

УДК 551.465.45

ОСОБЕННОСТИ СОПРЯЖЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ МОРЯ И МОРСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ BFM

И. А. Чернов

*Институт прикладных математических исследований КарНЦ РАН,
ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия*

Рассматриваются вопросы взаимодействия численных моделей, описывающих состояние моря или океана как физической системы, и моделей морской экосистемы. В качестве последней выбрана модель BFM, которая сопрягалась с тремя отечественными моделями для трех водоемов разного масштаба: Белого моря (JASMINE), Северного Ледовитого океана (FEMAO) и Мирового океана в составе модели Земной системы (INMCM). Наряду с техническими подробностями реализации и организации вычислений обсуждаются вопросы скорости вычислений и чувствительности модельной системы к реализации морского льда и граничным значениям. В модели могут быть учтены экосистемы пелагиали, бентоса и морского льда.

Ключевые слова: численное моделирование; морские экосистемы; Белое море; Арктика; Мировой океан; биохимия льда.

I. A. Chernov. COUPLING GENERAL OCEAN CIRCULATION MODELS WITH THE BFM MARINE ECOSYSTEM MODEL

The coupling of numerical geophysical models of a sea with marine ecosystem models is considered. For the latter, BFM was chosen and coupled with three Russian models for three seas of different spatial scales: the White Sea (JASMINE), the Arctic Ocean (FEMAO), and the global ocean as a part of the Earth system (INMCM). We describe technical details of implementation and discuss important questions of the computing efficiency and sensitivity of the model to the sea-ice subsystem and boundary values. The ecology model can simultaneously embrace pelagic, benthic, and sympagic ecosystems.

Keywords: numerical modeling; marine ecosystems; the White Sea; the Arctic; the World Ocean; ice biochemistry.

ВВЕДЕНИЕ

Быстрое развитие вычислительной техники — рост производительности процессоров, емкости устройств хранения данных и скорости коммуникационных сетей, снижение стоимости устройств и повышение их доступности — открыло недоступные прежде возможности

численного моделирования сложных систем, в том числе в науках о Земле. Разумеется, математические модели широко применялись для изучения озер, морей, океанов, атмосферы и других крупных природных объектов. Следует отметить, что сложность этих объектов и сравнительно ограниченный объем потенци-

ально доступной информации о них не позволяет стремиться к одной единственно правильной модели. Как правило, имеется несколько конкурирующих моделей, различных не только технически, но и в выборе баланса между детальностью описания и сложностью модели. Существуют проекты сравнения моделей, например FAMOS¹ (продолжение АОМIP — проекта по сравнению моделей Арктики), группы, использующие несколько моделей для обоснования своих выводов (например, IPCC²), а также обзоры имеющихся моделей, не отдающие предпочтения какой-то одной и приветствующие разработку новых. Например, обзоры моделей экосистемы морей Европы [23] и Балтийского моря [26] дают представление о разнообразии и многообразии моделей морских экосистем.

Современная модель водоема учитывает много различных взаимодействующих процессов, которые могут по-разному аппроксимироваться дискретной моделью и быть различно реализованы численно. Особую важность для взаимодействия с моделью экосистемы представляет схема переноса скалярных полей, реализация граничных условий, описание речного стока и солнечной радиации, а также модель морского льда.

Состояние моря в модели описывается некоторым конечномерным вектором x_t . Форсинг — это конечномерный вектор f_t , описывающий все влияющие на море факторы, не выражаемые через состояние моря. Термогидродинамическая модель — это отображение $x_{t+\tau} = M(x_t, f_t)$, сопоставляющее состоянию моря и форсингу состояние моря (через один шаг по времени τ). Состояние экосистемы в модели также описывается конечномерным вектором B_t , а форсингом являются некоторые компоненты физической модели (можно считать, что состояние моря в данный момент) и часть компонент форсинга (можно считать, что весь), в частности, солнечная радиация и ветер. Возможно обратное влияние экосистемной модели на гидротермодинамическую — через изменение прозрачности воды (или льда). В этом случае состояние экосистемы входит в форсинг термогидродинамической модели.

Иными словами, состояние моря — это набор сеточных функций, имеющих смысл температуры или солёности воды, компонент вектора скорости и т. п., а состояние экосистемы — это тоже сеточные функции, на той же сетке, что и скаляры гидродинамической моде-

ли. Модель обычно описывает ряд процессов, изменяющих одно или несколько полей; это может быть композиция отображений — поле изменяется один раз в силу всех процессов — или сложная функция, когда одно преобразование имеет аргументом результат другого. Этот подход называется расщеплением по процессам [6]. Необходимо согласование алгоритмов расчета трехмерного переноса, диффузии, гравитационного осаднения, потока вещества с речным стоком, реализация граничных условий между гидродинамической и экосистемной моделями. Иными словами, биогеохимические поля изменяются как в силу биогеохимических (питание, размножение, разложение, фотосинтез, обмен веществ, хищничество), так и в силу гидрофизических (адвекция, диффузия, осаднение, речной сток) причин.

В этой статье детально описано сопряжение моделей динамики Белого моря (JASMINE), Арктики (FEMAO) и Мирового океана (INMOM) с моделью пелагической морской экосистемы BFM³. Эта работа выполнялась в ряде проектов. Поскольку модели имеют много общего, поучительно рассмотреть их совместно в сравнении между собой.

ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

JASMINE — модель Белого моря

Моделированию Белого моря уделялось относительно мало внимания (по сравнению, например, с соседним Балтийским морем). Достаточно полный обзор моделей приводится в [1] и [14]. Активно используется система оперативного мониторинга [2, 5]. Модель И. А. Неелова с блоком экосистемы (ныне развивается в составе моделей BALTSEM и SPBEM) в настоящее время для Белого моря не поддерживается.

Разработанный и развиваемый нами программный комплекс JASMINE для численного моделирования состояния Белого моря основан на модели FEMAO Северного Ледовитого океана Н. Г. Яковлева (ИВМ РАН) и способен рассчитывать скорости течений и дрейфа льда, термохалинные поля, объемы льда и снега для 14 градаций льда по толщине, сплоченность льда этих градаций и уровень моря.

Система JASMINE взаимодействует с BFM, образуя комплексную модель термогидродинамики моря и пелагической экосистемы. Таких моделей для Белого моря, насколько нам известно, нет, тогда как для таких «интернациональных» морей, как Средиземное

¹<https://web.whoi.edu/famos/>

²<http://www.ipcc.ch/>

³<http://bfm-community.eu>

или Балтийское (а также Мирового океана), их множество, в том числе и несколько термогидродинамических моделей, сопряженных с ВФМ. С одной стороны, это обстоятельство повышает актуальность развития современной модели Белого моря, а с другой — обосновывает выбор хорошо зарекомендовавших себя моделей ФЕМАО и ВФМ.

Термогидродинамическая модель (включая и блок льда) описана в [8–11] достаточно подробно. Отметим здесь несколько существенных для дальнейшего моментов. Система координат — правая, оси направлены на восток, на юг и вертикально вниз. В отличие от модели Арктики, в которой оси повернуты, используются географические координаты (поскольку полюс не попадает в расчетную область). Область представляет собой цилиндр над сферой. Сетка на поверхности — регулярная, с постоянными шагами в угловой метрике (шаги порядка 8 либо 5 км). Шаг по времени составляет 6 минут. Горизонты вертикальной сетки (их 16) сгущаются у поверхности: $\mathbf{h} = 0, 2,5, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300$ м. Толщина ячеек D_i определяется следующим образом: $D_i = d_i - d_{i-1}, d_0 = h_1,$

$$d_i = \frac{h_{i+1} + h_i}{2}, \quad 1 \leq i < 16, \quad d_{16} = h_{16}.$$

Поэтому значения полей на уровне 1 являются поверхностными, а максимальный индекс в данной точке акватории прилегает к дну. Дно в модели кусочно-горизонтальное.

Дискретизация по пространству — конечно-элементная. Используется расщепление по процессам, то есть поля за шаг по времени модифицируются несколько раз. Рассматривается две области спектра солнечной радиации: коротковолновая и длинноволновая части, угасающие с глубиной экспоненциально с факторами $0,83 \text{ м}^{-1}$ и $0,0357 \text{ м}^{-1}$ и занимающие 68 и 32 % спектра. Для экосистемы Белого моря, вода которого сравнительно непрозрачна [4], используется 50 % спектра (предполагается, что доступная для фотосинтеза радиация составляет эту долю) и экспоненциальный фактор $0,84 \text{ м}^{-1}$.

Лед описан как ансамбль движущихся льдин. Непрерывные распределения их характеристик приближаются дискретными с носителем \tilde{H} из 13 значений: 10, 20, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 1000 см. Четырнадцатое значение объединяет все более толстые льды. Характеристики льда — объем льдин V_{ig} данной градации g относительно площади ячейки, объем снега V_{sg} на льдинах данной градации g (символы i и s не являются число-

выми индексами), а также сплоченность льда A_g . Сплоченность льда рассчитывается для 15 градаций (включая нулевую градацию — открытую воду) — это доля площади подо льдом данной градации (площадь льда относительно площади ячейки). Считается, что лед полностью блокирует солнечный свет; для льда со снегом это достаточно точно, поэтому такое предположение оправданно, пока не подключена модель экосистемы морского льда. Полная сплоченность льда, очевидно, равна сумме сплоченностей всех градаций. Именно она передается модели ВФМ. Размерность величин — объемов льда и снега — см ($\text{см}^3/\text{см}^2$), то есть это — средняя толщина льда/снега по ячейке. Разумеется, для льда эта величина не может превосходить значения \tilde{H}_g . Чтобы получить среднюю толщину льда или снега по площади, занятой льдом, следует нормировать величину на занятую льдом площадь, то есть на сплоченность (она безразмерна): V_{ig}/A_g , аналогично для снега. Так можно получить среднюю толщину льдин каждой градации, а также среднюю по распределению льдин толщину льда или снега на нем:

$$H_i = \sum_{g=1}^{14} V_{ig} \left(\sum_{g=1}^{14} A_g \right)^{-1}.$$

Отметим, что сумма всех градаций по смыслу равна единице (и градации могут рассматриваться как вероятностное распределение — вероятность встретить льдину с толщиной из заданного диапазона), поэтому знаменатель равен $1 - A_0$.

Реки описываются как локальные осадки. Задается годовой сток реки и распределение по месяцам. Полученный месячный сток равномерно распределяется по шагам по времени. Зная сток и температуру воды, можно рассчитать поток тепла в верхний слой воды. Аналогично для соли (речная вода пресная), а для биогеохимических переменных вычисляется, на основе объема речного стока и заданных концентраций, поток вещества в воду, который равномерно распределяется по всему столбу воды. Так можно задать не только реки, но и, например, поток вещества с берега, что может быть актуально для заболоченных берегов: многочисленные ручьи и речки несут в море сравнительно небольшое количество воды, однако поток биогенного вещества и органики может быть заметным. Температура речной воды и биогеохимические концентрации кусочно-постоянные среднемесячные.

Граничные условия на границе Баренцева и Белого морей, за которую принята ли-

ния 67° северной широты, описаны уравнением Флезера [15]. При втекании воды используются заданные величины температуры, солености и биогеохимических полей, а при вытекании — фактические значения на границе. Заданные граничные условия также среднемесячные, кусочно-постоянные.

Начальные условия пространственно-постоянные на каждом горизонте. Лед отсутствует, течений нет.

Прилив описан как колебание внешнего уровня моря на границе Белого и Баренцева морей с линейным запаздыванием с запада на восток от 0 (у Терского берега) до 1/12 периода прилива M_2 , равного 12,42 часа, у Канинского берега.

Схема переноса — с коррекцией по потоку, является условно-монотонной, что важно для расчета адвекции малых концентраций. Алгоритм расчета реализует и граничные условия, а также горизонтальную турбулентную диффузию. Вертикальная диффузия рассчитывается отдельно и учитывает потоки из дна (важно для обмена веществом с бентосом) и с поверхности (актуально при подключении модели экосистемы морского льда и для потока вещества из атмосферы), а также снос в силу гравитационного осаждения. Отметим, что реализация алгоритма расчета переноса инвариантна по отношению к размерности переносимого поля. Диффузия, очевидно, также инвариантна; однако размерность потоков, заданных на границе (на поверхности и на дне), уже играет роль и должна быть согласована. Поскольку единицей длины в термогидродинамической модели является сантиметр, а в BFM — метр, были приняты меры по автоматической конвертации величин.

В термогидродинамической модели требуется перенос четырех полей: температуры, солености и двух вспомогательных полей для описания турбулентности. Добавление нескольких десятков биогеохимических полей делает использование высокопроизводительных вычислительных средств совершенно необходимым.

Особенности параллельной реализации

Программная реализация JASMINE выполнена на стандартном Фортране-90 с использованием парадигмы MPI и технологии модульного программирования. Основные расчеты ведутся одним головным процессором, который раздает задания остальным (служебным) процессорам. Поскольку наиболее затратной процедурой является трехмерный перенос, который рассчитывается независимо для каждого поля, все поля, включая че-

тыре поля термогидродинамической модели и несколько десятков биогеохимических, поровну распределяются по доступным служебным процессорам: первые — с конца списка, вторые — с начала. Если процессоров достаточно (4 рабочих и один мастер), чтобы выделить по одному на каждое поле, ни один процессор не получит два поля, хотя распределяются они независимо. Все процессоры получают служебную информацию, необходимую для расчета адвекции: поле скоростей и т. п. Помимо трехмерного переноса отдельно рассчитывается вертикальная диффузия с учетом потока неорганики из дна и гравитационного осаждения. Здесь важно учитывать, что поток органического вещества на дно рассчитывается одними процессорами, а из дна — учитывается другими, поэтому необходимо передавать поток соответствующего поля неорганики тому процессору, который осуществляет расчет переноса этого поля. Поток в дно рассчитывается дважды: процессором, вычисляющим диффузию с осаждением, и головным процессором, контролирующим бентосные аккумуляторы (структуры данных, хранящие информацию о накопленном на дне органическом веществе).

Аналогичным образом распределяются двумерные поля, описывающие лед, для расчета двумерной адвекции. Их всего 43: по 14 градаций для объемов льда и снега и 15 градаций (включая чистую воду) для распределения сплоченности. Здесь головной процессор распределяет 42 поля, а адвекцию поля сплоченности чистой воды рассчитывает сам.

Кроме того, вертикальные колонки для каждого узла сетки на акватории распределяются между всеми процессорами для расчета динамики экосистемы. Они получают значения фазовых переменных и форсинг во всех ячейках колонки, а возвращают головному процессору производные фазовых переменных, избранные диагностические значения (например, первичную продукцию) и скорости гравитационного осаждения для фитопланктонных групп.

Хронометраж кластера КарНЦ РАН
KRC RAS computing cluster chronometry

Проц. CPUs	1 шаг 1 step	Лед Ice	Перенос Advect	БГХ Bio
1	96 ms	25 %	63 %	—
5	45 ms	40 %	25 %	—
43	40 ms	20 %	30 %	—
55	76 ms	16 %	37 %	21 %

Трехмерный перенос наиболее затратен с точки зрения вычислительной сложности. В таблице приведен хронометраж для кластера КарНЦ РАН⁴ для нескольких режимов. Расчет одних суток в среднем, с учетом ввода/вывода на диск среднесуточных и среднемесячных данных, занимает 14 с при использовании 5 ядер и 12 с на 43 ядрах. Подключение биогеохимического блока и расчет на 55 ядрах (50 биогеохимических полей, 4 гидрофизических поля и один мастер) требует 19,5 с на сутки.

Модель Арктики FEMAO

В статье [24] сравнивается пять сопряженных моделей Северного Ледовитого океана из проекта АОМIP; также этот океан описывается, разумеется, глобальными моделями.

Модель Северного Ледовитого океана FEMAO лежит в основе комплекса JASMINE, поэтому термогидродинамическая модель существенно не отличается. Шаги горизонтальной сетки: 1°, система координат повернута так, чтобы полюс оказался на экваторе; в итоге шаги по осям координат приблизительно одинаковы (в км). Шаг по времени 1 час.

Для всех рек заданы биогеохимические граничные значения Северной Двины, а для всех жидких границ — значения границы Белого и Баренцева морей.

Пока отключено взаимодействие с донными отложениями — реминерализацию осуществляют пелагические бактерии.

Поскольку программная реализация является более хрупкой по сравнению с JASMINE, был выбран более автономный метод сопряжения моделей. Специальный модуль предоставляет перечисленные далее функции.

1. Инициализатор, который создает трехмерные массивы для всех необходимых полей.
2. Шаг по времени, принимающий форсинг в ячейке сетки и, в частности, накапливающий солнечную радиацию за предыдущие сутки.
3. Функция, предоставляющая по номеру биогеохимического поля трехмерный массив скорости его гравитационного осаждения и другую информацию, необходимую для расчета трехмерных переносов.

Также имеются функции для получения числа биогеохимических полей и их возможных

значений в устьях рек или на границах морей, расчета полных значений ряда величин (хлорофилла, биомасс фито- и зоопланктона, количества азота, фосфора, кремния в живых организмах, органике, неорганических соединениях).

Таким образом, модель экосистемы максимально инкапсулирована. К коду термогидродинамической модели добавляется вызов инициализатора, цикл по ячейкам сетки с передачей состояния в них (освещенности *in situ* и т. п.) и цикл по полям (число которых доступно в модуле) с целью расчета трехмерных переносов, в том числе вертикальной диффузии и гравитационного осаждения. Необходимые для этого данные (скорости осаждения, потоки вещества из дна и т. п.), разумеется, доступны. При необходимости можно сохранять мгновенные значения полей или осреднять их за желаемый интервал: сутки, месяц и т. д. Параллельная реализация расчета биогеохимических процессов в разных ячейках сетки и переноса разных полей также возлагается на термогидродинамическую модель. Недостатком такого подхода является задание граничных условий. Пространственно-однородные кусочно-постоянные во времени значения являются, очевидно, грубым приближением. Более точные значения следует задавать при расчете переносов, а для этого требуется понимание смысла отдельных полей. По этой причине полная инкапсуляция модели биогеохимии моря представляется затруднительной.

Модель Мирового океана INMOM

Модель Мирового океана INMOM в составе модели Земной системы ИВМ РАН (INMCM) описана в монографии [3] (см. также ссылки в ней). Там же дан обзор глобальных моделей биогеохимии океана.

Модель INMOM использует σ -систему координат и разнесенную сетку, а Северный полюс смещен на сушу (на территорию Сибири). Используется одна градация льда. Сток рек, осадки и т. д. вычисляются в моделях других компонент Земной системы и передаются модели океана. Жидкие границы отсутствуют. Горизонтальная сетка регулярная, с шагами $2^\circ \times 2,5^\circ$. По вертикали — 33 равномерных сигма-горизонта. Шаг по времени равен 1 часу.

Для сопряжения модели BFM с этой термогидродинамической моделью использовался промежуточный подход. Модуль, обеспечивающий взаимодействие моделей, связан с

⁴<http://cluster.krc.karelia.ru>

компонентами модели океана: в частности, он имеет доступ к полям температуры, солёности, сплоченности льда, географическим координатам точки, а также к процедуре расчета плотности воды как функции температуры и солёности. В основном цикле по времени термогидродинамической модели вызываются процедуры расчета шага по времени экосистемы в каждом узле сетки и сохраняется солнечная радиация на поверхности (однако угасание с глубиной рассчитывается независимо: используется экспоненциальное ослабление с фактором $0,0357 \text{ м}^{-1}$). Кроме того, осуществляется трехмерный перенос всех полей и гравитационное осаждение.

Процедура гравитационного осаждения была реализована специально для биогеохимических полей. Она осуществляет схему переноса первого порядка для уравнения

$$\frac{\partial x}{\partial t}(t, z) = -\frac{\partial w_g(t, z)x(t, z)}{\partial z}, \quad x(t, z) \geq 0.$$

Ось z направлена вертикально вниз, начало отсчета на поверхности, а скорость осаждения на поверхности $w_g(t, 0) = 0$. Если учитывается обмен веществом с донными отложениями, плотность потока вещества в дно $w_g(t, z_{\max})x(t, z_{\max})$ следует сохранять и учитывать в схемах реминерализации. Сейчас реализовано захоронение вещества на дне, то есть поток вещества в дно отличен от нуля, но оно не сохраняется и не реминерализуется (однако подсчитывается его полный поток для контроля консервативности и диагностических целей). Возможен чисто пелагический вариант модели, при котором скорость осаждения в придонных узлах сетки положена равной нулю, так что вещество задерживается в нижнем слое и закон сохранения выполняется. Отметим, что наличие потока вещества с реками означает монотонное нарастание количества вещества в чисто пелагической версии модели Мирового океана.

Термогидродинамическая модель обращается к структурам данных биогеохимического модуля для осреднения за месяц и сохранения на диск. Для экономии дискового пространства сохраняются не все поля, а лишь те, которые представляют особый интерес. Их номера задаются в конфигурационных файлах.

В модели Мирового океана включен цикл железа, в связи с чем число полей возросло на девять: это неорганические соединения железа, железо в составе фитопланктона и органического вещества различного рода.

Алгоритм расчета модели Земной системы распараллелен по схеме декомпозиции области, причем четыре группы процессоров ответственны за расчет динамики океана, атмосферы, атмосферных аэрозолей и биогеохимических процессов в океане. Изменение алгоритма с целью выделить дополнительные процессоры для трудоемкого расчета трехмерного переноса затруднительно, в связи с чем скорость расчета модели сравнительно низка: 24 месяца в сутки на кластере ИВМ РАН⁵.

МОДЕЛЬ ПЕЛАГИЧЕСКОЙ МОРСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ BFM

Модели морской экосистемы очень разнообразны [23]. Выбранная нами модель BFM⁶ [33] входит в комплекс NEMO [34], сопряжена с MITgcm [13] и POM [19], используется в проектах MyOcean, GREENSEAS, GEOCARBON, MEECE и других, применялась для Средиземного моря и его периферийных морей и заливов [17], Мирового океана [31, 32] (см. также работу [22], в которой изучается фитопланктон севера Тихого океана в составе модели Земной системы), ведется работа по адаптации модели для Балтийского моря [29].

Модель использует стехиометрический подход. При этом «функциональная группа», описывающая группу организмов со сходным метаболизмом либо растворенное или взвешенное в воде вещество, представляется набором скалярных полей, имеющих смысл концентраций углерода, азота, фосфора, кремния, железа и хлорофилла в составе группы. Возможна гибкая настройка модели с включением и отключением отдельных полей или целых групп; в частности, цикл железа по умолчанию выключен, но добавлен для описания экосистемы Мирового океана. Далее описана используемая нами конфигурация [33]. Группа описывается буквой и номером, а отдельные поля, входящие в группу, — буквой, характеризующей химический элемент. Например, P_1 — группа диатомовых водорослей, включающая в себя концентрации углерода P_1c , фосфора P_1p , азота P_1n , кремния P_1s , хлорофилла P_1l (он считается псевдоэлементом и неконсервативен) и, возможно, железа P_1f . Для фитопланктона предусмотрено четыре группы P_1 – P_4 , отвечающие:

- диатомовым водорослям (одноклеточные водоросли-эукариоты с кремневым экзоскелетом, размером от 20 до 200 $\mu\text{м}$, поедаемые микро- и мезозoopланктоном)

⁵<http://www.inm.ras.ru/cluster.htm>

⁶bfm-community.eu

- автотрофным нанофлагеллятам (эукариотические жгутиковые клетки от 2 до 20 $\mu\text{м}$)
- пикофитопланктону (прокариоты размером от 0,2 до 2 $\mu\text{м}$, включая цианобактерий)
- динофлагеллятам (крупный одноклеточный фитопланктон размером более 100 $\mu\text{м}$).

Диатомовые водоросли единственные (в модели) потребляют соединения кремния и содержат кремний в своем составе. Также имеется четыре группы зоопланктона, Z_3 – Z_6 :

- хищный зоопланктон
- всеядный зоопланктон (большой частью это копеподы)
- микрозоопланктон (размер от 20 до 200 $\mu\text{м}$, исключая жгутиконосцев и личинок многоклеточного планктона и бенгоса)
- гетеротрофные жгутиконосцы (нанофлагелляты) размером от 2 до 20 $\mu\text{м}$, поедающие пикофитопланктон и бактерий.

Пелагические нефотосинтезирующие бактерии, аэробные и анаэробные, представлены одной группой B_1 . Биогенные неорганические вещества описаны несколькими группами, содержащими по одному полю: N_1p — фосфаты, N_3n — нитраты и нитриты, N_4n — аммоний, N_5s — силикаты, N_6r — сероводородные ионы. Группа O_4n описывает растворенный в воде азот, но, поскольку в настоящее время азотфиксирующие бактерии в модели не описаны, это поле, по существу, пассивно. Поля O_3c и O_3h описывают распределение неорганического углерода CO_2 и щелочности морской воды, а O_2o — кислорода. Взвешенное в воде органическое вещество представлено несколькими группами: R_1 — лабильное вещество, R_2 — полублабильное, R_3 — трудноусваиваемое, R_6 — детрит.

Единица измерения всех углеродных величин — $\text{мг}/\text{м}^3$, как и хлорофилла. Для железа единица — $\text{микромоль}/\text{м}^3$. Все остальные поля измеряются в миллимолях на м^3 . Отметим, что для вычисления массы следует умножать молярную концентрацию на молярную массу элемента: 14 для азота, 31 для фосфора и т. п., независимо от химического состава. Например, для фосфата PO_4 молярная масса молекулы равна 63 г/моль, однако один миллимоль/ м^3 фосфатов соответствует 31 $\text{мг}/\text{м}^3$. Все переменные BFM описаны во вставочном файле `BFM_variables.h`.

Модель описывает потоки вещества между группами (о чем говорит ее название BFM — Biogeochemical Flux Model) в силу размножения, поедания, разложения, фотосинтеза и других процессов. Таким образом, поле концентрации вещества той или иной группы может изменяться из-за биогеохимических потоков вещества, а также в силу трехмерного переноса, источников (речной сток), потока из донных отложений и атмосферы, диффузии и гравитационного осаждения. Потоки биогеохимической природы описывает BFM, а перенос, диффузию и прочие физические процессы должна реализовать модель моря.

Помимо переменных (фазового вектора) BFM вычисляет большое число (более 100) функций от фазового вектора, называемых диагностиками. В их числе полная концентрация хлорофилла, биомасса фитопланктона и зоопланктона, первичная и вторичная продукция, дыхание различных групп планктона, отношения различных элементов к углероду в составе разных групп. Кроме того, фитопланктон имеет тенденцию тонуть в воде с переменной скоростью, которая также вычисляется, а компоненты детрита имеют постоянную вертикальную скорость относительно воды, равную 5 м в сутки. Таким образом, обращение к функциям BFM позволяет получить производные по времени фазового вектора экосистемной модели, четыре скорости гравитационного осаждения (для четырех групп фитопланктона) и многочисленные диагностические переменные.

В работе [34] (как и в самой BFM [33]) используется накопление производных, то есть приращения компонент в силу различных процессов, как гидрологических, так и биогеохимических, складываются для получения эффективного приращения за шаг. Мы выбрали схему расщепления по процессам, при которой процессы рассчитываются последовательно (и все биогеохимические процессы трактуются как один, подробности которого скрыты в BFM).

Параметры уравнений динамики экосистемы вынесены в файлы списков имен (`namelist` — технология задания параметров, предусмотренная в стандарте языка Фортран).

Форсингом для модели экосистемы являются десять величин:

1. Температура воды в $^{\circ}\text{C}$.
2. Соленость воды в промилле.
3. Плотность воды в $\text{кг}/\text{м}^3$.

4. Сплоченность льда (доля площади подо льдом).
5. Средняя освещенность за сутки в милликанделях на м² в с.
6. Фотопериод: длительность светлого времени суток в часах.
7. Концентрация углекислого газа в атмосфере (часть на миллион).
8. Вертикальная толщина ячейки в м.
9. Скорость ветра в м/с.
10. Оценка рН-фактора воды.

Первые четыре относятся к состоянию вод и льда моря в данной точке. Освещенность используется средняя за сутки. В ходе расчета накапливается освещенность в каждой точке поверхности, и затем средняя за сутки величина используется для расчета следующих суток. Конвертация освещенности из Вт/м² в милликанделях на м²/с делением на константу 0,217, что соответствует длине волны около 555 нм (зеленый свет).

Отметим, что из всего потока радиации нужно выделить пригодную для фотосинтеза часть спектра: от 40 до 60 %.

Под фотопериодом Φ понимается длительность между восходом и заходом солнца; рассеянный свет белых ночей пока не используется. Формулы для расчета фотопериода таковы (θ — широта местности, d — номер дня в году):

$$\delta = 23,44^\circ \cos 2\pi \frac{172 - d}{365},$$

$$\Phi = \frac{24}{\pi} \left(\pi - \arccos(\operatorname{cut}(\operatorname{tg} \theta \operatorname{tg} \delta)) \right),$$

$$\operatorname{cut}(x) = \max(-1, \min(1, x)).$$

Оценка рН-фактора воды является начальным значением для итерационного алгоритма. Практика показывает, что он сходится при постоянном начальном значении 8. В числе диагностик есть вычисленное значение рН, которое можно использовать как начальное приближение для следующего шага. В целом же в ВФМ имеется целый ряд переменных, описывающих неорганический углерод в морской воде, включая фазовые переменные O_3h (щелочность) и O_3c (полный растворенный неорганический углерод), и диагностические переменные для концентраций растворенного углекислого газа CO_2 , карбонатных и бикарбонатных ионов, парциального давления углекислого газа и фактор рН.

Для каждой ячейки сообщается, является ли она приповерхностной или придонной; для первых имеют значение характеристики льда, ветра, углекислого газа в воздухе. Модель ВФМ осуществляет газообмен с атмосферой, эти потоки доступны как диагностики. Кроме того, признак поверхностной ячейки важен для взаимодействия с моделью экосистемы морского льда. Придонные ячейки обмениваются веществом с донными отложениями, если включена модель бентосной экосистемы.

ОБМЕН ВЕЩЕСТВА С ДОННЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Хотя ВФМ содержит модели бентосной экосистемы разной степени сложности [18], был избран способ параметрического описания обмена веществом между пелагиалью и бентосом [25]. Отметим, что чисто пелагиальная модель замкнута и обеспечивает цикл всех элементов за счет реминерализации органики пелагическими бактериями. При этом тонущее вещество должно задерживаться в нижнем слое воды. Если скорость осаждения на дне не равна нулю, имеет место поток вещества в дно, нарушающий сохранение вещества. Можно трактовать это как захоронение органики в донном грунте. Такое предположение сделано в модели Мирового океана: донные отложения в модели призваны скомпенсировать поток вещества с речным стоком в долгосрочной перспективе.

Чтобы закон сохранения вещества выполнялся, нужно учитывать падающее на дно вещество. Все углеродные тонущие величины объединяются в одну (тонущая органика); аналогично для других элементов — фосфора, азота, кремния и железа. Тонущая органика, кроме соединений кремния, делится на две фракции — быстро реминерализуемой и медленно реминерализуемой органики — в эмпирической пропорции 3:1. Однако соединения кремния (всего два поля: P_1s и R_6s) не делятся на фракции. Скорость реминерализации пропорциональна плотности количества вещества x (на м²) и константе реминерализации $\beta(T)$, которая экспоненциально зависит от температуры донного слоя T (она считается равной температуре воды в придонном слое):

$$\frac{dx}{dt} = -\beta_0 2^{T-\hat{T}} x.$$

Константа $\beta_0 = \ln 2/t_{0,5}$ выражается через период $t_{0,5}$ полуреминерализации при температуре $\hat{T} = 10$ °С, равный 5,5 года для медленных компонент, 32 дня для быстрых и 72 дня —

для кремниевых⁷. Параметр $\tau = 0,05$, что соответствует ускорению реминерализации в два раза на 20°C .

Убывание вещества в донных отложениях, связанное с реминерализацией, означает выделение неорганических соединений обратно в пелагическую экосистему — в придонный слой воды. Поэтому плотность потока неорганических соединений из дна равна сумме правых частей уравнения по всем фракциям (с обратным знаком).

Инициализация бентосной системы более важна, по сравнению с пелагической, из-за больших временных масштабов (особенно это касается медленных фракций). Мы используем предположение о квазиравновесии: поток неорганических соединений данного элемента в силу реминерализации данной фракции полагается равным потоку соответствующей фракции из-за гравитационного осаждения детрита (его скорость осаждения постоянна, а компоненты фитопланктона в придонном слое изначально отсутствуют). Получается уравнение

$$\beta_0 2^{\tau(T(0)-\hat{T})} x(0) = w_g \lambda C(0),$$

где $T(0)$ — начальная температура воды в придонном слое (в данной точке моря), $x(0)$ — начальное количество данной фракции в донных отложениях, w_g — скорость оседания детрита (5 м в сутки, возможно, выраженная в м/с), λ — эмпирическая доля органики данной фракции (0,75 для быстрых фракций для углерода, азота и фосфора, 0,25 для медленных фракций, 1 для кремния), $C(0)$ — начальная концентрация соответствующей компоненты детрита в придонном слое.

О модели экосистемы морского льда

Модель экосистемы морского льда BFM-SI [27, 30] в настоящее время включается в состав BFM. Мы использовали неопубликованную версию системы для подготовки системы сопряжения моделей для комплекса JASMINE.

Морской лед содержит каналы и полости, заполненные рассолом — морской водой с повышенной соленостью. Эти полости могут соединяться друг с другом, что необходимо для обмена веществ и, таким образом, для функционирования экологического сообщества. В модели BFM-SI рассматривается один населенный слой морского льда, определяемый эмпирически как лед с пористостью не ниже 5%. Потоки обмена веществом между биоактивным слоем льда и водой не описаны; вместо

этого предполагается, что растущий лед захватывает из воды вещество, а тающий — выделяет вещество в воду. Учитывая, что граница между водой и льдом неподвижна лишь в очень частном и малоинтересном случае строгого равновесия (температура воды и льда одинакова и равна температуре таяния), такое предположение оправданно.

Структура модели в целом такая же, как BFM. Рассматриваются группы полей (теперь двумерных), объединяемых по ключевому элементу, и описаны потоки между группами в силу различных биохимических процессов.

В число групп входят:

1. Группа фитопланктона S_1 , соответствующая приспособленным к жизни во льду диатомовым водорослям с размером от 20 до 200 μm . Эта группа содержит кремний — поле S_1s — и может быть лимитирована его наличием.
2. Группа выживающих во льду водорослей S_2 — в основном жгутиконосцев с размером от 2 до 20 μm . Эти водоросли не зависят от кремния, но менее приспособлены к жизни во льду по сравнению с предыдущими.
3. Одна группа зоопланктона X_1 .
4. Одна группа бактерий T_1 .
5. Поля биогенной неорганики I_1p, I_3n, I_4n, I_5s , полностью соответствуют аналогичным полям пелагической модели (фосфаты, нитраты и нитриты, аммоний, силикаты).
6. Группы растворенной (U_1) органики и органики в виде частиц (U_6).
7. Поле углекислого газа (F_3c) и кислорода (F_2o).

Форсинг модели экосистемы льда содержит девять величин:

1. Толщину биологически активного слоя льда в м.
2. Пористость этого слоя: отношение объема полостей к объему слоя.
3. Температура рассола, равная температуре льда.
4. Соленость рассола в промилле.
5. Освещенность в биологически активном слое льда в миллиэйнштейнах на m^2 в с — средняя за сутки.

⁷Константы подобраны совместно с Паоло Ладзари, OGS.

6. Соленость льда в промилле.
7. Скорость роста (утолщения) льда в м/с.
8. Скорость роста толщины слоя снега на льду в м/с.
9. Скорость движения границы между снегом и льдом (м/с); пока не используется.

В работе [27] описан алгоритм определения характеристик биологически активного льда. Предполагается, что рассол находится в термодинамическом равновесии с кристаллами льда и, следовательно, его температура равна температуре льда и температуре замерзания соленой воды с данной соленостью. Зависимость температуры замерзания соленой воды от солености известна; в [27] применяется линейное приближение

$$T^* = -\gamma S, \quad \gamma = 0,054.$$

В термогидродинамической модели используется нелинейное выражение для температуры замерзания, которое труднее обращать. Предварительные численные эксперименты показывают, что линейное приближение в данном случае оправданно (поскольку обратной связи с термогидродинамической моделью нет). Температура льда известна из термогидродинамической модели, а следовательно, можно определить соленость рассола в полостях структуры льда. Зная соленость льда и предполагая кристаллы льда пресными, мы можем вычислить относительный объем, занимаемый заполненными рассолом полостями.

Предположим, что температура льда линейно меняется от верхней поверхности льда до нижней, причем на границе с воздухом или снегом температура известна, а на границе с водой она равна температуре замерзания воды с данной соленостью. Тогда можно определить пористость льда как функцию вертикальной координаты и толщину активного слоя как область, в которой эта пористость превосходит 5 %. Понятно, что она всегда положительна. В самом деле, на нижней поверхности температура льда равна температуре воды, поэтому соленость раствора близка к солености воды; следовательно, пористость льда есть отношение солености льда (4 промилле) к солености воды, которая заведомо меньше 80 промилле. В случае теплого льда активный слой может занимать всю толщу льда.

После определения толщины активного слоя необходимо вычислить средние показатели температуры и солености льда, солености рассола и пористости льда. Получим формулы

для случая линейного профиля температуры и постоянной солености льда S_i (4 промилле). Направим ось координат вниз от верхней поверхности льда. Зная температуру льда $T_i(z)$ на глубине z , мы можем рассчитать соленость рассола S_b и пористость льда ν :

$$S_b = -\frac{T_i(z)}{\gamma}, \quad \nu = -\frac{\gamma S_i}{T_i(z)}. \quad (1)$$

Критическая температура льда равна температуре замерзания рассола, занимающего 5 % объема льда и соленость которого обеспечивает соленость льда S_i :

$$T_{cr} = -\frac{\gamma S_i}{0,05}.$$

Пусть T_i — температура верхней поверхности льда, T_w — температура воды на границе со льдом, а $\nabla T_i = T_w - T_i$ — градиент линейного профиля. Относительная толщина \tilde{H}_b активного слоя льда тогда равна

$$\tilde{H}_b = \max\left(1, \frac{T_w - T_{cr}}{\nabla T_i}\right).$$

Если $H_b = 1$, то вся толща льда биологически активна. Зная толщину H_i льда, определим толщину активного слоя $H_b = \tilde{H}_b H_i$.

Среднюю пористость льда $\bar{\delta}_i$ получим интегрированием (1):

$$\begin{aligned} \bar{\delta}_i &= -\frac{1}{H_b} \int_{1-\tilde{H}_i}^{H_i} \frac{\gamma S_i}{T_i(z)} dz = \\ &= -\frac{\gamma S_i}{\nabla T_i \tilde{H}_b} \cdot \ln\left(1 - \frac{\nabla T_i}{T_w} \tilde{H}_b\right). \end{aligned}$$

Среднюю температуру льда — интегрированием профиля $T_i(z)$ по активному слою:

$$\bar{T}_i = T_w - \frac{\nabla T_i \tilde{H}_i}{2}.$$

Средняя соленость рассола получается из условия равенства средней температуры рассола (льда) температуре замерзания:

$$\bar{S}_b = -\frac{\bar{T}_i}{\gamma}.$$

В модели BFMSI рассматривается одна экосистема морского льда. Однако в моделях FEMAO (для Северного Ледовитого океана) и основанной на ней модели JASMINE (для Белого моря) рассматривается несколько градаций льда по толщине. В каждой градации свой профиль температуры и различный снежный покров, следовательно, толщина и характеристики биоактивного слоя будут различны.

В будущем предполагается развитие модели BFMSI введением дополнительного измерения для различных типов льда. Пока же приходится рассматривать лед с усредненными по ансамблю льдин характеристиками. Для этого распределение сплоченности по градациям рассматривается как вероятностное распределение (вероятность встретить льдину данной толщины). Отметим, что имеется нулевая градация для открытой воды, поэтому необходима перенормировка распределения. Располагая вероятностным распределением льдин, можно вычислять среднюю температуру и толщину льда (объем льда относительно площади ячейки). То же самое делается для скоростей прироста объема снега и льда, которые скрыто вычисляются в соответствующем модуле и были объявлены публичными специально для этой цели.

Остановимся подробнее на вычислении освещенности за предыдущие сутки. Для каждой градации рассчитывается толщина льда и снега (как отношение объема льда/снега к площади подо льдом данной градации). Поток света, проникающий в лед, задается в термогидродинамической модели с учетом эмпирики распределения снега на льдинах. Задано экспоненциальное угасание света во льду ($1,5 \text{ м}^{-1}$) и снеге (30 м^{-1}) и, следовательно, известна освещенность на нижней поверхности льда, частично покрытого снегом. Доля площади снега f_s вычисляется по эмпирической формуле [16]

$$f_s = \frac{H_s}{H_s + 2},$$

где H_s — толщина снега в см. Вычисленная освещенность осредняется по распределению льда по градациям, аналогично описанным выше величинам. Освещенность на нижней кромке льда считается освещенностью в толще биоактивного слоя льда. В случае толстого льда и высокой температуры на его верхней поверхности (то есть достаточно большой толщины биоактивного слоя), возможно, адекватнее вычислять среднюю освещенность по биоактивному слою для каждой градации и затем средний показатель по распределению льда.

ВЛИЯНИЕ МОРСКОГО ЛЬДА И ГРАНИЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ НА ЭКОСИСТЕМУ

Ледяной покров играет существенную роль для пелагической экосистемы, поэтому необходимо адекватное его описание в модели. В первую очередь, лед экранирует солнечный

свет (есть и другие факторы, такие как изменение газообмена с атмосферой или засев пелагиали органикой или живыми организмами из таящего льда). Угасание света в толще чистого льда сравнительно быстрое ([28] дает $1,5\text{--}17 \text{ м}^{-1}$), снег существенно снижает прозрачность (параметр порядка 30 м^{-1}), а развивающийся в толще льда планктон также способен снизить прозрачность льда.

Даже если принять в качестве приближения непрозрачный лед, полностью блокирующий поток света, точное описание ледяного покрова остается чрезвычайно важным — особенно существенно описание сплоченности. Достаточно отметить, что завышенное значение сплоченности или ошибки в описании полыней означают заниженную освещенность, приводящую к неправильному описанию первичной, а следовательно, и вторичной продукции. Если же поток света через лед учитывается (что необходимо для учета экосистемы льда), наряду со сплоченностью необходимо точное описание толщины льда, а также и снега на нем. Особенно актуально это для Белого моря с его однолетними сравнительно тонкими (и потому относительно прозрачными) льдами.

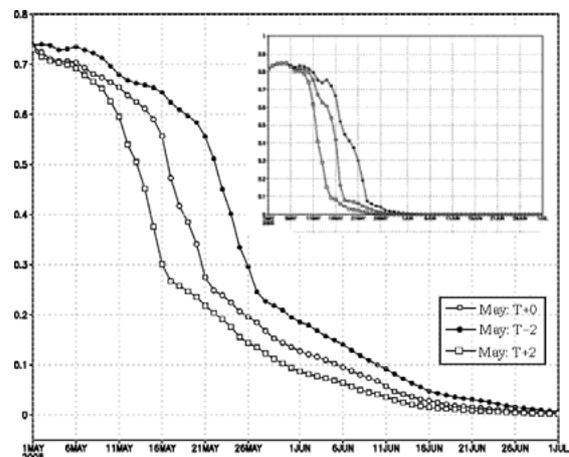


Рис. 1. Сплоченность льда по акватории моря и Онежского залива (врезка) для трех сценариев
Fig. 1. Sea-ice concentration, total average and over the Oneghsky Bay (the inset) for three scenarios

В случае Белого моря зимой активность планктона низка, поскольку средняя суточная солнечная радиация низка из-за облачности и малого возвышения солнца над горизонтом (а для северных областей моря часть года равна нулю). Гетеротрофный зоопланктон не может развиваться при отсутствии фитопланктона. Летом, напротив, активность высока, однако Белое море летом свободно ото льда. Поэто-

му особую важность имеет период схода льда. В Белом море он примерно соответствует росту фотопериода, поэтому очень важно точное описание этого процесса, а следовательно — и всей гидротермодинамики водоема. На рисунке 1 показаны графики средней по всей акватории моря и Онежскому заливу (на врезке) среднесуточной сплоченности морского льда (сумма по градациям) за 2005 г. Видно, что период интенсивного разрушения льда весьма короткий. Средняя кривая — результат обычного расчета; две другие получены в ходе численного эксперимента, в котором в течение мая 2005 г. температура воздуха была завышена/занижена на 2 °С. На рисунке 2 показаны графики среднесуточной концентрации хлорофилла на поверхности моря, средней по акватории, за 2005 г., полученные в тех же условиях. Май — месяц, когда сходит лед, и потому он наиболее критичен для экосистемы. В холодной воде хлорофилла больше (что подтверждается также работами [20, 21]), однако при холодном сценарии льда больше, освещенность ниже, и потому планктон развивается позже. Отметим, что далее графики совпадают, то есть начальное возмущение забывается: пелагическая экосистема управляется текущим состоянием.

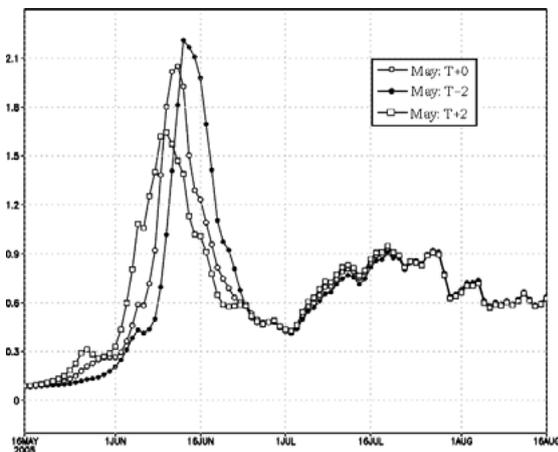


Рис. 2. Средняя концентрация хлорофилла *a* по поверхности Белого моря для трех сценариев
 Fig. 2. Surface-average chlorophyll-*a* concentration for three scenarios in the White Sea

Вопрос о влиянии значений на границе также важен. В модели Земной системы жидкие границы отсутствуют, а в моделях Арктики и Белого моря на них задано краевое условие Флезера [15]: при втекании воды ее характеристики заданы, а при вытекании используются актуальные вычисленные в точках границы значения. Задать многочисленные компо-

ненты экосистемы сложно, поскольку данные измерений *in situ* вблизи границы доступны не для всех моментов времени и не на любых горизонтах. Поэтому важно оценить чувствительность модели к граничным значениям.

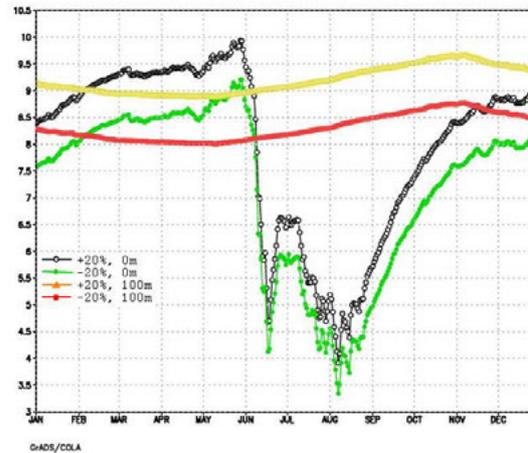


Рис. 3. Средние по акватории Белого моря концентрации соединений NO_x для поверхности и горизонта 100 м для двух экспериментов
 Fig. 3. Surface-average and 100 m horizon-average concentrations of NO_x compounds in the White Sea water for two experiments

Для Белого моря имеются оценки водообмена с Баренцевым морем [1], согласно которым эффективный поток воды направлен из Белого моря в Баренцево. Этот вывод подтверждается оценками баланса осадков и испарения (в любом случае испарение не доминирует) и речного стока (порядка 4 % объема моря в год [1]) и подтверждает предположение об определенной устойчивости модели к граничным данным. Численное определение времени очищения моря от пассивной примеси, изначально концентрированной в узле сетки [12], также свидетельствует о выносе вод из моря. С другой стороны, индуцированные приливы заносят соль и пассивные поля из Баренцева моря, что хорошо видно на модельных картах [7]. Мы провели два расчета модели на срок 2000–2007 с повышением и понижением всех биогеохимических значений на границе Белого и Баренцева морей на 20 %. Результаты показывают, что концентрации биогенных веществ осциллируют вокруг некоторого среднего значения (рис. 3) (график для фосфатов выглядит сходно).

Однако такой параметр, как хлорофилл, реагирует на изменения граничных значений в среднем несущественно. На рисунке 4 приведено осредненное за июнь 2007 г. поверхност-

ное распределение (выраженное в процентах) величины

$$\Delta = \frac{c_-}{c_+} - 1,$$

где c_{\pm} — концентрации хлорофилла при повышенных/пониженных граничных значениях. Рисунок показывает, что пелагическая экосистема мало реагирует на вариации граничных значений. Большие отклонения вблизи границы связаны с граничными значениями величин, относящихся к хлорофиллу, — иными словами, характеристик баренцевоморского фитопланктона. Быстрое убывание разницы при отдалении от границы подтверждается выводами о слабом проникновении баренцевоморского планктона в Белое море. Мы не приводим распределение биомассы планктона, поскольку оно выглядит аналогично.

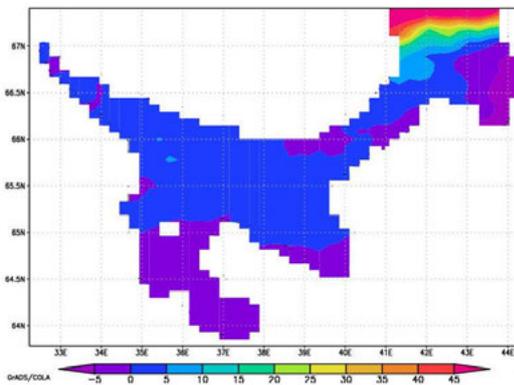


Рис. 4. Среднее за июнь 2007 г. распределение относительной разницы концентраций хлорофилла на поверхности моря для двух экспериментов
Fig. 4. Relative difference of chlorophyll-a surface concentrations for two experiments, averaged over June 2007

Следует учесть также эффект «перезагрузки» пелагической экосистемы в зимний период: концентрации веществ в составе живых организмов снижаются почти до нуля независимо от граничных условий (однако значения не равны нулю, поскольку в благоприятных весенних условиях наблюдается экспоненциальное восстановление концентраций). Обмен с бентосом играет роль памяти, однако к числу тонущих трассеров относятся только компоненты фитопланктона и детрита, которые, при типичной скорости осаднения 5 м/сутки и средней глубине моря 67 м, достигают дна за время около двух недель.

Сток рек существенно влияет на концентрацию биогенного вещества в заливах и в море в целом. Особенно заметно это для

Двинского залива. Также значительным может быть влияние бентоса: малая глубина моря и особенно некоторых заливов означает быстрый обмен вещества: тонущая органика быстро достигает дна, а выделяемые неорганические соединения эффективно перемешиваются, попадая в верхние слои воды, населенные фитопланктоном. В глубоких губах (таких, как Кандалакшская) деятельность бентоса обогащает придонные слои воды, создавая запасы вещества в течение холодного периода. По предварительным соображениям, при расчете Северного Ледовитого океана или Мирового океана на небольшие сроки учет бентоса не является необходимым. При типичной глубине порядка нескольких километров, скорости осаднения около 5 м/сутки и скорости реминерализации бактериями $0,1 \text{ сутки}^{-1}$ большая часть органики будет реминерализована в толще воды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанные программные средства открывают широкие возможности для моделирования биогеохимических процессов в океанах и морях совместно с их гидрологическим и ледовым режимом. При взаимодействии моделей важную роль играет баланс инкапсуляции — автономности моделей — и гибкости и эффективности.

Опыт взаимодействия моделей термогидродинамики и экосистемы моря показывает, что настройка моделей с целью получить ответы на актуальные вопросы требует сотрудничества между специалистами разного профиля.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт прикладных математических исследований КарНЦ РАН): настройка, тестирование и отладка модели для условий Белого моря, реализация параллельного расчетного алгоритма. Разработка комплексной модели, апробация и настройка ее для различных водоемов (Арктика, Мировой океан) поддержана грантом РФФИ № 14-27-00126 «Исследование климата Земли с помощью перспективной модели Земной системы». Проведение численных экспериментов для модели Белого моря выполнено в рамках гранта РФФИ № 16-45-100162 «Разработка сценариев отклика гидрологических характеристик и экосистемных параметров Белого моря на условия меняющегося климата с помощью математического и компьютерного моделирования». Исследования выполнены на

научном оборудовании Центра коллективного пользования Федерального исследовательского центра «Карельский научный центр Российской академии наук».

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белое море* и его водосбор под влиянием климатических и природных факторов / Под ред. Н. Н. Филатова, А. Ю. Тержевика. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 349 с.
2. *Волженский М. Н., Родионов А. А., Семенов Е. В., Филатов Н. Н., Зимин А. В., Булатов М. Б.* Опыт верификации оперативной модели для мониторинга гидрофизических полей Белого моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2009. Т. 3. С. 33–41.
3. *Володин Е. М., Галин В. Я., Грицун А. С., Гусев А. В., Дианский Н. А., Дымников В. П., Ибраев Р. А., Калмыков В. В., Кострыкин С. В., Кулямин Д. В., Лыкосов В. Н., Мортиков Е. В., Рыбак О. О., Толстых М. А., Фадеев Р. Ю., Чернов И. А., Шашкин В. В., Яковлев Н. Г.* Математическое моделирование Земной системы / Ред. Н. Г. Яковлев. М.: МАКС Пресс, 2016. 392 с.
4. *Лисицын А. П., Кравчишина М. Д., Копелевич О. В., Буренков В. И., Шевченко В. П., Вазюля С. В., Кловиткин А. А., Новигатский А. Н., Политова Н. В., Филиппов А. С., Шеберстов С. В.* Пространственно-временная изменчивость концентрации взвеси в деятельном слое Белого моря // *Доклады АН*. 2013. Т. 453, № 4. С. 440–445.
5. *Родионов А. А., Семенов Е. В., Зимин А. В.* Развитие системы мониторинга и прогноза гидрофизических полей морской среды в интересах обеспечения скрытности и защиты кораблей ВМФ // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2012. Т. 5, № 2. С. 89–108.
6. *Саркисян А. С., Залесный В. Б., Дианский Н. А., Ибраев Р. А., Кузин В. И., Мошонкин С. Н., Семенов Е. В., Тамсалу Р., Яковлев Н. Г.* Математические модели циркуляции океанов и морей // *Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования*. Т. 2. Математическое моделирование. М.: Наука, 2005. С. 174–278.
7. *Толстиков А. В.* Изменчивость температуры поверхностного слоя Белого моря. М.: ГЕОС, 2016.
8. *Чернов И. А., Толстиков А. В., Яковлев Н. Г.* Комплексная модель Белого моря: гидротермодинамика вод и морского льда // *Труды КарНЦ РАН. Серия «Математическое моделирование и информационные технологии»*. 2016. № 8. С. 116–128. doi: 10.17076/mat397
9. *Яковлев Н. Г.* Совместная модель общей циркуляции вод и эволюции морского льда в Северном Ледовитом океане // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2003. Т. 39, № 3. С. 394–409.
10. *Яковлев Н. Г.* Воспроизведение крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг. Часть 1: численная модель и среднее состояние // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45, № 3. С. 1–16.
11. *Яковлев Н. Г.* О воспроизведении полей температуры и солености Северного Ледовитого океана // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48, № 1. С. 100–116.
12. *Chernov I., Tolstikov A., Yakovlev N.* Modelling of tracer transport in the White Sea // *Proceed. of the 11th Int. Scientific and Practical Conference «Environment. Technology. Resources»*. Vol. I. Rezekne, Latvia, 2017. P. 54–58.
13. *Cossarini G., Querin S., Solidoro C., Sannino G., Lazzari P., Di Biagio V., Bolzon G.* Development of BFMCOUPLER (v1.0), the coupling scheme that links the MITgcm and BFM models for ocean biogeochemistry simulations // *Geoscientific Model Development*. 2017. Vol. 10, no. 4. P. 423–1445.
14. *Zdorovenkov R. E., Nazarova L. E., Tolstikov A. V., Bashmachnikov I. L., Bobylev L. P., Brizgalo V. A., Chernook V. V., Denisov V. V., Donchenko V. K., Druzhinin P. V., Evensen G., Filatov A. N., Ingebeikin J. I., Ivanov V. V., Johannessen O. M., Kaitala S., Korosov A. A., Krasnov J. V., Kuosa H., Leonov A. V., Litvinenko A. V., Makarevich P. R., Miles M. W., Melentuev V. V., Neelov I. A., Pettersson L. H., Pozdnyakov D. V., Rastoskuev V. V., Salo Yu. A., Savchuk O. P., Shalina E. V., Shavykin A. A., Stipa T., Stuliy A. N., Volkov V. A., Terzhevik A. Yu., Filatov N. N.* White Sea. Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change. Springer-Verlag London Ltd, 2005. 444 p.
15. *Flather R. A.* A tidal model of the northwest European continental shelf // *Memories de la Societe Royale des Sciences de Liege*. 1976. Vol. 6, no. 10. P. 141–164.
16. *Hunke E. C., Lipscomb W. H.* CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual. Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, 2010.
17. *Lazzari P., Solidoro C., Salon S., Bolzon G.* Spatial variability of phosphate and nitrate in the mediterranean sea: A modeling approach // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2016. Vol. 108. P. 39–52.
18. *Mussap G., Zavatarelli M.* A numerical study of the benthic–pelagic coupling in a shallow shelf

sea (Gulf of Trieste) // Regional Studies in Marine Science. 2017. Vol. 9. P. 24–34.

19. *Mussapa G., Zavatarelli M., Pinardi N., Celio M.* Management oriented 1-d ecosystem model: Implementation in the Gulf of Trieste (Adriatic Sea) // Regional Studies in Marine Science. 2016. Vol. 6. P. 109–123.
20. *O'Connor M. I., Gilbert B., Brown C. J.* Theoretical predictions for how temperature affects the dynamics of interacting herbivores and plants // The American Naturalist. 2011. No. 5. P. 626–638.
21. *O'Connor M. I.* Warming strengthens an herbivore-plant interaction // Ecology. 2009. Vol. 90, no. 2. P. 388–398.
22. *Patara L., Vichi M., Masina S.* Impacts of natural and anthropogenic climate variations on north pacific plankton in an Earth system model // Environmental Modelling. 2012. Vol. 244. P. 132–147.
23. *Piroddi Ch., Teixeira H., Lynam Ch. P., Smith C., Alvarez M. C., Mazik K., Andonegi E., Churilova T., Tedesco L., Chifflet M., Chust G., Galparsoro I., Garcia A. C., Kamari M., Kryvenko O., Lassalle G., Neville S., Niquil N., Papadopoulou N., Rossberg A. G., Sustin V., Uyarra M. C.* Using ecological models to assess ecosystem status in support of the european marine strategy framework directive // Ecological Indicators. 2015. Vol. 58. P. 175–191.
24. *Popova E., Yool A., Coward A. C., Dupont F., Deal C., Elliott S., Hunke E., Jin M., Steele M., Zhang J.* What controls primary production in the Arctic Ocean? Results from an intercomparison of five general circulation models with biogeochemistry // Journal of Geophysical Research. 2012. Vol. 117. P. C00D12.
25. *Soetaert K., Herman P. M. J., Middelburg J. J.* A model of early diagenetic processes from the shelf to abyssal depths // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. Vol. 60, no. 6. P. 1019–1040.

26. *Tedesco L., Piroddi Ch., Kamari M., Lynam Ch.* Capabilities of Baltic sea models to assess environmental status for marine biodiversity // Marine Policy. 2016. Vol. 70. P. 1–12.

27. *Tedesco L., Vichi M., Haapala J., Stipa T.* A dynamic biologically-active layer for numerical studies of the sea ice ecosystem // Ocean Modelling. 2010. Vol. 35. P. 89–104.

28. *Tedesco L., Vichi M., Haapala J., Stipa T.* An enhanced sea ice thermodynamic model applied to the Baltic Sea // Boreal Environment Research. 2009. Vol. 14. P. 68–80.

29. *Tedesco L., Miettunen E., An B. W., Happpala J., Kaartokallio H.* Long-term mesoscale variability of modelled sea-ice primary production in the northern Baltic sea // Elem Sci Anth. 2017. Vol. 5. P. 5–29.

30. *Tedesco L., Vichi M., Thomas D. N.* Process studies on the ecological coupling between sea ice algae and phytoplankton // Ecological Modelling. 2012. Vol. 226. P. 120–138.

31. *Vichi M., Masina S., Navarra A.* A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. Part II: numerical simulations // Journal of Marine Systems. 2007. Vol. 64. P. 110–134.

32. *Vichi M., Pinardi N., Masina S.* A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. Part I: theory // Journal of Marine Systems. 2007. Vol. 64. P. 89–109.

33. *Vichi M., Cossarini G., Gutierrez M. E. et al.* The Biogeochemical Flux Model (BFM): Equation description and user manual. Bologna: BFM Consortium, 2013.

34. *Vichi M., Lovato T., Gutierrez Mlot E., McKiver W.* Coupling BFM with Ocean models: the NEMO model (Nucleus for the European Modelling of the Ocean). Bologna: BFM Consortium, 2015.

Поступила в редакцию 02.04.2018

REFERENCES

1. Beloe more i ego vodosbor pod vliyaniem klimaticheskikh i prirodnykh faktorov [The White Sea and its watershed under influence of climate and antropogenic factors]. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2007. 349 p.
2. *Chernov I. A., Tolstikov A. V., Yakovlev N. G.* Kompleksnaya model' Belogo morya: gidrotermodynamika vod i morskogo l'da [Comprehensive model of the White Sea: hydrothermodynamics of water and sea ice]. *Trudy KarNTs RAN* [Trans. KarRC RAS]. 2016. No. 8. P. 116–128.

3. *Lisitsyn A. P., Kravchishina M. D., Kopelevich O. V., Burenkov V. I., Shevchenko V. P., Vazyulya S. V., Klyuwtin A. A., Novigatskii A. N., Politova N. V., Filippov A. S., Sheberstov S. V.* Spatial and temporal variability in suspended particulate matter concentration within the active layer of the White Sea. *Dokl. Earth Sciences*. 2013. Vol. 453, no. 4. P. 440–445.

4. *Rodionov A. A., Semenov E. V., Zimin A. V.* Razvitie sistemy monitoringa i prognoza gidrofizicheskikh polei morskoi sredy v interesakh obespecheniya skrytnosti i zashchity korablei VMF [Development of the system for monitoring and forecasting hydrophysical fields of the marine

environment for stealthy and safety of the Navy]. *Fundamental'naya i prikladnaya gidrofizika* [Fundamental and applied hydrophysics]. 2012. Vol. 5, no. 2. P. 89–108.

5. Sarkisyan A. S., Zalesnyi V. B., Dian-skii N. A., Ibraev R. A., Kuzin V. I., Moshonkin S. N., Semenov E. V., Tamsalu R., Yakovlev N. G. Matematicheskie modeli tsirkulyatsii okeanov i morei. Sovremennye problemy vychislitel'noi matematiki i matematicheskogo modelirovaniya [Mathematical models of circulation of oceans and seas. Modern problems of numerical mathematics and mathematical modelling]. Vol. 2. Matematicheskoe modelirovanie [Mathematical Modelling]. Moscow: Nauka, 2005. P. 174–278.

6. Tolstikov A. V. Izmenchivost' temperatury poverkhnostnogo sloya Belogo morya [Variability of the surface layer temperature of the White Sea]. Moscow: GEOS, 2016.

7. Volzhenskii M. N., Rodionov A. A., Semenov E. V., Filatov N. N., Zimin A. V., Bulatov M. B. Opyt verifikatsii operativnoi modeli dlya monitoringa gidrofizicheskikh polei Belogo morya [Experience of verifying the operative model for monitoring hydrophysical fields of the White Sea]. *Fundamental'naya i prikladnaya gidrofizika* [Fundamental and Applied Hydrophysics]. 2009. Vol. 3. P. 33–41.

8. Volodin E. M., Galin V. Ya., Gritsun A. S., Gusev A. V., Dian-skii N. A., Dymnikov V. P., Ibraev R. A., Kalmykov V. V., Kostykin S. V., Kulyamin D. V., Lykosov V. N., Mortikov E. V., Rybak O. O., Tolstykh M. A., Fadeev R. Yu., Chernov I. A., Shashkin V. V., Yakovlev N. G. Matematicheskoe modelirovanie Zemnoi sistemy [Mathematical modelling of the Earth system]. Moscow: MAKS Press, 2016.

9. Yakovlev N. G. Coupled model of ocean general circulation and sea ice evolution in the Arctic Ocean. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2003. Vol. 39, no. 3. P. 394–409.

10. Yakovlev N. G. Reproduction of the large-scale state of water and sea ice in the Arctic Ocean in 1948–2002: Part I. Numerical model. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2009. Vol. 45, no. 3. P. 1–16.

11. Yakovlev N. G. On the simulation of temperature and salinity fields in the Arctic Ocean. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2012. Vol. 48, no. 1. P. 100–116.

12. Chernov I., Tolstikov A., Yakovlev N. Modelling of tracer transport in the White Sea. *Proceed. of the 11-th Int. Scientific and Practical Conference «Environment. Technology. Resources»*. Vol. I. Rezekne, Latvia, 2017. P. 54–58.

13. Cossarini G., Querin S., Solidoro C., Sannino G., Lazzari P., Di Biagio V., Bolzon G.

Development of BFMCOUPLER (v1.0), the coupling scheme that links the MITgcm and BFM models for ocean biogeochemistry simulations. *Geoscientific Model Development*. 2017. Vol. 10, no. 4. P. 423–1445.

14. Zdorovenov R. E., Nazarova L. E., Tolstikov A. V., Bashmachnikov I. L., Bobylev L. P., Brizgalo V. A., Chernook V. V., Denisov V. V., Donchenko V. K., Druzhinin P. V., Evensen G., Filatov A. N., Ingebeikin J. I., Ivanov V. V., Johannessen O. M., Kaitala S., Korosov A. A., Krasnov J. V., Kuosa H., Leonov A. V., Litvinenko A. V., Makarevich P. R., Miles M. W., Melent'ev V. V., Neelov I. A., Pettersson L. H., Pozdnyakov D. V., Rastorskuev V. V., Salo Yu. A., Savchuk O. P., Shalina E. V., Shavykin A. A., Stipa T., Stuliy A. N., Volkov V. A., Terzhevnik A. Yu., Filatov N. N. White Sea. Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change. Springer-Praxis, 2005.

15. Flather R. A. A tidal model of the northwest European continental shelf. *Memories de la Societe Royale des Sciences de Liege*. 1976. Vol. 6, no. 10. P. 141–164.

16. Hunke E. C., Lipscomb W. H. CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual. *Los Alamos National Laboratory*, Los Alamos, 2010.

17. Lazzari P., Solidoro C., Salon S., Bolzon G. Spatial variability of phosphate and nitrate in the mediterranean sea: A modeling approach. *Deep Sea Research*. Part I: Oceanographic Research Papers. 2016. Vol. 108. P. 39–52.

18. Mussap G., Zavatarelli M. A numerical study of the benthic–pelagic coupling in a shallow shelf sea (Gulf of Trieste). *Regional Studies in Marine Science*. 2017. Vol. 9. P. 24–34.

19. Mussapa G., Zavatarelli M., Pinardi N., Celio M. Management oriented 1-d ecosystem model: Implementation in the Gulf of Trieste (Adriatic Sea). *Regional Studies in Marine Science*. 2016. Vol. 6. P. 109–123.

20. O'Connor M. I., Gilbert B., Brown C. J. Theoretical predictions for how temperature affects the dynamics of interacting herbivores and plants. *The American Naturalist*. 2011. No. 5. P. 626–638.

21. O'Connor M. I. Warming strengthens an herbivore-plant interaction. *Ecology*. 2009. Vol. 90, no. 2. P. 388–398.

22. Patara L., Vichi M., Masina S. Impacts of natural and anthropogenic climate variations on north pacific plankton in an Earth system model. *Environmental Modelling*. 2012. Vol. 244. P. 132–147.

23. Piroddi Ch., Teixeira H., Lynam Ch. P., Smith C., Alvarez M. C., Mazik K., Andonegi E.,

- Churilova T., Tedesco L., Chifflet M., Chust G., Galparsoro I., Garcia A. C., Kamari M., Kryvenko O., Lassalle G., Neville S., Niquil N., Papadopoulou N., Rossberg A. G., Sustin V., Uyarra M. C. Using ecological models to assess ecosystem status in support of the European marine strategy framework directive. *Ecological Indicators*. 2015. Vol. 58. P. 175–191.
24. Popova E., Yool A., Coward A. C., Dupont F., Deal C., Elliott S., Hunke E., Jin M., Steele M., Zhang J. What controls primary production in the Arctic Ocean? Results from an intercomparison of five general circulation models with biogeochemistry. *Journal of Geophysical Research*. 2012. Vol. 117. P. C00D12.
25. Soetaert K., Herman P. M. J., Middelburg J. J. A model of early diagenetic processes from the shelf to abyssal depths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. Vol. 60, no. 6. P. 1019–1040.
26. Tedesco L., Piroddi Ch., Kamari M., Lynam Ch. Capabilities of Baltic sea models to assess environmental status for marine biodiversity. *Marine Policy*. 2016. Vol. 70. P. 1–12.
27. Tedesco L., Vichi M., Haapala J., Stipa T. A dynamic biologically-active layer for numerical studies of the sea ice ecosystem. *Ocean Modelling*. 2010. Vol. 35. P. 89–104.
28. Tedesco L., Vichi M., Haapala J., Stipa T. An enhanced sea ice thermodynamic model applied to the Baltic Sea. *Boreal Environment Research*. 2009. Vol. 14. P. 68–80.
29. Tedesco L., Miettunen E., An B. W., Haapala J., Kaartokallio H. Long-term mesoscale variability of modelled sea-ice primary production in the northern Baltic sea. *Elem. Sci. Anth.* 2017. Vol. 5. P. 5–29.
30. Tedesco L., Vichi M., Thomas D. N. Process studies on the ecological coupling between sea ice algae and phytoplankton. *Ecological Modelling*. 2012. Vol. 226. P. 120–138.
31. Vichi M., Masina S., Navarra A. A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. Part II: numerical simulations. *Journal of Marine Systems*. 2007. Vol. 64. P. 110–134.
32. Vichi M., Pinardi N., Masina S. A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. Part I: theory. *Journal of Marine Systems*. 2007. Vol. 64. P. 89–109.
33. Vichi M., Cossarini G., Gutierrez M. E. et al. The Biogeochemical Flux Model (BFM): Equation description and user manual. Bologna: BFM Consortium, 2013.
34. Vichi M., Lovato T., Gutierrez Mlot E., McKiver W. Coupling BFM with Ocean models: the NEMO model (Nucleus for the European Modelling of the Ocean). Bologna: BFM Consortium, 2015.

Received April 02, 2018

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Чернов Илья Александрович
старший научный сотрудник, к. ф.-м. н.
Институт прикладных математических исследований
КарНЦ РАН, Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр РАН»
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск,
Республика Карелия, Россия, 185910
эл. почта: chernov@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 766312

CONTRIBUTOR:

Чернов, Илья
Institute of Applied Mathematical Research, Karelian
Research Centre, Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia,
Russia
e-mail: chernov@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 766312