

## Влияние зимнего выхолаживания на вертикальное вовлечение вод и интенсивность цветения фитопланктона в Черном море

Е. А. Кубрякова\*, А. А. Кубряков, С. В. Станичный

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*

*\*E-mail: elena\_kubryakova@mail.ru*

Поступила в редакцию 08.09.2017, после доработки – 19.02.2018 г.

На основе серии расчетов одномерной физико-биогеохимической модели даны оценки связи интегральной и поверхностной биомассы фитопланктона с зимним потоком тепла и температурой поверхности моря. Результаты показывают, что интенсивность цветения в суровые зимы на 50% выше, чем в теплые. Зимнее вовлечение биогенных элементов влияет и на биомассу фитопланктона в подповерхностном слое в летний период: после холодных зим она выше на 30%, чем после теплых. На основе контактных данных в работе даны оценки связи между глубиной, плотностью верхнего квазигомогенного слоя (ВКС) и интегральной концентрацией нитратов и фосфатов в различных районах Черного моря. При увеличении плотности ВКС от 1014,0 до 1014,2 кг/м<sup>3</sup> интегральная концентрация биогенных элементов в центральной части бассейна и на его периферии в ВКС увеличивается в 2–2,5 раза, а при достижении плотностью значения 1014,5 кг/м<sup>3</sup> – в 4–5 раз. Таким образом, плотность ВКС выступает хорошим индикатором интенсивности поступления биогенных элементов в верхние слои моря. Исследовано влияние выхолаживания на плотность ВКС. Показано, что плотность, равная 1014,2 кг/м<sup>3</sup>, достигается в центре моря при температуре поверхности 7,5–8° С, а на периферии моря – при 6,5° С. Максимальное значение плотности (1014,5 кг/м<sup>3</sup>) отмечается в центральной части моря (глубины более 2000 м) при температуре поверхности менее 6,5° С. Отличия в величине вертикального потока биогенных элементов в разных районах моря при одних и тех же атмосферных условиях могут определять пространственные особенности интенсивности цветения в бассейне.

**Ключевые слова:** Черное море, зимнее выхолаживание, вертикальный поток биогенных элементов, верхний квазигомогенный слой, биогеохимическое моделирование.

**Благодарности.** Данные получены и обработаны в рамках государственного задания по теме № 0827-2014-0011 «Исследования закономерностей изменений состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий» (шифр «Оперативная океанография»); модельные расчеты проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00621, исследование связи между ТПМ и характеристиками вертикального вовлечения поддержано грантом РФФИ № 16-35-60036 мол\_а\_дк, анализ спутниковой информации выполнен в рамках гранта РФФИ № 17-05-41089 РГО\_а.

**Для цитирования:** Кубрякова Е. А., Кубряков А. А., Станичный С. В. Влияние зимнего выхолаживания на вертикальное вовлечение вод и интенсивность цветения фитопланктона в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2018. № 3. С. 206–222. doi: 10.22449/0233-7584-2018-3-206-222

## Impact of Winter Cooling on Water Vertical Entrainment and Intensity of Phytoplankton Bloom in the Black Sea

E. A. Kubryakova\*, A. A. Kubryakov, S. V. Stanichny

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

*e-mail: elena\_kubryakova@mail.ru*

Vertical entrainment of nutrients and phytoplankton from the subsurface layers in autumn – winter is a reason of the surface phytoplankton bloom in the Black Sea in winter. Relationship of the winter heat flux and the sea surface temperature (SST) with the integral and surface phytoplankton biomass is assessed based on a series of simulations performed due to a 1D-biogeochimical model. The results show that during severe winters, intensity of

phytoplankton bloom is 50% higher than that in warm winters. Winter entrainment of nutrients influences the phytoplankton biomass in the subsurface layer in summer, namely, after cold winters its maximum value exceeds the analogous one after warm winters by  $\approx 30\%$ . In-situ data is used to estimate the relation between the upper mixed layer depth and density, and the integral concentration of nitrates and phosphates in various regions of the basin. It is revealed that growth of the upper mixed layer density from 1014.0 to 1014.2  $\text{kg/m}^3$  results in increase of the integral concentration of nutrients in the upper layer by 2–2.5 times in the center and on the periphery of the basin; and when the density value achieves 1014.5  $\text{kg/m}^3$  the integral concentration becomes higher by 4–5 times. Thus the upper mixed layer density serves a good indicator of intensity of the nutrients inflow to the sea upper layers. Impact of winter cooling upon the upper mixed layer density is investigated using the model and *in-situ* data. It is shown that density equal to 1014.2  $\text{kg/m}^3$  is achieved in the basin center at SST 7.5–8° C, and on the sea periphery – at 6.5° C. The maximum density value 1014.8  $\text{kg/m}^3$  is recorded in the center of the sea (depth exceeds 2000 m) at SST < 5.5° C. At one and the same atmospheric conditions, the vertical nutrient transport being different in various regions of the Black Sea, can define the spatial features of bloom intensity in the basin.

**Keywords:** Black Sea, winter cooling, vertical entrainment, upper mixed layer, biochemical modeling.

**For citation:** Kubryakova, E.A., Kubryakov, A.A. and Stanichny, S.V., 2018. Impact of winter cooling on water vertical entrainment and intensity of phytoplankton bloom in the Black Sea. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*, [e-journal] 34(3), pp. 206-222. doi:10.22449/0233-7584-2018-3-206-222 (in Russian).

**Введение.** Исследование изменений биопродуктивности Черного моря, связанных с физическими процессами, необходимо для понимания функционирования экосистемы бассейна в условиях меняющегося климата. Спутниковые и контактные данные последних лет свидетельствуют о том, что цветение фитопланктона и связанные с ним наибольшие концентрации хлорофилла *a* в поверхностном слое Черного моря наблюдаются в осенне-зимний период [1–4]. В это время зимняя конвекция и интенсивное ветровое перемешивание приводят к вовлечению глубинных вод в поверхностный слой моря [4]. Когда плотность в верхнем слое приближается по значению к плотности верхней границы слоя максимальных концентраций нитратов и фосфатов, биогенные элементы активно вовлекаются в эвфотический слой. В Черном море из-за сильной халинной стратификации глубины максимального перемешивания в среднем невелики ( $\approx 50$  м в центральной части бассейна). Поэтому освещенности в перемешанном слое в большинстве случаев достаточно для деления клеток фитопланктона [5]. Еще одной причиной увеличения поверхностной концентрации хлорофилла *a* в осенне-зимний период является вовлечение фитопланктона из слоя его подповерхностного максимума, находящегося в теплый период года на глубинах 20–40 м [6–8].

В ряде работ [3, 4] на основе спутниковых данных показано, что межгодовая изменчивость концентрации хлорофилла *a* тесно связана с минимальной зимней температурой поверхности моря (ТПМ), которая выступает индикатором суровости зимы и интенсивности вертикального перемешивания. Цветение фитопланктона, например кокколитофорид, в теплый период года также сильно зависит от зимнего выхолаживания и количества поступивших зимой биогенных элементов, в частности фосфатов [9, 10]. Среди других важных механизмов поступления биогенных элементов можно отметить горизонтальный кросс-шельфовый транспорт, который значительно влияет на межгодовые изменения концентрации хлорофилла  $C_a$  [11–15].

Количество доступных контактных данных зимой ограничено, а спутниковые измерения дают информацию только о содержании хлорофилла *a* на поверхности. По этой причине в настоящее время связь между интенсивностью зимнего выхолаживания, вертикальным вовлечением и биопродуктив-

ностью бассейна изучена недостаточно. В данных условиях удобными инструментами для исследования влияния вертикального обмена вод на функционирование экосистемы служат одномерные физико-биогеохимические модели [см., например, 16].

В работе [17] отмечена достаточно слабая связь между верхним квазиоднородным слоем (ВКС) и термическими характеристиками, что связано с влиянием динамических факторов на положение пикноклина. Поскольку распределение по глубине химических элементов в Черном море привязано к изопикнам, удобным индикатором интенсивности вовлечения биогенных веществ в вертикальный водообмен выступает плотность перемешанного слоя. В настоящей работе на основе спутниковых измерений температуры и концентрации хлорофилла *a*, гидрологических измерений, данных, полученных с буев Био-Арго, и серии модельных расчетов исследуется влияние зимнего выхолаживания на плотность ВКС, вертикальное вовлечение вод и изменчивость биомассы фитопланктона в Черном море.

**Данные и методы.** В работе анализируются ежедневные карты концентрации хлорофилла *a* и ТПМ с пространственным разрешением 4 км на основе измерений спектрорадиометра *MODIS-Aqua* с 2004 по 2013 гг. Содержание хлорофилла *a* рассчитывается согласно стандартному алгоритму *OC3M* [18]. Данные загружены из архива *NASA's OceanColor Web* [19]. В осенне-зимний период концентрация хлорофилла *a*, рассчитанная по этому алгоритму, может содержать значительные ошибки, частично связанные с влиянием облачности. Для фильтрации этих ошибок был применен алгоритм, описанный в работе [15].

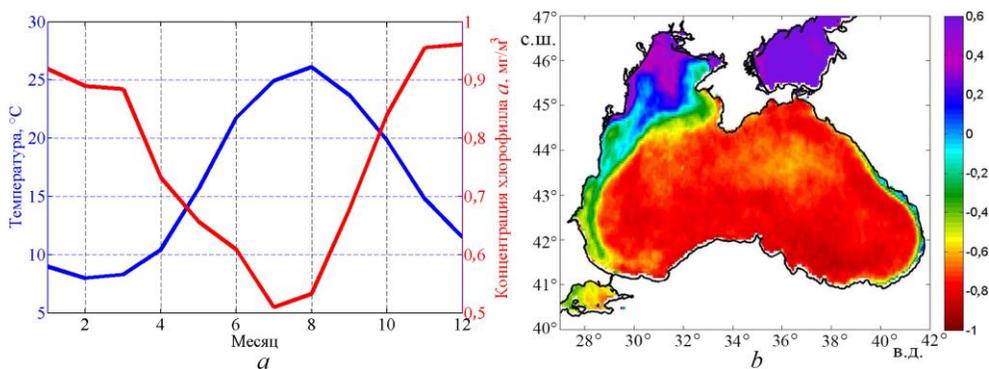
Используется также исторический массив гидрологических и гидрохимических измерений базы данных Банка океанологических данных Морского гидрофизического института (БОД МГИ) (URL: <http://www.mist-mhi.ru/>) с 1990 по 2015 гг. [20]. Исследовались данные о вертикальном распределении температуры, солёности, концентрации нитратов ( $\text{NO}_3$ ) и фосфатов ( $\text{PO}_4$ ).

В работе также анализируются измерения профилей температуры и солёности по данным буев-профилемеров Арго за 2004–2015 гг. Кроме того, брались измерения трех буев Био-Арго за период 2014–2017 гг., позволившие получить данные о вертикальном распределении концентрации хлорофилла *a* с высоким вертикальным разрешением (1 метр) [21]. Данные были загружены из архива *IFREMER* [22].

Для исследования влияния зимнего выхолаживания на вертикальную структуру бассейна и цветение фитопланктона в работе применяется одномерная физико-биогеохимическая модель. Она включает в себя гидродинамический блок, построенный на основе *Princeton Ocean Model (POM)* [23], и биогеохимический, разработанный на основе одномерной модели [16]. Между блоками существует односторонняя связь: коэффициент вертикальной турбулентной диффузии и температура, полученные в гидродинамической части, используются в качестве входных параметров для расчета биогеохимических характеристик, среди которых диатомовые водоросли и флагелляты, бактериопланктон, микро- и мезозoopланктон, *Noctiluca*. Кроме того, в данную модель включены химические элементы, принимающие участие

в азотном цикле и окислительно-восстановительных реакциях. Подробнее ее описание приводится в работах [24, 25]. Сезонная изменчивость атмосферных параметров для модельных расчетов задавалась по данным реанализа *ERA-40*, проведенного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (*ECMWF*) с временной дискретностью 6 ч [26].

**Влияние зимнего выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона по спутниковым данным и результатам численных экспериментов.** Сезонный ход ТПМ и концентрации хлорофилла *a* по данным *MODIS-Aqua*, осредненный по глубоководной части бассейна (глубины > 500 м), находится в противофазе. Высокие значения концентрации хлорофилла *a* (0,9–1,0 мг/м<sup>3</sup>) характерны для периода низкой ТПМ и наблюдаются с ноября по февраль, а минимальные (0,5–0,6 мг/м<sup>3</sup>) – приходятся на июль (рис. 1, *a*). В холодный период года в Черном море интенсифицируется вертикальное перемешивание, связанное с выхолаживанием поверхности и действием штормов. Перемешивание вызывает сначала вовлечение фитопланктона из слоя его подповерхностного максимума (глубины 20–40 м) в октябре – декабре, а затем интенсивный поток нитратов и фосфатов из нижележащих слоев. Зимой эти два процесса приводят к возникновению фиксируемого по спутниковым [1–4] и полевым [27] измерениям максимума концентрации хлорофилла *a* на поверхности в центральной части Черного моря.



**Рис. 1.** Сезонная изменчивость концентрации хлорофилла *a* и поверхностной температуры в глубоководной части моря (> 500 м) (*a*); карта коэффициентов корреляции между изменчивостью концентрации хлорофилла *a* в каждой точке моря и средней по бассейну температуры поверхности моря (*b*)

**Fig. 1.** Seasonal variability of the chlorophyll *a* concentration and the surface temperature in the deepwater part of the sea (> 500 m) (*a*); chart of the correlation coefficient between the chlorophyll *a* concentration variability in each point of the sea and the basin-average sea surface temperature (*b*)

На рис. 1, *b* представлена карта коэффициентов корреляции между концентрацией хлорофилла *a* в каждой точке моря и средней по бассейну ТПМ. Ряды были сглажены низкочастотным 30-дневным фильтром – основную часть сигнала составляет сезонная изменчивость. Для большей части акватории, включая всю центральную часть бассейна, характерны высокие отрица-

тельные значения корреляции (от  $-0,8$  до  $-1,0$ ). Они свидетельствуют о том, что для указанных районов зимнее вертикальное вовлечение является основным фактором, вызывающим поверхностное цветение фитопланктона в Черном море. Исключения составляют шельфовые зоны, которые находятся под влиянием берегового стока крупных и средних рек на северо-западном шельфе и в юго-восточной части моря. В этих районах содержание хлорофилла  $a$  на сезонном масштабе хорошо коррелирует с изменчивостью стока рек. Максимальные значения наблюдаются в апреле – мае, когда реки выносят наибольшее количество органических и неорганических веществ [3, 27].

Спутниковые данные позволяют получать информацию об изменчивости концентрации хлорофилла  $a$  только в верхнем слое моря. Однако в летний период наиболее высокие концентрации сосредоточены в слое термоклина и под ним [6, 7, 27, 28]. Сравнительно недавно (с 2014 г.) в глубоководной части Черного моря были запущены три буя Био-Арго с биооптическими датчиками. Эти приборы на основе флюориметрических измерений дают информацию о вертикальном распределении концентрации хлорофилла  $a$  с высокой дискретностью (10 дней, 1 м по глубине). По этим данным была рассчитана сезонная изменчивость интегральной концентрации хлорофилла  $a$ , осредненной по слою 0–60 м (синяя линия на рис. 2,  $a$ ). Сезонный ход интегральной и поверхностной концентрации хлорофилла  $a$  имеет ряд отличий. Пик интегральной концентрации хлорофилла  $a$  приходится на март, а согласно контактными данным [27], он наблюдается в феврале – марте. После чего следует резкий минимум в апреле, связанный, вероятно, с выеданием и/или массовым отмиранием фитопланктона на фоне интенсивного прогрева, приводящего к прекращению потока биогенных элементов в верхний слой. По контактными данным [27], в среднем за 1973–1997 гг. минимальные значения интегральной концентрации хлорофилла  $a$  наблюдались в мае.

Второй выраженный максимум, вызванный повышением концентрации хлорофилла  $a$  в слое 15–35 м, отмечается в августе, по данным буев Био-Арго. Такое увеличение летом также фиксировалось по данным полевых наблюдений [27, 29]. В сентябре – октябре концентрация хлорофилла  $a$  падает, а с ноября начинает расти. Зимой (декабрь – март) отмечаются высокие интегральные значения концентрации хлорофилла  $a$ , что отвечает данным измерений [27].

Для исследования влияния зимнего выхолаживания на цветение фитопланктона в центральной части моря применялась модификация одномерной биогеохимической модели [16], представленной ранее в работе [24]. Детальная параметризация процессов в модели приведена в работах [16, 24]. Изменчивость атмосферных параметров задавалась на основе климатических полей, полученных по данным реанализа ERA-40 за 1971–2001 гг. для глубоководной части Черного моря (глубины  $> 500$  м). Эти поля были использованы для проведения 60-летнего климатического расчета биогеохимических параметров Черного моря. Периодическое решение, достигнутое в последние 30 лет расчета, в настоящей статье обозначено как базовое.

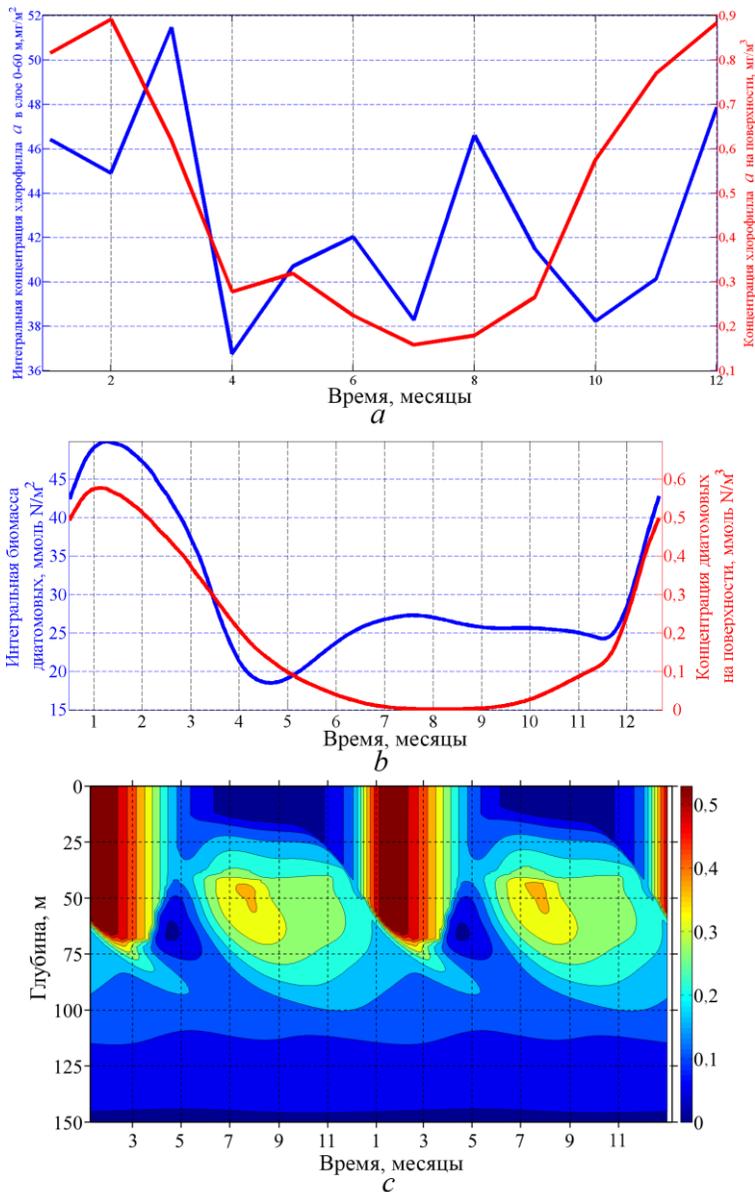
В данной работе диатомовые водоросли рассматриваются в качестве доминирующей группы фитопланктона в Черном море [8]. На рис. 2,  $b$  пред-

ставлена сезонная изменчивость их поверхностной и интегральной биомасс, а также вертикального распределения этих параметров по данным модели (рис. 2, *с*). Изменения поверхностной и интегральной биомасс достаточно хорошо согласуются с данными контактных и спутниковых наблюдений о концентрации хлорофилла *а*. Максимум биомассы диатомей на поверхности приходится на декабрь – февраль, а в среднем в столбе воды – на январь – март. В марте максимум биомассы диатомовых водорослей фиксировался также в работах [30, 31]. Для поверхности моря в теплый период года, с апреля по сентябрь, характерны наименьшие значения биомассы диатомей, что согласуется со спутниковыми данными по концентрации хлорофилла *а* [1–4]. При этом минимальное значение интегральной концентрации отмечается в апреле – мае, а в июле – августе наблюдается вторичный максимум, что согласуется с описанием динамики фитопланктона в работе [8]. Однако летний максимум в модели несколько меньше, чем по данным буев Био-Арго, что, вероятно, связано с отсутствием учета кросс-шельфового обмена биогенными элементами в одномерной модели, который интенсифицируется в весенне-летний период. На рис. 2, *с* хорошо просматриваются основные особенности вертикального распределения фитопланктона: зимнее цветение фитопланктона, охватывающее весь перемешанный слой, и глубинный максимум в слое ниже 25 м в летнее время. Эти особенности хорошо согласуются с данными буев Био-Арго, показывающими глубинный пик концентрации хлорофилла *а* летом в слое термоклина, а также с результатами моделирования динамики фитопланктона в Черном море, полученными в предыдущих исследованиях [16, 31]. Отметим, что представленные результаты не воспроизводят в полной мере изменчивость экосистемы бассейна, поскольку в расчетах не учитываются такие важные факторы, как цветение кокколитофорид, динамика фосфатов и пр. Тем не менее для целей настоящей работы основные особенности, а именно: зимнее цветение, глубинный максимум летом, – достаточно хорошо воспроизводятся при модельных расчетах с используемыми упрощениями.

Для исследования влияния зимнего перемешивания на развитие фитопланктона были проведены модельные эксперименты с различными потоками тепла в холодный период (рис. 3, *а*). Зимнему периоду соответствуют положительные значения потоков тепла, т. е. поток направлен из моря в атмосферу: положительные значения соответствуют охлаждению, отрицательные – прогреву. Положительные значения потоков тепла, соответствующие выхолаживанию, были умножены на коэффициент  $k$ , равный 0,5; 0,75; 1,0; 1,25; 1,5; 1,75 в различных экспериментах, т. е. потоки тепла увеличивались и уменьшались относительно базового (черный цвет на рис. 3, *а*) на 25, 50 и 75%, соответственно.

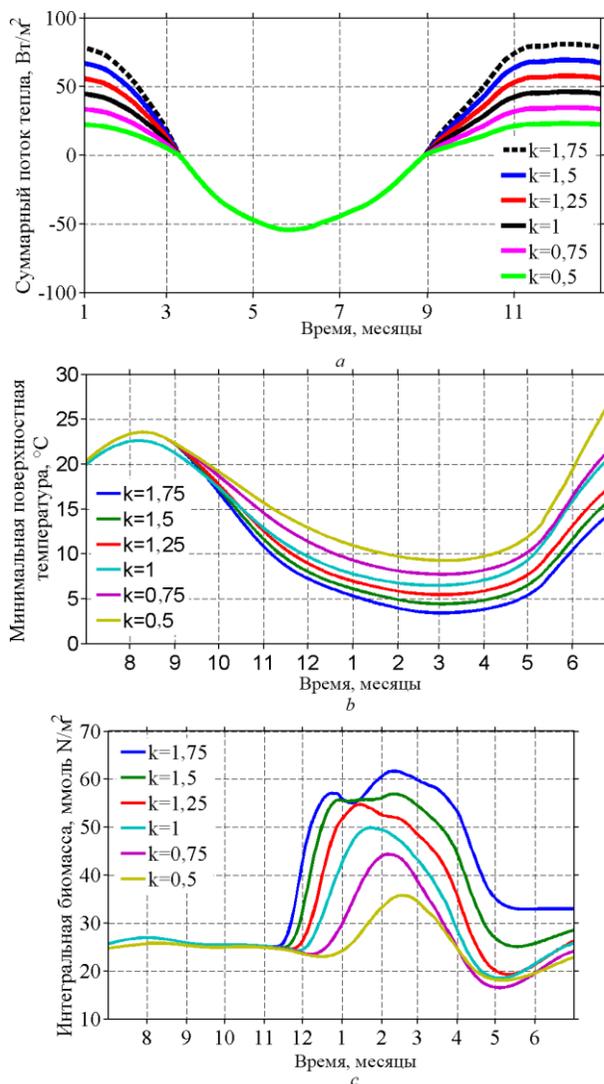
Сезонный ход ТПМ при различных вариантах расчета, представлен на рис. 3, *б*. Значения минимальной ТПМ варьируют от 3,5° С в эксперименте с  $k = 1,75$  до 9,5° С в эксперименте с  $k = 0,5$ . Отметим, что реальные изменения потока тепла в Черноморском регионе меньше, и наблюдаемый диапазон минимальной ТПМ в центральной части моря составляет 5–9° С, что соответствует экспериментам с  $k = 0,5–1,25$ . Было решено провести расчеты с большими изменениями значений потока тепла для того, чтобы продемонстриро-

вать более наглядную зависимость между поверхностной температурой и биомассой фитопланктона.



**Рис. 2.** Сезонная изменчивость: *a* – концентрации хлорофилла *a*, интегральной в слое 0–60 м (синяя линия) и на поверхности (красная), рассчитанной на основе измерений буев Био-Арго; *b* – биомассы диатомовых водорослей, интегральной (синяя линия) и на поверхности (красная) по данным модели; (*c*) вертикального распределения биомассы диатомовых водорослей с глубиной, ммоль N/м<sup>3</sup>

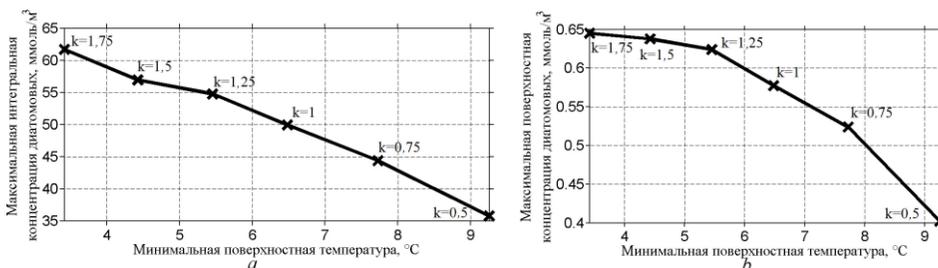
**Fig. 2.** Seasonal variability of (*a*) the chlorophyll *a* concentration: integral one over the 0–60 m layer (blue line) and on the surface (red line) calculated using the Bio-Argo buoy measurements, (*b*) the diatom biomass: integral one (blue line) and on the surface (red line) based on the model data, and (*c*) vertical distribution of the diatom biomass with depth, mmol N/m<sup>3</sup>



**Рис. 3.** Сезонная изменчивость потоков тепла (a), минимальной поверхностной температуры (b) и интегральной биомассы диатомовых (c) для различных модельных экспериментов  
**Fig. 3.** Seasonal variability of heat fluxes (a), minimum surface temperature (b) and integral diatom biomass (c) for various model experiments

На рис. 3, c представлена сезонная изменчивость интегральной биомассы фитопланктона по результатам проведенных экспериментов. Чем холоднее зима, тем больше биогенных элементов вовлекаются в верхние слои и тем больше интегральная биомасса фитопланктона. Максимальное значение интегральной биомассы меняется от 55,0 ммоль  $N/m^2$  для эксперимента с  $k = 1,5$  до 35,0 ммоль  $N/m^2$  для эксперимента с  $k = 0,5$ . За исключением эксперимента с  $k = 1,75$  (чрезвычайно холодная зима с минимальной ТПМ, равной  $3,5^\circ C$ ), все эксперименты показывают наличие одного основного максимума биомассы фитопланктона. При этом в холодные зимы пик цветения фитопланктона наблюдается раньше, чем в теплые.

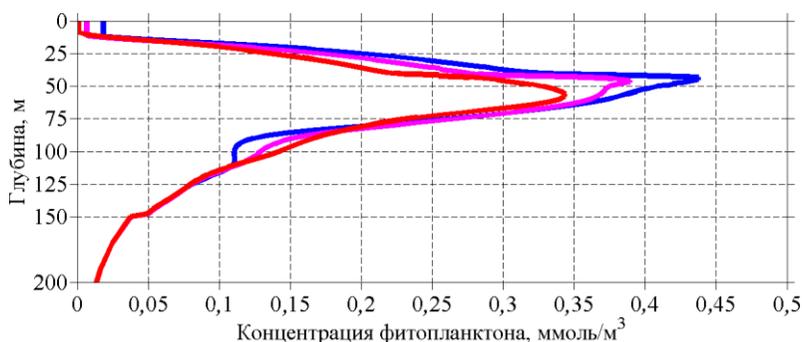
В интервале температур 5–9° С зависимость максимальной интегральной биомассы диатомовых водорослей от минимальной ТПМ представляет собой линейную функцию (рис. 4, *a*). В то же время рост максимальной поверхностной биомассы диатомей затухает при уменьшении температуры (рис. 4, *b*), т. к. фитопланктон перераспределяется по большему слою при увеличении вертикального перемешивания.



**Рис. 4.** Зависимость максимальной интегральной (*a*) и максимальной поверхностной (*b*) биомассы диатомовых водорослей от минимальной поверхностной температуры

**Fig. 4.** Dependence of maximum integral (*a*) and maximum surface diatom biomasses (*b*) upon the minimum surface temperature

Модельные оценки показывают, что при изменении зимнего потока тепла на  $\approx 25\%$  биомасса диатомовых водорослей меняется на  $\approx 10\%$ . При уменьшении минимальной температуры от 9 до 5° С интегральная биомасса увеличивается в 1,5 раза от 36 до 56 ммоль N/м<sup>2</sup>, а поверхностная – от 0,4 до 0,6 ммоль N/м<sup>2</sup>. Таким образом, при смене зимы от нормальной (7° С) к суровой (5° С), биомасса фитопланктона будет выше на  $\approx 25\%$ , а от теплой (9° С) к суровой на  $\approx 50\%$ .



**Рис. 5.** Июльский профиль концентрации диатомовых для разных экспериментов: синяя линия – при  $k = 1,25$  (холодная зима), фиолетовая – при  $k = 1$  (базовый расчет), красная – при  $k = 0,75$  (теплая зима)

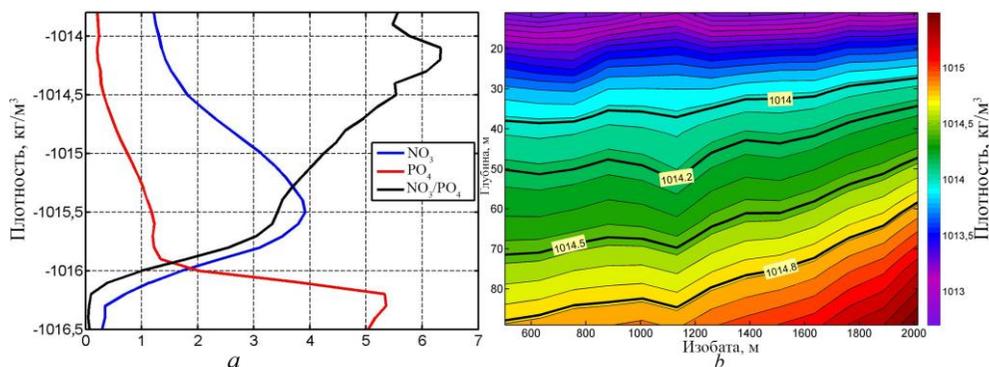
**Fig. 5.** The diatom concentration profile for July for different experiments: blue line – at  $k = 1,25$  (cold winter), purple line – at  $k = 1$  (basic calculation) and red line – at  $k = 0,75$  (warm winter)

Влияние интенсивности зимнего выхолаживания по модельным расчетам просматривается не только во время максимума цветения, но и в последующие месяцы, в том числе и летом. Примеры вертикального распределения диатомовых водорослей для июля, следующего за холодной ( $k = 1,25$ ), «базо-

вой» ( $k = 1,0$ ) и теплой ( $k = 0,75$ ) зимой показаны на рис. 5. В подповерхностном пике биомасса фитопланктона увеличивается от 0,33 до 0,38 и 0,44 ммоль N/м<sup>3</sup> для  $k$ , равного 0,75; 1,0; 1,25 соответственно. Летом в слое глубинного максимума и на поверхности концентрация фитопланктона выше после самых холодных зим, поскольку большее количество нитратов регенерируется после бурного зимнего цветения. Таким образом, расчеты показывают, что зимние условия влияют и на характеристики летнего цветения фитопланктона. Отметим, что в реальных условиях в весенне-летний период значительное влияние на цветение оказывает также кросс-шельфовый обмен биогенными элементами [14, 15], который в данной модели не учитывается.

**Влияние зимней конвекции на вовлечение глубинных вод в различных районах Черного моря.** Черное море – высоко стратифицированный бассейн, и распределение химических элементов в нем тесно связано с положением изопикн [32], которое может значительно варьировать в зависимости от вертикальных движений вод, связанных с динамикой бассейна. Глубина ВКС ( $H$ ) зимой также значительно зависит от динамических условий, поскольку резкий пикноклин существенно ограничивает вертикальное перемешивание [17]. При достижении плотностью ВКС значения, соответствующего верхней границе слоя максимума биогенных элементов, начинается их вовлечение в верхний эвфотический слой. В одномерной модели пространственная изменчивость положения изопикн не учитывается. Для оценки влияния выхолаживания на вовлечение вод в различных районах Черного моря был использован исторический массив гидрологических и гидрохимических измерений из БОД МГИ. На рис. 6, *a* представлены осредненные за 1990–2015 гг. профили концентрации NO<sub>3</sub> и PO<sub>4</sub> и их отношения NO<sub>3</sub>/PO<sub>4</sub>, построенные относительно плотности вод. Полученные распределения согласуются с известными результатами предыдущих работ [см., например, 32]. Пик содержания нитратов располагается в интервале плотности 1014,2–1016,0 кг/м<sup>3</sup>, достигая максимального значения, равного 4 ммоль/м<sup>3</sup> на изопикне 1015,5 кг/м<sup>3</sup>. Концентрация фосфатов начинает плавно увеличиваться в слоях с плотностью более 1014,2 кг/м<sup>3</sup>, достигая промежуточного максимума (1,2 ммоль/м<sup>3</sup>) в кислородной зоне при плотности 1015,6 кг/м<sup>3</sup>. Ниже, в субкислородной и сероводородной зонах, концентрация фосфатов PO<sub>4</sub> резко возрастает. Значение отношения NO<sub>3</sub>/PO<sub>4</sub> в верхнем слое возрастает от 5,5 до максимума, равного 6,3 для плотности 1014,2 ммоль/м<sup>3</sup> (глубинах 35–50 м), далее начинает убывать. Подробно особенности химической структуры Черного моря и их причины рассмотрены в работе [32].

По гидрологическим данным было рассчитано среднее вертикальное распределение плотности в Черном море, характерное для различных изобат (1000–2200 м) (рис. 6, *b*). Полученное распределение согласуется с описанными ранее результатами [20]. Циклоническая циркуляция в бассейне приводит к подъему изопикн в глубоководной части моря и опусканию в районе континентального склона. Например, для изобаты 2000 м изопикна  $\rho = 1014,5$  кг/м<sup>3</sup> в среднем находится на глубине 50 м, а для изобаты 1000 м она расположена на 20 м глубже – на глубине 70 м.

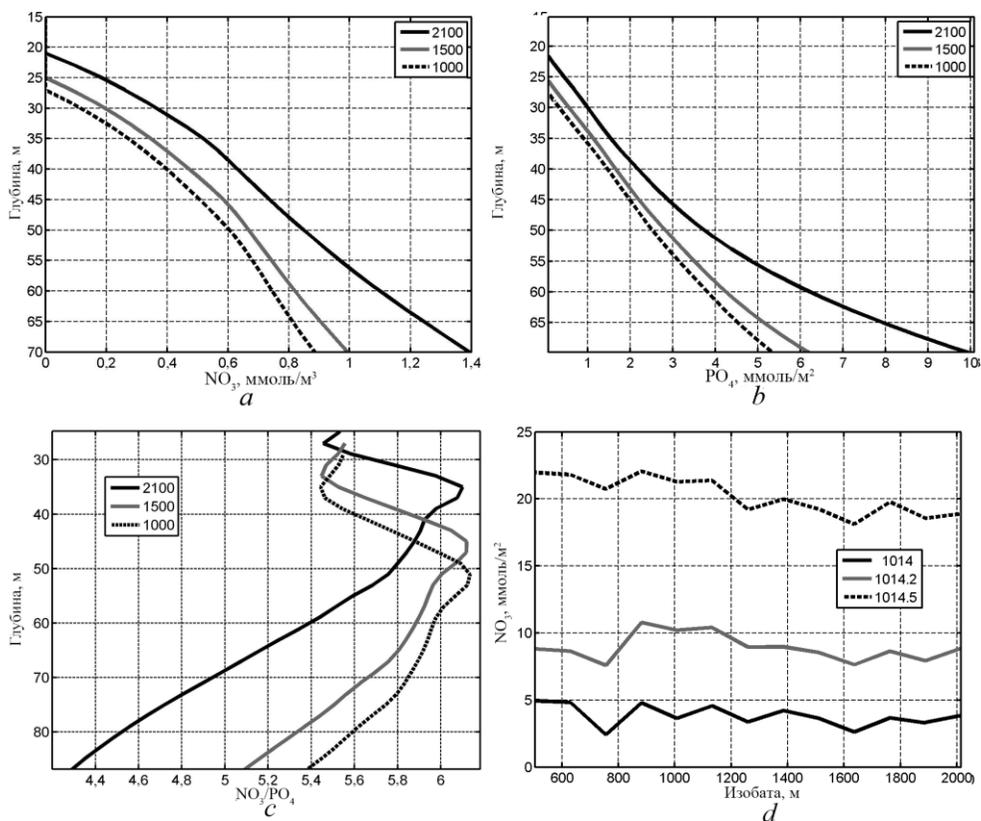


**Рис. 6.** Осредненные за 1990–2015 гг. профили концентрации нитратов  $\text{NO}_3$ , ммоль/ $\text{м}^3$  (красная линия), фосфатов  $\text{PO}_4$ , ммоль/ $\text{м}^3$  (синяя), и их отношения  $\text{NO}_3/\text{PO}_4$ , построенные относительно плотности вод (*a*); среднее вертикальное распределение плотности для различных изобат (500–2200 м) в Черном море (*b*)

**Fig. 6.** The averaged for 1990–2015 profiles of concentrations of nitrate  $\text{NO}_3$ ,  $\text{mmol}/\text{m}^3$  (red line) and phosphates  $\text{PO}_4$ ,  $\text{mmol}/\text{m}^3$  (blue line), and their ratios  $\text{NO}_3/\text{PO}_4$  constructed relative to water density (*a*); average vertical density distribution for various isobaths (500–2200 m) in the Black Sea (*b*)

Принимая изопикнический характер распределения содержания нитратов и фосфатов [32], аналогичную диаграмму для различных изобат можно построить и для концентрации нитратов и фосфатов. Далее, для того чтобы оценить влияние перемешивания на вовлечение биогенных элементов, были рассчитаны интегральные значения концентрации биогенных элементов при различных глубинах ВКС  $H$ , т. е. в слоях 0–10 м, 0–20 м и т. д. Таким образом были получены зависимости средней концентрации нитратов и интегральной концентрации фосфатов (рис. 7, *a*, *b*) в ВКС от глубины  $H$  для различных изобат Черного моря. Очевидно, что в центральной части моря, где пикноклин находится ближе к поверхности, концентрации биогенных элементов будут выше, чем в районе континентального склона, при одних и тех же значениях  $H$ . Например, при  $H = 30$  м, средняя концентрация  $\text{NO}_3$  (рис. 7, *a*) и  $\text{PO}_4$ , определяющая скорость роста фитопланктона, будет равна 0,15 и 0,03 ммоль/ $\text{м}^2$  для изобаты 1000 м; 0,23 и 0,04 ммоль/ $\text{м}^2$  для изобаты 1500 м; 0,4 и 0,07 ммоль/ $\text{м}^2$  в центральной части моря (изобата 2100 м). Интегральная концентрация  $\text{NO}_3$  при  $H = 30$  м будет составлять 2,4; 3,6 и 6,4 ммоль/ $\text{м}^2$ ,  $\text{PO}_4$  – 0,4; 0,7 и 1,1 ммоль/ $\text{м}^2$  (рис. 7, *b*) для изобат 1000, 1500 и 2100 м соответственно.

Проанализировав изменение отношения  $\text{NO}_3/\text{PO}_4$  с глубиной перемешивания для различных изобат, можно отметить, что значение отношения растет при увеличении значения глубины  $H$  до 35, 45 и 50 м для изобат 2200, 1500 и 1000 м соответственно, далее оно начинает убывать. Таким образом, при тех же значениях глубины  $H$  количество вовлеченных биогенных элементов может отличаться в несколько раз в различных районах моря. Эти различия вызваны пространственной неоднородностью вертикального распределения плотности, значительно связанной с динамикой вод.



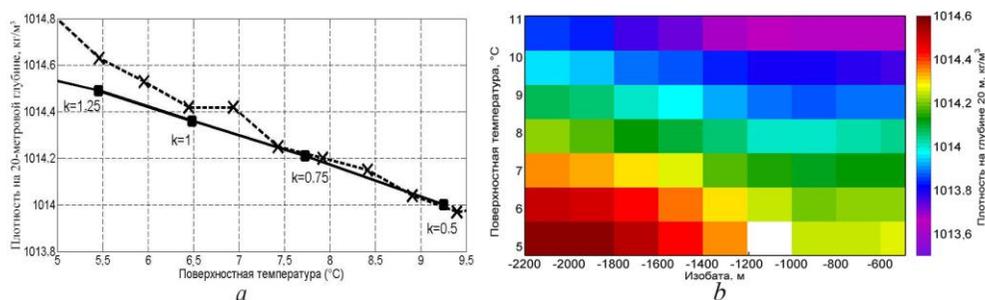
**Рис. 7.** Зависимость средней концентрации нитратов  $\text{NO}_3$ , ммоль/м<sup>3</sup> (а), интегральной концентрации  $\text{PO}_4$ , ммоль/м<sup>2</sup> (б), отношения  $\text{NO}_3/\text{PO}_4$  (с) в верхнем квазиоднородном слое от его глубины для различных изобат Черного моря (черная штриховая линия – 1000 м, серая сплошная – 1500 м, черная сплошная – 2200 м); интегральные концентрации  $\text{NO}_3$  (д) в слое, лежащем выше изопикны, равной 1014,0 кг/м<sup>3</sup> – черная штриховая линия, 1014,2 кг/м<sup>3</sup> – серая сплошная и 1014,5 кг/м<sup>3</sup> – черная сплошная

**Fig. 7.** Dependence of average concentration of nitrates  $\text{NO}_3$ , mmol/m<sup>3</sup> (a), integral concentration of  $\text{PO}_4$ , mmol/m<sup>2</sup> (b) and the relation  $\text{NO}_3/\text{PO}_4$  (c) in the upper mixed layer upon its depth for various isobaths of the Black Sea (black dash line denotes 1000 m, grey solid line – 1500 m and black solid line – 2200 m); integral concentrations of  $\text{NO}_3$  (d) in the layer above the isopycn 1014.0 kg/m<sup>3</sup> are marked by black dash line, 1014.2 kg/m<sup>3</sup> – grey solid line and 1014.5 kg/m<sup>3</sup> – black solid line

Для оценки связи вовлечения биогенных элементов и плотности ВКС были рассчитаны интегральные концентрации  $\text{NO}_3$  и  $\text{PO}_4$  в слое, лежащем выше определенных изопикн (1014,0; 1014,2 и 1014,5 кг/м<sup>3</sup>). При плотности ВКС, равной 1014,0 кг/м<sup>3</sup>, интегральные концентрации  $\text{NO}_3$  (рис. 7, d) и  $\text{PO}_4$  для различных изобат бассейна составляют 4–5 и 0,5–0,9 ммоль/м<sup>2</sup> соответственно. При увеличении плотности ВКС до 1014,2 кг/м<sup>3</sup> интегральные концентрации на периферии растут в 2–2,5 раза до значений 8–10 и 1,3–1,8 ммоль/м<sup>2</sup> для  $\text{NO}_3$  и  $\text{PO}_4$ . При этом изменение плотности от 1014,0 до 1014,2 кг/м<sup>3</sup> соответствует увеличению глубины ВКС в центре моря всего на 5–8 м (см. рис. 6, б). При росте плотности ВКС от 1014,0 до 1014,5 кг/м<sup>3</sup>, интегральная концентрация  $\text{NO}_3$  и  $\text{PO}_4$  увеличивается в 4–5 раз до значений 18–22 и 3,2–3,7 ммоль/м<sup>2</sup> соответственно. Отметим, что, поскольку положение химических элементов

в бассейне привязано к изопикнам, зависимость концентрации  $\text{NO}_3$  и  $\text{PO}_4$  от плотности ВКС практически одинакова для различных районов (изобат) Черного моря. В то же время глубина ВКС может резко изменяться из-за динамических эффектов, например прохождения синоптических антициклонов. Поэтому будем считать, что плотность ВКС выступает более надежным индикатором вовлечения биогенов, ответственным за цветение фитопланктона.

Средняя зависимость между ТПМ и плотностью на глубине 20 м была рассчитана на основе спутниковых и контактных измерений (штриховая линия на рис. 8, а), выполненных в феврале – марте в центральной части моря (глубины > 2000 м), и модельных расчетов (сплошная линия на рис. 8, а). Согласно полученным зависимостям плотность, равная  $1014,2 \text{ кг/м}^3$ , примерно соответствующая глубине, на которой начинается интенсивное вовлечение нитратов, достигается при ТПМ, равной  $7,5\text{--}8,0^\circ \text{C}$ . Более интенсивное вовлечение фосфатов, которое начинается при плотности  $1014,5 \text{ кг/м}^3$ , происходит при ТПМ, равной  $6^\circ \text{C}$ , в центре моря. Наибольшие значения плотности в Черном море ( $> 1014,6 \text{ кг/м}^3$ ) фиксировались крайне редко, в экстремально суровые зимы, при ТПМ, меньшей  $5,5^\circ \text{C}$  в центре моря. Такие условия наблюдались лишь несколько раз – в 1985, 1988, 1993 и 2012 гг. Зависимость, полученная по результатам моделирования в типичном интервале температур  $6\text{--}9^\circ \text{C}$ , хорошо совпадает с данными наблюдений. Следовательно, интенсивность вовлечения биогенных элементов в модели достаточно хорошо соответствует натурным данным. Это является косвенным подтверждением обоснованности полученных выводов о влиянии выхолаживания на интенсивность цветения фитопланктона.



**Рис. 8.** Зависимость между температурой поверхности моря ( $^\circ \text{C}$ ) и плотностью ( $\text{кг/м}^3$ ) на 20-метровой глубине, рассчитанная на основе выполненных в феврале – марте в центральной части моря (глубины больше 2000 м) спутниковых и контактных измерений (штриховая линия) и результатов моделирования (сплошная) (а); диаграмма изменчивости плотности на 20-метровой глубине ( $\text{кг/м}^3$ ) при изменении температуры поверхности моря для разных изобат (б)  
**Fig. 8.** Dependence between the sea surface temperature ( $^\circ \text{C}$ ) and water density ( $\text{кг/м}^3$ ) on the depth 20 m calculated based both on the satellite and direct measurements (dash line) carried out in the central part of the sea (depths exceed 2000 m) in February–March and on the modeling results (solid line) (а); diagram of density variability on the depth 20 m ( $\text{кг/м}^3$ ) at the sea surface temperature varying for different isobaths (б)

Для описания пространственной связи между вовлечением вод и выхолаживанием была построена диаграмма изменчивости плотности на глубине 20 м при изменении ТПМ для разных изобат (рис. 8, б). В центре бассейна

плотность, равная  $1014,2 \text{ кг/м}^3$ , достигается при более высоких температурах (ТПМ =  $8,5^\circ \text{C}$ ), чем на периферии (ТПМ =  $6,5^\circ \text{C}$ ). Подобные различия связаны с подъемом изопикн, а также более высокой соленостью вод центра моря [20]. Таким образом, рост концентрации биогенных элементов и цветение фитопланктона будет сначала наблюдаться в центре моря, а лишь затем на его периферии. Если же температура не достигнет значений, достаточных для вовлечения биогенных элементов на склоне, то оно будет отмечаться лишь в центре моря, что может быть причиной пространственных различий в цветении фитопланктона в бассейне [9]. Наибольшие значения плотности ( $> 1014,5 \text{ кг/м}^3$ ) наблюдаются в центре моря (глубины более 2000 м), где находятся купола циклонических круговоротов, при ТПМ, равной  $6-7^\circ \text{C}$ . В этом районе можно ожидать наибольшего вовлечения биогенных элементов во время сильного зимнего выхолаживания. При интенсивной циркуляции различия в плотностной структуре в центре и на периферии моря, а значит, и отличия интегральной концентрации биогенных элементов будут еще более выраженными.

Следует отметить, что предположение о чрезвычайно сильной связи между концентрацией биогенных элементов и положением изопикнических поверхностей является приближением. Близость шельфа и интенсивный кросс-шельфовый обмен на континентальном склоне могут приводить к повышенным концентрациям биогенных элементов в этой части бассейна. Тогда вовлечение вод с той же плотностью будет оказывать более сильное влияние на первичную продукцию на периферии бассейна.

**Обсуждение и выводы.** Вертикальное вовлечение фитопланктона и биогенных элементов в поверхностный слой – важный фактор, определяющий интенсивное осенне-зимнее цветение фитопланктона. В работе на основе расчетов одномерной физико-биогеохимической модели определена связь между интенсивностью зимнего выхолаживания и биомассой фитопланктона. Эксперименты с различными потоками тепла показали, что интегральная и поверхностная биомасса фитопланктона в условиях холодной зимы увеличивается на  $\approx 50\%$  по сравнению с теплой зимой.

Результаты модели показывают, что интенсивность зимнего выхолаживания влияет на время наступления зимнего пика цветения. В холодные зимы он наблюдается раньше на один месяц, чем в теплые, поскольку перемешивание достигает слоя максимума биогенных элементов быстрее. В то же время в работе [33] показано, что в суровые зимы при превышении глубины ВКС над критической глубиной Свердрупа освещенности может быть недостаточно для развития фитопланктона, что приводит к обратному эффекту – более позднему цветению. В модели, используемой в статье, сезонная изменчивость фотосинтетического параметра задавалась согласно результатам работы [34]. В этой работе на основе контактных измерений показано, что зимой значения фотосинтетического параметра возрастают в два раза. Авторы связывают это с увеличением доступного количества биогенных элементов. Поэтому в наших расчетах уменьшение освещенности практически не влияло на цветение фитопланктона зимой даже при наибольших глубинах перемешивания ( $\sim 70 \text{ м}$ ). Необходимо продолжать исследовать связь условий освещенности

и вертикального распределения фитопланктона, чтобы лучше понимать механизмы цветения фитопланктона в бассейне.

Модельные расчеты также показали, что биомасса фитопланктона в глубинном летнем максимуме также зависит от зимнего выхолаживания и выше в пике на  $\approx 30\%$  в годы после холодных зим. Следует отметить, что в теплый период большее, а часто и определяющее значение для экосистемы имеет горизонтальный кросс-шельфовый перенос питательных веществ [11–13, 15]. Оба фактора – зимнее вовлечение и горизонтальный транспорт – действуют одновременно. Зачастую они имеют противоположную изменчивость, так как в теплые годы циркуляция ослабевает [35], что благоприятствует генерации вихрей и увеличению горизонтального транспорта в бассейне [15]. Прямая связь между ТПМ и концентрацией хлорофилла  $C_a$  в бассейне с наиболее высокими корреляциями на его периферии [15] свидетельствует о том, что, по-видимому, роль/значение горизонтального транспорта более велика на континентальном склоне и сопоставима с влиянием вертикального перемешивания в центральной части бассейна. Величина и химический состав речного стока также подвержены существенным межгодовым колебаниям, которые являются важнейшей причиной изменения биогеохимической структуры вод бассейна [36].

На основе контактных данных в работе даны оценки связи между глубиной, плотностью ВКС и интегральной концентрацией нитратов и фосфатов в различных районах Черного моря. Интегральная концентрация биогенных элементов в ВКС увеличивается в 2–3 раза при увеличении его плотности от 1014,0 до 1014,2 кг/м<sup>3</sup> и в 5–6 раз – при достижении плотностью значения 1014,5 кг/м<sup>3</sup>. Получена связь между зимней ТПМ и вовлечением глубинных вод. Показано, что в центре моря при температуре  $\approx 7,8^\circ\text{C}$  плотность воды в ВКС достигает значения, соответствующего верхней границе слоя максимума нитратов, равного 1014,2 кг/м<sup>3</sup>, а при ТПМ, меньшей  $6^\circ\text{C}$ , плотность воды в ВКС составляет 1014,4–1014,5 кг/м<sup>3</sup>, что соответствует верхней границе слоя максимума фосфатов. При этом из-за различия халинных свойств и влияния динамики плотности, равная 1014,2 кг/м<sup>3</sup>, достигается в центре моря при более высоких значениях ТПМ ( $8^\circ\text{C}$ ), чем на континентальном склоне ( $6,5^\circ\text{C}$ ). Эти различия могут быть причиной пространственных особенностей интенсивности и времени цветения фитопланктона.

В настоящей работе рассматривалось влияние сезонных колебаний потока тепла на изменчивость биомассы фитопланктона. Высокочастотные изменения глубины ВКС в зимнее время, связанные с дневным прогревом при слабых ветрах, способны создавать стратификацию в верхнем приповерхностном слое и вызывать резкие вспышки цветения [35]. Сильные штормовые ветры способны резко перемешивать верхние слои воды и способствовать интенсивному потоку биогенных элементов из глубинных вод в зону фотосинтеза [37], что может вызывать аномальное цветение вод и в теплый период года. Эти и другие природные процессы существенно влияют на развитие фитопланктона в Черном море, а иногда и определяют его ход, что необходимо учитывать при дальнейшей разработке биогеохимических моделей.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Surface chlorophyll in the Black Sea over 1978–1986 derived from satellite and in situ data / O. V. Kopelevich [et al.] // J. Mar. Sys. 2002. Vol. 36, iss. 3–4. P. 145–160. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00184-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00184-7)

2. *Yunev O. A., Moncheva S., Carstensen J.* Long-term variability of vertical chlorophyll *a* and nitrate profiles in the open Black Sea: eutrophication and climate change // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2005. Vol. 294. P. 95–107. doi:10.3354/meps294095
3. *Finenko Z. Z., Suslin V. V., Kovaleva I. V.* Seasonal and long-term dynamics of the chlorophyll concentration in the Black Sea according to satellite observations // *Oceanology.* 2014. Vol. 54, iss. 5. P. 596–605. doi:10.1134/S0001437014050063
4. Drivers of the autumn phytoplankton development in the open Black Sea / A. S. Mikaelyan [et al.] // *J. Mar. Syst.* 2017. Vol. 174. P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.05.006>
5. *Sverdrup H. U.* On Conditions for the Vernal Blooming of Phytoplankton // *J. Mar. Syst.* 1953. Vol. 18, iss. 3. P. 287–295. <https://doi.org/10.1093/icesjms/18.3.287>
6. Long-term variations of surface chlorophyll *a* and primary production in the open Black Sea / O. A. Yunev [et al.] // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2002. Vol. 230. P. 11–28. URL: <http://www.jstor.org/stable/24865090> (дата обращения: 16.08.2017).
7. *Финенко З. З., Чурилова Т. Я., Лу П. И.* Вертикальное распределение хлорофилла и флуоресценции в Черном море // *Мор. экол. журн.* 2005. Т. 4, № 1. С. 15–45.
8. *Сорокин Ю. И.* Черное море: Природа, ресурсы. – М. : Наука, 1982. – 217 с.
9. *Mikaelyan A. S., Silkin V. A., Pautova L. A.* Coccolithophorids in the Black Sea: Their interannual and long-term changes // *Oceanology.* 2011. Vol. 51, iss. 1. P. 39–48. doi:10.1134/S0001437011010127
10. Environmental control on phytoplankton community structure in the NE Black Sea / V. A. Silkin [et al.] // *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 2014. Vol. 461. P. 267–274. <https://doi.org/10.1016/j.jembe.2014.08.009>
11. Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer / A. I. Ginzburg [et al.] // *Satellites, Oceanography and Society* / ред. D. Halpern. New York: Elsevier Science, 2000. Chapter 15. P. 273–287. (Elsevier Oceanography Series. Vol. 63). [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(00\)80016-1](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(00)80016-1)
12. *Oguz T., Deshpande A. G., Malanotte-Rizzoli P.* The role of mesoscale processes controlling biological variability in the Black Sea coastal waters: inferences from SeaWiFS-derived surface chlorophyll field // *Cont. Shelf Res.* 2002. Vol. 22, iss. 10. P. 1477–1492. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00018-3](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00018-3)
13. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing / A. G. Zatsepin [et al.] // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108, iss. C8. 3246. doi:10.1029/2002JC001390
14. *Shapiro G. I., Stanichny S. V., Stanychna 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 Sens. Environ.* 2010. Vol. 114, iss. 4. P. 867–875. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.11.020>
15. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem / A. A. Kubryakov [et al.] // *J. Mar. Syst.* 2016. Vol. 163. P. 80–94. doi:10.1016/j.jmarsys.2016.06.006
16. *Oguz T., Ducklow H. W., Malanotte-Rizzoli P.* Modeling distinct vertical biogeochemical structure of the Black Sea: Dynamical coupling of the oxic, suboxic, and anoxic layers // *Glob. Biogeochem. Cycles.* 2000. Vol. 14, iss. 4. P. 1331–1352. doi:10.1029/1999GB001253
17. *Titov V. B.* Formation of the upper convective layer and the cold intermediate layer in the Black Sea in relation to the winter severity // *Oceanology.* 2004. Vol. 44, No. 3. P. 327–330.
18. Ocean colour chlorophyll algorithms for SeaWiFS / J. E. O'Reilly [et al.] // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103, iss. C11. P. 24937–24953. doi:10.1029/98JC02160
19. NASA's OceanColor Web : [site] / NASA's Goddard Space Flight Center. URL: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov> (дата обращения: 15.08.2017).
20. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 212 с.
21. Combined processing and mutual interpretation of radiometry and fluorimetry from autonomous profiling Bio-Argo floats: Chlorophyll *a* retrieval / X. Xing [et al.] // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116, iss. C6. C06020. doi:10.1029/2010JC006899
22. Архив *Ifremer (Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer)* : [site]. URL: <ftp://ftp.ifremer.fr> (дата обращения: 20.12.2017).

23. *Mellor G. L.* One-dimensional, ocean surface layer modeling: A problem and a solution // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. Vol. 31, No. 3. P. 790–809. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<0790:ODOSLM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0790:ODOSLM>2.0.CO;2)
24. *Kubryakova E. A., Korotaev G. K.* Influence of vertical motions on maintaining the nitrate balance in the Black Sea based on numerical simulation // *Oceanology.* 2016. Vol. 56, iss. 1. P. 25–35. doi:10.1134/S0001437016010082
25. *Кубрякова Е. А., Коротаев Г. К.* Сезонная изменчивость циркуляции и формирование солености поверхностных вод Черного моря // *Морской гидрофизический журнал.* 2013. № 3. С. 3–12.
26. The ERA-40 re-analysis / S. M. Uppala [et al.] // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2005. Vol. 131, iss. 612. P. 2961–3012. doi:10.1256/qj.04.176
27. *Ведерников В. И., Демидов А. Б.* Долговременная и сезонная изменчивость хлорофилла и первичной продукции в восточных районах Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря* / ред. А. Г. Зацепин, М. В. Флинт. М. : Наука. 2002. С. 212–234.
28. *Demidov A. B.* Seasonal dynamics and estimation of the annual primary production of phytoplankton in the Black Sea // *Oceanology.* 2008. Vol. 48, iss. 5. P. 664–678. doi:10.1134/S0001437008050068
29. *Ведерников В. И., Демидов А. Б.* Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла в различные сезоны в глубоководных районах Черного моря // *Океанология.* 1997. Vol. 37, № 3. С. 414–423.
30. Планктон Черного моря / А. В. Ковалев [и др.]. К. : Наукова Думка, 1993. 280 с.
31. *Дорофеев В. Л., Коротаев Г. К., Сухих Л. И.* Трехмерная динамика экосистемы Черного моря (численное моделирование) // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря.* Севастополь : МГИ, 2009. Вып. 19. С. 203–215.
32. *Konovalov S. K., Murray J. W., Luther III G. W.* Basic processes of Black Sea biogeochemistry // *Oceanography.* 2005. Vol. 18, No. 2. P. 24–35. doi:10.5670/oceanog.2005.39
33. Phenology and drivers of the winter–spring phytoplankton bloom in the open Black Sea: The application of Sverdrup’s hypothesis and its refinements / A. S. Mikaelyan [et al.] // *Progr. Oceanogr.* 2017. Vol. 151. P. 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.12.006>
34. Изменчивость фотосинтетических параметров фитопланктона в поверхностном слое Черного моря / З. З. Финенко [и др.] // *Океанология.* 2002. Т. 42, № 1. С. 60–75.
35. *Titov V. B.* The Effect of the Long-Term Variations in Climate Conditions on the Hydrological Structure and Ecology of the Black Sea // *Water Resources.* 2004. Vol. 31, iss. 4. P. 369–375. <https://doi.org/10.1023/B:WARE.0000035676.16782.05>
36. *Konovalov S. K., Murray J. W.* Variations in the chemistry of the Black Sea on a time scale of decades (1960–1995) // *J. Marine Syst.* 2001. Vol. 31, iss. 1–3. P. 217–243. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00054-9](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00054-9)
37. Formation of the coastal current in the Black Sea caused by spatially inhomogeneous wind forcing upon the upper quasi-homogeneous layer / A. G. Zatsepin [et al.] // *Oceanology.* 2008. Vol. 48, iss. 2. P. 159–174. doi:10.1134/S0001437008020021

*Об авторах:*

**Кубрякова Елена Адильовна**, младший научный сотрудник отдела динамики океанических процессов, ФГБУН МГИ (Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2), Scopus Author ID: 57188747330, elena\_kubryakova@mail.ru

**Кубряков Арсений Александрович**, старший научный сотрудник отдела дистанционных методов исследования, ФГБУН МГИ (Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2), кандидат физико-математических наук, ORCID ID: 0000-0003-3561-5913, arskubr@ya.ru

**Станичный Сергей Владимирович**, старший научный сотрудник, заведующий отделом дистанционных методов исследований, ФГБУН МГИ (Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2), кандидат физико-математических наук, ORCID ID: 0000-0002-1033-5678, stanichny@mhi-ras.ru