

УДК 551.465

© Р. Е. Ванкевич^{1,2}, Е. В. Софьина^{1,2}, В. А. Рябченко¹

¹Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН

²Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург
rvankevich@mail.ru, sofjina_k@mail.ru, vla-ryabchenko@yandex.ru

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ВЕСЕННЕ-ЛЕТНЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ТРЕХМЕРНОЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ

Для улучшения воспроизведения термохалинной структуры в Финском заливе предлагается трехмерная гидродинамическая модель, основанная на модельном комплексе NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean* — платформа европейской модели океана). Угловые шаги модельной сетки по широте и долготе равны, соответственно, 0.25 и 0.5' (≈ 0.5 км), что в 4–8 раз меньше значений бароклинного радиуса деформации Россби в Финском заливе. Вертикальный турбулентный обмен описывается с помощью схемы замыкания типа k - ϵ . Результаты расчетов сравниваются с данными контактных измерений температуры и солености, полученными с использованием CTD зонда на 38 станциях в экспедиции Российского государственного гидрометеорологического университета в восточной части Финского залива в период с 25 по 28 июля 2011 г. и данными CTD зондирования (15 станций) для летнего периода из базы данных BED (*Baltic Environment Database*). Рассчитанная температура поверхности моря сравнивается также с ее спутниковыми оценками, имеющими разрешение 1×1 км и полученными с помощью сканирующих спектрорадиометров MODIS. Показано, что выбор адекватной схемы турбулентного замыкания и реализация модели на сетке высокого разрешения (≈ 0.5 км) заметно улучшают (в сравнении с расчетами на грубых сетках) качество воспроизведения температуры в весенне-летний период.

Ключевые слова: вертикальная турбулентность, термохалинная структура, апвеллинг, моделирование, высокое разрешение, Финский залив.

R. E. Vankevich^{1,2}, E. V. Sofina^{1,2}, V. A. Ryabchenko¹

¹Saint-Petersburg Branch of the P. P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Russia

²Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia
rvankevich@mail.ru, sofjina_k@mail.ru, vla-ryabchenko@yandex.ru

MODELLING THE SPRING-SUMMER EVOLUTION OF THE THERMOHALINE STRUCTURE IN THE GULF OF FINLAND ON THE BASIS OF A THREE-DIMENSIONAL HYDRODYNAMIC MODEL OF HIGH RESOLUTION

To improve the quality of simulation of thermohaline structure in the Gulf of Finland a three-dimensional hydrodynamic model is proposed. It is based on the model complex NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*). Angular steps of the model grid on latitude and longitude are, respectively 0.25 and 0.5' (≈ 0.5 km), that is 4–8 times less than the value of the baroclinic Rossby deformation radius in the Gulf of Finland. Vertical turbulent exchange is described using a turbulent closure scheme of k - ϵ type. The calculation results are compared with contact measurements of temperature and salinity obtained using CTD probe at 38 stations in the expedition of the Russian State Hydrometeorological University in the eastern Gulf of Finland in the period from 25 to 28 July, 2011 and data CTD probe (15 stations) for the summer period, 2011 from the BED (*Baltic Environment Database*). Calculated sea surface temperature is also compared with its satellite estimates, having a resolution of 1×1 km and obtained by the Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). It is shown that the choice of the appropriate scheme of turbulent closure and implementation of the model on the grid of high-resolution (≈ 0.5 km) led to significant improvement (compared with the calculations on a coarse grid) of the quality of simulation of temperature in the spring-summer period.

Key words: vertical turbulence, thermohaline structure, upwelling, modeling, high resolution, Gulf of Finland.

Функционирование морских экосистем в значительной степени регулируется температурой морской воды, особенно ее вертикальной стратификацией. Существуют свидетельства этого влияния на видовой состав фитопланктона [1], его подповерхностный максимум [2], цветение цианобактерий [2, 3], распределение пелагических рыб [4], численность макрозообентоса [5] и концентрацию кислорода в придонном слое в Финском заливе [6].

Вместе с тем моделирование вертикальной стратификации с использованием трехмерных численных моделей все еще недостаточно надежно [7]. Согласно [7], наилучшие из существующих моделей циркуляции воспроизводят основные черты осредненных полей температуры и солёности в Финском заливе с точностью 1–2°C и 1 %, соответственно. Однако ни одна из моделей, анализируемых в [7], не была в состоянии точно воспроизвести вертикальные профили температуры и солёности. Недавние численные эксперименты, выполненные с трехмерной гидродинамической моделью COHERENS [8], показали, что, несмотря на использование различных параметризаций вертикальной турбулентности, а также задание адекватных (соответствующих наблюдениям) значений скорости ветра, рассчитанные значения глубины термоклина все-таки оказались заниженными.

Прогресс в решении этой проблемы может быть достигнут при использовании гидродинамических моделей высокого разрешения наряду с выбором соответствующей этому разрешению параметризации вертикальной турбулентности. Моделированию циркуляции вод в Финском заливе Балтийского моря посвящено много работ [7, 9–17]. Однако только сравнительно недавно разрешение моделей достигло уровня, позволяющего описывать явно динамику субмезомасштабных вихрей, т. е. вихрей с размерами, меньше бароклинного радиуса деформации Россби [14, 17]. Эти вихри, порожденные бароклинной неустойчивостью фронтов в верхнем слое моря, приводят к сильной неоднородности горизонтального распределения температуры, биогенных элементов, фитопланктона. Другой важный эффект субмезомасштабных вихрей — перестройка вертикальной стратификации в верхнем слое моря [18].

Разрешение, необходимое для описания субмезомасштабных вихрей, определяется радиусом бароклинной деформации Россби, приблизительно равным 2–4 км в Финском заливе [19, 20], и составляет не более 0.5 км. Реализация гидродинамических моделей на таких сетках предъявляет высокие требования к быстродействию и объему памяти компьютеров. Используемая в настоящем исследовании гидродинамическая модель Финского залива основана на модельном комплексе NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean* — платформа европейской модели океана) [21, 22], код которого адаптирован для эффективного исполнения на многопроцессорной вычислительной системе. Еще одно важное достоинство NEMO — возможность выбора схемы параметризации турбулентности из практически всех известных на сегодняшний день схем.

Цель настоящей работы — улучшить воспроизведение термохалинной структуры в Финском заливе на основе трехмерной гидродинамической модели высокого разрешения.

Краткое описание модели. Модельный комплекс NEMO [21], лежащий в основе предлагаемой модели Финского залива, представляет собой трехмерную численную модель, основанную на полных уравнениях гидротермодинамики океана и предположении гидростатики. Аппроксимация уравнений производится на горизонтальной сетке C Аракавы. При аппроксимации адвективных членов уравнений движения, переноса тепла и соли используется схема с уменьшением полной вариации (TVD) в горизонтальном направлении и кусочно-параболический метод (PPM) — в вертикальном направлении [23]. Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена импульсом, теплом и солью принимаются постоянными. Поле глубин для Финского залива задается на сетке с шагом 0.25 морской мили [14].

Из существующих в NEMO схем параметризации вертикального турбулентного обмена была выбрана схема замыкания типа k - ϵ , которая, согласно предварительным численным экспериментам, показала наилучшие результаты среди имеющихся схем при воспроизведении наблюдаемой эволюции вертикальной термохалинной структуры в Финском заливе. Схема k - ϵ , предложенная в [24], включает прогностическое уравнение для кинетической энергии турбулентности (КЭТ) $\bar{\epsilon}$,

и прогностическое уравнение для общего масштаба турбулентности $\phi = C_{0\mu} \bar{\epsilon}^{3/2} l^{-1}$, где l — пространственный масштаб турбулентности, $C_{0\mu}$ — постоянная, зависящая от выбора функции устойчивости [25, 26]. Уравнение для КЭТ описывает генерацию КЭТ за счет неустойчивости вертикального сдвига скорости, подавление КЭТ стратификацией, ее вертикальную диффузию и диссипацию типа Колмогорова [27, 28]:

$$\frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial t} = \frac{K_m}{e_3^2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial k} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial k} \right)^2 \right] - K_p N^2 + \frac{1}{e_3} \frac{\partial}{\partial k} \left[\frac{K_e}{e_3} \frac{\partial \bar{\epsilon}}{\partial k} \right] - C_\epsilon \frac{\bar{\epsilon}^{3/2}}{l}, \quad (1)$$

где N — частота плавучести, u и v — горизонтальные составляющие скорости течения, k — номер слоя, $e_3 = 1$ м — фактор вертикальной шкалы, K_m и K_p — коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии для плотности, соответственно, K_e — коэффициент турбулентной диффузии для КЭТ. Принимается, что $K_e = K_m$. Согласно [29], константа $C_\epsilon = 0.7$.

Прогностическое уравнение для ϕ , учитывающее конвекцию, может быть представлено в виде [30, 31]:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\phi}{\bar{\epsilon}} \left\{ \frac{C_1 K_m}{\sigma_\phi e_3} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial k} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial k} \right)^2 \right] - C_3 K_p N^2 - C_2 \epsilon \right\} + \frac{1}{e_3} \frac{\partial}{\partial k} \left[\frac{K_m}{e_3} \frac{\partial \phi}{\partial k} \right], \quad (2)$$

$$K_m = C_\mu \sqrt{\bar{\epsilon}} l, \quad K_p = C_{\mu'} \sqrt{\bar{\epsilon}} l, \quad \epsilon = C_{0\mu} \bar{\epsilon}^{3/2} l^{-1},$$

где $C_1, C_2, C_3, \sigma_\phi$ — константы, равные 1.44, 1.92, 1.0, 1.3, соответственно. Константы C_μ and $C_{\mu'}$ рассчитываются по используемым функциям устойчивости.

Как известно, уравнение (2) дает нереалистические значения ϕ в устойчиво стратифицированной жидкости. Чтобы этого не происходило, на ϕ накладывается ограничение: вводится максимально допустимый пространственный масштаб турбулентности

$$l_{\max} = C_{\lim} \sqrt{2\bar{\epsilon}} / N,$$

где, согласно [25], константа $C_{\lim} = 0.53$. Как показано в [31], глубина слоя перемешивания в случае устойчивой стратификации сильно зависит от значения $C_{\lim}$. Поэтому $C_{\lim}$ можно рассматривать как подгоночный параметр модели.

Условия на свободной поверхности моря и на границе с твердым дном для КЭТ и масштаба турбулентности, т. е. для уравнений (1) и (2), находятся из условия локального баланса между продукцией и диссипацией КЭТ в соответствии с логарифмическим законом стенки и с учетом линейного изменения масштаба турбулентности в пристеночном слое:

$$\bar{\epsilon} = \alpha u_{*a}^2, \quad l = \kappa \xi_0 \quad \text{при } z = 0, \quad \bar{\epsilon} = \alpha u_{*b}^2, \quad l = \kappa \xi_b \quad \text{при } z = H,$$

где u_{*a} и u_{*b} — динамическая скорость ветра на поверхности моря и динамическая скорость течения в придонном слое, соответственно; $\alpha = 67.6$ — числовая константа; κ — постоянная Кармана; $\xi_0 = \xi_b = 1$ м.

Описанная модель приводится в движение в основном атмосферными воздействиями, заданными на верхней границе моря. Граничные условия на открытой границе расчетной области включают горизонтальные компоненты вектора скорости течений, температуру и соленость воды, уровень моря. На боковых вертикальных границах задаются условиями непротекания в случае твердой границы или расходы вод, их температура и соленость при наличии рек. В начале расчета море находится в состоянии покоя, поля температуры и солености считаются заданными.

Условия расчетов. Расчетная область охватывает весь Финский залив с открытой границей на 23° в.д. Расчеты были выполнены для двух вариантов горизонтальной сетки: 1) угловые шаги по широте и долготе равны соответственно 1 и $2'$ (≈ 2 км); 2) угловые шаги по широте и долготе равны соответственно 0.25 и $0.5'$ (≈ 0.5 км). При этом вертикальное разрешение в обоих случаях было одним и тем же (1 м). Значения параметров модели для этих двух сеток принимались одинаковыми за исключением коэффициентов горизонтальной диффузии и вязкости, установленных на уровне их минимальных значений, гарантирующих вычислительную устойчивость.

Период моделирования с 1 апреля по 31 августа 2011 г. был выбран так, чтобы охватить стадии возникновения и развития весной и существования ярко выраженного термоклина летом. Отметим, что выбранный год характеризовался сильными апвеллингами в начале и конце периода моделирования.

Расчеты начинались с состояния покоя, причем поля температуры и солености в начальный момент задавались по результатам расчетов состояния Финского залива по оперативной модели Балтийского моря HIROMB [32]. Граничные условия на открытой границе также были заданы по данным HIROMB. Атмосферные воздействия (скорость приводного ветра, балл облачности, температура и относительная влажность воздуха, скорость выпадения осадков) брались из атмосферной модели HIRLAM [33] с частотой 6 ч. Речной сток крупных рек (Нева, Луга, Нарва, Кумиоки) задавался путем линейной интерполяции средних месячных многолетних значений расхода и температуры речных вод [34].

Данные наблюдений. Результаты моделирования сравнивались с данными дистанционных и контактных измерений. К первым относятся снимки морской поверхности, полученные с помощью сканирующих спектрорадиометров MODIS, установленных на спутниках Terra и Aqua. Оба спутника проходят над Балтийским морем ежедневно. В настоящей работе использовались спутниковые оценки температуры поверхности моря (ТПМ) с пространственным разрешением 1×1 км, предлагаемые в свободном доступе на сайте «Ocean color (цветность океана)» [35]. Точность этих данных оценивается как 0.4°C . Из-за облачности — частом явлении в Балтийском регионе — за период моделирования нашлось только несколько снимков, охватывающих весь Финский залив.

В качестве данных контактных измерений использовались вертикальные профили температуры и солености, полученные в результате гидрологической съемки (38 станций), выполненной в рамках экспедиционных исследований Российского государственного гидрометеорологического университета (РГГМУ) в российском секторе восточной части Финского залива в период с 25 по 28 июля 2011 г. на катамаране «Центаурус-II». Гидрофизические характеристики измерялись с использованием CTD зонда SBE-19 plus V2 с пробоотборником. Использовались также все имеющиеся данные CTD зондирования (15 станций) из базы данных BED (*Baltic Environment Database*) [36]. Общая схема расположения станций дана на рис. 3, ж.

Результаты. Согласно спутниковым данным (рис. 1, а, см. вклейку), в период прогрева верхнего слоя моря, начинающегося во второй половине апреля, в мелководном эстуарии Невы существует область повышенных значений ТПМ, которая переходит в узкую полосу ее повышенных значений, вытянутую вдоль северного берега залива вплоть до выхода из него в Центральную Балтику. У южного побережья залива ТПМ оказалась заметно меньше (на $3\text{--}4^\circ\text{C}$), что может быть объяснено синоптической ситуацией, существовавшей над заливом в середине мая (ветер северо-восточного направления со скоростью до 15 м/с 13–14 мая 2011 г.). Эти ветры способствовали развитию интенсивных вертикальных круговоротов поперек залива с апвеллингом у южного берега и даунвеллингом — у северного, и соответствующего понижения и повышения ТПМ. Описанная выше картина распределения ТПМ нарушается только в бухтах самой восточной части залива (Лужская и Копорская губа, Нарвский залив), у юго-западных берегов, которых отмечаются повышенные ТПМ.

Рассчитанные распределения ТПМ на тонкой (0.5 км) и грубой (2 км) сетках, показанные на рис. 1, б и в соответственно (см. вклейку), в целом неплохо схватывают основные особенности, выведенные из спутниковых данных. Однако распределение на тонкой сетке менее «размыто» и заметно ближе к спутниковым данным, чем распределение на грубой сетке. Представленное на рис. 1, г (см. вклейку) распределение ТПМ при уменьшенной в 2 раза константе C_{lim} иллюстрирует чувствительность решения к выбору этой константы. Как видно, эта чувствительность достаточно сильна, так что уменьшение C_{lim} приводит к ухудшению решения.

В летний период при достижении максимальных значений ТПМ (конец июля — начало августа) характер пространственного распределения ТПМ в Финском заливе в целом не меняется: максимальные температуры (до $23\text{--}25^\circ\text{C}$) 2 августа 2011 г. наблюдались у северного берега залива, минимальные (до $6\text{--}8^\circ\text{C}$) — у южного (рис. 2, а, см. вклейку). Основное отличие от весенней ситуации состоит в гораздо более широкой полосе повышенных значений ТПМ вдоль северного берега

залива. В то же время наличие небольших областей с пониженной ТПМ ($6\text{--}8^\circ\text{C}$) у южного берега свидетельствует о существовании здесь интенсивного апвеллинга, приносящего холодные глубинные воды к поверхности моря. Воспроизведение спутниковой ТПМ моделью на тонкой сетке было лучше, чем на грубой (рис. 2, б, в, см. вклейку). Однако на обеих сетках плохо воспроизводятся особенности распределения ТПМ в эстуарии Невы и у открытой западной границы залива. Локальные понижения температуры у открытой западной границы залива и в эстуарии Невы по спутниковым данным, судя по флагу качества снимка («плохое») [35] вызваны облачностью, в результатах моделирования на обеих сетках они не наблюдаются.

Наблюдаемое вертикальное распределение температуры и солёности в конце июля 2011 г. в трех выделенных районах залива приведено на рис. 3. Как видно, в западном районе, ближайшем к открытой границе, верхний перемешанный слой выражен слабо, температура понижается с глубиной до 30 м почти линейно, далее скорость этого понижения уменьшается и примерно на 50 м наблюдается минимум температур (около 2°C); ниже 50 м температура воды с ростом глубины растет. Таким образом, данные наблюдений свидетельствуют о существовании в этом районе хорошо известного холодного промежуточного слоя (ХПС). Изменения солёности с глубиной в этом районе

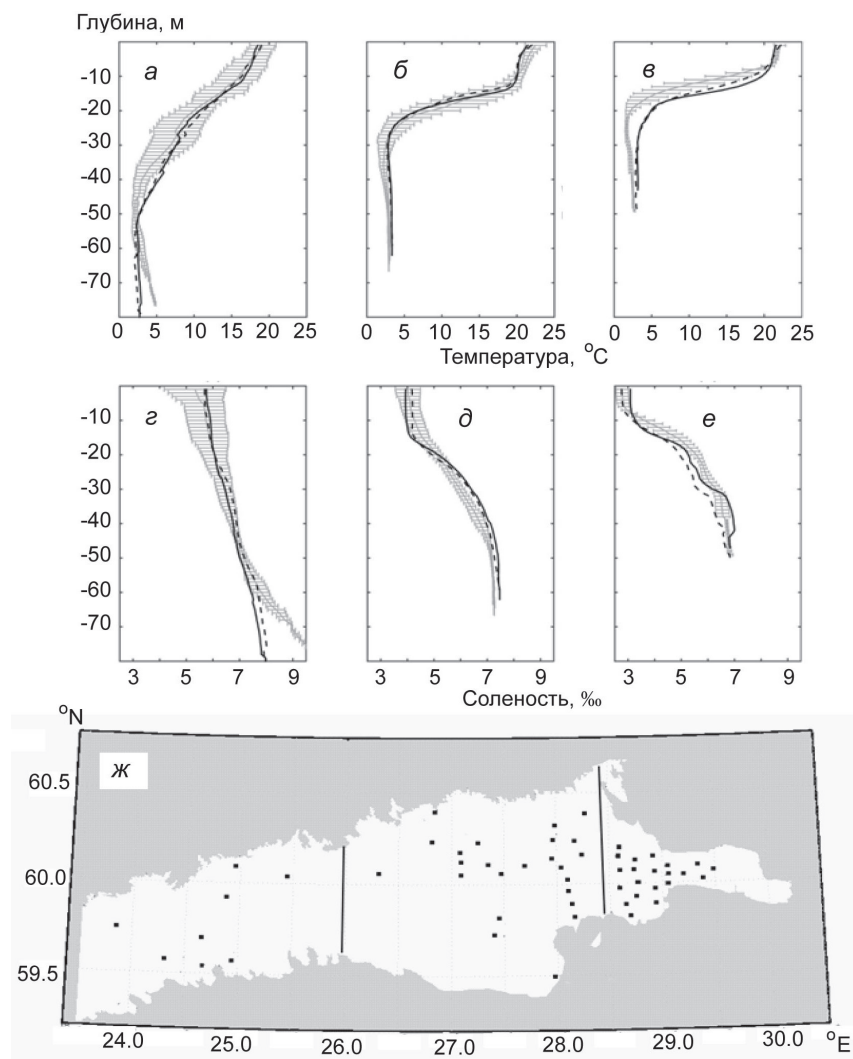


Рис. 3. Средние вертикальные профили температуры ($^\circ\text{C}$) и солёности (‰) в западной (а) и (г), центральной (б) и (д) и восточной (в) и (е) частях Финского залива за период 20 июля – 5 августа 2011 г.

жс — расположение гидрологических станций (точки); линии — границы между западным, центральным и восточным районами залива, по которым проводилось осреднение профилей.

Серые кривые — данные CTD зондирования; сплошные и пунктирные черные кривые — расчеты на сетках с разрешением 0.5 и 2.0 км; горизонтальные отрезки показывают среднеквадратическое отклонение характеристики на отдельных горизонтах.

аналогичны: до 50 м они квазилинейны и невелики, в слое (50 м, дно) заметно увеличиваются, так что максимальное значение солености (9.5 ‰) достигается у дна.

С приближением к эстуарию Невы (в центральной и восточной частях Финского залива) характер вертикального распределения температуры и солености меняется: появляется хорошо выраженный верхний перемешанный слой (ВПС), за которым следует термоклин (галоклин) и далее однородный (по температуре и солености) придонный слой. Характерные значения толщин этих слоев изменяются: толщина ВПС составляет около 12 и 7 м, толщина термоклина 12 и 12 м, толщина галоклина 35 и 25 м для центрального и восточного районов, соответственно.

Сравнение наблюдаемых и рассчитанных профилей температуры и солености свидетельствует об их неплохом соответствии. Почти всюду рассчитанные профили попадают в диапазон значений, установленных среднеквадратичными отклонениями характеристики (см. рис. 3). Наибольшие расхождения отмечаются для профилей в придонном слое западного района, где рассчитанные температуры занижены по сравнению с измеренными на 2–2.5°C, а рассчитанные солености — на 1.5–2 ‰. Решение на тонкой сетке заметно улучшило качество воспроизведения вертикальных профилей солености, тогда как в случае температуры подобное улучшение отмечается только для западного района. Для двух других районов заметных различий между вертикальными профилями температуры, рассчитанными на разных сетках, нет.

Рис. 4 (см. вклейку) иллюстрирует качество воспроизведения профиля температуры в один из наиболее трудных для моделирования периодов: в начале прогрева верхнего слоя моря (ранняя весна) после таяния морского льда. В это время перепад температур между поверхностным и глубинным слоями невелик, что в случае сильных ветров может привести к сильному заглублению ВПС даже в случае их небольшой продолжительности. Именно такой случай и представлен на рисунке, из которого видно, что рассчитанная толщина ВПС в западной части залива 20 мая 2011 г. в некоторых небольших районах может достигать 40–50 м в некоторых небольших районах (рис. 4, а, б). Сравнение результатов модельных расчетов с данными CTD зондирования показывает, что модель неплохо описывает температуру ВПС и толщиной ВПС на станциях с развитой структурой верхнего слоя, когда существует заметный перепад температуры между верхним и глубинным слоем (станции I и II, рис. 4, в), причем толщина ВПС в расчете с тонкой сеткой воспроизводится намного лучше. Вместе с тем, в случае неразвитого верхнего перемешанного слоя и незначительного перепада температуры между верхним и глубинным слоем (станция III, рис. 4, в), расхождения между моделью и данными оказались большими.

Предложенная модель позволила воспроизвести весенне-летнюю эволюцию термохалинной структуры в Финском заливе Балтийского моря с высокой точностью, достаточной для моделирования различных аспектов биогеохимических циклов в море. Выбор адекватной схемы вертикальной турбулентности и реализация модели на сетке высокого разрешения (≈ 0.5 км) заметно улучшила по сравнению с расчетами на грубых сетках качество воспроизведения поля температуры в весенне-летний период. Вместе с тем представляется, что дальнейший прогресс в качестве воспроизведения гидротермодинамики залива связан не только с улучшением пространственного разрешения моделей. Не менее важную роль играют точность задания атмосферного форсинга и параметров речного стока, поля глубин и конфигурации береговой линии, условий на открытой границе. Согласование всех этих факторов (задание их, по крайней мере, с одинаковой точностью) в будущих исследованиях будет способствовать углублению понимания сложных гидротермодинамических процессов и развитию оперативной прогностической модели Финского залива.

Работа поддержана Российским научным фондом, проект № 14-50-00095.

Литература

1. Rantajarvi E., Gran V., Hällfors S., Olsonen R. Effects of environmental factors on the phytoplankton community in the Gulf of Finland — unattended high frequency measurements and multivariate analyses // *Hydrobiologia*. 1998. V. 363. P. 127–139.
2. Lips U., Lips I., Liblik T., Kuvaldina N. Processes responsible for the formation and maintenance of sub-surface chlorophyll maxima in the Gulf of Finland // *Estuar. Coast Shelf Sci*. 2010. V. 88. P. 339–349.
3. Lips U., Lips I., Liblik T., Elken J. Estuarine transport versus vertical movement and mixing of water masses in the Gulf of Finland (Baltic Sea) // *US/EU-Baltic International Simposium*. 2008. P. 1–8. doi:10.1109/BALTIC.2008.4625535.

4. Stepputtis D., Hinrichsen H. H., Bottcher U., Gotze E., Mohrholz V. An example of meso-scale hydrographic features in the Central Baltic Sea and their influence on the distribution and vertical migration of sprat, *Sprattus sprattus balticus* (Schn.) // Fish. Oceanogr. 2011. V. 20, N 1. P. 82–88.
5. Laine A. O., Andersin A. B., Leinio S., Zuur A. F. Stratification-induced hypoxia as a structuring factor of macrozoobenthos in the open Gulf of Finland (Baltic Sea) // J. Sea Res. 2007. V. 57, N 1. P. 65–77.
6. Максимов А. А. Причины возникновения придонной гипоксии в восточной части Финского залива Балтийского моря // Океанология. 2006. Т. 46, № 2. С. 204–210.
7. Myrberg K., Ryabchenko V., Isaev A., Vankevich R., Andrejev O. et al. Validation of three-dimensional hydrodynamic models of the Gulf of Finland // Boreal Env. Res. 2010. V. 15. P. 453–479.
8. Tuomi L., Myrberg K., Lehmann A. The performance of the parameterisations of vertical turbulence in the 3D modelling of hydrodynamics in the Baltic Sea // Cont. Shelf Res. 2012. V. 50–51. P. 64–79. doi:10.1016/j.csr.2012.08.007.
9. Andrejev O., Myrberg K., Alenius P., Lundberg P. A. Mean circulation and water exchange in the Gulf of Finland — a study based on three-dimensional modeling // Boreal Environ Res. 2004. V. 9, N 1. P. 1–16.
10. Andrejev O., Sokolov A., Soomere T., Värvi R., Viikmäe B. The use of high-resolution bathymetry for circulation modelling in the Gulf of Finland // Estonian J. Engin. 2010. V. 16, N 3. P. 187–210.
11. Myrberg K. Sensitivity tests of a two-layer hydrodynamic model in the Gulf of Finland with different atmospheric forcings // Geophysica. 1997. V. 33, N 2. P. 69–98.
12. Myrberg K. Analysing and modeling the physical processes of the Gulf of Finland in the Baltic Sea // Monographs of the Boreal Environment Research. 1998. V. 10. 50 p.
13. Neelov I. A., Eremina T. R., Isaev A. V., Ryabchenko V. A., Savchuk O. P., Vankevich R. E. A simulation of the Gulf of Finland ecosystem with a 3D model // Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol. 2003. V. 52, N 3. P. 346–359.
14. Sokolov A. Modelling of submesoscale dynamics in the Gulf of Finland (Baltic Sea) // Geophys. Res. Abstracts. 2013. V. 15. EGU2013-9646.
15. Soomere T., Myrberg K., Leppäranta M., Nekrasov A. The progress in knowledge of physical oceanography of the Gulf of Finland: a review for 1997–2007 // Oceanologia. 2008. V. 50, N 3. P. 287–362.
16. Tuomi L., Myrberg K., Lehmann A. The performance of different vertical turbulence parameterizations in modelling the development of the seasonal thermocline in the Gulf of Finland // Geophys. Res. Abstracts. 2013. V. 15. EGU2013-8229.
17. Zhurbas V., Laanemets J., Vahtera E. Modeling of the mesoscale structure of coupled upwelling/downwelling events and the related input of nutrients to the upper mixed layer in the Gulf of Finland, Baltic Sea // J. Geophys. Res. 2008. V. 113(C05004). doi:10.1029/2007JC004280.
18. Gent P. R., McWilliams J. C. Isopycnal mixing in ocean circulation models // J. Phys. Ocean. 1990. V. 20. P. 150–155.
19. Alenius P., Nekrasov A., Myrberg K. The baroclinic Rossby-radius in the Gulf of Finland // Cont. Shelf Res. 2003. V. 23, N 6. P. 563–573.
20. Preventive methods for coastal protection: Towards the use of ocean dynamics for pollution control / Eds. Soomere T., Quak E. Springer, 2013. 442 p.
21. Madec G., Delecluse P., Imbard M., Levy C. OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. Note du Pole de modelisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). France: 1998, N 11. 91 p.
22. Madec G. NEMO ocean engine. Version 3.4. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France: 2012, N 27. 367 p.
23. Liu H., Holt J. T. Combination of the Vertical PPM Advection Scheme with the Existing Horizontal Advection Schemes in NEMO, MyOcean Science Days. URL: http://mercator-myocanv2.netaktiv.com/MSD_2010/Abstract/Abstract_LIUhedong_MSD_2010.doc, 2010. (дата обращения: 01.07.2014).
24. Rodi W. Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified fluids // J. Geophys. Res. 1987. V. 92(C5). P. 5305–5328.
25. Galperin B., Kantha L. H., Hassid S., Rosati A. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows // J. Atmos. Sci. 1988. V. 45. P. 55–62.
26. Kantha L. H., Clayson C. A. An improved mixed layer model for geophysical applications // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 25,235–25,266.
27. Bougeault P., Lacarrère P. Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta-Scale Model // Mon. Wea. Rev. 1989. V. 117. P. 1872–1890.
28. Mellor G. L., Yamada T. A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers // J. Atmos. Sci. 1974. V. 31. P. 1791–1806.
29. Gaspar P., Gregoris Y., Lefevre J.-M. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing Tests at station papa and long-term upper ocean study site // J. Geophys. Res. 1990. V. 95(C9). P. 16179–16193.
30. Umlauf L., Burchard H. A Generic Length-scale Equation for Geophysical Turbulence Models // J. Mar. Sys. 2003. V. 61, N 2. P. 235–265.
31. Umlauf L., Burchard H. Second-order Turbulence Closure Models for Geophysical Boundary Layers a Review of Recent Work // J. Mar. Sys. 2005. V. 25. P. 795–827.
32. Funkquist L. HIROMB, an operational eddy-resolving model for the Baltic Sea // Bulletin of the Maritime Institute in Gdansk. 2001. V. XXVIII, N 2. P. 7–16.
33. High Resolution Limited Area Modelling project HIRLAM. URL: <http://hirlam.org> (дата обращения: 01.02.2013).
34. Ståhlacke P., Grimvall A., Sundblad K., Tonderski A. Estimation of riverine loads of nitrogen and phosphorus to the Baltic Sea 1970–1993 // Environ. Monit. Assess. 1999. V. 58. P. 173–200.
35. NASA's OceanColor Web. URL: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения: 01.07.2014).
36. BED — Baltic Environmental Database at Baltic Nest Institute. URL: <http://nest.su.se/bed> (дата обращения: 01.07.2014).

Статья поступила в редакцию 17.04.2015 г.

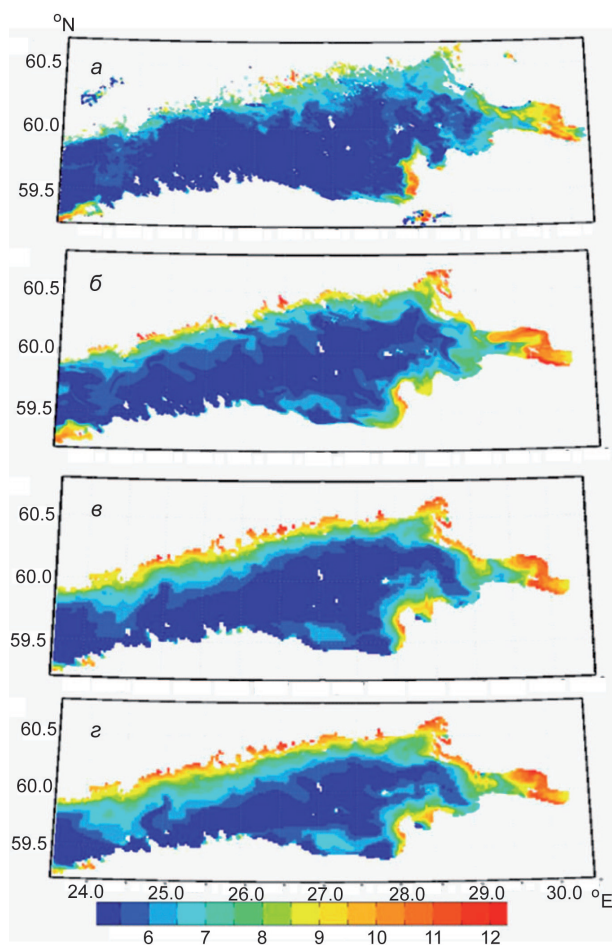


Рис. 1. Распределение ТПМ (°C) в Финском заливе 20 мая 2011 г. по спутниковым данным MODIS (*а*) и результатам расчета: *б* — на сетке с горизонтальным разрешением 0.5 км при $C_{lim} = 0.53$; *в* — на сетке с горизонтальным разрешением 2.0 км при $C_{lim} = 0.53$; *з* — на сетке с горизонтальным разрешением 2.0 км при $C_{lim} = 0.26$.

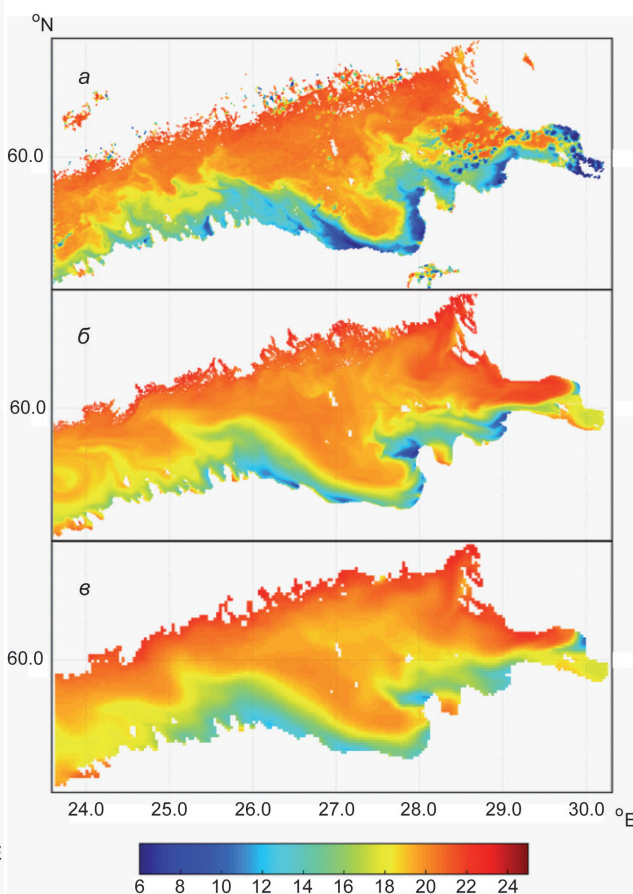


Рис. 2. Распределение ТПМ (°C) в Финском заливе 2 августа 2011 г. по спутниковым данным MODIS (*а*) и результатам расчета на сетках с горизонтальным разрешением 0.5 км (*б*) и 2.0 км (*в*).

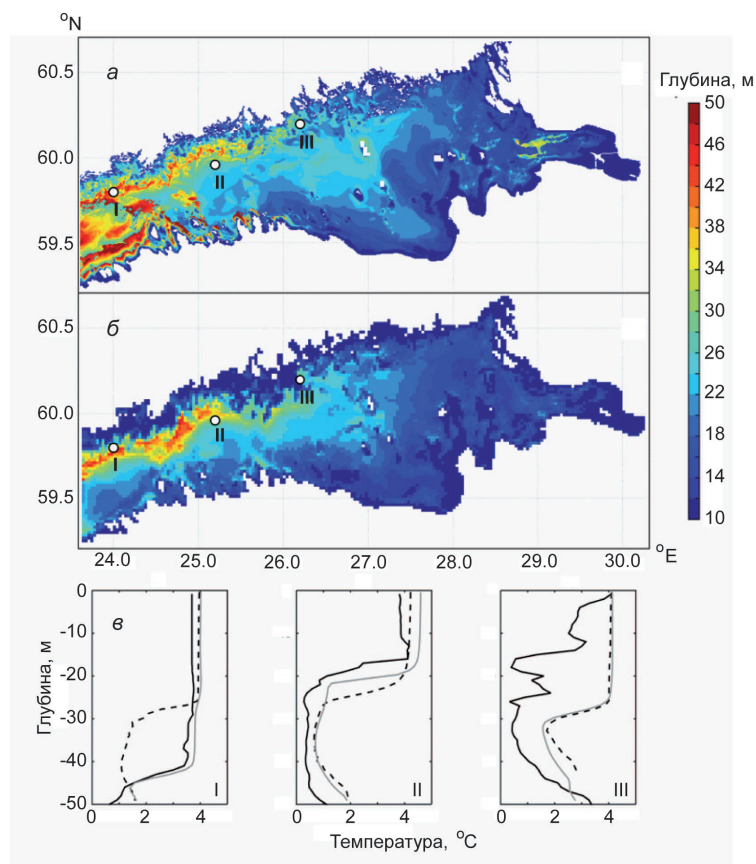


Рис. 4. Глубина перемешанного слоя в Финском заливе 20 мая 2011 г.
a, б — горизонтальное распределение, рассчитанное на сетках 0.5 и 2.0 км, соответственно;
в — вертикальные профили температуры (°C) в соответствующих точках (I, II и III), показанных на *a* и *б*.
 Черные кривые — данные CTD зондирования из базы данных BED;
 пунктир и серые кривые — расчеты на сетках 2.0 и 0.5 км.