

УДК 551.464.6

## ВЛИЯНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ НА ПОДДЕРЖАНИЕ БАЛАНСА НИТРАТОВ В ЧЕРНОМ МОРЕ НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2016 г. Е. А. Кубрякова, Г. К. Коротаев

*Морской гидрофизический институт, Севастополь**e-mail: elena\_kubryakova@mail.ru*

Поступила в редакцию 12.08.2013 г.

После доработки 03.06.2014 г.

В центральной части Черного моря наблюдается подъем глубинных вод, связанный с действием циклонической завихренности ветра и различием в потоках плавучести в нижних и верхних слоях бассейна. Возникающие вертикальные движения способствуют переносу аммония к верхней границе анаэробной зоны. В субкислородной зоне аммоний переходит в нитриты и затем в нитраты в результате нитрификации и тем самым может подпитывать слой максимума нитратов в бассейне. Эффективность этого механизма исследуется в работе на основе численного моделирования. Расчеты проводятся с помощью одномерной физико-биогеохимической модели для верхнего 600-метрового слоя моря, которая учитывает сезонную изменчивость атмосферных параметров, вертикальных движений; описывает биологические и окислительно-восстановительные процессы в субкислородной зоне. Оцениваются вклады различных слагаемых в баланс азотосодержащих веществ в эвфотическом слое бассейна. Показано, что существенное влияние на поддержание баланса нитратов в центральной части моря оказывает аммонийный азот, поступающий из глубинных слоев за счет вертикальных движений.

DOI: 10.7868/S0030157416010081

Основой функционирования экосистемы в Черном море являются азотсодержащие соединения, среди которых можно выделить нитраты и аммоний. Эти вещества участвуют в круговороте азота в морской среде: живые организмы, находящиеся в верхнем слое моря, потребляют их как источник питания; в процессе жизнедеятельности живых организмов образуется органическое вещество, которое оседает и минерализуется в эвфотической зоне. При минерализации органического вещества образуется аммоний, который в процессе нитрификации вновь переходит в нитраты и способствует пополнению их запасов в слое максимума. В результате зимней конвекции нитраты из слоя максимума снова поступают в поверхностный слой [3].

Однако не все органическое вещество минерализуется в эвфотическом слое: по примерным оценкам, 10% вещества безвозвратно оседает в анаэробную зону [12]. Существует несколько источников, за счет которых происходит пополнение запасов биогенов в эвфотическом слое глубоководной части моря. Нитраты поступают в море с речными водами в прибрежные районы, а затем переносятся в центральную часть моря мезомасштабными вихрями [10, 24], а также вследствие сезонной изменчивости экмановского переноса [8].

Также питательные вещества поступают в море с осадками [2].

Еще одним механизмом пополнения запасов нитратов в эвфотическом слое может выступать поступление глубинного аммония из анаэробной зоны. В центральной части Черного моря наблюдается подъем глубинных вод, связанный с действием циклонической завихренности ветра и различием в потоках плавучести в нижних и верхних слоях бассейна. Анаэробная зона Черного моря обогащена аммонием. Поднятый из глубинных слоев аммоний на границе анаэробной-субкислородной зон может переходить в нитриты, на второй стадии нитрификации нитриты могут преобразоваться в нитраты на границе субкислородной-аэробной зон. Таким образом, вертикальные движения вод могут также играть важную роль в поддержании баланса нитратов.

Однако в рамках одномерной модели вертикальная составляющая скорости не может быть определена. В настоящей работе используется разработанная в [8] одномерная физико-биогеохимическая модель, которая учитывает изменчивость вертикальной скорости в Черном море.

В данной работе на основе численных расчетов оценивается эффективность механизма поступления глубинного аммония в эвфотический слой за

счет вертикальных движений для поддержания баланса нитратов в глубоководной части моря.

### ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

Используемая одномерная модель включает в себя гидродинамическую и биогеохимическую подмодели. Между ними существует односторонняя связь: коэффициент вертикальной турбулентной диффузии и температура, которые рассчитываются в гидродинамической части, используются в качестве входных параметров для расчета биогеохимических характеристик.

**Гидродинамическая подмодель** построена на основе модели РОМ [17]. Эта модель была адаптирована для Черного моря в [21]. Однако модель [21] не учитывает влияния вертикальных движений на динамику жидкости. Как было показано в работах [6, 13] использование вертикальной скорости в одномерных моделях является важным условием для получения периодического решения. В одномерных моделях без учета вертикальной скорости происходит постепенное заглубление перемешанного слоя вследствие постоянного перемешивания под действием ветра; энергия турбулентности переходит в потенциальную энергию, и потенциальная энергия такой системы непрерывно возрастает [13].

Модель с учетом вертикальной скорости, используемая в данной работе, позволяет корректно воспроизводить термохалинную структуру Черного моря, что подробно показано в [6]. Профиль вертикальной скорости в модели задается с помощью параметризации, предложенной в работе [6]:

$$W = W_{\infty} + (W_E - W_{\infty})e^{-\left(\frac{z}{h_T}\right)^2} - W_E e^{-\left(\frac{z}{h_E}\right)}, \quad (1)$$

где  $W_{\infty}$  – вертикальная составляющая скорости на нижней границе пикноклина, м/с;  $W_E$  – экмановская скорость, м/с;  $h_T = 100$  м – глубина термоклина;  $h_E = 10$  м – глубина слоя Экмана;  $z$  – вертикальная координата, направленная вверх.

Первое слагаемое формулы (1), задающее составляющую вертикальной скорости на нижней границе главного пикноклина, и второе слагаемое, описывающее распределение скорости в пикноклине, обусловлены формированием ячейки циркуляции в вертикальной плоскости вследствие преобладающей циклонической циркуляции в бассейне [1, 14, 26]. Слагаемые, пропорциональные  $W_E$ , описывают движение жидкости под действием ветра в экмановском слое трения (экмановская накачка). Параметры  $W_{\infty}$  и  $W_E$  были подобраны по результатам восстановленных климатических гидрофизических полей Черного моря на основе трехмерной численной модели МГИ с ассимиляцией климатических полей температуры и солености [4].

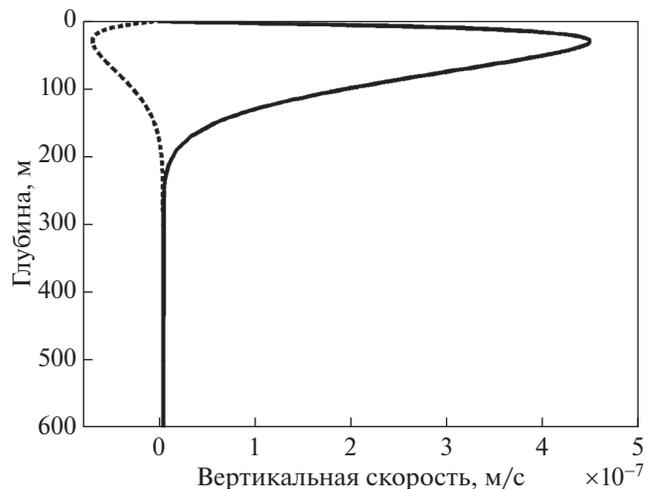


Рис. 1. Зимний (сплошная линия) и летний (пунктирная) профили вертикальной скорости.

Согласно используемой здесь параметризации, максимум вертикальной скорости достигается на глубине 30 м и равен  $5 \times 10^{-7}$  м/с в зимний период, когда Основное черноморское течение наиболее интенсивно; минимальное значение вертикальной скорости наблюдается в летний период, что соответствует [4] (рис. 1).

Уравнения и граничные условия с учетом слагаемых с вертикальной скоростью подробно описаны в [8].

**Биогеохимическая подмодель** основана на модели [19]. Временная изменчивость всех биогеохимических параметров описывается уравнениями переноса диффузии, которые имеют общий вид:

$$\frac{\partial F}{\partial t} + (W + w_s) \frac{\partial F}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ (K_H + \nu_b) \frac{\partial F}{\partial z} \right] + R(F), \quad (2)$$

где  $F$  – концентрация компоненты биогеохимической подмодели, мкМ;  $W$  – вертикальная скорость, м/с;  $w_s$  – скорость оседания параметра (отлична от нуля только для диатомовых водорослей, взвешенного органического вещества и взвешенного марганца), м/с;  $K_H$  – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии,  $\text{м}^2/\text{с}$ ;  $\nu_b$  – фоновое значение турбулентной диффузии,  $\text{м}^2/\text{с}$ ;  $R(F)$  – слагаемое типа источников-стоков, описывающее взаимодействие компоненты  $F$  биогеохимической подмодели с другими. Описание всех слагаемых типа источников-стоков приведено в [7].

Пищевая цепь модели состоит из двух компонент фитопланктона ( $P_d$ ,  $P_f$ ), микро- и мезозоопланктона ( $H_s$ ,  $H_l$ ), бактериопланктона ( $B$ ), динофлагелляты *Noctiluca scintillans* ( $Z_n$ ). Функционирование экосистемы в рамках предложенной модели лимитируется содержанием азота. Живые

организмы потребляют неорганические формы азота (аммоний,  $\text{NH}_4^+$ , нитраты,  $\text{NO}_3^-$ , процессы нитрификации и денитрификации протекают через промежуточную стадию — образование нитритов,  $\text{NO}_2^-$ ). В процессе их жизнедеятельности образуется взвешенное органическое вещество ( $P_n$ ), значительная часть которого затем реминерализуется и участвует в аммонификации с образованием растворенного органического вещества ( $D_n$ ) и аммония.

Взаимодействие анаэробной и аэробной толщи вод происходит в переходной области — субкислородной зоне. Согласно современным данным, субкислородная зона характеризуется отсутствием как мощного восстановителя — сероводорода, так и мощного окислителя — кислорода [27]. Основными процессами, протекающими в субкислородной зоне, являются окислительно-восстановительные реакции. В данной работе они параметризуются на основе цикла марганца и проходят при участии кислорода ( $\text{O}_2$ ), нитратов, сероводорода ( $\text{H}_2\text{S}$ ), аммония, растворенного и взвешенного марганца ( $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{MnO}_2$ ), элементарной серы ( $\text{S}^0$ ).

В отличие от [19, 20], в настоящей модели учитываются вертикальные движения, которые описываются вертикальной адвекцией (уравнение (1)). Кроме того, область моделирования расширена от 150 м до верхних 600 м, что позволяет описывать также процессы, протекающие в анаэробной зоне.

Для корректного описания цикла марганца на границе субкислородной — анаэробной зон и внутри последней в систему химических уравнений, предложенной в [19], была добавлена реакция взаимодействия оксида марганца и сероводорода с образованием карбоната марганца. Подробно о выборе уравнений в [7].

Поскольку последующий анализ будет касаться в первую очередь изменчивости нитратов, нитритов и аммония в системе, то рассмотрим подробно уравнения переноса этих веществ:

$$\frac{\partial \text{NO}_3^-}{\partial t} + W \frac{\partial \text{NO}_3^-}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ (K_H + v_b) \frac{\partial \text{NO}_3^-}{\partial z} \right] + R_1 - R_2 - R_3 - R_4, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \text{NH}_4^+}{\partial t} + W \frac{\partial \text{NH}_4^+}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ (K_H + v_b) \frac{\partial \text{NH}_4^+}{\partial z} \right] + R_5 - R_6 + R_7 - R_8 - R_9, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \text{NO}_2^-}{\partial t} + W \frac{\partial \text{NO}_2^-}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ (K_H + v_b) \frac{\partial \text{NO}_2^-}{\partial z} \right] + R_8 - R_1 + R_2 - R_{10}.$$

Первые слагаемые описывают изменение концентрации нитратов, аммония и нитритов, соответственно, во времени; вторые слагаемые — перенос веществ за счет вертикальной скорости; третьи слагаемые — перенос веществ под действием диффузионного процесса. Слагаемые типа источников-стоков определяются следующим образом:

$$R_1 = k_2 f_n(\text{O}_2) [\text{NO}_2^-]$$

— II ступень нитрификации;

$$R_2 = k_3 f_d(\text{O}_2) [\text{NO}_3^-]$$

— I ступень денитрификации;

$$R_3 = \Phi \left( \frac{\beta_n}{\beta_a + \beta_n} \right) (\sigma_f [P_f] + \sigma_d [P_d])$$

— потребление нитрата фитопланктоном;

$$R_4 = \alpha_7 k_7 [\text{NO}_3^-] [\text{Mn}^{2+}]$$

— окисление растворенного марганца нитратами;

$$R_5 = \kappa \varepsilon [f_n(\text{O}_2) + f_d(\text{O}_2)] [P_n] \quad (5)$$

— реминерализация;

$$R_6 = \Phi \left( \frac{\beta_a}{\beta_a + \beta_n} \right) (\sigma_f [P_f] + \sigma_d [P_d])$$

— потребление аммония фитопланктоном;

$$R_7 = [\mu_s H_s + \mu_l H_l + \mu_n Z_n + \mu_b B]$$

— процессы выделения;

$$R_8 = k_1 f_n(\text{O}_2) [\text{NH}_4^+]$$

— I ступень нитрификации;

$$R_9 = k_8 [\text{NH}_4^+] [\text{MnO}_2]$$

— окисление аммония оксидом марганца(IV);

$$R_{10} = k_4 f_d(\text{O}_2) [\text{NO}_2^-]$$

— II ступень денитрификации,

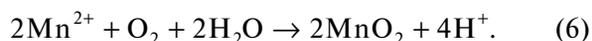
где  $\beta_n$ ,  $\beta_a$  — показатели влияния концентрации нитрата и аммония, соответственно, на рост фитопланктона.  $\Phi$  — функция, которая ограничивает прирост биомассы, имеет вид:  $\Phi = \min[\alpha(I), \beta_n(\text{NO}_3), \beta_a(\text{NH}_4)] f(T)$ , где  $\alpha(I)$  — функция, определяющая лимитацию роста фитопланктона в зависимости от интенсивности света;  $f(T)$  — функция, определяющая влияние температуры на рост фитопланктона. Функции  $f_n(\text{O}_2)$ ,  $f_d(\text{O}_2)$  характеризуют эффективность протекания процессов в зависимости от concentra-

Таблица 1. Параметры слагаемых уравнений (2) и (5)

Название и обозначение параметра		Значение
Коэффициент экскреции микро-, мезозoopланктона, динофлагелляты, бактериопланктона, $\mu_s, \mu_f, \mu_n, \mu_b$		0.03; 0.07; 0.08; 0.08
Скорость роста микро-, мезозoopланктона, $\sigma_f, \sigma_d$		1.0; 1.6
Скорость разложения $P_n, \epsilon$		0.15 мкМ в день
Доля реминерализации детрита, $\kappa$		0.85
Скорость окисления	аммония кислородом, $k_1$	0.1 мкМ в день
	нитрита кислородом, $k_2$	0.25 мкМ в день
	аммония взвешенным марганцем, $k_8$	0.1 мкМ в день
Скорость восстановления нитрата, $k_3$		0.05 мкМ в день
Скорость восстановления нитрита, $k_4$		0.01 мкМ в день
Скорость оседания, $w_s$	взвешенного марганца	10.0 м/день
	детрита	2.5 м/день
	диатомовых водорослей	1.0 м/день

ции кислорода. При концентрации кислорода  $[O_2] \geq 3$  мкМ  $f_n(O_2) = \frac{O_2}{O_2 + R_O}$ , где  $R_O = 10$  мкМ – константа насыщения. Скорость аэробного разложения вещества уменьшается с уменьшением концентрации кислорода и исчезает, когда концентрация становится меньше 3 мкМ. При концентрации кислорода  $[O_2] < 3$  мкМ разложение органического вещества происходит анаэробно и контролируется функцией  $f_d(O_2) = \frac{K_O}{O_2 + K_O}$ , где  $K_O = 2.5$  мкМ. Скорость анаэробного разложения вещества максимальна при концентрации кислорода, равной нулю, и уменьшается при возрастании его концентрации. При  $[O_2] \geq 3$  мкМ  $f_d(O_2) = 0$ . Остальные параметры соотношений (5) приведены в табл. 1.

Следует отметить, что учет процессов, описанных слагаемыми  $R_4$  и  $R_9$ , был предложен в [18, 20]. В [13, 23] авторы упоминают о потенциальной возможности протекания этих процессов, но подчеркивают, что окисление растворенного марганца нитратами не было подтверждено. Вместе с тем в модели учитывается реакция окисления растворенного марганца кислородом, которая была подтверждена экспериментально [16]:



В качестве начальных условий задаются вертикальные профили распределения аммония, нитратов, кислорода, сероводорода, растворенного марганца, качественно совпадающие с приведенными в [15, 19], и равные малым значениям для остальных веществ. В качестве граничного условия для уравнения (2) на нижней границе области моделирования используется условие Дирихле: концентрации аммония, сероводорода и растворенного марганца задаются равными 44.0, 152.0 и

6.27 мкМ, соответственно. На поверхности моря потоки веществ отсутствуют, за исключением потока кислорода, для которого граничное условие на верхней границе задается следующим образом:

$$\left[ (K_H + v_b) \frac{\partial O_2}{\partial z} \right]_{z=0} = V_p [O_2^{\text{sat}} - O_2|_{z=0}],$$

где  $V_p = 3$  м/день – скорость газообмена;  $O_2^{\text{sat}}$  – концентрация насыщения кислородом, рассчитывается по уравнениям UNESCO [25] через значения температуры и солёности.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**а) Субкислородная зона.** Среднегодовые профили основных элементов окислительно-восстановительных реакций, полученные по результатам расчета, строились относительно условной плотности (рис. 2). Анаэробная зона обогащена сероводородом, концентрация которого достигает порядка 150 мкМ при  $\sigma_t \sim 17.0$ , и аммонием. На глубинах, соответствующих условной плотности  $\sigma_t \sim 16.25$ , концентрация сероводорода резко уменьшается. В этом слое присутствует элементная сера, что свидетельствует об окислении сероводорода на этих горизонтах. Окисление сероводорода в субкислородной зоне происходит, в основном, за счет его реакции с оксидом марганца (IV). Растворенный марганец, высокие концентрации которого наблюдаются в анаэробной зоне, под действием диффузии и вертикальной адвекции поднимается из глубинных слоев в субкислородную зону, где окисляется с образованием оксида марганца (IV). Субкислородная зона характеризуется отсутствием не только сероводорода, но и кислорода, максимальные концентрации которого наблюдаются в верхнем слое, а на глубинах, соответствующих  $\sigma_t \sim 16.20$ , он исчезает. Результаты моделирования сопоставлялись с

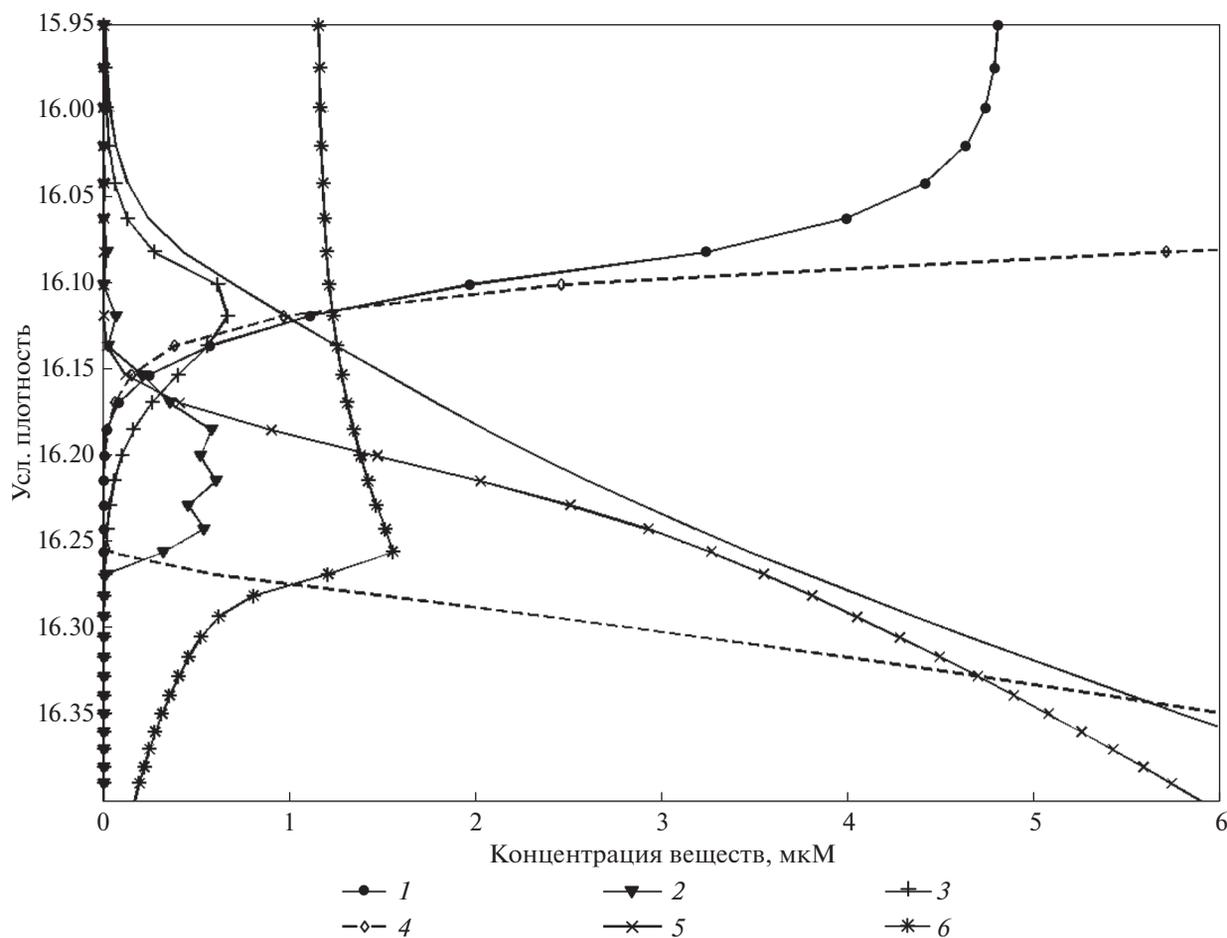


Рис. 2. Среднегодовые профили нитрата (1), оксида марганца (2), нитрита (3), аммония (сплошная линия), кислорода (4) и сероводорода (пунктирная), растворенного марганца (5), элементарной серы (6), согласно модельным расчетам.

данными контактных измерений, проведенных во время экспедиции НИС “Кнопг” летом 1988 г., и с расчетами по моделям [15, 19]. Сопоставление показало, что полученные результаты корректно воспроизводят биогеохимическую структуру моря и качественно согласуются с предыдущими работами [15, 19].

**б) Азотосодержащие элементы.** В анаэробной зоне моря наблюдаются высокие концентрации аммония, образовавшегося за счет распада осаждающихся остатков организмов [10]. В слое фотосинтеза вертикальная структура распределения аммония носит сезонный характер, что отражено в результатах модельного расчета на рис. 3а. В конце зимы – в начале весны происходит цветение фитопланктона, следовательно, в этот период количество органического вещества в эвфотическом слое увеличивается. Вслед за этим в процессе выделения и реминерализации образуется аммоний – в сезонном термоклине формируется слой с концентрацией 0.2–0.4 мкМ, который наблюдается непрерывно с апреля по де-

кабрь. После осеннего цветения запасы аммония истощены вследствие его потребления фитопланктоном, поэтому содержание аммония в верхнем слое невелико. В кислородном слое протекает процесс нитрификации, интенсивность которого определяется температурой воды, содержанием в ней кислорода и аммония. В результате этого процесса значительная часть аммония переходит в нитраты.

Промежуточным продуктом процессов нитрификации и денитрификации являются нитриты. В профиле нитритов наблюдаются два максимума (рис. 3б). Первый максимум (~0.45 мкМ) на глубине 30 м совпадает с максимумом аммония. Это является следствием того, что нитриты являются промежуточным продуктом первой ступени процесса нитрификации. Второй максимум (~0.5 мкМ) на глубине 105 м связан с процессом денитрификации, при котором нитраты восстанавливаются до нитритов и далее до молекулярного азота.

В эвфотическом слое моря концентрация нитратов в значительной мере подвержена сезонным

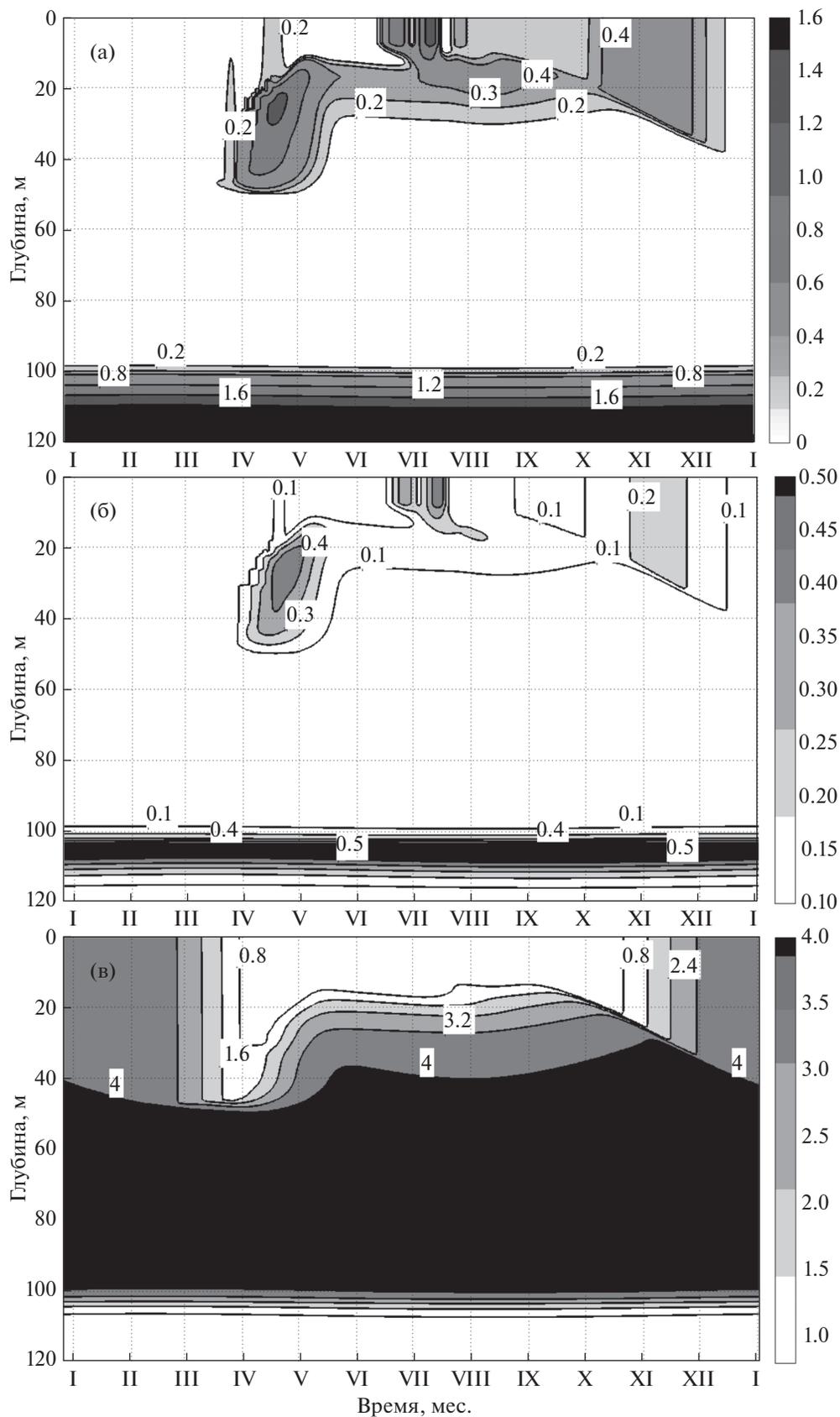
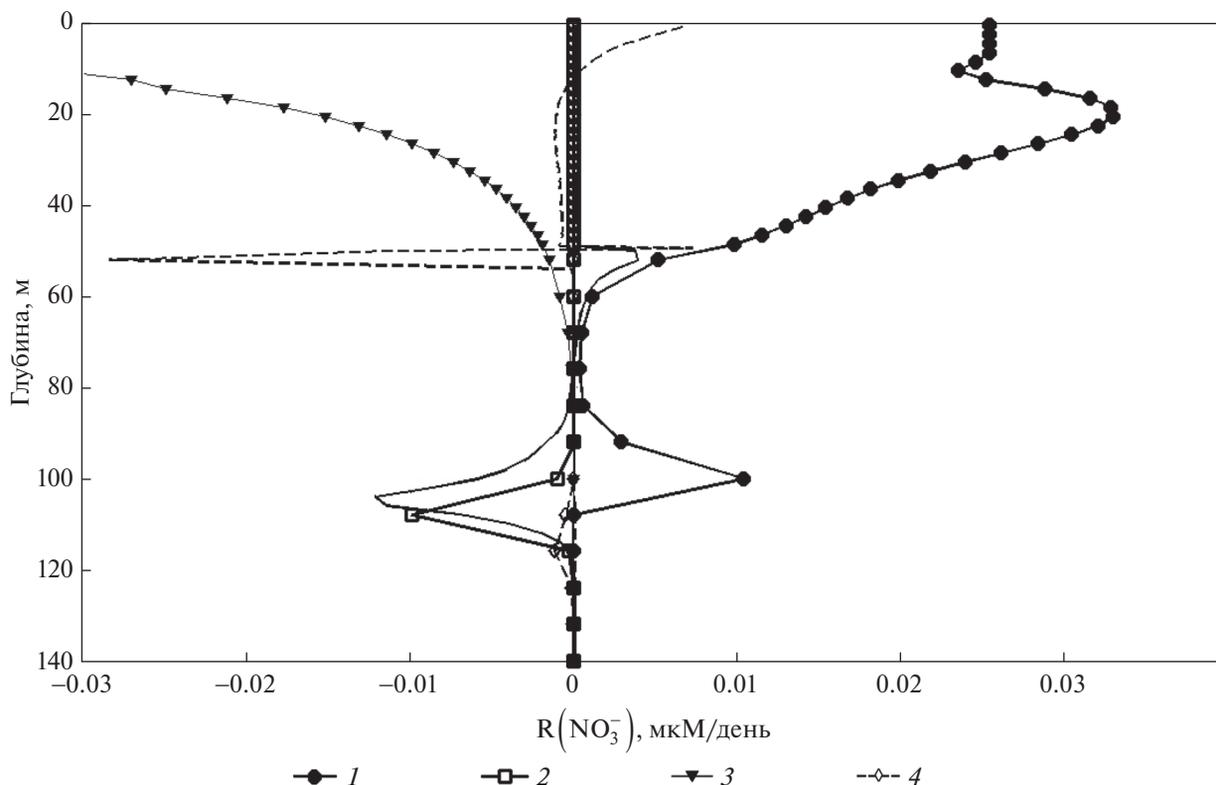


Рис. 3. Пространственно-временные распределения (в  $\mu\text{M}$ ): (а) – аммония, (б) – нитрита, (в) – нитрата, полученные по результатам моделирования.



**Рис. 4.** Среднегодовые профили слагаемых правой части уравнения переноса нитратов, описывающих процессы: II степень нитрификации (1), денитрификации (2), потребление фитопланктоном (3), взаимодействие с растворенным марганцем (4), диффузии (пунктирная линия). Сплошная линия – среднегодовой профиль адвективного слагаемого левой части уравнения.

колебаниям: в этом слое с марта по декабрь содержание нитратов минимально вследствие их потребления фитопланктоном. Зимняя конвекция в период с декабря по март способствует перемешиванию нитратов и формированию слоя толщиной порядка 40 метров с концентрациями нитратов 3.5–4.0 мкМ (рис. 3в). Глубже фотического слоя наблюдается увеличение концентрации нитратов в результате их образования из аммония, и слой 40–100 м характеризуется высокими концентрациями нитратов. Этот слой носит название слой максимума нитратов. Ниже содержание нитратов постепенно уменьшается, в основном, в результате процессов денитрификации; на глубине 110 м нитраты исчезают.

Нитраты являются основным источником пищи для фитопланктона. Для поддержания равновесия в экосистеме необходимо сохранять баланс питательных веществ. В результате жизнедеятельности живых организмов образуется органическое вещество; часть органического вещества переходит в аммоний, а часть оседает за пределами аэробной зоны [12]. Поскольку происходит потеря части детрита из эвфотического слоя и, кроме того, при денитрификации часть азота теряется в виде свободного азота в атмосферу, то

должны существовать дополнительные источники поступления азота в верхние слои. Одним из источников пополнения запасов нитратов в верхнем слое может выступать глубинный аммоний, которым насыщены глубинные воды Черного моря. В результате диффузионных процессов и вертикального подъема вод происходит транспорт аммония к границе анаэробной и субкислородной зон. Эффективность этого процесса исследуется в следующем параграфе на основе анализа уравнения переноса азотосодержащих веществ.

**в) Источники и стоки азотсодержащих соединений в верхнем слое моря.** Рассмотрим среднегодовые вертикальные профили слагаемых типа источников-стоков уравнения переноса аммония и нитрата (3), (4) (рис. 4, 5) и оценим их вклад в образование и редукцию нитратов и аммония на глубинах 0–140 м.

Процентные вклады слагаемых типа источников и стоков (3)–(4) рассматриваются отдельно для двух слоев: 0–80 и 80–140 м и представлены в табл. 2. В слое 0–80 м (95.33%) нитраты в основном потребляются фитопланктоном. В слое 80–140 м значительная часть потерь нитратов связана с их переносом в верхние слои под действием направленной вверх вертикальной скорости (56.1%)

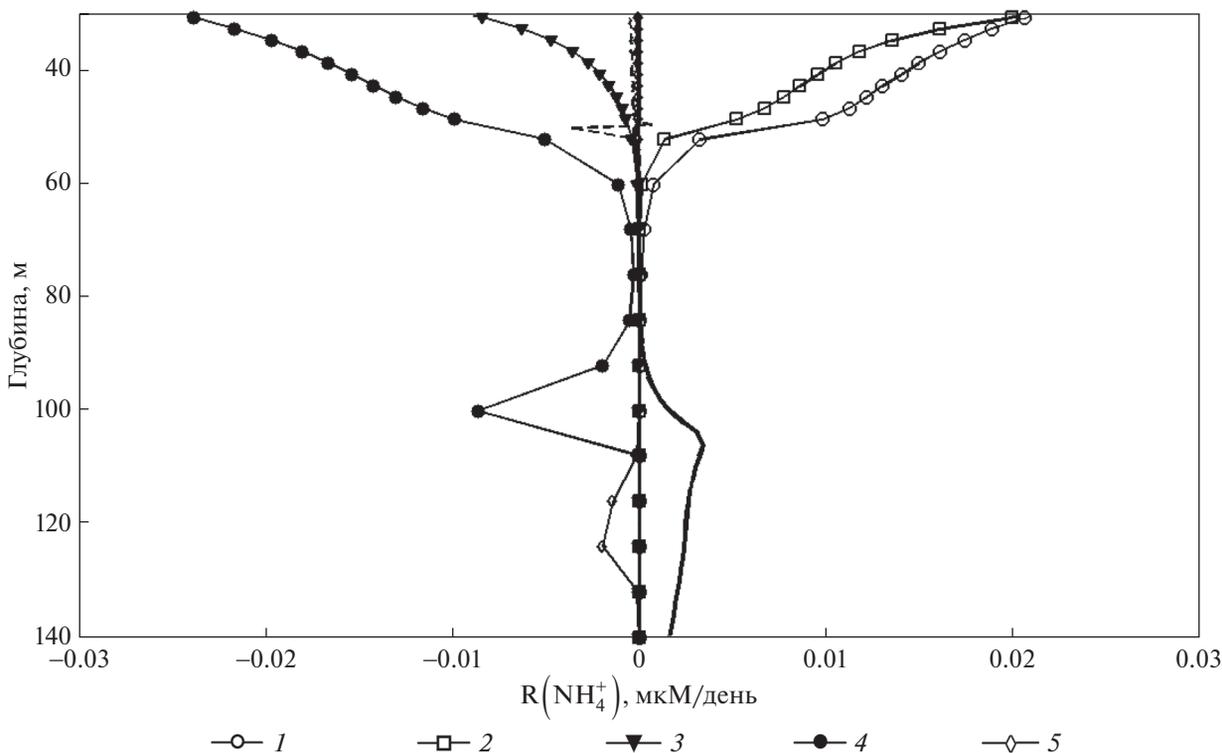


Рис. 5. Среднегодовые профили слагаемых правой части уравнения переноса аммония, описывающих процессы: реминерализации (1), выделения (2), потребления аммония фитопланктоном (3), I степень нитрификации (4), окисления кислородом (5) диффузии (штриховая линия). Сплошная линия – среднегодовой профиль адвективного слагаемого левой части уравнения.

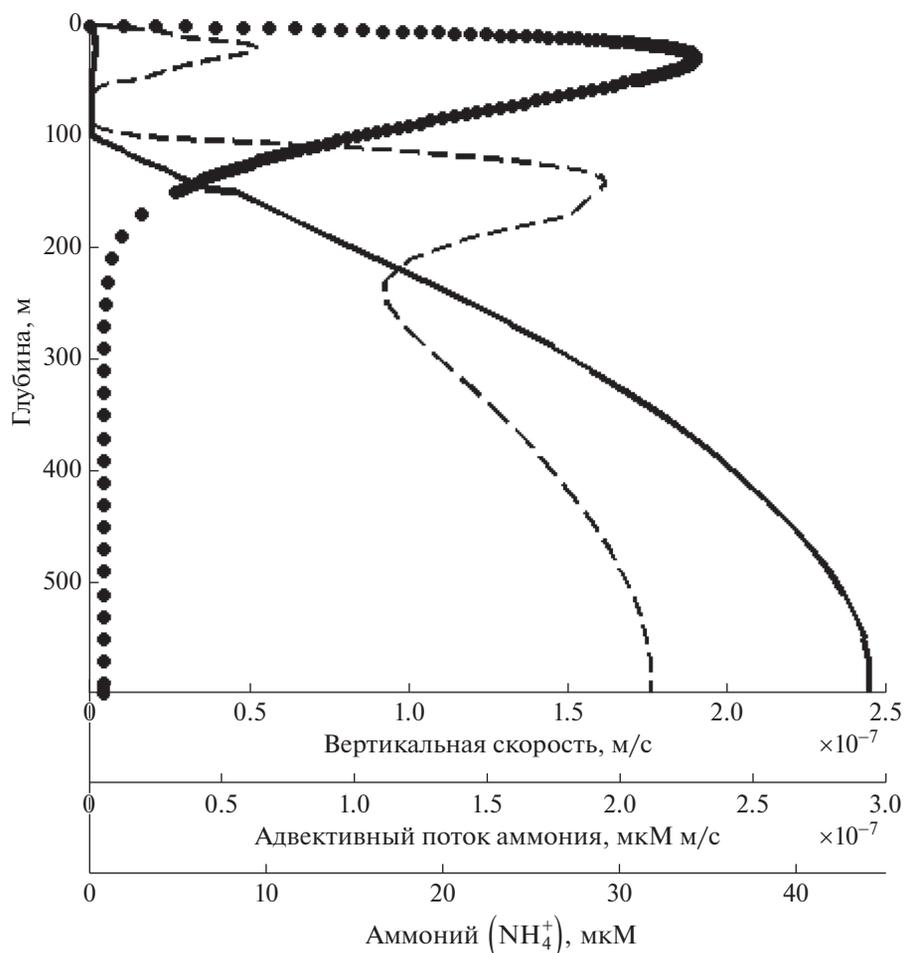
и расходом в процессе денитрификации (33.49%). В обоих слоях основным источником нитратов является аммоний, который переходит в нитраты при нитрификации.

Рассмотрим источник и стоки аммония на соответствующих глубинах. В верхних 0–80 м основным источником появления аммония является процесс выделения (77.3%), образованию аммония также способствует процесс реминерализации (22.7%). Большая часть аммония в верхнем рассматриваемом слое тратится на питание

фитопланктона (74.72%) и на процесс нитрификации (25.11%). В слое 80–140 м малая часть аммония образуется в результате реминерализации (0.65%), процесса выделения (0.36%) и поступает с диффузионными процессами (0.09%), а преобладающим источником аммония является поступление аммония за счет вертикальных движений (98.9%). Среднегодовой адвективный поток аммония, вертикальная скорость и профиль аммония, полученные по результатам моделирования, представлены на рис. 6. В глубоководной зоне на-

Таблица 2. Вклад слагаемых уравнений (3) и (4) в поступление и расход нитратов и аммония соответственно (в %)

Глубина, м	Слагаемые уравнения (3)						
	$W \frac{\partial \text{NO}_3^-}{\partial z}$	$\frac{\partial}{\partial z} \left[ (K_H + v_b) \frac{\partial \text{NO}_3^-}{\partial z} \right]$	$R_1$	$R_2$	$R_3$	$R_4$	
0–80	2.51	-4.67	97.49	0	-95.33	0	
80–140	-56.1	0.01	99.99	-33.49	-3.75	-6.66	
Глубина, м	Слагаемые уравнения (4)						
	$W \frac{\partial \text{NH}_4}{\partial z}$	$\frac{\partial}{\partial z} \left[ (K_H + v_b) \frac{\partial \text{NH}_4}{\partial z} \right]$	$R_5$	$R_6$	$R_7$	$R_8$	$R_9$
0–80	-0.06	-0.11	22.7	-74.72	77.3	-25.11	0
80–140	98.9	0.09	0.65	-0.07	0.36	-83.12	-16.81



**Рис. 6.** Среднегодовой профиль аммония (сплошная линия), вертикальной скорости (черные точки), адвективного потока аммония (штриховая), согласно модельным расчетам.

блюдается интенсивный вертикальный поток аммония. Это объясняется высокими концентрациями аммония на этих глубинах. При приближении к границе анаэробной – субкислородной зон поток аммония уменьшается, несмотря на то, что вертикальная скорость на этих горизонтах имеет высокие значения. Это связано с тем, что на этих глубинах концентрация аммония значительно уменьшается в результате окисления оксидом марганца (16.81%) и в большей степени – перехода в нитраты при нитрификации (83.12%) (рис. 5). Выше субкислородной зоны наблюдается увеличение потока аммония с промежуточным максимумом ( $\sim 0.8 \times 10^{-7}$  мкМ м/с) на глубине 40 м вследствие увеличения вертикальной скорости и продукции аммония на этих глубинах.

Таким образом, основным способом поступления аммония в слой 0–80 м является процесс выделения, а в слое 80–140 м – вертикальные движения вод, поднимающие аммоний из богатой аммонийной зоны. Эти различные по своей природе процессы обеспечивают постоянство

концентрации аммония, необходимого для пополнения запасов нитратов на этих глубинах.

Интегральное количество нитратов, которое поступает в слой 0–140 м, составляет 1.33 мкМ/день, из них 0.13 мкМ/день поступает в слой 80–140 м за счет преобразования аммония, поднимающегося снизу в эвфотическую зону, что составляет примерно 9.9%. По оценкам работы [12] невозвратные потери азота составляют  $\sim 10\%$  от общей продукции. Результаты наших расчетов показывают, что восходящие потоки аммония из анаэробной зоны могут являться фактором, который позволяет частично компенсировать потери азота.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эффективное существование любой экосистемы, в частности морской, возможно при наличии круговорота веществ, которые являются залогом функционирования системы. В Черном море важнейшим элементом, который определяет рост и развитие живых организмов, считается азот.

Очень упрощенно “внутренний круговорот” азота в Черном море можно представить в виде двух циклов. Реакции первого цикла протекают внутри aerobicной зоны в эвфотическом слое (рис. 7). Нитраты потребляются фитопланктоном, в процессе жизнедеятельности которых образуется органическое вещество. В результате аммонификации доля органического вещества расходуется на образование аммония, который в процессе нитрификации превращается в нитраты. Под действием зимней конвекции нитраты вовлекаются в эвфотический слой, где вновь потребляются фитопланктоном.

Существование второго цикла азота связано с потерей части взвешенного органического вещества, которая оседает за пределами aerobicной зоны. Оседающая фракция детрита пополняет запасы аммония, концентрация которого очень велика в анаэробной зоне Черного моря. Вследствие диффузионных процессов, и в преобладающей степени за счет вертикальных движений, происходит подъем аммония из анаэробной зоны к границе субкислородной и aerobicной зон. На границе этих зон протекают реакции нитрификации и денитрификации. Образовавшиеся нитраты переносятся вертикальными движениями вод в слой максимума нитратов. В результате зимней конвекции нитраты из слоя их максимума вовлекаются в верхние слои, где потребляются фитопланктоном. При этом интенсивность зимнего перешивания оказывает важное влияние на межгодовую и сезонную изменчивость биопродуктивности в Черном море [11, 22].

Пополнение запаса нитратов в центральной части Черного моря происходит несколькими путями. Питательные вещества поступают с речным стоком на периферию, частично переносятся в центральную часть моря с периферии мезомасштабными вихрями [10, 24] и вследствие сезонной изменчивости экмановского переноса [8]. Часть питательных веществ приходит в море с осадками [2]. По нашим оценкам, 9.9% нитратов образуются в эвфотическом слое в результате подъема вод, который является следствием преобладающей в центральной части Черного моря циклонической циркуляции. Следовательно, вертикальные движения, которые переносят аммоний из анаэробной зоны, могут частично компенсировать потери нитратов из-за оседания детрита и их перехода в  $N_2$ .

Результаты, полученные в данной работе, свидетельствуют, что динамические процессы могут оказывать существенное влияние на биологическую продуктивность бассейна. Наблюдающаяся в последнее время интенсификация циклонической циркуляции Черного моря [5] может способствовать увеличению количества биогенных веществ в эвфотическом слое, по крайней мере, в

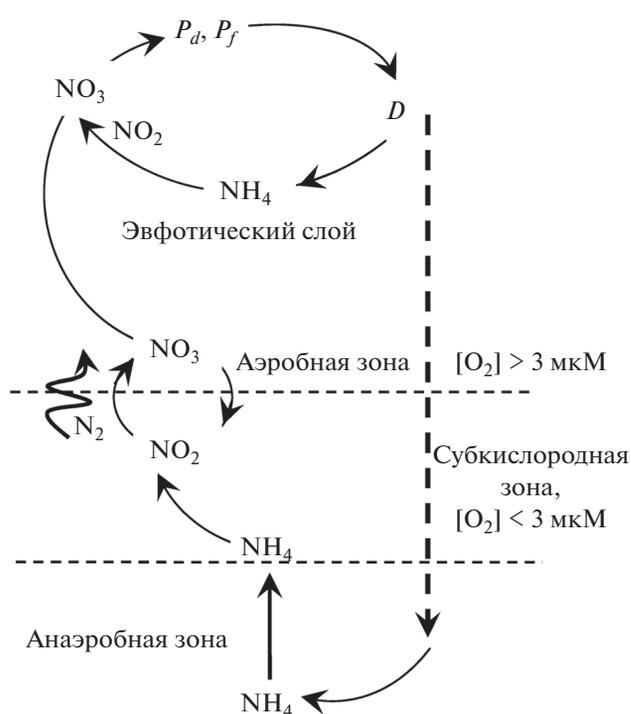


Рис. 7. Круговорот азота в экосистеме.

центральных циклонических круговоротах, где подъем глубинных вод наиболее интенсивен.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булгаков С.Н., Коротаев Г.К. Одномерная модель вертикальной стратификации вод Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. Севастополь: МГИ АН УССР, 1984. С. 41–49.
2. Вареник А.В. Влияние неорганических соединений азота атмосферных осадков на поверхностный слой вод Черного моря: Дис. ... канд. океанологии: 11.00.08. Севастополь, 2012. 162 с.
3. Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Сухих Л.И. Моделирование долговременной изменчивости экосистемы Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2011. Вып. 24. С. 116–126.
4. Кныш В.В., Демьшев С.Г., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К. Ассимиляция климатических гидрологических данных в модели Черного моря на основе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза // Морск. гидрофиз. журн. 2008. № 1. С. 26–38.
5. Кубряков А.А., Станичный С.В. Тренды уровня Черного моря по контактному и альтиметрическим наблюдениям // Метеорология и гидрология. 2013. № 5. С. 48–56.
6. Кубрякова Е.А., Коротаев Г.К. Влияние вертикальной скорости на воспроизведение изменчивости термохалинной структуры верхнего слоя морского бассейна // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использова-

- ние ресурсов шельфа. 2011. Вып. 25. Т. 2. С. 220–239.
7. Кубрякова Е.А., Коротаев Г.К. Моделирование марганцевого цикла в рамках одномерной биогеохимической модели Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2013. Вып. 26. Т. 2. С. 272–286.
  8. Кубрякова Е.А., Коротаев Г.К. Сезонная изменчивость циркуляции и формирование солёности поверхностных вод Черного моря // Морск. гидрофиз. журн. 2013. № 3. С. 3–12.
  9. Пахомова С.В., Розанов А.Г., Якушев Е.В. Растворенные и взвешенные формы железа и марганца в редокс-зоне Черного моря // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 835–851.
  10. Скопинцев Б.А. Формирование современного химического состава вод Черного моря. СПб.: Гидрометеоздат, 1975. 336 с.
  11. Финенко З.З., Суслин В.В., Ковалева И.В. Сезонные и многолетние изменения концентрации хлорофилла в Черном море по спутниковым наблюдениям // Океанология. 2014. Т. 5. № 5. С. 635–645.
  12. Brewer P.G., Murray J.W. Carbon, nitrogen and phosphorus in the Black Sea // Deep-Sea Res. 1973. V. 20. P. 803–818.
  13. Denman K.L. A Time-Dependent Model of the Upper Ocean // J. Phys. Oceanogr. 1973. V. 3. P. 173–184.
  14. Ivanov L.I., Samodurov A.S. The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea // J. Mar. Syst. 2001. T. 31. P. 159–174.
  15. Konovalov S.K., Murray J.W., Luther G.W. et al. Processes controlling the redox budget for the oxic/anoxic water column of the Black Sea // Deep-Sea Res. Part II. 2006. V. 53. P. 1817–1841.
  16. Madison A.S., Tebo B.M., Mucci A. et al. Abundant Porewater Mn(III) Is a Major Component of the Sedimentary Redox System // Science. 2013. V. 341. P. 875–878.
  17. Mellor G.L. One-dimensional, ocean surface layer modeling: a problem and a solution // J. Phys. Oceanogr. 2001. V. 31. P. 790–809.
  18. Murray J.W., Codispoti L.A., Friederich G.E. The suboxic zone in the Black Sea // Aquatic chemistry: Interfacial and interspecies processes / Ed. C.P. Huang et al.: Amer. Chem. Soc. 1995. P. 157–176.
  19. Oguz T., Ducklow H., Malanotte-Rizzoli P. Modeling distinct vertical biogeochemical structure of the Black Sea: Dynamical coupling of the oxic, suboxic, and anoxic layers // Global Biogeochemical Cycles. 2000. V. 14. № 4. P. 1331–1352.
  20. Oguz T., Murray J.W., Callahan A. Modeling redox cycling across the suboxic-anoxic interface zone in the Black Sea // Deep-Sea Res. I. 2001. V. 48. P. 761–787.
  21. Oguz T., Ducklow H., Malanotte-Rizzoli P. et al. Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № C7. P. 16585–16599.
  22. Pakhomova S., Vinogradova E., Yakushev E. et al. Interannual variability of the Black Sea Proper oxygen and nutrients regime: the role of climatic and anthropogenic forcing // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2014. T. 140. P. 134–145.
  23. Schippers A., Neretin L.N., Lavik G. et al. Manganese(II) oxidation driven by lateral oxygen intrusions in the western Black Sea // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. № 9. P. 2241–2252.
  24. Shapiro G.I., Stanichny S.V., Stanichna R.R. Anatomy of shelf-deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data // Remote Sensing of Environment. 2010. V. 114. № 4. P. 867–875.
  25. United Nations Education, Science, and Cultural Organization, Progress on oceanographic tables and standards 1983–1986: work and recommendations of UNESCO/SCOR/ICES/IAPSO Joint Panel, Tech. Pap. Mar. Sci. 1996. V. 50. 59 p.
  26. Whitehead J.A., Korotaev G.K., Bulgakov S.N. Convective circulation in mesoscale abyssal basins // Geophys. and Astrophys. Fluid Dynam. 1998. V. 89. P. 169–203.
  27. Yakushev E.V., Pollehne F., Jost G. et al. Analysis of the water column oxic/anoxic interface in the Black and Baltic seas with a Redox-Layer Model // Marine Chemistry. 2007. V. 107. P. 388–410.

## Effect of Vertical Motions on Maintenance of Nitrate Balance in the Black Sea on the Basis of Numerical Modeling

E. A. Kubryakova, G. K. Korotaev

In the central part of the Black Sea upwelling associated with the influence of cyclonic wind vorticity and the difference in the buoyancy flow in the lower and upper parts of the basin is observed. The resulting vertical motions contribute to the transfer of ammonium to the upper boundary of the anaerobic zone. In suboxic zone ammonium passes to nitrite and then to nitrate due to nitrification and thus can feed the layer of high nitrate concentration in the basin. Efficiency of this mechanism is investigated based on the numerical simulation. The calculations are carried out using a suggested model for upper 600 m layer of the sea, which takes into account seasonal variability of atmospheric parameters and vertical motions. The model describes the biological and redox processes in the suboxic zone. The contributions of different terms to the transfer of nitrate and ammonium to the euphotic layer are estimated. It is shown that ammonia nitrogen supplied from the bottom due to the vertical motions has a significant effect on the maintenance of the balance of nitrate in the central part of the sea.