

О.М. Владимирова, С.В. Лукьянов, Н.А. Подрезова, В.А. Царев

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННЫХ ВОД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

О.М. Vladimirova, S.V. Lukyanov, N.A. Podrezova, V.A. Tsaryov

FEATURES OF BOTTOM WATER SPREADDING IN THE CENTRAL PART OF THE BALTIC SEA

Представлена негидростатическая модель распространения придонных вод в центральной части Балтийского моря. Обсуждаются результаты моделирования распространения поступающей из Слупского желоба придонной воды.

Ключевые слова: негидростатическая модель, придонные плотностные потоки, Балтийское море, бароклинные течения, водообмен, обновление вод.

Non-hydrostatic model of bottom water spreading in the central part of the Baltic Sea is represented. The modeling results of bottom water transport from Slupsk channel are discussed.

Key words: non-hydrostatic model, bottom density flows, the Baltic Sea, baroclinic currents, water exchange, waters update.

Введение

Поступление североморской воды в Балтийском море представляет собой важное звено в процессе водообмена. Под влиянием залива североморской воды происходит аэрация котловин, формирование фоновых полей солёности и течений, устойчивости вертикального распределения плотности [15, 16]. Последние в значительной степени влияют на сезонные процессы, включая осенне-зимнюю конвекцию и вертикальные потоки тепла, а также на различные элементы экосистемы моря. Важность отмеченного процесса обусловила существенный интерес к его исследованию. Первые оценки объема поступающих в Балтийское море североморских вод были получены Кнудсеном, согласно которым их величина составляет $15\,000\text{ м}^3\text{с}^{-1}$. При этом Кнудсен использовал уравнения баланса массы и соли в целом для моря. Используя аналогичный подход, Омстед и Коутс [6] получили оценки объема поступления придонной воды для областей различных котловин. При этом они обнаружили, что объем поступления придонной воды увеличивается с удалением от внешних границ за счет вовлечения окружающей воды. Такие оценки носят климатический характер и не дают представлений об изменчивости поступления придонных вод. Первые исследования временной изменчивости залива североморских вод проводились для внешних проливов, включая Бельты и Зунд. Исходным материалом для исследований явились данные наблюдений за уровнем на прибрежных уровневых станциях и результаты измерений скоростей течений на плавмаяках. По результатам измерений расход в проливах определяется в основном разностью уровней в Каттегат и в Арконской впадине. Однако попытки

определения среднего расхода за период времени более месяца приводил к величине, близкой к нулю меняющей знак с увеличением периода осреднения. Это объяснялось ошибками, допускаемыми при измерении скоростей течений и при допущении, что поверхностная скорость течения соответствует средней скорости по сечению канала. Первые оценки временной изменчивости расхода придонных вод в Арконской впадине получил Сиджебрандт [9]. Он полагал, что придонная вода располагается в виде придонной линзы, в пределах которой вода, поступающая из Северного моря через проливы, распространяется геострофически в сторону пролива в Борнхольмскую впадину. В этом случае, принимая двухслойный характер распределения солёности, удаётся связать расход придонной воды с толщиной придонного слоя и разностью плотности верхнего и нижнего слоев. Такие характеристики можно получить по данным вертикального распределения солёности. Воспользовавшись длительным рядом съёмок вертикального распределения солёности в Арконской впадине на станции ВУ1, он получил оценки повторяемости интенсивности поступления придонных вод. По его оценкам, в частности, расходы воды, меньшие $30\,000\text{ м}^3\text{с}^{-1}$, характеризуются обеспеченностью 73 %. При этом могут отмечаться расходы порядка $100\,000\text{ м}^3\text{с}^{-1}$, но их повторяемость очень невысокая, составляя несколько процентов. Им же рассчитана повторяемость различных значений солёности придонной воды в интервале 10–20 ‰. Он также отметил, что величина солёности придонных вод связана с интенсивностью поступления североморской воды.

Первые измерения распространения придонных вод были проведены Уэлином на разрезе в Борнхольмском проливе. В течение ряда лет (с 1973 по 1977 г.) были проведены судовые измерения распределения на разрезе температуры, солёности и скорости течений с интервалом примерно в один месяц. В интервалах между наблюдениями проводились наблюдения за течениями в помощь самописцев. По результатам измерений средний расход придонных вод составил $14\,000\text{ м}^3\text{с}^{-1}$. Придонная вода распространяется на разрезе в слое порядка 10 м преимущественно вдоль правого берега. Измеренная скорость течений менялась в интервале 20–0 см с^{-1} . Подобные измерения также проводил Rydberg L. в районе Слупского желоба в августе 1976 г.

Скорость распространения придонных вод исследовалась по результатам измерения временной изменчивости температуры, солёности и содержания кислорода в придонном слое котловин. По данным наблюдений (Renk H) в период с ноября 1971 г. по февраль 1972 г. отмечалось увеличение солёности придонных вод в Арконской впадине с 17 до 22 ‰, что было обусловлено усилением притока через проливы североморской воды. По оценкам объём поступившей за этот период воды составил 30 км^3 . Вследствие этого затока в апреле отмечалось увеличение до 19 % придонных вод в Борнхольмской впадине. Соответствующее увеличение солёности в придонном слое Гданьской впадины до 13 ‰ отмечалось в мае. Отмеченный характер распространения придонной воды подтверждается из сопоставления временной изменчивости температуры придонной воды. Так, в придонном слое в Борнхольмской котловине в начале апреля отмечалось понижение температуры до 3° . В Гданьской впадине понижение температуры придонных вод отмечалось в мае 1972 г. одновременно с повышением солёности придонных вод. Синхронно с изменением отмеченных характеристик при прохождении придонных вод также происходило резкое увеличение концентрации

кислорода в придонной воде. В апреле 1972 г. в придонном слое Борнхольмской впадины, а в мае в Гданьской впадине отмечалось резкое увеличение концентрации растворенного кислорода соответственно до 8 и до 5 мг дм⁻¹. В предшествующий период отмечалось обеднение кислородом придонного слоя Борнхольмской и Готландской впадин и Слупского желоба с образованием сероводорода.

Как показывают наблюдения, распространение вод повышенной солености в придонном слое и вентиляция глубин в Балтийском море происходят в периоды значительного усиления залива североморских вод. Такие события, называемые большими или главными заливами происходят довольно редко. Чаще всего в период с августа по апрель. Хотя в период с 1897 по 1993 г. отмечалось около сотни таких заливок, они происходят нерегулярно, в результате чего процессы стагнации могут продолжаться более десяти лет. Последний залив произошел в январе 1993 г, чему предшествовал 16-летний период стагнации глубинных вод в центральной Балтике. Имеются результаты СТД измерений на заякоренных буевых станциях и на стандартных разрезах по тальвегу от порога Дарс до Готландской впадины при среднем расстоянии между зондированиями в 24 км. Кроме этого, известны результаты СТД измерений с горизонтальным разрешением 300–500 м, выполненные в период с 30 марта по 18 апреля на НИС «Профессор Штокман» в Слупском желобе и в восточной части Готландского бассейна [1]. По результатам измерений, интенсивное поступление североморских вод в Арконский бассейн происходило в период с 14 по 24 января 1993 г. При этом в Арконском бассейне за неделю изохалина 15 ‰ поднялась с глубины 38 до 10 м, а изохалина 20 ‰ — с 42 до 32 м. К середине февраля изохалины вновь вернулись на прежние глубины. Из Арконского бассейна придонная вода проникала в Борнхольмский бассейн. В результате этого соленость воды в придонном слое в период с января по март увеличилась с 15 до 20 ‰. Поступившая вода вытеснила старые придонные воды Борнхольмского бассейна на горизонты выше порога Слупского желоба (60 м). С начала марта начался перелив в Готландский бассейн. В начале апреля первые признаки обновления придонных вод были обнаружены в Готландской впадине, где за время с конца марта по июнь соленость на глубине 236 м повысилась с 11,0 до 11,7 ‰. В самом Слупском желобе вода с T-S характеристиками, соответствующими старым обновленным глубинным водам Борнхольмского бассейна, наблюдалась с марта по май. Ее поступление и перенос имели перемежающийся характер, о чем свидетельствовали обнаруженные изменения максимальной солености этих вод с характерным периодом в неделю. Согласно наблюдениям, на станции ВУ15 в Готландской впадине 21 апреля на глубинах более 100 м содержание кислорода было незначительным. При этом содержание сероводорода было низким у дна с увеличением на глубине 200 м. 4 июня повторные измерения показали наличие кислорода и полное отсутствие сероводорода во всей толще вод от поверхности до дна. В то же время в июне на станции ВУ15 в слое 130–195 м было зарегистрировано содержание сероводорода. Из этого делаются предположения, что за май 1993 г. произошла полная вентиляция всей толщи Готландской впадины, но не по всей акватории, а носила, вероятно, перемежающийся характер. В итоге до настоящего времени нет достаточных натуральных сведений для составления надежных представлений о схеме распространения придонных плотностных потоков в Балтийском море.

К настоящему времени известна серия работ, в которых представлены модели общей циркуляции Балтийского моря [17, 18]. Существенно меньше моделей распространения придонной воды в Балтийском море. В работе [7] используется осредненная по площади котловины одномерная модель вертикальной циркуляции, связанной с затоком соленых вод. В ряде работ с помощью двухслойных моделей исследуется основной механизм формирования придонных плотностных течений в Борнхольмском проливе, обусловленных действием направленной вдоль дна неуравновешенной составляющей силы тяжести. При этом анализируется роль таких факторов, как придонное трение, инерция, сила Кориолиса. В работах [5, 8, 9] рассмотрена двухмерная негидростатическая модель придонных гравитационных течений, с помощью которой рассматривается процесс опускания придонной линзы в Готландской впадине. Из-за ее двухмерности и отсутствия учета силы Кориолиса возникают трудности применения модели к моделированию распространения придонных вод в море. Представленные модели внесли существенный вклад в понимание механизма придонных плотностных течений и позволили перейти к формулировке трехмерных математических моделей распространения придонной воды в Балтийском море. В известных по публикациям трехмерных моделях динамики Балтийского моря основное внимание уделяется трехмерной циркуляции вод. Исследования, направленные на моделирование непосредственно распространения придонных плотностных потоков в Балтийском море, практически отсутствуют. Целью данной работы является попытка изучения возможных особенностей распространения и трансформации поступающей через Слупский желоб и распространяющейся в придонном слое центральной части Балтийского моря воды повышенной солености.

При формировании придонных плотностных течений одной из основных вынуждающих сил является неуравновешенная составляющая силы тяжести [2, 3]. В связи с этим для их моделирования целесообразно использовать негидростатические модели, включающие уравнения движения в приближении Буссинска, уравнение неразрывности, уравнение переноса соли и уравнение состояния морской воды. Одним из способов решения данной системы уравнений является применение метода векторного потенциала [4]. При его использовании для вихревой составляющей скоростей течений исходные уравнения движения преобразуются в уравнения завихренности, векторного потенциала. В итоге получается следующая система уравнений:

$$\frac{\partial \Omega_x}{\partial t} + u \frac{\partial \Omega_x}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_x}{\partial y} + w \frac{\partial \Omega_x}{\partial z} = f_z \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} + k_z \frac{\partial^2 \Omega_x}{\partial z^2} + k_l \nabla^2 \Omega_x, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Omega_y}{\partial t} + u \frac{\partial \Omega_y}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_y}{\partial y} + w \frac{\partial \Omega_y}{\partial z} = f_z \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} + k_z \frac{\partial^2 \Omega_y}{\partial z^2} + k_l \nabla^2 \Omega_y, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} + u \frac{\partial \Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_z}{\partial y} + w \frac{\partial \Omega_z}{\partial z} = -(\Omega_z + f_z) \frac{\partial w}{\partial z} + k_z \frac{\partial^2 \Omega_z}{\partial z^2} + k_l \nabla^2 \Omega_z, \quad (3)$$

$$\nabla^2 \Psi_x = -\Omega_x, \quad (4)$$

$$\nabla^2 \Psi_y = -\Omega_y, \quad (5)$$

$$\nabla^2 \Psi_z = -\Omega_z, \quad (6)$$

$$u = \frac{\partial \Psi_z}{\partial y} - \frac{\partial \Psi_y}{\partial z}, \quad (7)$$

$$v = \frac{\partial \Psi_x}{\partial z} - \frac{\partial \Psi_z}{\partial x}, \quad (8)$$

$$w = \frac{\partial \Psi_y}{\partial x} - \frac{\partial \Psi_x}{\partial y}, \quad (9)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \left(\frac{\partial}{\partial z} k_{sz} \frac{\partial S}{\partial z} \right) + k_{sl} \nabla^2 \Omega_x, \quad (10)$$

$$\rho = \rho_0 + \alpha_s S, \quad (11)$$

где u, v, w — составляющие скоростей течений вдоль осей x, y и z соответственно; $\Omega_x, \Omega_y, \Omega_z$ — составляющие завихренности; Ψ_x, Ψ_y, Ψ_z — составляющие векторного потенциала; S — соленость; ρ, ρ_0 — плотность и стандартная плотность морской воды; α_s — коэффициент халинного сжатия; g — ускорение свободного падения; f — параметр Кориолиса; k_z, k_1 — коэффициенты вектикальной и горизонтальной турбулентной вязкости; k_{sz}, k_{s1} — коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной диффузии.

Для завихренности в качестве граничных условий используются следующие соотношения [3]:

$$\Omega_x = 0, \quad \Omega_y = 0, \quad \frac{\partial \Omega_z}{\partial z} = 0 \quad \text{— на морской поверхности,}$$

$$\Omega_x = -\frac{c_0 \sqrt{u^2 + v^2}}{k_z \rho_0} u, \quad \Omega_y = -\frac{c_0 \sqrt{u^2 + v^2}}{k_z \rho_0} v, \quad \frac{\partial \Omega_z}{\partial z} = -\frac{c_0 \sqrt{u^2 + v^2}}{k_z \rho_0} \Omega_z \quad \text{— на дне.}$$

Для векторного потенциала соответствующие граничные условия записываются в виде:

$$\Psi_x = 0, \quad \Psi_y = 0, \quad \frac{\partial \Psi_z}{\partial z} = 0 \quad \text{— для свободной поверхности и дна,}$$
$$\Psi_z = 0, \quad \Psi_l = 0, \quad \frac{\partial \Psi_n}{\partial z} = 0 \quad \text{— для боковой поверхности,}$$

где Ψ_t , Ψ_n — соответственно касательная и нормальная составляющие векторного потенциала.

Для солёности на твердых боковых границах и на дне используется условие:

$$\frac{\partial S}{\partial n} = 0.$$

Для морской поверхности может использоваться такое же граничное условие или может задаваться солёность. На жидкой боковой границе обычно задается распределение солёности.

Особенности распространения придонной воды в центральной части Балтийского моря

Для получения представлений о характере распространения солёной придонной воды в южной части Балтийского моря в период ее затoka из Слупского желоба и ее последующей трансформации было проведено численное моделирование данного процесса с помощью представленной ранее модели. Расчеты проводились для прямоугольной области, расположенной в центральной части Балтийского моря, включающей Готландскую и Гданьскую впадины (рис. 1). Боковая граница рассматривалась как твердая, за исключением ее небольшого участка в районе расположения Слупского желоба, через который происходит заток придонной воды. Здесь в нижнем 10-метровом слое задавалась солёность 20 ‰, а выше 10 ‰. В качестве начальных условий задавалось однородное распределение солёности, равной 10 ‰ и отсутствие начальной скорости течений. На свободной поверхности в течение всего периода расчетов сохранялась солёность 10 ‰, учитывая таким образом в первом приближении распределяющее влияние речного стока. Вертикальный и горизонтальный коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости принимались равными $k_z = 10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, $k_l = 10 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Для коэффициентов вертикальной и горизонтальной турбулентной диффузии принимались следующие значения $k_{sz} = 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, $k_{sl} = 10 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$.

Задача решалась на сеточной области размером 49×103 узлов по горизонтали и 30 узлов по вертикали. Пространственные шаги по горизонтали составляли 2,5 км. В вертикальном направлении первые десять шагов от дна составляли 2 м, а выше равнялись $(H - 20 \text{ м})/19$, где H — общая глубина.

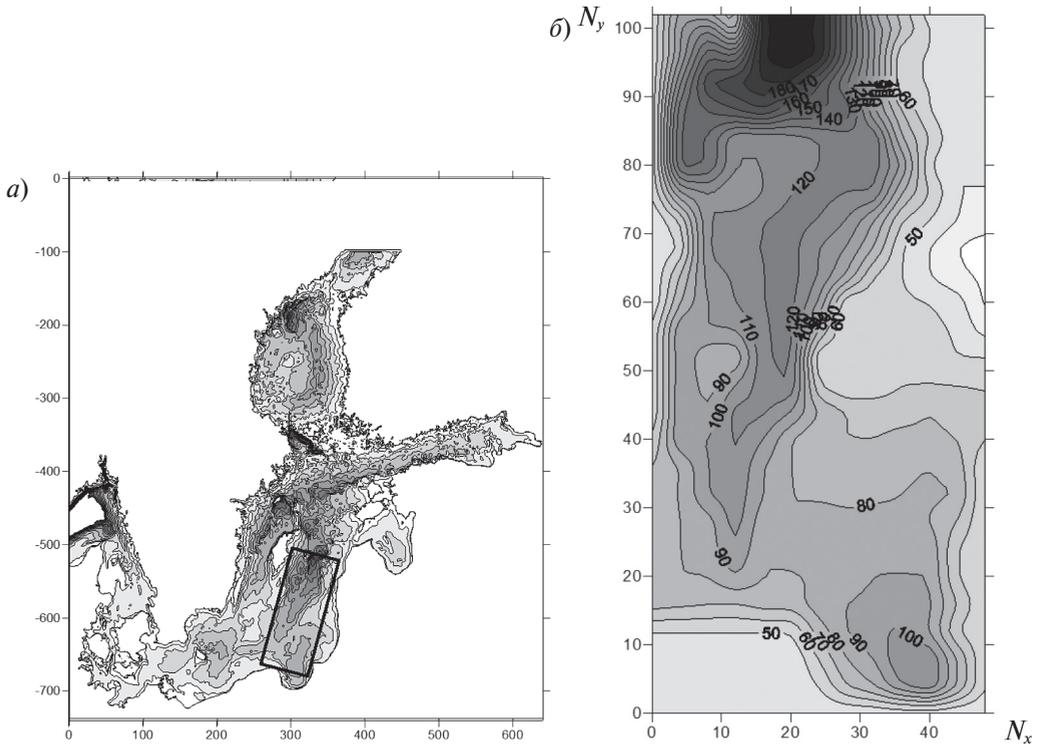


Рис. 1. Положение расчетной области (а) и используемое распределение глубины моря (б)
(N_x, N_y — номера расчетных узлов по x и y)

Результаты моделирования

По расчетам придонная вода, поступающая в область через жидкую границу, вначале распространяется преимущественно вдоль изобат, достигая относительно мелководной области, разделяющей Готландскую и Гданьскую впадины. Здесь происходит разделение потока на две ветви (рис. 2а,б). С течением времени правая ветвь отклоняется в сторону Гданьской впадины, следуя в основном вдоль изобат и одновременно спускаясь в направлении наклона дна впадины (рис. 3), заполняет ее придонный слой. Максимальных глубин Гданьской впадины придонная вода достигает примерно за 10 суток. Данные наблюдений об изменении солёности воды в придонном слое в Борнхольмской и Гданьской впадинах в период затoka придонной воды в 1972 г. показывают, что продолжительность распространения придонной воды из Борнхольмской в Гданьскую впадину составляет примерно месяц. Учитывая, что до поступления в рассматриваемую область придонная вода проходит Слупский желоб, полученную из расчетов оценку времени достижения придонной водой Гданьской впадины можно признать вполне приемлемой. Левая ветвь распространяется по правому склону Готландской котловины, достигая ее

максимальных глубин примерно через 20 суток (рис. 3). По данным наблюдений, время распространения придонной воды из Слупского жолоба в Готландскую впадину в период затока североморской воды в январе 1993 г. [15] оценивается в один месяц, что превышает полученное по расчетам. Возможно, это связано с тем, что в соленость поступающей воды при расчетах задавалась больше имеющей место при упоминаемом затоке.

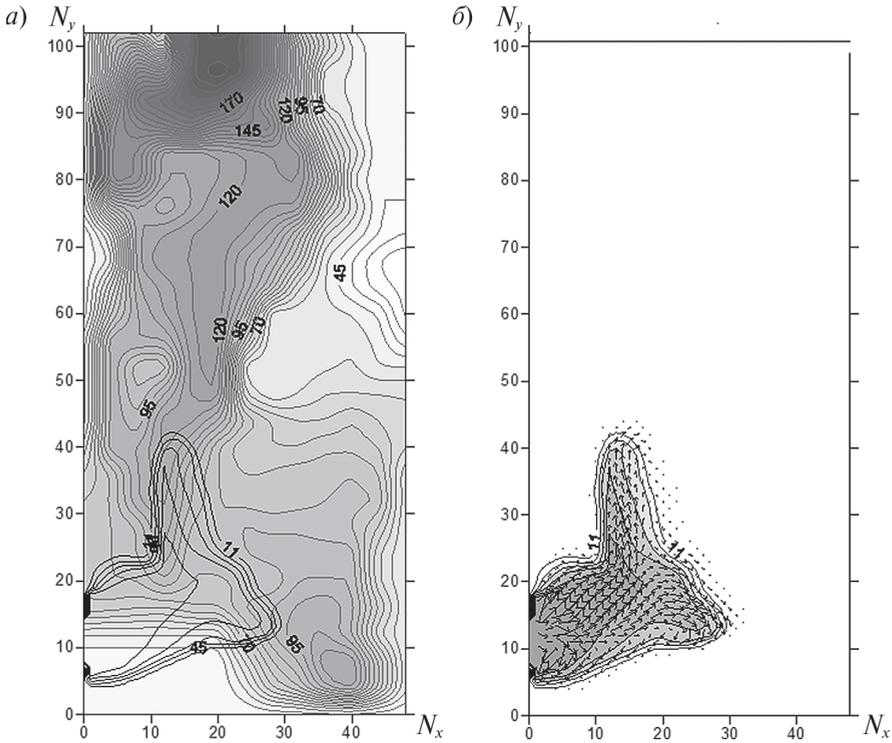


Рис. 2. Распределение придонной солености (а) и скорости придонных течений (б) через 3 суток

Распространение придонной воды в Готландской впадине происходит в придонном слое в виде относительно небольшого по ширине потока в области ее правого склона (рис. 4—6). После достижения области максимальных глубин происходит заполнение котловины и частичный переход придонной воды на ее левый склон. Ширина потока уменьшается на участках с увеличенным наклоном дна, при этом скорость придонных течений убывает. На участках с большим наклоном дна происходит уменьшение ширины потока и увеличение его скорости. Это легко можно отметить на рис. 3а,б при сопоставлении ширины потока и скорости течений на участках, соответствующих номерам узлов вдоль оси y 50, 70 и 90. Направление скорости придонных течений, представленных на рис. 3б, следует в основном направлению изобат, при этом их величина зависит от солености придонной воды и от наклона дна и составляет в

среднем 20 см с^{-1} , достигая 60 см с^{-1} . Увеличение скорости придонных течений происходит на участках, где отмечается увеличение наклона дна. Здесь также имеет место уменьшение ширины потока.

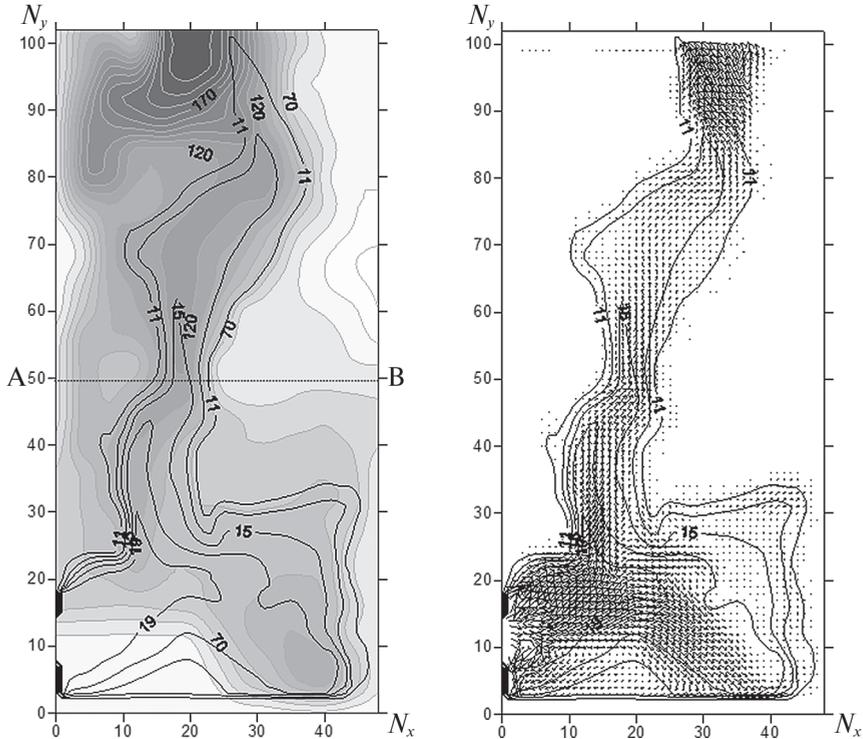


Рис. 3. Распределение придонной солёности и скорости придонных течений через 20 суток

Представленное на рис. 4а распределение солёности на поперечном сечении АВ, расположенном вдоль оси x от 50-го расчетного узла, показывает, что придонный плотностной поток локализуется, в основном, у правого склона Готландской котловины. В области расположения придонной воды локализуются наибольшие скорости направленных на север вдоль изобат течений (рис. 4б). В вышележащем слое формируются противоположно направленные течения, скорость которых в несколько раз ниже скорости придонных течений. Представленное на сечении распределение солёности соответствует результатам наблюдений в Борнхольмском проливе, где отмечалась аналогичная особенность в расположении придонных вод.

После завершения поступления через границу придонной воды через 20 суток происходит исчезновение общего потока от границы. С течением времени формируются два локальных участка расположения придонной солёной воды, локализованных в Гданьской и Готландской котловинах (рис. 5).

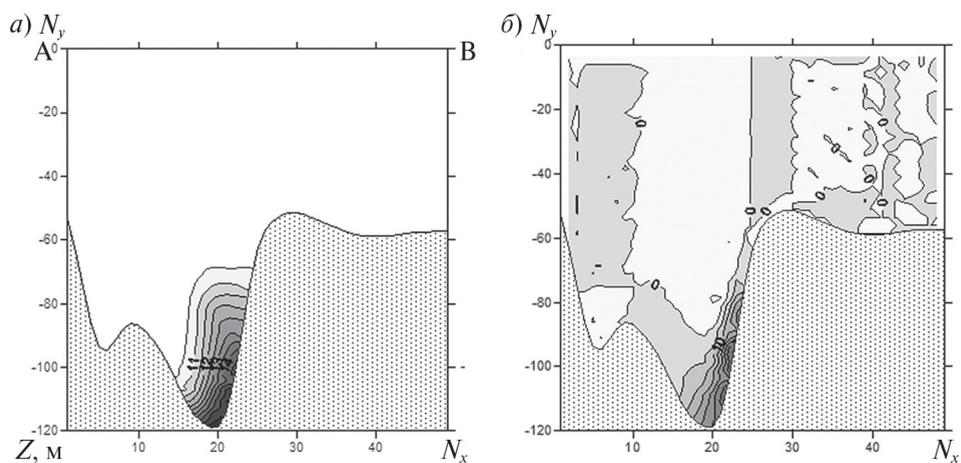


Рис. 4. Распределение солености (а) и продольной составляющей скорости на поперечном разрезе АВ (через 20 суток)

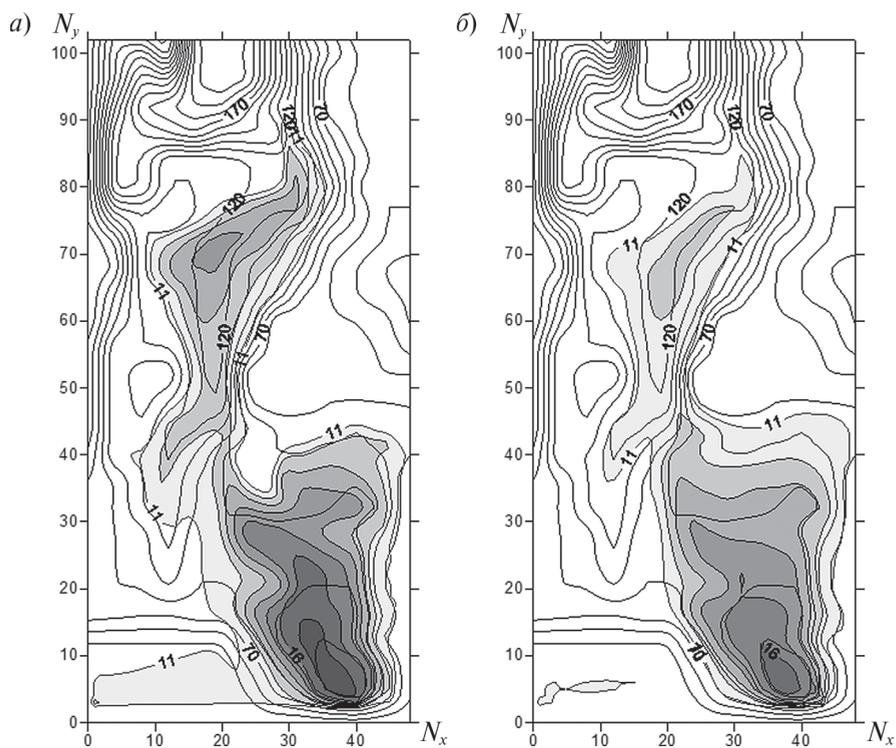


Рис. 5. Распределение придонной солености через 10 (а) и 20 (б) суток после прекращения притока через границу

Заключение

Приведенные в работе результаты моделирования дают представления о возможных особенностях распространения придонной воды в центральной части Балтийского моря. В частности, по расчетам, придонные воды распространяются в виде достаточно узкого потока вдоль правого склона Готландской и Гданьской котловин. При этом происходит разделение основного потока на две ветви, соотношение между интенсивностями которых зависит от особенностей рельефа дна в области водораздела. Показано, что распространение придонных вод сопровождается формированием противоположно направленных и обладающих меньшей скоростью течений в вышележащем слое. Соответствие известных натуральных данных результатам моделирования позволяет надеяться, что используемая для расчетов модель в целом верно учитывает основные механизмы моделируемого процесса. При завершении притока придонной воды из Слупского желоба в Гданьской и Готландской впадинах формируются изолированные области придонных соленых вод.

Литература

1. *Журбас В.М., Пака В.Т.* Интрузионное расслоение галоклина в Готландском бассейне, обусловленное большим затокком североморских вод в Балтику в январе 1993 г. // Изв. РАН ФАО, 1997, т. 33, № 4, с. 549–551.
2. *Максименко Н.А., Зацепин А.Г.* О закономерностях опускания более плотных вод по гладкому склону океана. // Океанология, 1997, т. 37, № 4, с. 513–516.
3. *Подрезова Н.А., Царев В.А.* Эффекты негидростатичности в формировании распределения давления в окрестности плотностной линзы. // Ученые записки РГГМУ, 2013, № 29, с. 131–137.
4. *Царев В.А.* Теория и расчеты распространения придонных вод в море. — СПб.: РГГМУ, 2001. — 60 с.
5. *Gidhagen L., Hakansson B.* A model of the deep water flow into the Baltic Sea. // Tellus, 1992, vol. 44A, pp. 414–424.
6. *Kouts T., Omstedt A.* Deepwater exchange in the Baltic proper. // Tellus, 1993, vol. 45A, pp. 311–324.
7. *Omstedt A.* Modelling the Baltic Sea as thirteen sub-basins with vertical resolution. // Tellus, 1990, vol. 42A, pp. 286–301.
8. *Stigebrandt A.* A model for seasonal pycnocline in rotating systems with application to the Baltic proper. // J. Phys. Ocean, 1985, vol. 15, pp. 1392–1404.
9. *Stigebrandt A.* Computations of the flow of dense water into the Baltic Sea from hydrographical measurements in the Arkona Basin. // Tellus, 1987, vol. 39A, pp. 170–177.
10. *Stigebrandt A.* A model for the vertical circulation of the Baltic deep water. // J. Phys. Oceanogr., 1987, vol. 17, pp. 1772–1785.
11. *Flane-Serff G., Baines P.G.* Eddy formation by dense flows on slopes in a rotating fluid. // Journal of fluid mechanics, 1998, vol. 363, pp. 229–252.
12. *Swaters G.E.* Dynamics of radiating cold domes on a sloping bottom. // F. Fluid Mech., 1998, vol. 364, pp. 221–250.
13. *Nof D.* The translation of isolated cold eddies on a sloping bottom. // Deep-Sea Res., 1983, vol. 30, pp. 171–182.
14. *Smith P.C.* A streamtube model for bottom boundary currents in the ocean. // Deep-Sea Res., 1975, vol. 22, pp. 853–873.
15. *Matthaus W, Franck H.* Characteristics of major Baltic inflows — a statistical analysis. // Cont. Shelf Res., 1992, vol. 12(12), pp. 1375–1400.
16. *Feistel R., Nausch G., Matthaus W., Hagen E.* Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003. // Oceanologia, 2003, vol. 45(4), pp. 623–642.
17. *Meier H.E.M., Doscher R., Faxen T.* A multiprocessor coupled ice-ocean model for the Baltic Sea: Application to salt inflow. // J. Geophys. Res., 2003, 108(C8), 3273 [doi: 10.1029/2000JC000521].
18. *Meier H.E.M., Doscher R., Broman B., Piechura J.* The major Baltic inflow in January 2003 and preconditioning by smaller inflows in summer/autumn 2002: a model study. // By Institute of Oceanology PAS. OCEANOLOGIA, 2004, 46(4), pp. 557–579.