

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕВЕРОМОРСКОЙ ВОДЫ В БОРНХОЛЬМСКОМ БАССЕЙНЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Царев В.А., Динь Н.Х.

*Российский государственный гидрометеорологический университет, 192007,
Санкт-Петербург, Воронежская улица, дом 79,
e-mail: tsarev@rshu.ru*

Статья поступила в редакцию 11.03.2019, одобрена к печати 24.07.2019

С помощью математического моделирования рассматриваются особенности распространения североморских вод в Борнхольмском бассейне на примере крупного залива, происшедшего в январе 2003 г. Для лучшего разрешения придонных процессов в модели придонного плотностного потока расчетная область разбивается по вертикали на придонную и вышележащую области. В нижней области толщиной 20 м шаг сетки по вертикали составляет 1 м. Основные уравнения модели преобразуются для каждой из областей с использованием σ -координаты. По результатам моделирования выделены особенности распространения североморской воды, а также связанное с ним изменение поля солёности в вышележащем слое. Получены оценки возможного влияния связанных с заливом баротропных течений на распространение солёных североморских вод

Ключевые слова: Борнхольмский бассейн, Большие балтийские заливы, придонные плотностные потоки, Балтийское море, низкочастотные нагоны

Введение

В Балтийском море эпизодически отмечаются случаи интенсивного водообмена через Датские проливы, при которых за 10–20 сут через проливы проходит объём воды, составляющий более 200 км³. Такие заливы из Северного моря называются Большими балтийскими заливами (the major Baltic inflow) (Matthäus, Franck, 1992; Meier et al., 2004). В результате больших заливок в Арконский бассейн поступает значительный объём воды, обладающей высокой солёностью (иногда более 20 епс), которая существенно превышает солёность придонной воды бассейна (Lehmann et al., 2004). Под влиянием возникающей в результате аномалии плотности и рельефа дна происходит перенос придонных солёных вод (плотностной поток) в сторону Борнхольмского бассейна. После прохождения Борнхольмского пролива плотностной поток распространяется в придонном слое Борнхольмского бассейна, вытесняя старую придонную воду, как правило, характеризующуюся низким содержанием кислорода. При вытеснении старой придонной воды происходит одновременно частичное вовлечение этой воды в плотностной поток, что приводит к увеличению объёма воды придонного плотностного потока. Процесс интенсивного вовлечения

старой придонной воды в распространяющийся плотностной поток, в частности, иллюстрируется данными о распределении температуры вод в Борнхольмском бассейне в период большого залива 2003 г., где отмечаются включения старой воды в области плотностного потока (Piechura, Beszczyńska Moller, 2003). Увеличение толщины поступающего плотностного потока позволяет ему преодолеть порог, разделяющий Борнхольмский бассейн со Слупским желобом, и продолжить распространение в Слупском желобе, где также происходит аэрация старой придонной воды. Вовлечение старой придонной воды в плотностной поток приводит к уменьшению концентрации содержания кислорода, которая, тем не менее, остается достаточно высокой. С течением времени процесс обновления придонной воды в Слупском желобе завершается формированием обогащенного кислородом придонного плотностного потока из Слупского желоба в следующие котловины центральной части Балтийского моря. При этом происходит обновление старых придонных вод в котловинах Балтийского моря, которое обычно сопровождается увеличением их солености и содержания кислорода. Таким образом, с распространением североморских вод связано формирование переноса соли и кислорода к основным котловинам Балтийского моря. Распространение придонного плотностного потока связано с влиянием различных внешних факторов, включая баротропные течения, обусловленные загоном воды через Датские проливы, бароклинные течения, обусловленные распределением фонового поля плотности в бассейнах, а также ветровые течения и другие факторы. При водообмене через проливы происходит возмущение уровня моря в Арконском бассейне, распространяющееся в виде длинной волны к вершинам Ботнического и Финского заливов. При распространении этой волны, в результате ее частичного отражения на особенностях берегового контура и неоднородностях рельефа морского дна, происходит формирование вторичных волн. Их сложение определяет структуру формирующихся при загомах баротропных горизонтальных течений. Формирование Больших загомов в первую очередь связано с действием продолжительного сильного западного ветра. Большим загомам обычно предшествует значительное понижение уровня Балтийского моря, вызванное восточным ветром (Matthaus, Schinke, 1994). В период залива ветер обычно направлен в сторону центральной части Балтийского моря. При этом изменяется вертикальная структура течений, что может влиять на распространение у дна североморской воды.

К настоящему времени, несмотря на накопленный архив данных наблюдений (Jakobsen, 1995; Feistel et al., 2003; Matthäus, Frank, 1992; Meier et al., 2006; Piechura, Beszczyńska Moller, 2003) и опыт математического моделирования данного процесса (Andrejev et al., 2002; Lehmann, 1995; Lehmann et al., 2004; Meier et al., 2004), сохраняется потребность как в углублении понимания его структуры и механизма, так и в уточнении описывающих его математических моделей.

Основной целью работы являлось изучение с помощью моделирования особенностей распространения североморской воды в Борнхольмском бассейне,

включая траекторию распространения придонного плотностного потока, его трансформацию, его влияние на поле солёности в вышележащем слое, а также оценка влияния на распространение североморских вод, обусловленных водообменом через проливы баротропных течений. Учет влияния ветровых течений на распространение североморской воды не входил в задачу работы. Для описания процесса распространения североморской воды в Борнхольмском бассейне используется трехмерная гидростатическая модель плотностного потока. Особенностью модели является использование особой структуры расчетной области, при которой в придонном слое толщиной 20 м узлы сетки по вертикали располагаются с шагом в 1 м. Это позволяет добиться лучшего разрешения при описании структуры плотностного потока. В модели также учитывается горизонтальная адвекция соли баротропными течениями, формирующимися в результате водообмена через проливы. Расчет скоростей баротропных течений выполнялся с помощью двумерной баротропной модели в приближении длинных волн.

Баротропные процессы

Формирование баротропных течений при длиннопериодных затоках связано с процессом наложения различных длинных волн, одна из которых распространяется от проливов к вершинам Финского и Ботнического заливов Балтийского моря, а другие представляют собой обратные длинные волны, возникающие при частичном отражении первой у береговой границы, а также на неоднородностях морфометрии и рельефа дна. Поэтому вначале выполнялся расчет баротропных течений для области, включающей все Балтийское море, начиная от Датских проливов (рис. 1б). Позже полученные результаты расчетов интерполировались на область, используемую в трехмерной бароклинной модели (рис. 1а), описывающей распространение североморской воды. При расчетах баротропных течений использовалась двумерная баротропная модель в приближении длинных волн:

$$\frac{\partial u_m}{\partial t} - f v_m = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{c_b \rho_0}{H} \sqrt{u_m^2 + v_m^2} u_m + k_l \left(\frac{\partial^2 u_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_m}{\partial y^2} \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial v_m}{\partial t} + f u_m = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{c_b \rho_0}{H} \sqrt{u_m^2 + v_m^2} v_m + k_l \left(\frac{\partial^2 v_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_m}{\partial y^2} \right), \quad (2)$$

$$\frac{\partial(u_m H)}{\partial x} + \frac{\partial(v_m H)}{\partial y} = -\frac{\partial \xi}{\partial t}, \quad (3)$$

где u_m, v_m – составляющие средней по глубине скорости течений по осям x и y соответственно; ξ – возмущение уровня свободной поверхности моря; H – глубина; f – параметр Кориолиса; c_b – коэффициент придонного трения; g – ускорение силы тяжести; k_l – коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости; t – время.

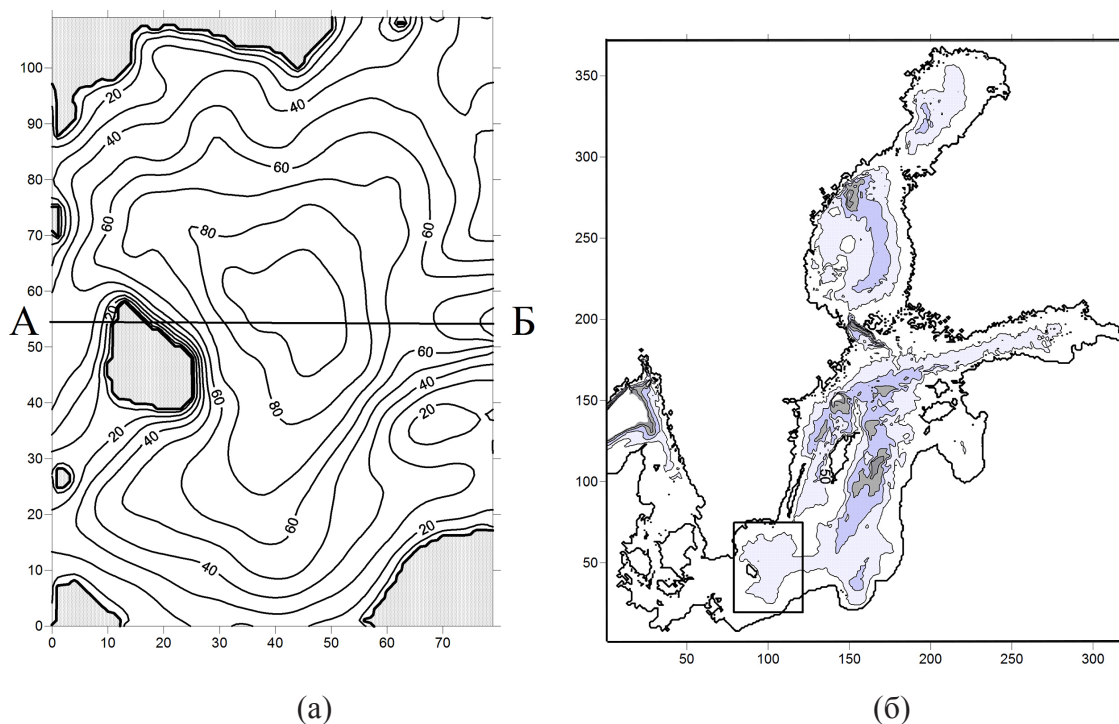


Рис. 1. Распределение глубины в расчетной области (а) и ее положение на карте Балтийского моря (б); на горизонтальной и вертикальной осях указаны номера расчетных узлов.

Моделирование проводилось на примере залива, происходившего в январе–феврале 2003 г. Расчеты проводились для периода от 12 января до 25 февраля 2003 г. При этом в проливах Б. Бельт и Зунд задавались величины расходов, рассчитанные по данным об изменении объема воды в Балтийском море в течение рассматриваемого периода, приведенные в (Lehmann et al., 2004). При этом учитывались сведения о сроках протекания Больших затоков в проливах Большой Бельт и Зунд, представленные в (Piechura, Beszczyńska Moller, 2003). По результатам расчетов, в течение моделируемого процесса на всей акватории Балтийского моря отмечалось достаточно однородное изменение возмущения уровня. Наибольшая продольная изменчивость возмущения уровня отмечалась в области Арконского бассейна. В остальной части моря преобладала поперечная изменчивость возмущения уровня моря по отношению к продольной. При этом временная изменчивость возмущения уровня заметно преобладала над пространственной изменчивостью. В период залива наибольшие скорости баротропных течений отмечались в окрестности о. Борнхольм и в южной части Борнхольмского бассейна. Также отмечалось увеличение скорости течений в области порога у Слупского желоба. По расчетам при изменении величины расхода на границе происходило изменение модуля баротропных скоростей течений. При этом картина распределения векторов скоростей течений сохранялась (рис. 2).

При смене залива на вынос отмечалось изменение направления векторов скоростей течений на противоположное. Было отмечено, что величина модуля скоростей течений пропорциональна расходу в проливах. Это позволило в модели

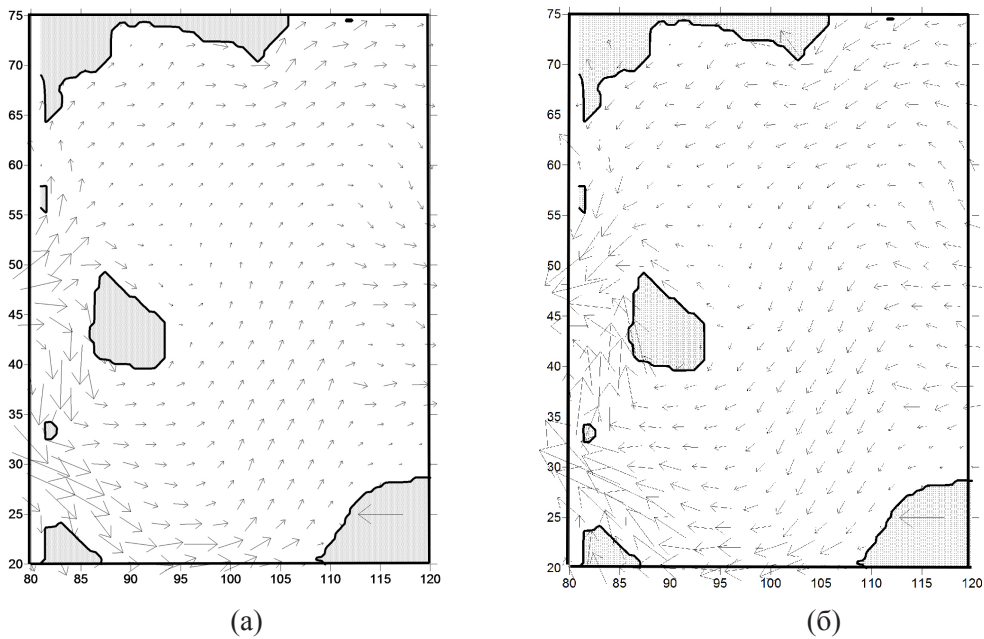


Рис. 2. Распределения скорости течений, рассчитанных на моменты затока (20.01.2003) (а) и выноса (05.02.2003) (б) воды через проливы. На рис. (а) стрелка в нижнем правом углу соответствует скорости течений $20 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$, на рисунке (б) – $5 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$; на горизонтальной и вертикальной осях указаны номера расчетных узлов.

распространения придонной соленой воды использовать распределение скоростей течений, рассчитанное для максимального затока. Изменение скоростей течений, возникающее при изменении расхода на границах, учитывалось умножением модуля этих течений на коэффициент, представляющий собой отношение фактической величины расхода к его максимальной величине.

Модель придонного плотностного потока

Распространение в придонном слое соленой североморской воды описывалось с помощью модели придонного плотностного потока, представленной в (Динь, 2018). Так как плотностной поток распространяется преимущественно в относительно небольшом по толщине придонном слое, то для его более детального описания расчетная область разбивалась по глубине на две подобласти. Нижняя подобласть располагалась непосредственно у дна и имела толщину 20 м. Выше располагалась вторая подобласть. В случае, когда глубина моря оказывалась меньше 20 м, при расчетах распространения соленой воды глубина моря принималась равной 21 м. Входящие в модель уравнения движения, неразрывности и переноса соли записывались с использованием вместо z безразмерных переменных. Для нижнего придонного слоя ($H > z > H_1$) использовалась переменная $\sigma_1 = \frac{z - H_1}{H - H_1}$.

При этом исходная система уравнений принимала вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^{\sigma} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{1}{(H - H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma_1} \right) d\sigma_1 + \frac{1}{(H - H_1)} \frac{\partial}{\partial \sigma_1} \left(\frac{k_z}{(H - H_1)} \frac{\partial u}{\partial \sigma_1} \right), \quad (4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^{\sigma_1} \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma_1} \right) d\sigma_1 + \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial}{\partial \sigma_1} \left(\frac{k_z}{(H-H_1)} \frac{\partial v}{\partial \sigma_1} \right), \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma_1} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\sigma}{(H-H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma_1} + \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial w}{\partial \sigma_1} = 0, \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + (u+\bar{u}) \frac{\partial S}{\partial x} - (u+\bar{u}) \frac{\sigma_1}{H_1} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial S}{\partial \sigma_1} + (v+\bar{v}) \frac{\partial S}{\partial y} - (v+\bar{v}) \frac{\sigma_1}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial S}{\partial \sigma_1} + w \frac{1}{H_1} \frac{\partial S}{\partial \sigma_1} = \\ = \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma_1} \left(\frac{k_z}{H_1} \frac{\partial S}{\partial \sigma_1} \right) + K_l \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right). \end{aligned} \quad (7)$$

Для вышележащего слоя использовалась переменная $\sigma_2 = \frac{z}{H_1}$.

Аналогичные уравнения для верхнего подслоя записывались в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^{\sigma_2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\sigma_2}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma_2} \right) d\sigma_2 + \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma_2} \left(\frac{k_z}{H_1} \frac{\partial u}{\partial \sigma_2} \right), \quad (8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^{\sigma_2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\sigma_2}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma_2} \right) d\sigma_2 + \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma_2} \left(\frac{k_z}{H_1} \frac{\partial v}{\partial \sigma_2} \right), \quad (9)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\sigma_2}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma_2} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\sigma_2}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma_2} + \frac{1}{H_1} \frac{\partial w}{\partial \sigma_2} = 0, \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + (u+\bar{u}) \frac{\partial S}{\partial x} - \frac{u+\bar{u}}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial S}{\partial \sigma_2} + (v+\bar{v}) \frac{\partial S}{\partial y} - \frac{(v+\bar{v})}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial S}{\partial \sigma_2} + w \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial S}{\partial \sigma_2} = \\ = \frac{1}{(H-H_1)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma_2} \left(K_z \frac{\partial S}{\partial \sigma_2} \right) + K_l \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right). \end{aligned} \quad (11)$$

Кроме этого использовалось уравнение состояния:

$$\rho = \rho_0 + \alpha_s S, \quad (12)$$

где u, v, w – составляющие скорости течений по x, y и z соответственно; \bar{u}, \bar{v} – средние по глубине составляющие скоростей течений, рассчитанные по баротропной модели; S – соленость; H – глубина моря; H_1 – толщина верхнего слоя; ρ – плотность; f – параметр Кориолиса; α_s – коэффициент халинного сжатия.

Боковая левая жидкая граница расчетной области проходила левее острова Борнхольм, а правая жидкая граница располагалась по середине Слупского желоба (см. рис. 1). В качестве начальных условий принималось отсутствие скоростей течений и возмущения уровня свободной поверхности. При задании начального распределения солености использовались данные наблюдений о распределении солености в Борнхольмском бассейне для декабря 2002 г. (Piechuga, Beszczyńska Moller, 2003). Эти данные также использовались при формулировке граничных условий на левой жидкой границе. На правой границе задавалось условие равенства нулю производной по нормали $\frac{\partial S}{\partial n} = 0$, где n – нормаль. Это соотношение использовалось также в качестве граничных условий на твердой боковой границе,

для дна и для морской поверхности. Расчетная область покрывалась сеткой размером 80×110 узлов по горизонтали и 40 узлов по вертикали. Горизонтальный шаг сетки составил 1.8 км. В придонном слое расчетные узлы располагались с шагом 1 м. Выше расстояния между узлами по вертикали равнялись $1/19$ от толщины верхнего слоя.

По расчетам придонная соленая вода распространяется из Арконского бассейна вдоль южного контура Борнхольмского пролива в виде узкого потока. Через несколько дней она достигала Борнхольмского бассейна, где продолжала движение к югу вдоль восточной боковой границы о. Борнхольм. Направление ее движения в основном совпадало с направлением изобат. Толщина основного потока придонной соленой воды вначале составляла около 10 м, а скорость течений достигала величины 10 смс^{-1} . При достижении потоком областей с меньшим наклоном дна происходило уменьшение скорости потока и увеличение его толщины и ширины. При увеличении ширины потока его левая часть смещается к области с изобатами, имеющими направление, отличное от направления изобат в области основной части потока. В результате придонный поток разделялся на новые ветви (рис. 3).

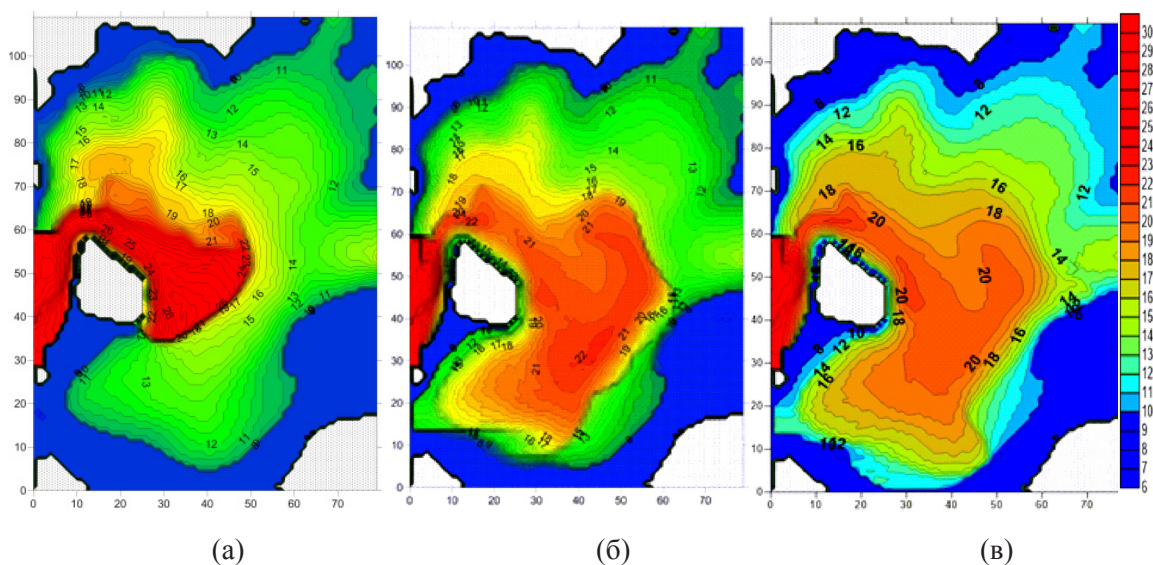


Рис. 3. Рассчитанное распределение придонной солености 25.01.2003 (а), 05.02.2003 (б) и 15.02.2003 (в); на горизонтальной и вертикальной осях указаны номера расчетных узлов.

Образование новых ветвей уже 25.01.03 отмечалось к северо-востоку от о. Борнхольм и восточнее острова. Позже образование новых ветвей отмечалось в южной части бассейна. Основной поток и его ветви продолжали распространяться преимущественно вдоль изобат, но на разных глубинах. Распространение придонного потока соленой воды привело к вытеснению старой придонной воды, что проявилось в подъеме изохалин в вышележащих горизонтах моря (рис. 4).

Для оценки влияния баротропных течений на распространение придонных соленых вод в Борнхольмском бассейне расчеты были повторены при задании скорости баротропных течений равными нулю. При сопоставлении результатов расчетов можно отметить, что на начальном этапе баротропные течения приводят

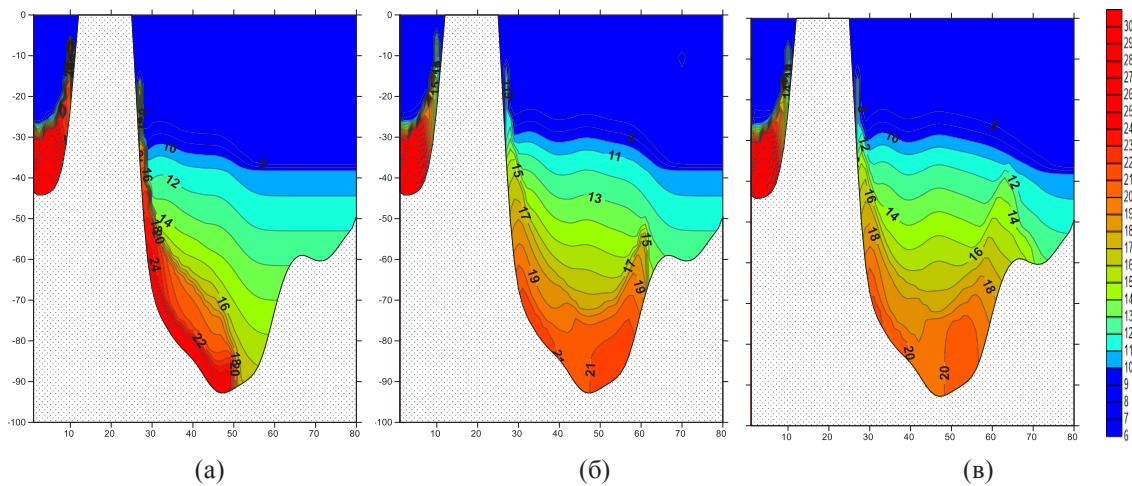


Рис. 4. Распределение солёности (епс) на сечении АБ (см. рис. 1а), рассчитанное с учетом связанной с затоком баротропной составляющей скоростей течений (а) на 25.01.2003 (а), 05.02.2003 (б) и 15.02.2003 (в); на горизонтальной оси указаны номера расчетных узлов. На вертикальной – глубина в метрах.

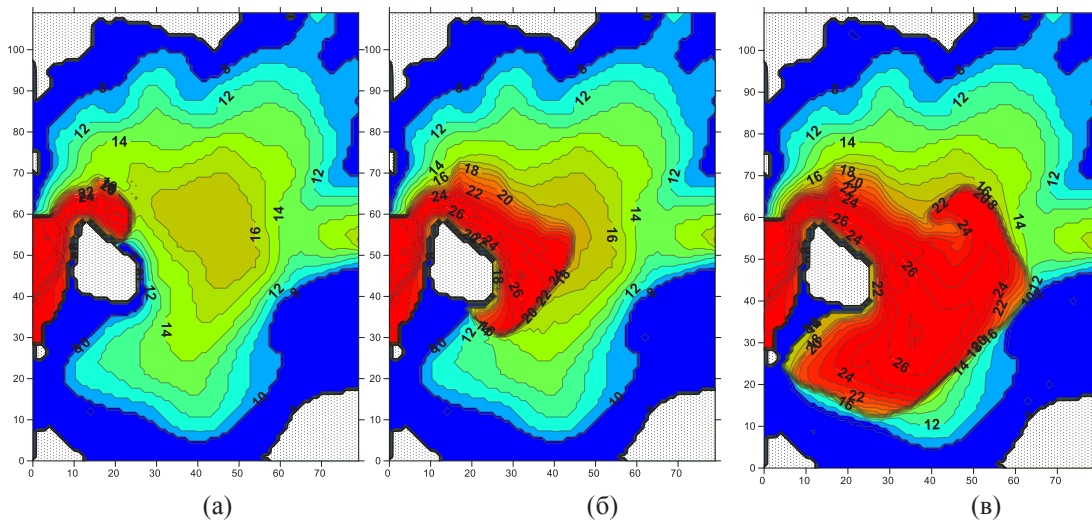


Рис. 5. Распределение придонной солёности (епс), рассчитанное с исключением связанной с затоком баротропной составляющей скоростей течений 25.01.2003 (а), 05.02.2003 (б) 15.02.2003 (в); на горизонтальной и вертикальной осях указаны номера расчетных узлов.

к более быстрому достижению солёной водой Борнхольмского бассейна (рис. 5–6). Позже, когда баротропные течения меняют направление на противоположное, объём поступающей солёной воды существенно уменьшается.

Для оценки достоверности полученных результатов были получены распределения солёности воды на разрезах, соответствующих расположению разрезов, для которых в публикациях представлены результаты натурных наблюдений. На рис. 7а представлено расположение разреза в Борнхольмском бассейне, для которого в период с 13 по 18 февраля 2003 г. были проведены съемки вертикального распределения солёности, представленные в (Piechura, Beszczyńska Moller, 2003), а также на рис. 7б показано расположение соответствующего разреза, для которого представлены результаты расчетов распределения солёности на 15.02.2003 г.

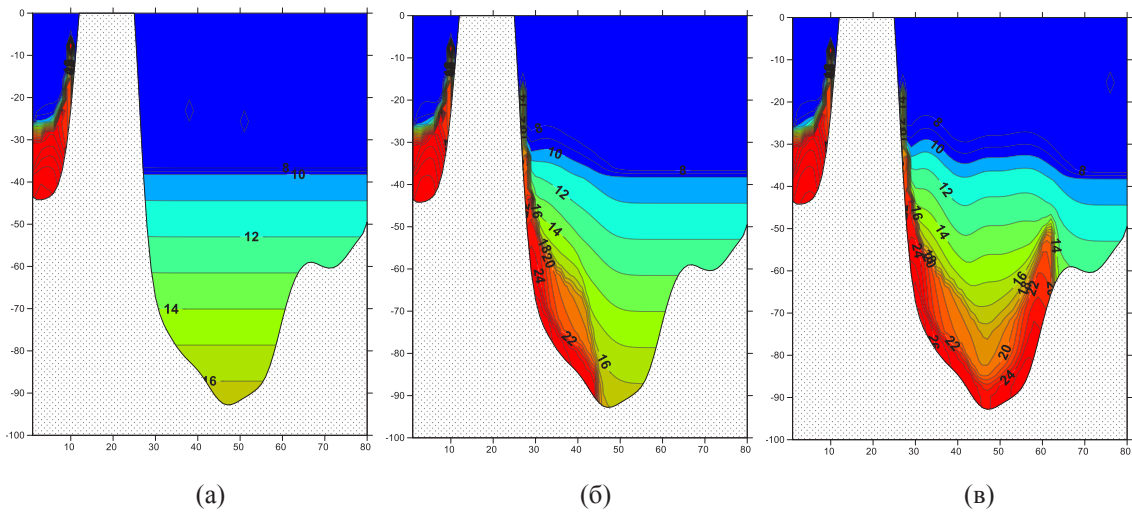


Рис. 6. Распределение солёности (псв) на сечении АБ, рассчитанное с исключением связанной с затоком баротропной составляющей скоростей течений на 25.01.2003 (а), 05.02.2003 (б) и 15.02.2003 (в); на горизонтальной оси указаны номера расчетных узлов, на вертикальной – глубина в метрах.

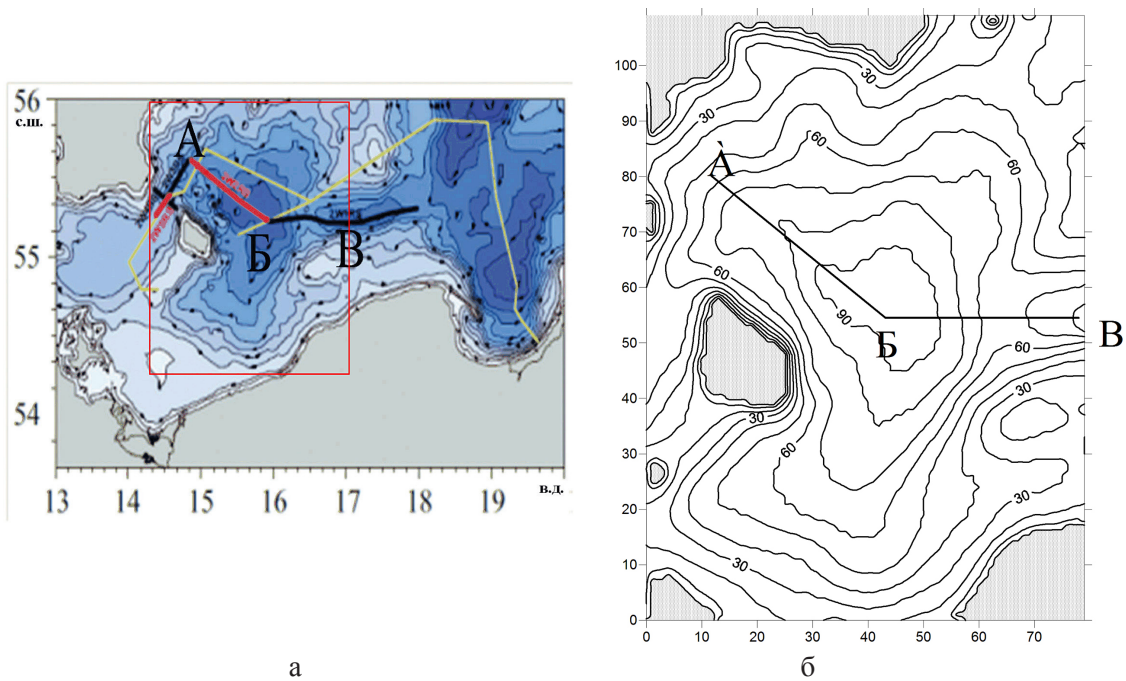


Рис. 7. Схема расположения разрезов, для которых представлены данные натуральных наблюдений (Piechura, Beszczyńska Moller, 2003) – а; результаты расчетов по модели в период наблюдений в феврале 2003 г. – б; прямоугольник – положение расчетной области; на б на горизонтальной и вертикальной осях указаны номера расчетных узлов, на а – указана долгота.

На рис. 8а, б показаны результаты расчетов и данные натуральных съемок соответственно. Вертикальная белая линия на рис. 8б отмечает расположение границы между прямолинейными участками разреза. При их сопоставлении можно отметить, что полученное по модели распределение солёности в целом соответствует фактическим данным.

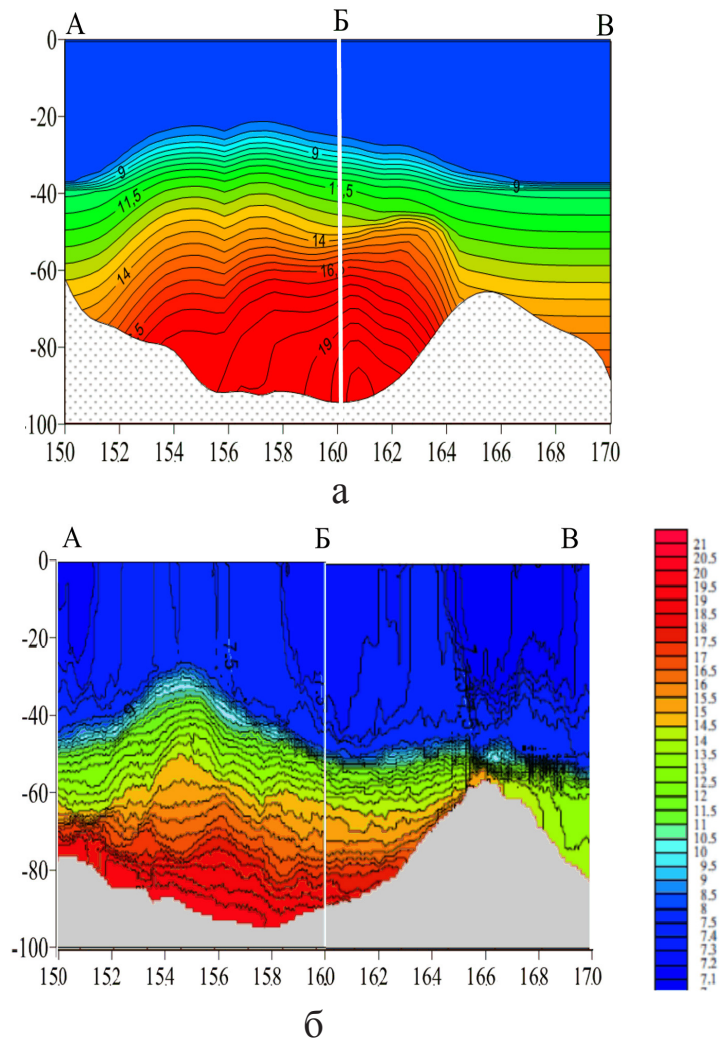


Рис. 8. Распределения солености (eps) на сечении АБВ на 15.02.2003 г.; а – рассчитанное по модели; б – полученное по натурным данным (Piechura, Beszczyńska Moller, 2003 г.); на горизонтальной оси указаны номера расчетных узлов; на вертикальной – глубина в метрах.

На разрезе выделяется придонный слой повышенной солености с соленостью, соответствующей натурным данным. Над придонным плотностным потоком отмечается возмущение фонового поля солености, что также согласуется с данными наблюдений. При этом следует отметить, что полученная по расчетам толщина придонного плотностного потока оказалась больше, так что на 15.02.2003 г. по расчетам плотностной поток уже поднялся на уровень порога Слупского желоба.

Выводы

По результатам моделирования отмечено, что при долгопериодных заторах устанавливается определенная векторная картина скоростей баротропных течений. При изменении расхода в области Датских проливов меняется лишь модуль

скорости, изменение которого пропорционально изменению расхода в проливах. Изменение знака расхода в проливах приводит к изменению знака скорости течений на противоположный.

Выделение в расчетной области придонной подобласти и использование σ -координаты позволило получить более детальные результаты моделирования, включая особенности вертикальной структуры плотностного потока, траекторию его распространения, образование отдельных ветвей потока. Полученные результаты расчетов вертикальной структуры поля солёности, формирующегося в период затора в Борнхольмский бассейн североморской воды в январе 2003 г., в целом соответствуют имеющимся данным натурных наблюдений.

Моделирование также позволило выделить трансформацию фонового поля солёности, обусловленного вытеснением придонной воды при распространении плотностного потока, которая проявилась в подъеме изохалин над придонным плотностным потоком. Ожидалось, что образующееся при этом возмущение поля плотности под влиянием наклона дна должно было сформировать процессы по типу бароклинных топографических волн Россби. Это должно было создать перенос возмущения изохалин вдоль изобат в сторону Слупского желоба. При моделировании данный процесс не обнаружен. Возможно, это связано с тем, что, в период расчетов скорость распространения придонных вод превышала скорость бароклинных топографических волн.

Сопоставление результатов расчетов, полученных с учетом баротропных течений и без их учета, позволило отметить, что в первом случае происходит более быстрое на начальном этапе распространение североморской воды в Борнхольмском бассейне. Однако в феврале их распространение становится меньше, чем в случае, когда баротропные течения не учитывались. Это связано с тем, что в январе баротропные течения имели направление в сторону Борнхольмского бассейна, а позже их направление менялось на противоположное.

Исследование выполнялось в рамках госбюджетной темы «Разработка математической модели придонных плотностных потоков в шельфовых морях».

Литература

- Динь Н.Х. Особенности распространения североморских вод в Борнхольмском бассейне: Дисс. на соискание ученой степени кандидата географических наук: 25.00.28. СПб.: СПбГУ. 2018. 159 с.
- Andrejev O., Myrberg K., Mälkki P., Perttilä M. Three-dimensional modelling of the Baltic main inflow in 1993 // *Environmental and Chemical Physics*. 2002. Vol. 24. No. 3. P. 121–126.
- Feistel R., Nausch G., Mattheaus W., Hagen E. Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003 // *Oceanologia*. 2003. Vol. 45. No. 4. P. 623–642.
- Jakobsen F. The major inflow to the Baltic Sea during 1993 // *Journal of Marine Systems*. 1995. Vol. 6. P. 227–240.
- Lehmann A. A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea // *Tellus*. 1995. Vol. 47A. P. 1013–1031.

Царев В.А., Динь Н.Х.

- Lehmann A., Lorenz P., Jacob D.* Modelling the exceptional Baltic Sea inflow events in 2002– 11 2003 // *GeophysicalResearchLetters*. 2004. Vol. 31. P. L21308. DOI:10.1029/2004GL020830.
- Matthäus W., Franck H.* Characteristics of major Baltic inflows – a statistical analysis // *Continental Shelf Research*. 1992. Vol. 12. P. 1375–1400.
- Matthaus W., Schinke H.* Mean atmospheric circulation patterns associated with major Baltic inflows // *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*. 1994. Vol. 46. P. 321–339.
- Meier H.E.M., Döscher R., Broman B., Piechura J.* The Major Baltic Inflow in January 2003 and preconditioning by smaller inflows in summer/autumn 2002: A model study // *Oceanologia*. 2004. Vol. 46. P. 557–579.
- Meier H.E.M., Feistel R., Piechura J.* Ventilation of the Baltic Sea deep water: A brief review of present knowledge from observations and models // *Oceanologia*. 2006. Vol. 48 (S). P. 133–164.
- Piechura J., Beszczyńska Moller A.* Inflow waters in the deep regions of the southern Baltic Sea – transport and transformations // *Oceanologia*. 2003. Vol.45 (4). P. 593–621.

FEATURES OF THE NORTH SEA WATER SPREADING IN THE BORNHOLM BASIN BY MODEL RESULTS

Tsarev V.A., Ding N.Kh.

*Russian State Hydrometeorological University, 192007, St. Petersburg,
Voronezhskaya street 79, e-mail: tsarev@rshu.ru
Submitted 11.03.2019, accepted 24.07.2019*

With the help of mathematical modeling, the features of the distribution of North Sea waters in the Bornholm basin are considered on the example of a large inflow occurring in January 2003. For better resolution of bottom processes in the bottom density flow model, the computational domain is split vertically into bottom and overlying areas. In the lower region with a thickness of 20 m, the vertical grid spacing is 1 m. The basic equations of the model are transformed for each of the regions using σ -coordinate. According to the simulation results, the features of the distribution of North Sea water are highlighted, as well as the associated change in the salinity field in the overlying layer. Estimates of the possible influence of runoff currents on the distribution of North Sea waters are obtained.

Keywords: Bornholm basin, main Baltic inflows, near-bottom density flows, the Baltic Sea, low-frequency surge

References

- Andrejev O., Myrberg K., Mälkki P., and Perttilä M.* Three-dimensional modelling of the Baltic main inflow in 1993. *Environmental and Chemical Physics*, 2002. Vol. 24. No. 3, pp. 121–126.
- Dinh N.H.* Features of propagation of dense North sea waters in the Bornholm basin by simulation results: Diss for the degree of candidate of geographical sciences: 25.00.28. St. Petersburg: SPbSU, 2018, 159 p.

- Feistel R., Nausch G., Mattheaus W., and Hagen E.* Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003. *Oceanologia*, 2003, Vol. 45, No. 4, pp. 623–642.
- Jakobsen F.* The major inflow to the Baltic Sea during 1993. *Journal of Marine Systems*, 1995, Vol. 6, pp. 227–240.
- Lehmann A.* A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. *Tellus*, 1995, Vol. 47A, pp. 1013–1031.
- Lehmann A., Lorenz P., and Jacob D.* Modelling the exceptional Baltic Sea inflow events in 2002–2003. *Geophysical Research Letters*, 2004, Vol. 31, pp. L21308, doi:10.1029/2004GL020830.
- Matthäus W. and Franck H.* Characteristics of major Baltic inflows – a statistical analysis. *Continental Shelf Research*, 1992, Vol. 12, pp. 1375–1400.
- Matthäus W. and Schinke H.* Mean atmospheric circulation patterns associated with major Baltic inflows. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 1994, Vol. 46, pp. 321–339.
- Meier H.E.M., Döscher R., Broman B., and Piechura J.* The Major Baltic Inflow in January 2003 and preconditioning by smaller inflows in summer/autumn 2002: A model study. *Oceanologia*, 2004, Vol. 46, pp. 557–579.
- Meier H.E.M., Feistel R., and Piechura J.* Ventilation of the Baltic Sea deep water: A brief review of present knowledge from observations and models. *Oceanologia*, 2006, Vol. 48 (S), pp. 133–164.
- Piechura J. and Beszczyńska Moller A.* Inflow waters in the deep regions of the southern Baltic Sea – transport and transformations. *Oceanologia*, 2003, Vol. 45 (4), pp. 593–621.