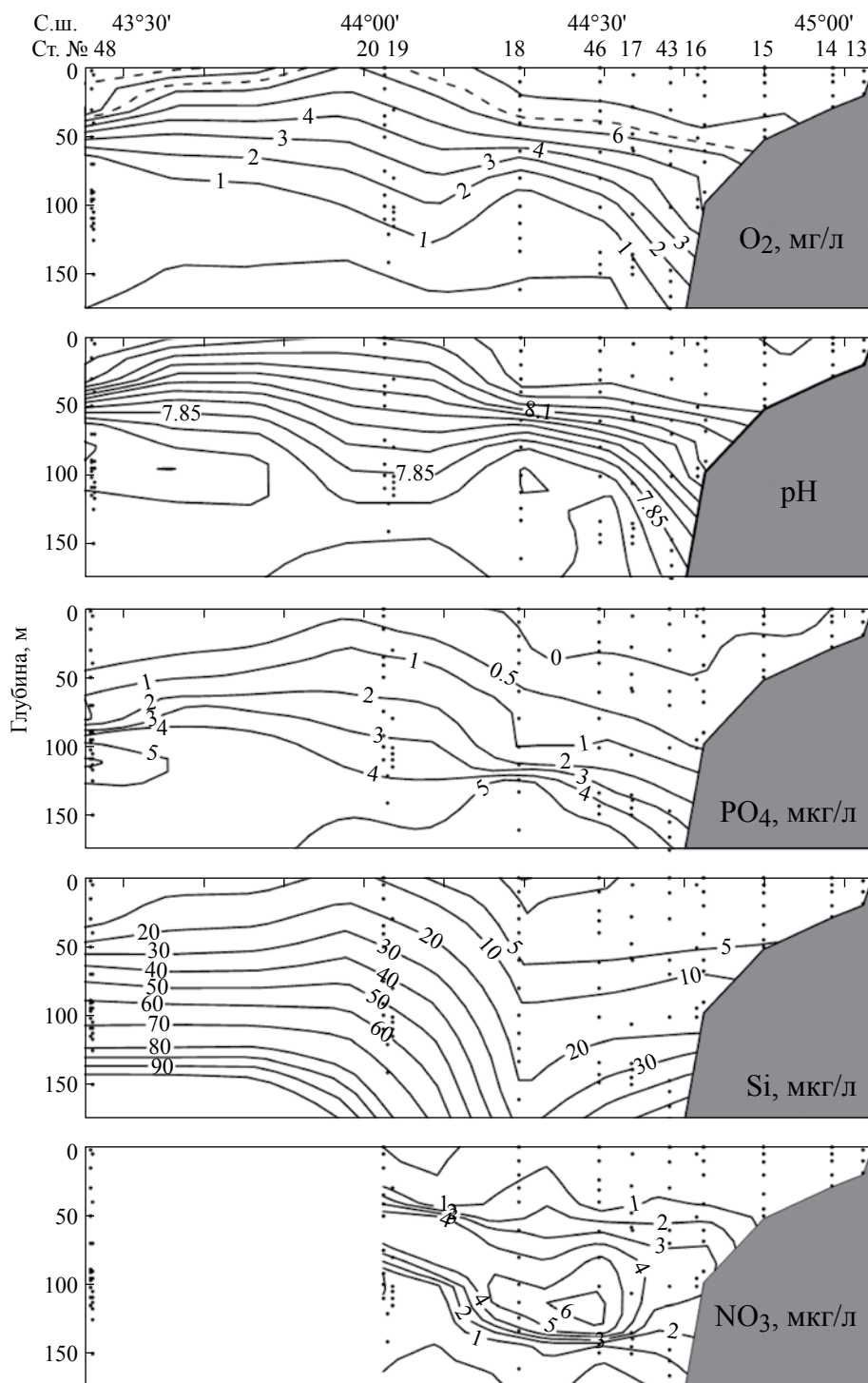


Рис. 3. Гидрохимическая характеристика верхних 150 м водной толщи в марте 2009 г.: концентрация кислорода (O_2), значения pH, концентрация PO_4 , Si, NO_3 .

пики цветения объяснялось низкой биологической активностью вод. В результате аномально теплых зим последних лет зимняя конвекция не достигала холодного промежуточного слоя (ХПС), где происходит формирование основной базы биогенных элементов. Именно за счет подъема биогенных

элементов в холодное время может обеспечиваться до 2/3 величины годовой продукции фотосинтеза. Остальная часть органического вещества в открытой части моря образуется за счет рециклинга биогенных элементов. Влияние материкового стока на формирование первичной продукции вод

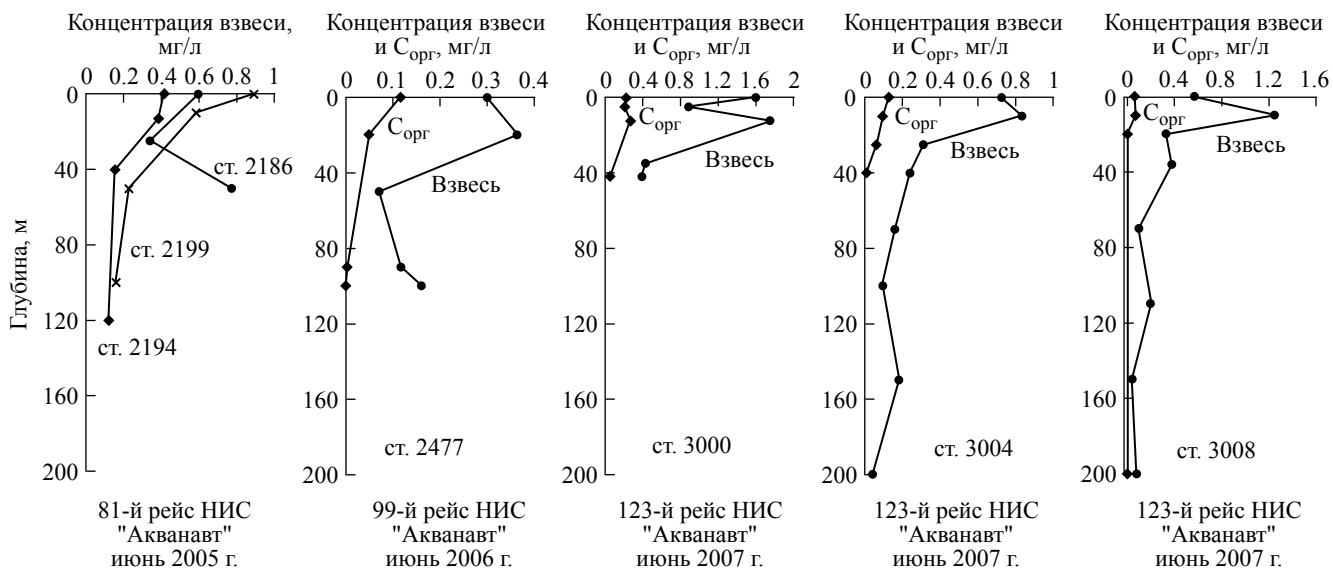


Рис. 4. Содержание взвеси и $C_{орг}$ взвеси в водной толще в районе шельфа в июне 2005–2007 гг.

открытой части моря можно не учитывать. Так, по расчетам из работы [11], в северо-западной части моря реки ежегодно поставляют в прибрежную зону моря только около 2–6% основных биогенных элементов, которые практически полностью в этой зоне потребляются.

Другим объяснением может быть предположение о том, что весеннее цветение фитопланктона уже прошло или еще не наступило и что на развитии фитопланктона сказывается недостаток питательных веществ. Подтвердить или опровергнуть второе предположение может анализ количества и состава взвеси. Если цветение фитопланктона уже прошло, количество биогенной составляющей взвеси должно быть значительным. Об этом можно судить и по изотопному составу взвешенного органического углерода (BOU).

Содержание взвеси. Количество рассеянного взвешенного вещества (взвеси) в водной толще определяется величиной первичной продукции, твердым речным стоком, поступлением аэрозолей, абразией берегов и эрозионными процессами. Первые две из перечисленных составляющих являются наиболее важными компонентами взвеси. Максимум поступления биогенного материала в состав взвеси исследуемого района связывают обычно с пиком цветения диатомовых и карбонатных микроводорослей.

В марте и апреле обычно наблюдается, помимо высокой концентрации планктона, высокое содержание во взвеси терригенного (литогенного) материала, поступление которого в море связано с речным стоком.

Анализ количества взвеси на мелководных станциях с глубинами от 25 до 200 м в экспедиции на

НИС “Акванавт” в июне 2005–2007 гг. показал, что в составе взвеси доля аллохтонного материала колебалась от 0.035 до 1.409 мг/л в поверхностном горизонте водной толщи (т.е. в 40 раз) (рис. 4), а содержание $C_{орг}$ в этом же горизонте изменялось от 0.026 до 0.168 мг/л (т.е. почти в 7 раз). На мелководных станциях количество взвеси закономерно уменьшалось от поверхности ко дну. В июне 2007 г. фиксировался приповерхностный (10–15 м) максимум концентрации взвеси, что также прослеживалось и в вертикальном распределении $C_{орг}$. Распределение взвеси в поверхностном слое характеризовалось значительной неравномерностью и в целом (за исключением прибрежных станций) соответствовало картине распределения хлорофилла по данным спутникового сканера цвета моря MODIS-Aqua.

В марте 2009 г. максимальное количество взвеси обнаружено также в поверхностном слое водной толщи на шельфе в районе ст. 43 (0.60 мг/л), что объясняется, главным образом, близостью к берегу. С удалением от суши на материковом склоне количество взвеси в поверхностном слое составляет 0.36 мг/л (ст. 46) и остается близким по величине и практически постоянным (0.28–0.40 мг/л) в поверхностном водном слое в районе глубоководных станций (станции 6, 20, 48, 50) (рис. 5).

В стратифицированной водной толще количество взвеси, как правило, увеличивалось на границе аэробных и анаэробных слоев. Так, максимум взвеси был обнаружен на станции 46 на горизонте 60 м (0.48 мг/л), на ст. 6 – на горизонте 140 м (0.70 мг/л), на станции 20 – на горизонте 120–140 м (0.70 мг/л) и на ст. 48 – на горизонте 90 м (0.30 мг/л) (рис. 5).

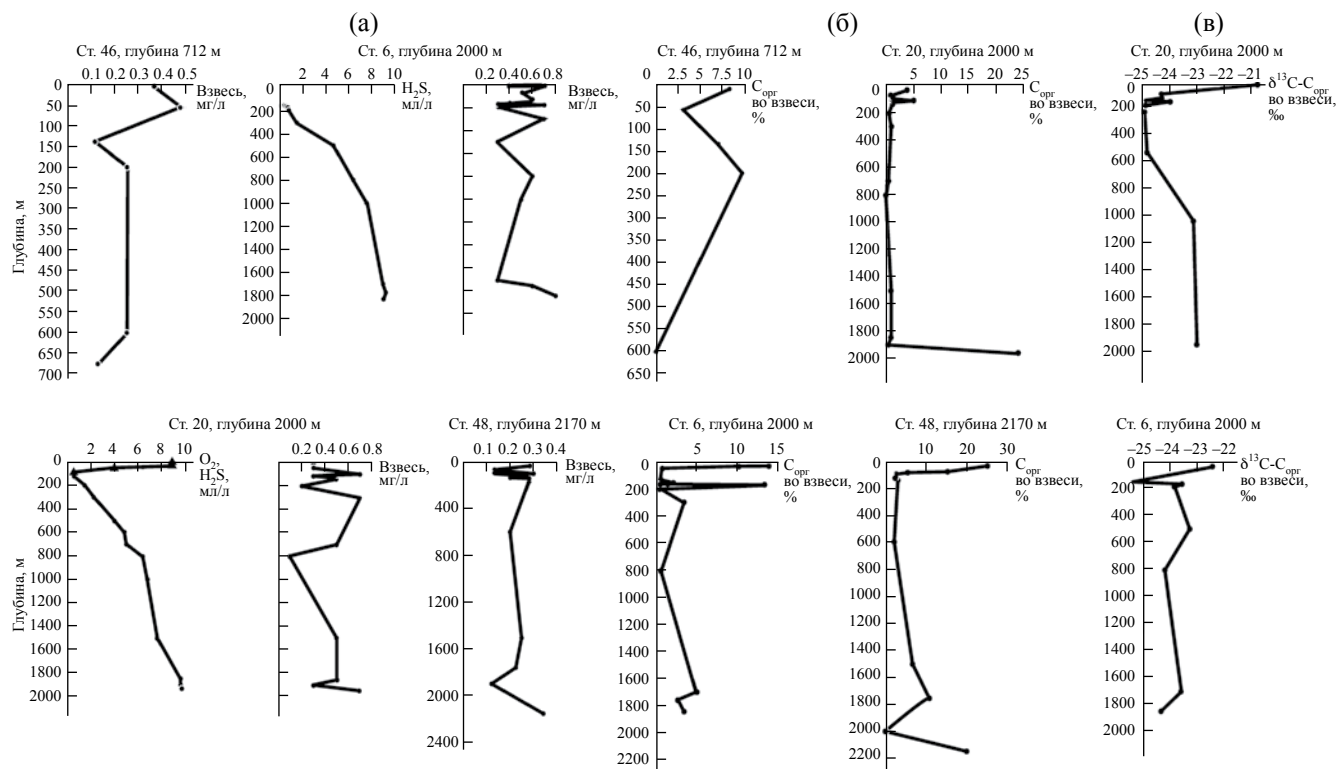


Рис. 5. Распределение концентрации O_2 , H_2S и взвеси в водной толще континентального склона и пелагиали в марте 2009 г. (а); примеры распределения $C_{орг}$ в процентах от количества взвеси на континентальном склоне (ст. 46) и в пелагиали (станции 6, 20, 48) (б); значения $\delta^{13}C-C_{орг}$ во взвеси глубоководных станций (станции 6, 20) (в).

Подобное увеличение количества взвеси вблизи границы аэробных и анаэробных вод отмечалось и ранее в пелагиали восточной халистазы. Например, в мае 1988 г. (до 2.45 мг/л) [3, 12]. Это явление объясняется отмиранием фитопланктона при исчерпании O_2 и появлении H_2S и CH_4 . Повышение концентрации взвеси здесь также может быть вызвано переходом марганца из растворенной формы во взвешенную, что ранее отмечалось нами в этом же районе моря [4]. Под редокс-зоной количество взвеси уменьшалось почти вдвое, а ниже до дна ее количество изменялось в очень узких пределах.

Содержание и изотопный состав $C_{орг}$ взвеси. Шельф. Содержание $C_{орг}$ в водной толще шельфовой ст. 43 колебалось от 8.2% взвеси в поверхностном слое, до 10.2% – в придонном слое.

Значения величины $\delta^{13}C-C_{орг}$ в поверхностном слое (-26.0‰) указывают на присутствие в органическом веществе взвеси терригенного $C_{орг}$, снесенного с берега, и, в меньшей мере, планктоногенного ОВ. В придонном водном слое обеднение ВОУ тяжелым изотопом ^{13}C (-28.2‰) свидетельствует о преимущественно аллохтонном составе ВОУ, что может объясняться накоплением в водной толще на горизонте 95 м более “древней” терригенной взвеси, поступившей в осенне-зимний период

и почти полностью лишенной фитопланктоногенного ВОУ.

Континентальный склон и пелагиаль. В районе континентального склона (ст. 46) на вертикальном профиле в водной толще наблюдаются два максимума содержания $C_{орг}$ во взвеси. Первый приурочен к фотическому слою (8% $C_{орг}$), второй – к редокс-зоне (9.47% $C_{орг}$). Между этими двумя максимумами во взвеси присутствует менее 3% $C_{орг}$ (рис. 5).

Во взвеси поверхностного слоя глубоководных станций (6, 20, 48, 50) содержание $C_{орг}$ изменялось от 25.8% (ст. 48) до 4.32% (ст. 20) (рис. 5). По разрезу водной толщи под фотослоем содержание $C_{орг}$ может уменьшаться до следовых количеств. В редокс-зоне, как правило, наблюдается увеличение содержания $C_{орг}$ во взвеси по сравнению с пограничными горизонтами.

Изотопный состав $C_{орг}$ взвеси в фотическом слое глубоководных станций варьировал от -20.71‰ (ст. 20) до -22.55‰ (ст. 6, рис. 5), что говорит о преимущественно автохтонном происхождении основной массы $C_{орг}$ в поверхностном слое при слабом разбавляющем потоке терригенного материала с суши. Ниже фотического слоя значения $\delta^{13}C-C_{орг}$ изменялись от -25.26‰

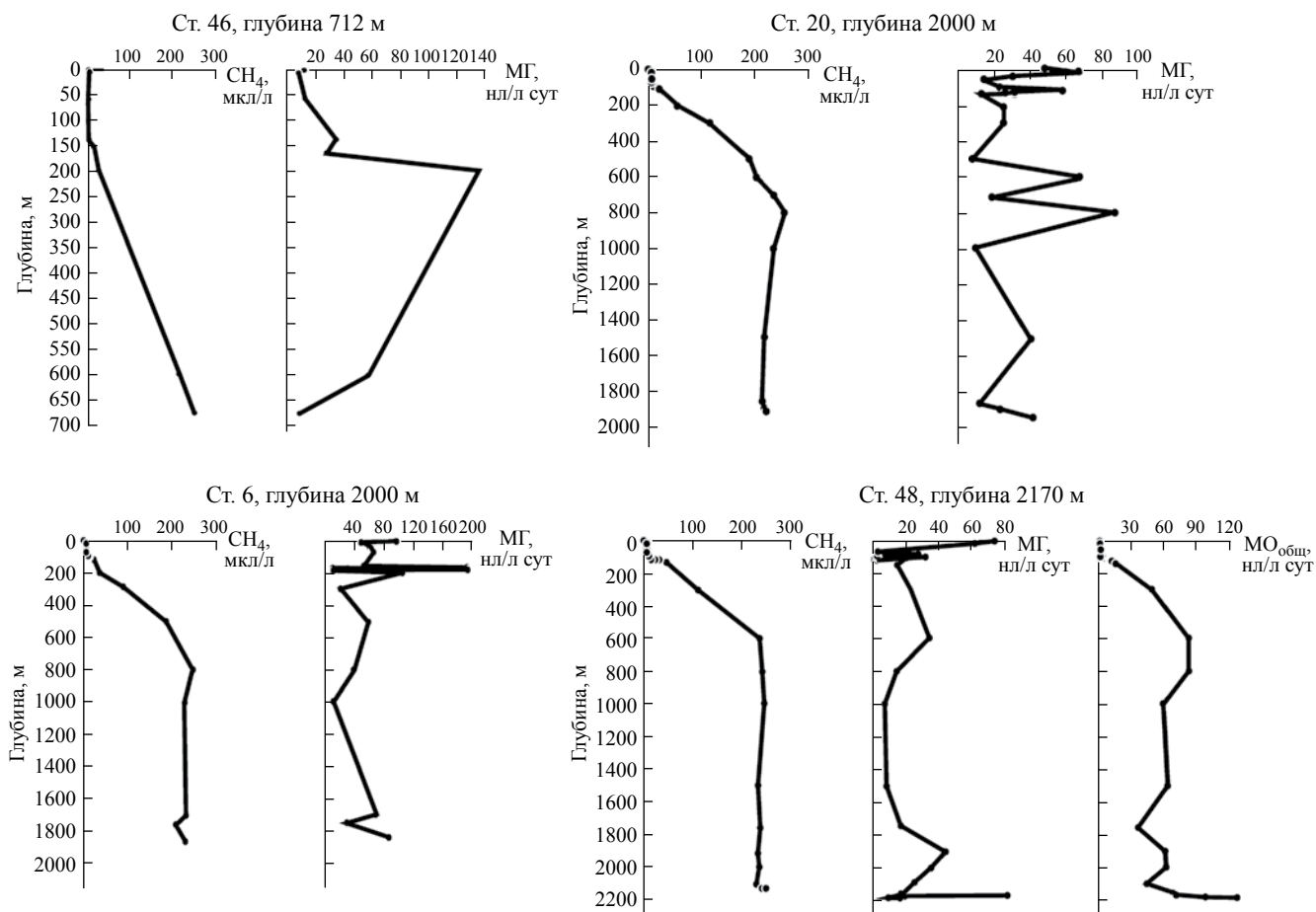


Рис. 6. Распределение концентрации метана (мкл $\text{CH}_4/\text{л}$), скорости процесса метаногенеза (МГ, нл $\text{CH}_4/\text{л}$ сут) и метаноокисления (МО, нл $\text{CH}_4/\text{л}$ сут) в водной толще над континентальным склоном (ст. 46) и пелагиалью (станции 6, 20, 48).

(ст. 48, горизонт 150 м) до -22.97% (ст. 20, горизонт 1900 м), при среднем значении -24.14% (16 проб), что свидетельствует о смешанном составе $\text{C}_{\text{орг}}$ во взвеси ниже фотослоя.

В период с 9 марта по 4 апреля 2009 г. в составе взвеси глубоководных станций наблюдалось меньшее присутствие терригенного $\text{C}_{\text{орг}}$ по сравнению со станциями 43 и 46, расположенными ближе к берегу. В редокс-зоне изотопный состав $\text{C}_{\text{орг}}$ практически не зависел от содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ во взвеси.

Распределение метана в водной толще. На шельфе (ст. 43) содержание метана в водной толще составляло 0.08 мкл/л в поверхностном слое и на горизонте 95 м. На границе вода–дно содержание метана увеличивалось до 0.37 мкл/л за счет поступления метана из осадков.

На континентальном склоне (ст. 46) содержание метана в водной толще до горизонта 160 м изменялось от 0.34 до 0.57 мкл/л (среднее 0.485 мкл/л, рис. 6). На горизонте 160–200 м, на границе редокс-зоны, содержание метана возросло на порядок

и два порядка величин соответственно. В анаэробной водной толще (горизонты 600 и 675 м) концентрация метана увеличилась примерно в 500 раз по сравнению с горизонтом 0–140 м (рис. 6).

В пелагиали (ст. 48) в аэробной зоне распределение метана по вертикальному профилю водной толщи неравномерное, с постепенным нарастанием от 0.16 до 16.2 мкл/л до горизонта 125 м. В редокс-зоне (175–300 м) содержание метана возрастало до 115.7 мкл/л, а на горизонте 600 м и ниже ко дну колебалось в узких пределах — от 213.2 до 244.0 мкл/л. Аналогичное распределение метана наблюдалось на станциях 6 и 20 (рис. 6).

Распределение сероводорода в водной толще пелагиали. На ст. 6 сероводород появляется на горизонте 150 м и его концентрация закономерно увеличивается вниз по вертикальному профилю до горизонта 200 м от 0.01 до 0.65 мл/л. Начиная с горизонта 300 м и до дна, содержание растворенного H_2S росло от 1.66 до 9.14 мл/л (рис. 7).

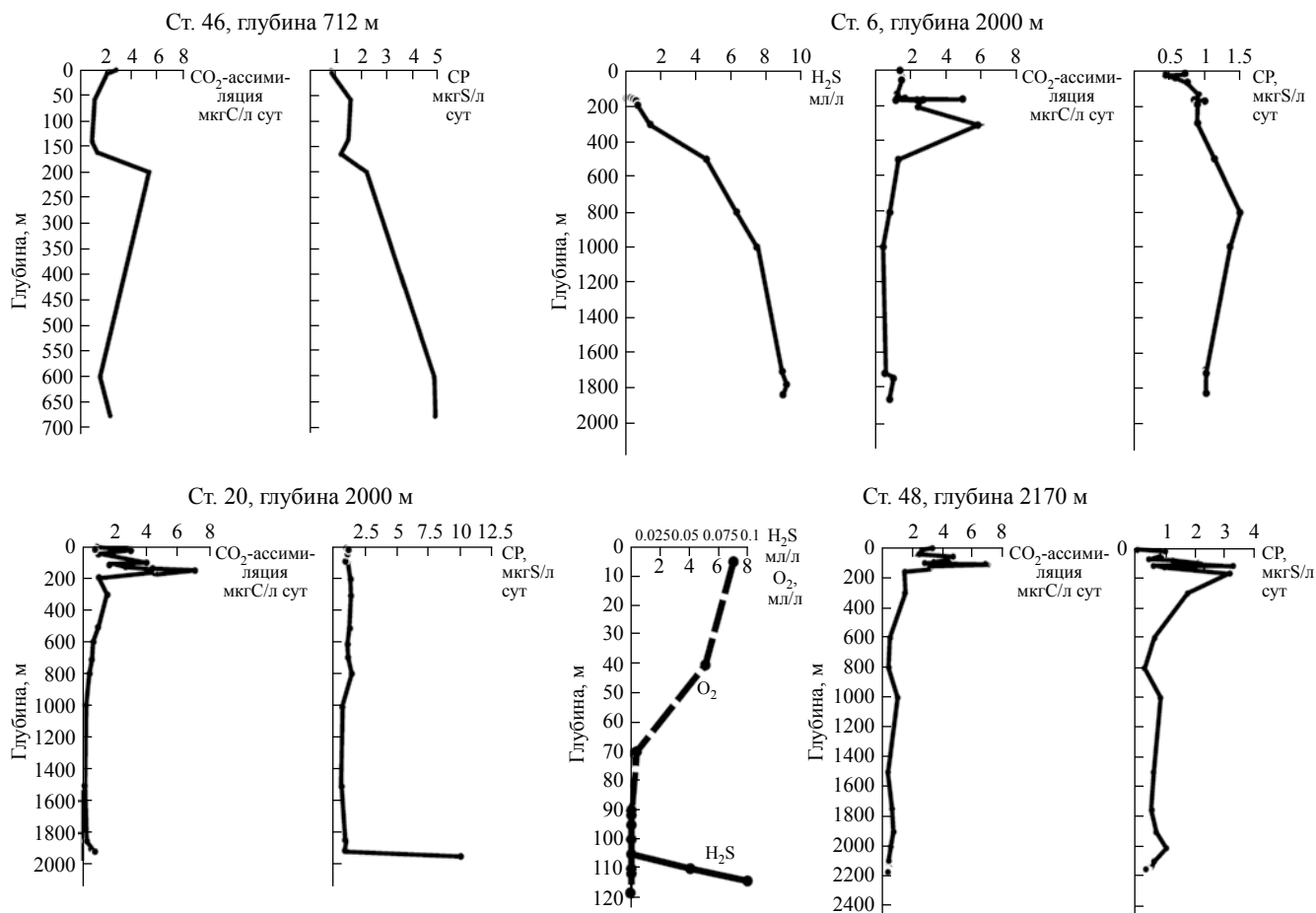


Рис. 7. Распределение концентрации сероводорода (H_2S), скорости сульфатредукции (СР, мкг S/л сут) и CO_2 -ассимиляции (мкг С/л сут) в водной толще над континентальным склоном (ст. 46) и пелагиалью (станции 6, 20, 48).

На границе появления сероводорода резко возрастало содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ во взвеси, скорость МГ и величина CO_2 -ассимиляции, пик которой приходился на горизонт 155 м. Другими словами, через небольшой интервал времени после накопления отмершего планктона начинались активные анаэробные процессы его разложения. Откликом на эти процессы было обеднение $\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси изотопом ^{13}C до -25.6% на горизонте 150 м (рис. 5).

На ст. 20 сероводород зафиксирован (0.26 мл/л) на горизонте 120 м (рис. 7). Распределение H_2S по профилю водной толщи аналогично тому, что происходило на ст. 6, с закономерным нарастанием от 1.40 мл/л на горизонте 200 м до 8.85 мл/л на горизонте 1940 м (рис. 7). Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ на этой станции возрастало до 5% от взвеси на горизонте 110 м. Пик CO_2 -ассимиляции (до 6.88 мкг С/л сут) приходится на горизонт 120 м, но и в двух соседних горизонтах (115 и 140 м) величина скорости CO_2 -ассимиляции выше, чем в других горизонтах водной толщи.

На самой глубокой из наших станций (№ 48) сероводород также появлялся на горизонте 109 м

и до горизонта 125 м наблюдался пик активности процесса CO_2 -ассимиляции, с максимумом 6.88 мкг С/л сут (рис. 7).

Глубже 300 м и ко дну на станциях 6 и 20 происходило увеличение концентрации сероводорода до 9 мл/л и, как уже упоминалось, метана — до 250 мкл/л (рис. 6).

Скорости биогеохимических процессов в водной толще. Метаногенез. На шельфе (ст. 43) скорость процесса метаногенеза была максимальной в поверхностном горизонте водной толщи, где она составляла 40 нл/л сут и падала ко дну до 6.8 нл/л сут. Такое распределение величин скорости метаногенеза по вертикальному профилю водной толщи заставляет полагать, что генерация метана происходила, главным образом, в самой водной толще в горизонтах с максимальным количеством взвеси.

На материковом склоне (ст. 46) величины скорости метаногенеза отличались неравномерным распределением по вертикальному профилю водной толщи. В аэробной зоне она изменялась от 0.7 до 34.1 нл/л сут и резко, на порядок величин,

возрастала в редокс-зоне, с максимумом $C_{\text{орг}}$ во взвеси, до 132.5 нл $\text{CH}_4/\text{л}$ сут. Ниже горизонта 200 м скорость процесса метаногенеза уменьшалась до 8.0–57.0 нл $\text{CH}_4/\text{л}$ сут (рис. 6).

Распределение величин скорости метаногенеза в водной толще над склоном подтвердило факт образования метана непосредственно в самой водной толще, по крайней мере, в ее аэробной зоне и редокс-зоне.

В пелагиали, в аэробной зоне водной толщи скорость метаногенеза уменьшалась от поверхностного слоя к верхней границе редокс-зоны (ст. 48). Максимальное (61–75 нл $\text{CH}_4/\text{л}$ сут) образование метана в присутствии кислорода происходило в поверхностном водном слое с наибольшим содержанием $C_{\text{орг}}$ во взвеси (рис. 6).

К горизонту 105 м скорость метаногенеза падала до 1.4–2.7 нл/л сут. В редокс-зоне (горизонт 109–117 м) скорость образования метана вновь увеличивалась до 34.4 нл/л сут (рис. 6). Начиная с 120 м, скорость метаногенеза изменялась неравномерно от 9.0 до 45 нл $\text{CH}_4/\text{л}$ сут, а у дна (горизонт 2169 м) увеличивалась до 80.9 нл $\text{CH}_4/\text{л}$ сут (рис. 6).

Аналогичное распределение величин скорости метаногенеза наблюдалось на станциях 6 и 20 (рис. 6). В аэробной зоне максимум метаногенеза приурочен к фотическому слою с высоким содержанием $C_{\text{орг}}$ во взвеси. У верхней (горизонт 150 м) и у нижней (горизонт 170 м) границ редокс-зоны на станции 6 наблюдались максимальные скорости метаногенеза (190.5 и 192.5 нл $\text{CH}_4/\text{л}$ сут), а глубже 300 м скорость метаногенеза варьировала от 13.9 до 70.7 нл/л сут, увеличиваясь, как на ст. 48, у дна до 86.1 нл $\text{CH}_4/\text{л}$ сут (рис. 6). В вертикальном профиле водной толщи ст. 20 максимальная скорость метаногенеза характеризовала верхнюю границу редокс-зоны (55.9 нл $\text{CH}_4/\text{л}$ сут на горизонте 105 м, рис. 6).

Метаноокисление. В аэробной зоне глубоководных станций (ст. 48) скорость метаноокисления от поверхности до горизонта 109 м изменялась от 0.09 нл/л сут до 3.60 нл/л сут (рис. 6), что ниже величин скорости метаногенеза. Начиная с горизонта 109 м (верхней границы редокс-зоны), скорость процесса метаноокисления постепенно увеличивалась, а с горизонта 175 м и до дна превышала скорость метаногенеза.

Очевидно, что в этом случае в водную толщу кроме метана, образующегося *in situ* в самой водной толще, поступает метан со дна — при диффузном просачивании и/или в составе метановых сипов.

Аналогичное превышение в водной толще скорости метаноокисления над скоростью метаногенеза ниже редокс-зоны наблюдалось в 2005 г. на станциях 2200 и 2201 и имело такое же объяснение.

Сульфатредукция. Основным анаэробным процессом в водной толще всех изученных станций является процесс микробной сульфатредукции. Скорость этого процесса изменялась в небольших пределах в водной толще шельфовой ст. 43 (от 0.94 до 1.35 мкг S/л сут) и в аэробной зоне склоновой и глубоководных станций, несколько увеличиваясь в редокс-зоне ст. 48 (горизонт 109–175 м), где распределение скорости сульфатредукции было неравномерным и возрастало у верхней и нижней границ редокс-зоны до 3.25 и 3.12 мкг S/л сут соответственно (рис. 7).

На станциях 6 и 20 в редокс-зоне скорость сульфатредукции мало изменялась. Ее увеличение (до 1.55 мкг S/л сут) было зафиксировано на горизонте 105 м, т.е. у верхней границы редокс-зоны (рис. 7). Ниже скорость сульфатредукции оставалась постоянно невысокой в водной толще всех станций.

Следует сказать, что скорость сульфатредукции на границе редокс-зоны в июне 2005 г. достигала 25.6 мкг S/л сут (0.8 мкМ/л сут, рис. 8). В марте 2009 г. такие высокие скорости не фиксировались, что может косвенно свидетельствовать о более низкой величине первичной продукции фотосинтеза.

CO_2 -ассимиляция. На шельфовой станции 43 интегральная величина скорости микробных процессов, выраженная через скорость CO_2 -ассимиляции в экспериментах с меченой ^{14}C углекислотой, значительно увеличивалась от поверхностного слоя водной толщи ко дну (от 2.50 до 3.02 мкг C/л сут), а у дна достигала максимума — 7.54 мкг C/л сут (рис. 7).

На континентальном склоне (ст. 46) в аэробной водной толще наибольшая скорость CO_2 -ассимиляции (2.08–2.65 мкг C/л сут) была обнаружена в верхних пяти метрах. К редокс-зоне величина CO_2 -ассимиляции уменьшалась, резко возрастая (до 5.33 мкг C/л сут) в слое 200 м, т.е. в самой редокс-зоне, а ниже возвращалась к более низким значениям (рис. 7).

На пелагиали (станции 6, 20, 48, 50) в аэробной зоне водной толщи до глубины 109 м скорость CO_2 -ассимиляции колебалась от 2.32 до 4.63 мкг C/л сут (ст. 48, рис. 7), составляя в среднем для восьми горизонтов 3.37 мкг C/л сут. Эта величина была самой высокой для аэробной зоны по сравнению с другими изученными станциями пелагиали, где значения скорости CO_2 -ассимиляции в аэробной зоне водной толщи ст. 6 варьировала от 1.41 до 1.93 мкг C/л сут (средняя величина 1.57 мкг C/л сут) на границе с анаэробной зоной в слое 150 м, а на ст. 20 — от 0.77 до 3.99 мкг C/л сут (средняя величина 2.03 мкг C/л сут).

В редокс-зоне скорость CO_2 -ассимиляции резко возрастала: на станциях 48 и 20 — до 6.88 мкг C/л сут,

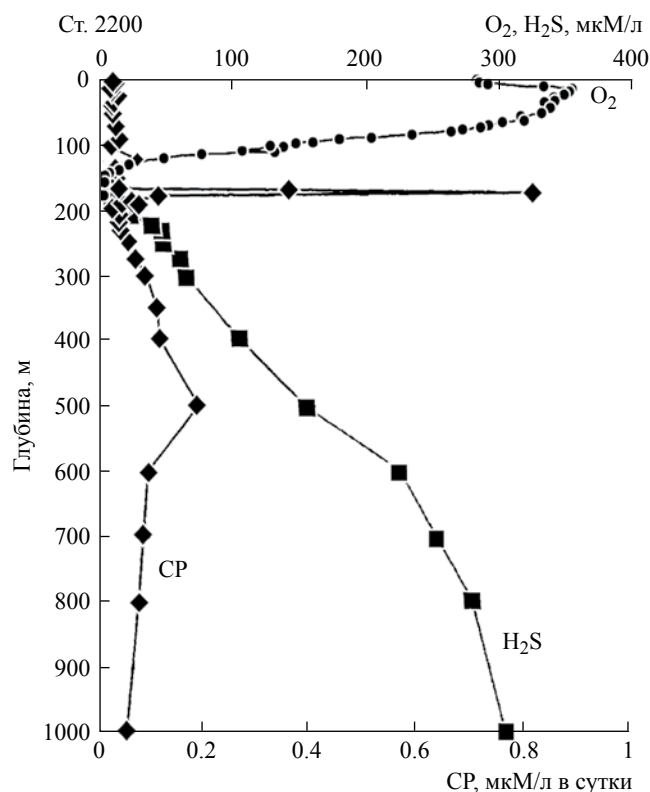


Рис. 8. Распределение концентрации кислорода (O_2), сероводорода (H_2S) и скорости сульфатредукции (СР) в водной толще над континентальным склоном (ст. 2200) в июне 2005 г.

а на ст. 6 — до 4.77 мкг С/л сут (рис. 7). Под редокс-зонай величины CO_2 -ассимиляции на станциях 48 и 20 падали до 1.51 мкг С/л сут до горизонта 300 м, а ниже уменьшались на порядок и мало изменялись по вертикальному профилю водной толщи.

В редокс-зоне наблюдался пик скорости CO_2 -ассимиляции (1.21–4.13 мкг С/л сут), что связано с развитием анаэробных процессов и появлением “свежей” биомассы автотрофных микроорганизмов. Повышенные скорости CO_2 -ассимиляции в редокс-зоне могут совпадать с максимальной скоростью процесса СР (ст. 48): гетеротрофы-сульфатредукторы и другие анаэробные гетеротрофы развиваются здесь, разлагая биомассу автотрофов.

Появление дополнительной продукции ОВ в результате деятельности автотрофных микроорганизмов подтверждается появлением максимумов Р- PO_4 и NH_4 (рис. 2, 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Предыдущими исследованиями было показано, что скорости биогеохимических процессов зависят, в первую очередь, от величины первичной продукции, изменяющейся от сезона к сезону (рис. 9).

В Черном море основной пик цветения планктона приходится на весну — начало лета. Осеннее цветение обычно менее интенсивное (рис. 9).

Экспедиция 2009 г. не обнаружила в марте повышения величины первичной продукции фотосинтеза гидрофизическими и биологическими методами.

Сопряженные гидрохимические и биогеохимические исследования подтвердили отсутствие пика цветения планктона, но свидетельствовали о преобладании в фотическом слое глубоководных станций фитопланктоногенного органического вещества над терригенным на основании изучения изотопного состава органического углерода взвеси, значения $\delta^{13}C-C_{org}$ которого лежали в пределах -20.0 — -22.0‰ (рис. 5).

На шельфовой станции в составе взвешенного органического углерода преобладал терригенный органический углерод со значениями $\delta^{13}C-C_{org}$ -25.0 — -28.0‰ . Следовательно, на шельфе процесс массового цветения водорослей не обнаружен, а терригенный сток с суши уже начался.

Скорости микробных процессов в аэробной водной толще в восточном секторе моря в марте 2009 г. существенно уступали таковым в западном секторе [9, 20, 22]. Некоторый свет на характеристику водной толщи в марте 2009 г. могут пролить результаты анализа концентрации взвеси и сравнение этих данных с материалами 81, 99 и 123 рейсов НИС “Акванавт” (июнь 2005–2007 гг., рис. 4).

На всех станциях июньских рейсов на глубинах 25–200 м концентрация взвеси в фотическом слое составляла 0.46–0.69 мг/л, а в марте 2009 г. на шельфе (ст. 43, глубина 100 м) колебалась от 0.26

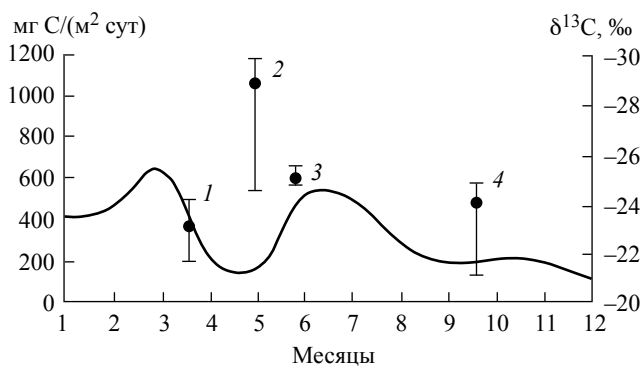


Рис. 9. Сезонные изменения величины первичной продукции (P , мг С/м² сут) в западной части глубоководной котловины Черного моря [17] и изменение изотопного состава органического углерода взвеси, отобранной из зоны фотосинтеза. 1 — март–апрель 1969 г. [18]; 2 — начало мая 1998 г. [3]; 3 — конец мая 1988 г. [19]; 4 — конец сентября — начало октября 1992 г. [6].

до 0.60 мг/л, с максимумом в поверхностном слое 0–5 м (рис. 4).

На склоне (ст. 46) и на глубоководных станциях (станции 6, 20, 48) содержание взвеси в фотослое было ниже (0.28–0.40 мг/л), чем на шельфе и существенно ниже, чем в водной толще восточной халистазы в мае 1998 г. после обычной холодной зимы, где содержание взвеси колебалось от 0.56 до 2.45 мг/л [3, 12]. Приведенные данные как будто бы указывают на меньшее содержание взвеси в восточном секторе моря в марте 2009 г. по сравнению с другими годами и районами моря.

В марте 2009 г. с появлением сероводорода на горизонте 109 м (ст. 48) заметно увеличилась скорость всех микробных анаэробных процессов на фоне роста N-NH₄, P-PO₄ и убыли N-NO₃. На ст. 20 появление сероводорода также фиксировалось на горизонте 110 м. Начиная с этого горизонта, растет концентрация N-NH₄, P-PO₄ и убывают концентрация N-NO₃ и скорость CO₂-ассимиляции.

На ст. 6 присутствие кислорода отмечается еще на горизонте 155 м, а сероводород появляется на горизонте 150 м. Содержание биогенных элементов и скорость CO₂-ассимиляции увеличиваются со слоя 154 м.

Сравнительно подробный анализ содержания биогенных элементов и скорости биогеохимических процессов в редокс-зоне по материалам экспедиции в марте 2009 г. и летней экспедиции 2005 г. позволил установить, что на глубоководных станциях с появлением сероводорода увеличиваются скорости основных анаэробных микробных процессов на фоне роста NH₄, PO₄ и убыли NO₃.

Первые изотопные исследования C_{орг} взвеси в Черном море проводились в марте–апреле 1969 г. в период цветения фитопланктона [18]. По данным этого автора во взвеси фотического слоя, в том числе на двух станциях восточного сектора моря, преобладало фитопланктогенное органическое вещество со значениями δ¹³C–C_{орг} –22.0 – –24.0‰, при средней величине –23.0‰.

В конце мая 1989 г. были проведены исследования C_{орг} взвеси во всем водном столбе (21 проба) на одной станции в западной халистазе [19]. Разброс значений δ¹³C–C_{орг} укладывался примерно в 1‰, при среднем значении –25.0‰. Очевидно, что к концу мая 1989 г. цветение планктона уже закончилось, а терригенный привнос продолжался.

В конце сентября – начале октября 1992 г. значения δ¹³C–C_{орг} взвеси лежали в пределах –21.0 – –25.0‰, при среднем значении для 34 проб –24.0‰ [6].

Наконец, наши данные, полученные в начале мая 1998 г., в основном в глубоководной зоне

западного сектора моря (56 проб) показали заметное обеднение C_{орг} взвеси изотопом ¹³C в пределах значений δ¹³C = –24.2 – –30.2‰ [3].

Все приведенные данные свидетельствуют о зависимости изотопного состава C_{орг} взвеси от времени года, т.е. главным образом от величины первичной продукции фотосинтеза (рис. 9): в пик цветения микроводорослей – кокколит и диатомовых – C_{орг} взвеси обогащено изотопом ¹³C (δ¹³C = –21.0 – –23.0‰).

Полученные результаты распределения C_{орг} взвеси и его изотопного состава показали, что в фотическом слое шельфовой станции в органическом веществе взвеси присутствует планктонное и терригенное C_{орг} с δ¹³C–C_{орг} –26.0‰, а в поверхностном слое водной толщи глубоководных станций преобладает планктонное органическое вещество со значениями δ¹³C–C_{орг}, колеблющимися от –20.71 до –22.55‰.

Отсюда следует, что цветение планктона в мае 2009 г. из-за низкого содержания биогенных элементов протекало не активно, а терригенный материал с суши не достигал района глубоководных станций.

Анализ распределения концентрации метана по вертикальным профилям водной толщи на шельфе, континентальном склоне и в пелагиали в марте 2009 г. показал, что метан в аэробной зоне образуется за счет процесса микробного метаногенеза в анаэробных участках взвеси. Именно этот метан поступает в атмосферу из мелководных районов с глубинами менее 100 м [20, 23].

В анаэробной зоне водной толщи, начиная с редокс-зоны, концентрация метана неравномерно возрастала до горизонта 600 м, а ниже оставалась постоянно высокой. Рост концентрации метана связан с ускорением процесса метаногенеза и с поступлением метана со дна в процессе диффузии и в составе сипов [7, 8]. Установлены активные аэробные и анаэробные процессы микробного окисления метана в водной толще. Превышение скорости метаноокисления над скоростью метаногенеза свидетельствует о дополнительном поступлении метана извне.

Сероводород в водной толще глубоководных станций фиксируется на разных глубинах: 109 м (ст. 48), 120 м (ст. 20), 150 м (ст. 6).

При появлении сероводорода резко возрастала содержание C_{орг} во взвеси, концентрация метана, скорость метаногенеза, величина CO₂-ассимиляция и скорость сульфатредукции, что наблюдалось и ранее в других районах моря [16, 22].

В аэробной зоне максимальная скорость метаногенеза характерна для поверхностного слоя водной толщи с высоким содержанием C_{орг} во

взвеси. В анаэробной зоне максимум метаногенеза приурочен к верхней границе редокс-зоны, куда попадает наибольшее количество отмершего фитопланктоногенного органического вещества из фотослоя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопряженные исследования гидрохимии и скорости микробных процессов в водной толще восточного сектора Черного моря на “стомильном стандартном” разрезе Геленджик – центральная часть моря (глубины от 100 до 2170 м) показали, что в марте 2009 г. после серии теплых зим и в отсутствии интенсивного конвективного зимнего перемешивания наблюдалось сравнительно низкое содержание взвеси, $C_{\text{орг}}$ во взвеси и биогенных элементов в водной толще.

Относительно высокая концентрация взвеси и изотопно-легкий $C_{\text{орг}}$ взвеси на шельфовой станции свидетельствуют о поступлении терригенного материала с суши и о низкой концентрации фитопланктоногенного органического вещества в составе взвеси. Это объясняет низкие скорости биогеохимических процессов в водной толще вблизи берега.

На глубоководных станциях в поверхностных слоях водной толщи преобладает изотопно-тяжелое фитопланктоногенное органическое вещество. Это говорит о том, что терригенный материал с суши еще не успел дойти до водных масс глубоководных районов, удаленных от берега.

Следовательно, даже после теплых зим в условиях низких концентраций биогенных элементов в фотическом слое глубоководной зоны моря протекают процессы фотосинтеза, обеспечивающие органическим субстратом гетеротрофные водные сообщества.

Концентрация биогенных элементов и скорости микробных процессов непосредственно в редокс-зоне и ниже мало отличаются от измеренных в этом районе в июне 2005 г.

Результаты изотопного анализа $C_{\text{орг}}$ взвеси, наряду с данными по скорости биогеохимических процессов и с гидрохимическими характеристиками водной толщи, могут быть использованы для определения природы и сезонной вариабельности состава органического углерода взвеси.

Авторы благодарят сотрудников ИНМИ им. С.Н. Виноградского РАН Е.Е. Захарову и Т.С. Прусакову за помощь в лабораторных исследованиях.

Обработка и интерпретация материалов выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14–27–00114 и № 14–27–00114–П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов М.Е., Налбандов Ю.Р. Влияние плотности воды на распределение физических, химических и биологических характеристик экосистемы пелагиали Черного моря // *Океанология*. 1990. Т. 30. № 5. С. 769–777.
2. Гальченко В.Ф. Метанотрофные бактерии. М.: ГЕОС, 2001. 500 с.
3. Иванов М.В., Леин А.Ю., Миллер Ю.М. и др. Влияние микроорганизмов и сезонных факторов на изотопный состав органического углерода взвеси Черного моря // *Микробиология*. 2000. Т. 69. № 4. С. 541–552.
4. Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Филипов А.С., Якушев Е.В. Взвешенное вещество и потоки осадочного материала на кислородно-бескислородном интерфейсе Черного моря // *Геология морей и океанов. Матер. XVII Междунар. конфер. (Школы) по морской геологии*. Т. III. М.: ГЕОС, 2007. С. 31–33.
5. Клювиткин А.А., Островский А.Г., Новигатский А.Н., Лисицын А.П. Мультидисциплинарный эксперимент по изучению короткопериодной изменчивости осадочного процесса в северо-восточной части Черного моря // *Докл. РАН*. 2016. В печати.
6. Кодина Л.А., Богачева М.П., Люцарев С.В. Органический углерод взвеси в Черном море: изотопный состав и природа // *Геохимия*. 1996. № 9. С. 884–890.
7. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
8. Леин А.Ю., Русанов И.И., Павлова Г.А. и др. Об источниках энергии в процессе диагенеза (на примере Черного моря) // *Литология и полезные ископаемые*. 2011. № 2. С. 154–169.
9. Леин А.Ю., Пименов Н.В., Русанов И.И. и др. Геохимические последствия микробиологических процессов на Северо-Западном шельфе Черного моря // *Геохимия*. 1997. № 10. С. 985–1004.
10. Лисицын А.П. Методы сбора и исследования водной взвеси для геологических целей // *Тр. Института океанологии АН СССР*. 1956. Т. XIX. С. 204–230.
11. Лукашев Ю.Ф., Шендеров В.Н. Роль речного стока в формировании режима биогенных элементов прибрежной зоны Российской части Черного моря // *Океанология*. 1998. Т. 38. № 4. С. 554–556.
12. Пименов Н.В., Русанов И.И., Юсупов С.К. и др. Микробиологические процессы на границе аэробных и анаэробных вод в глубоководной зоне Черного моря // *Микробиология*. 2000. Т. 69. № 4. С. 527–540.
13. Русаков В.Ю., Шимкус К.М., Зернова В.В. и др. Количественный и вещественный состав осаждающегося

- материала на северо-востоке Черного моря // Океанология. 2003. Т. 43. № 3. С. 459–468.
14. Скопинцев Б.А. Формирование современного химического состава вод Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 336 с.
 15. Современные методы гидрохимических исследований океана / Под ред. Бордовского О.К., Иваненкова В.Н. М.: АН СССР Ин-т океанологии РАН, 1992. 200 с.
 16. Сорокин Ю.И. К оценке скоростей процессов образования и окисления сероводорода в Черном море в холодный период года // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1030–1038.
 17. Bologa A.S., Frangopol P.T., Vedernikov V.I. et al. Distribution of planktonic primary production in the Black Sea // Environmental degradation of the Black Sea: challenges and remedies. Bucharest: Kluwer Academic Publishers, 1999. P. 131–146.
 18. Deuser W.G. Isotopic evidence for diminishing supply of available carbon during diatom bloom in the Black Sea // Nature. 1970. V. 225. P. 1069–1071.
 19. Fry B., Jannasch H.W., Molyneux S.J. et al. Stable isotope studies of the carbon, nitrogen and sulfur cycles in the Black Sea and the Cariaco Trench // Black Sea Oceanography // Deep-Sea Res. 1991. V. 38. Suppl. Issue 2A. P. 1003–1019.
 20. Ivanov M.V., Pimenov N.V., Rusanov I.I., Lein A. Yu. Microbial processes of the methane cycle at the North-western shelf of the Black Sea // Estuarine, coastal and shelf science. 2002. V. 54. P. 589–599.
 21. Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I. et al. New data about coccolithophore blooms in the Black Sea from satellite data // Тр. VII Международной конференции “Современные проблемы оптики естественных вод”. СПб.: Наука, 2013. С. 19–23.
 22. Lein A., Pimenov N., Guillou C. et al. Seasonal dynamics of the sulfate reduction rate on the north-western Black Sea shelf // Estuarine, coastal and shelf science. 2002. V. 54. № 3. P. 385–403.
 23. Schmale O., Greinert J., Rehder G. Methane emission from high-intensity marine gas seeps in the Black Sea into the atmosphere // Geophys. Res. Letters. 2005. V. 32. L07609. P. 1–4.

Seasonal Dynamics of Biogeochemical Processes in Water Column of the Northeast Area of the Black Sea

I. I. Rusanov, A. Yu. Lein, P. N. Makkaveev, A. A. Klyuvitkin, M. D. Kravchishina, M. V. Ivanov, M.V. Flint

Related researches of hydrochemistry and the rate of microbial processes we carried out in the water column of the eastern part of the Black Sea on the “one hundred-mile standard” section of Gelendzhik – the central part of the sea (depths from 100 to 2170 m). A relatively low concentration of suspended particulate matter (SPM), particulate organic carbon (POC) and biogenic elements in the water column we observed in March 2009 after series of warm winters and in the absence of intensive convective winter mixing. The relatively high SPM concentration and the isotopically light POC at the shelf station indicated the supply of terrigenous material from the land and the low concentration of phytoplanktonic organic matter in the SPM composition. This explains the low rates of biogeochemical processes in the water column near the shore.

Isotopically heavy phytoplanktonic organic matter predominated in the surface layers of the water column at deep water stations. This suggests that the terrigenous material from land has not yet reached the water masses of the deep-water areas remote from the shore. Consequently, the processes of photosynthesis that provided organic substrate for heterotrophic water communities occur in the photic layer of the deep sea area even after warm winters under conditions of low concentrations of biogenic elements.

The results of POC isotopic analysis, in addition to data on the rate of biogeochemical processes and the hydrochemical characteristics of the water column, can be used to determine the nature and seasonal variability of the POC composition.