

Н.А. Подрезова, В.А. Царев

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННЫХ СОЛЕННЫХ ВОД В БЕЛОМ МОРЕ

N.A. Podrezova, V.A. Tsarev

MAIN FEATURES OF NEAR-BOTTOM SALTY WATER SPREADING IN THE WHITE SEA

Представлена математическая модель распространения поступающей баренцевоморской воды в центральной части Белого моря. Модель включает систему нестационарных гидростатических уравнений, уравнение неразрывности, уравнение переноса соли и уравнение состояния. Моделируется заток соленой воды через пролив Горло путем задания на границе с проливом солёности воды 30 ‰ при начальной солёности воды в Белом море 29 ‰.

Ключевые слова: Белое море, придонная соленая вода, плотностные потоки, бароклинные течения, численная модель течений.

It is presented a mathematical model of the bottom saline water spreading in the central part of the White Sea as a result of the Barents Sea water inflow trough the Strait Gorlo. The model includes a system of hydrostatic equations of motion, the continuity equation, the transport equation and the equation of state. The salt water inflow through the Strait Gorlo is modeled of by setting at the strait water salinity of 30 ‰. The the initial salinity of the White Sea is about 29 ‰.

Key words: White Sea, bottom salt water, density flow, baroclinic currents, numerical flow model.

Введение

Считается, что заток баренцевоморской воды в центральную глубоководную часть Белого моря играет важную роль в формировании различных гидрологических характеристик, включая обновление придонных вод, трехмерное распределение солёности, течений и других. Информация о затоке придонных вод необходима для понимания процессов формирования гидрологических характеристик Белого моря. К сожалению, существующая информация о процессе распространения в Белом море баренцевоморской воды ограничивается достаточно грубыми оценками среднегодового объема поступления баренцевоморской воды [1]. На настоящий момент отсутствует информация о пути распространения придонной воды, ее трансформации и взаимодействия с окружающей водой. Основной целью данного исследования является изучение основных характеристик затока и распространения баренцевоморской воды в центральную часть Белого моря с помощью численного моделирования.

Исходные уравнения модели

Изучение распространения баренцевоморской воды в Белом море по данным натуральных наблюдений осложняется из-за влияния интенсивных приливных и ветровых течений. Кроме этого, придонный плотностной поток обычно имеет небольшую толщину, что затрудняет проведение наблюдений. Это повышает роль моделирования в изучении данного процесса. Существующие в настоящее время математические модели Белого моря воспроизводят различные процессы, включая приливы, ветровые течения [5, 6, 7]. Однако непосредственно распространение баренцевоморской воды в моделях не исследовалось. Распространение баренцевоморской воды относится к процессам, называемыми придонными плотностными потоками, формирующимися у наклонного дна под влиянием превышения силы тяжести придонных вод повышенной плотности на вертикальном градиентом давления. Формирование таких процессов связано с нарушением условия гидростатики. В связи с этим для их моделирование должны привлекаться негидростатические модели. В интегральных негидростатических моделях в качестве основной вынуждающей силы используется продольная составляющая превышения силы тяжести придонных вод [9, 10, 11]. Такие модели использовались для исследования основных особенностей движения придонных вод повышенной плотности, включая траекторию движения, оценки роли основных определяющих факторов. Однако применение таких моделей к исследованию придонных плотностных потоков для реальных географических объектов ограничено. Для этих целей могут быть использованы более универсальные трехмерные негидростатические модели. Опыт применения таких моделей продемонстрировал, что алгоритм их реализации является существенно более трудоемким, чем для гидростатических моделей [2]. Хотя в гидростатических моделях превышение силы тяжести над вертикальным градиентом давления принимается равным нулю, однако получаемая из гидростатического соотношения бароклинная составляющая горизонтального градиента давления в области придонных плотностных потоков из-за наклона изопикн оказывается близкой по величине направленной вдоль наклона дна составляющей превышения силы тяжести [4]. Это дает возможность для моделирования имеющих негидростатическую природу придонных плотностных потоков использовать также и негидростатические модели. Для моделирования распространения баренцевоморских вод в Белом море используется модель, включающая гидростатические уравнения движения, уравнение неразрывности, уравнение переноса соли и уравнение состояния. Начальные скорость течений и уровень задаются равными нулю. Начальное распределение солёности принимается однородным и равным 29 ‰. На границе с проливом Горло задается солёность 30 ‰. На твердой боковой границе задается равенство нулю производной от солёности по нормали к границе. У дна и у поверхности моря задается равенство нулю производной от солёности по вертикали. На боковой границе полный поток по нормали к границе принимается равным нулю. На границе с Горлом при расчета возмущения уровня свободной поверхности используется условие

$$V = \zeta \sqrt{gH},$$

где $V = \int_0^H v dz$ касательное напряжение трения ветра принимается равным нулю.

Для придонного слоя толщиной 20 м вместо z используется вертикальная координата

$$\sigma_1 = \frac{z - H_1}{H - H_1},$$

где σ_1 — новая вертикальная координата; H_1 — толщина придонного слоя; H — глубина моря.

Для области выше придонного слоя новая вертикальная координата задавалась в виде

$$\sigma_2 = \frac{z}{H - H_1},$$

где σ_2 — новая вертикальная координата; H — глубина моря; H_1 — толщина придонного слоя.

Процедура решения разбивается на четыре части. На первом этапе рассчитывается возмущение уровня свободной поверхности. При этом используются уравнения движения (1)–(2) и неразрывности (3), проинтегрированные по глубине от поверхности до дна. Полученные уравнения решаются численно с помощью явной схемы [3]. С целью ослабления возникающих осцилляций используется процедура сглаживания решения. Используемый шаг по времени составляет 10 с. Рассчитанное возмущение уровня свободной поверхности используется для расчета с помощью уравнений (8)–(9) или (12)–(13) трехмерного распределения горизонтальных составляющих скорости течений. При этом уравнения движения преобразуются к уравнению для комплексной переменной, включающей горизонтальные составляющие скорости. Данное уравнение решается численно по неявной схеме с использованием метода прогонки. Используемый шаг по времени — 10^4 с. Вертикальная составляющая скорости течений находится из уравнения неразрывности. При этом вначале берется производная по вертикали от входящих в это уравнение слагаемых. После этого решается получившееся дифференциальное уравнение второго порядка относительно вертикальной составляющей скорости. У морской поверхности и у дна вертикальная скорость принимается равной нулю. На последнем шаге найденные составляющие скорости течений используются при решении уравнения переноса соли, которое трансформируется с учетом используемой вертикальной координаты. При решении уравнения применяется полунеявная схема. Адвективные составляющие аппроксимируются направленными разностями. Применяется метод прогонки. Используемый шаг по времени составляет 10^4 с.

Расположение расчетной области представлено на рис. 1. Расчетная область включала сетку размером 117×49 узлов по горизонтали с шагом 2 км. По вертикали сетка включала 40 узлов. Нижние от дна 21 узел располагались друг от друга на расстоянии 1 м. Выше шаг сетки равнялся $1/19$ от расстояния от верхней границы придонного двадцатиметрового слоя до морской поверхности.

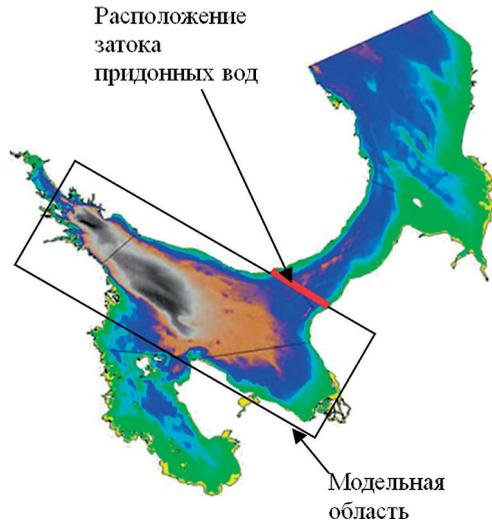


Рис. 1. Белое море и расположение области моделирования

Результаты моделирования

По расчетам под влиянием большей солености на границе с Горлом и наклона дна сформировался заток более соленой и плотной воды из Горла и распространение ее в направлении преимущественно вдоль изобат. Поступающая вода распространяется вначале в виде относительно узкого придонного плотностного потока в направлении к Кандалакшскому заливу. В середине этого отрезка пути, характеризующегося увеличенным наклоном дна, отмечается увеличение скорости потока до 20 см с^{-1} и уменьшение ширины потока до 10 км (рис. 2). Полученные скорости течений потока соответствуют аналогичным величинам, рассчитанным из соотношения Нофа [10].

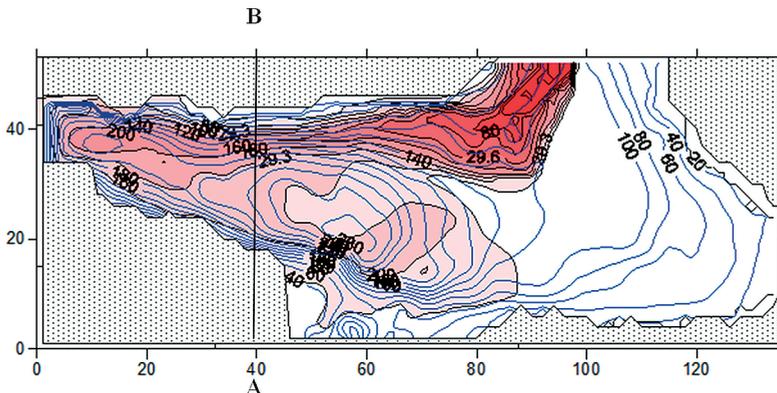


Рис. 2. Соленость придонной воды (‰) через 90 дней (синие линии — изобаты)

Втекающая вода вначале заполняет котловину, расположенную в Кандалакшском заливе. Затем она распространяется к центральной части моря. Наибольшая скорость придонных течений отмечается в области склона морского дна (рис. 3, 4б). Придонные течения имеют направление, близкое направлению изобат. Таким образом, придонная вода распространяется в направлении против часовой стрелки. Через год придонная вода запооняет центральную часть моря и значительную часть Двинского залива.

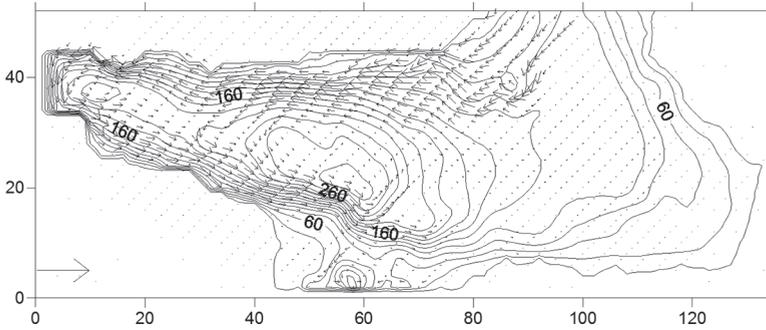


Рис. 3. Распределение придонных скоростей течений через 90 дней (стрелка в нижнем левом углу соответствует скорости 25 cm s^{-1})

В поверхностном слое направление течений противоположно направлению придонных течений (рис. 5). Это объясняется тем, что в придонном слое сформировавшийся за счет придонных вод плотностной градиент давления направлен к центру области (рис. 4а), что приводит к формированию наклона уровня свободной поверхности противоположного направления (рис. 6). Сформировавшийся наклон уровня свободной поверхности и является причиной формирования в поверхностном слое моря поверхностных течений с направлением по часовой стрелки.

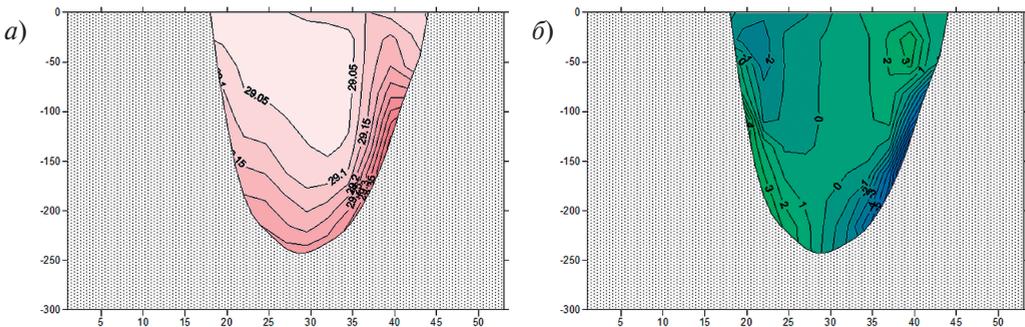


Рис. 4. Соленость (а) и скорости течений (x -я составляющая) (б) на сечении АВ через 90 дней

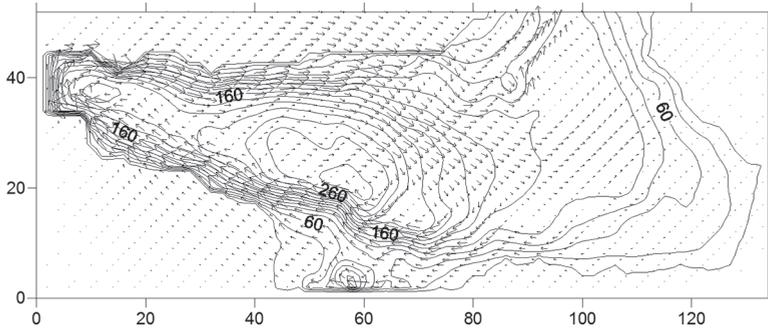


Рис. 5. Распределение скорости течений у морской поверхности через 90 дней

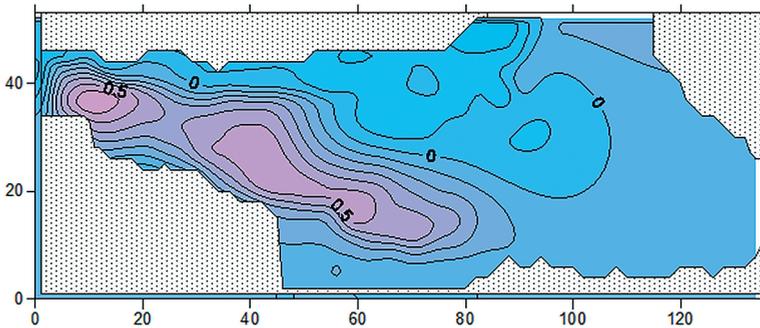


Рис. 6. Возмущение уровня морской поверхности (см) через 90 дней

Благодаря вертикальной турбулентной диффузии происходит повышение солености вышележащего слоя воды. Из-за этого поступающая позже баренцевоморская вода распресняется слабее и дольше сохраняет повышенную соленость. Это приводит к постоянному росту солености придонной воды. Поступающая соленая вода смещает ранее поступившую придонную воду к вышележащим горизонтам. За счет этого, а также за счет вертикальной турбулентной диффузии соленая вода перемещается в вышележащие горизонты и распространяется по акватории моря. Результатом данного процесса является повышение средней солености моря (Δs). Повышение средней солености по времени на начальном этапе имеет линейный характер. С течением времени из-за уменьшения градиентов солености происходит ослабление скорости затока и распространения соленых вод. В результате происходит понижение скорости роста средней солености воды в море (рис. 7).

Заключение

Численное моделирование позволило воспроизвести основные особенности распространения в Белом море придонной соленой воды. Воспроизведен основной характер и траектория распространения придонных вод, а также взаимодействие придонных

вод с вышележащим слоем. Полученное при моделировании распространение придонной воды происходит в форме относительного потока в направлении близком к направлению изобат. Это согласуется с данными наблюдений, полученных для других морей [11] и с теоретическими представлениями [9].

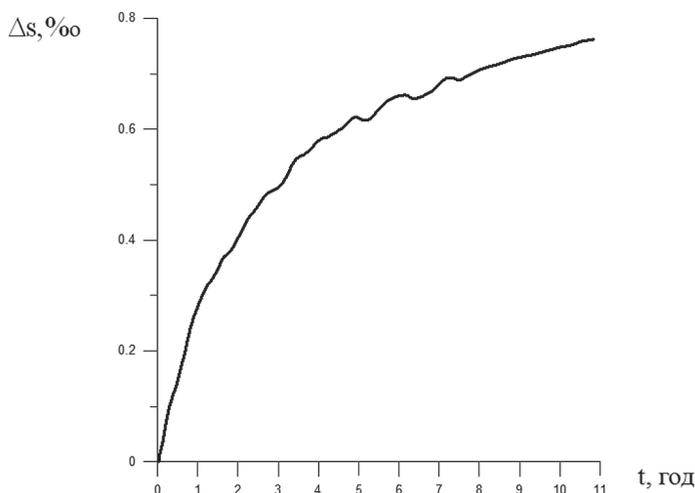


Рис. 7. Повышение средней солености Белого моря в период затока соленых вод

Литература

1. Белое море, Справочник «Моря СССР». Под ред. Б.Х. Глуховского. // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1991, т. 2, вып. 1. — 240 с.
2. Владимирова О.М., Лукьянов С.В., Подрезова Н.А., Царев В.А. Особенности распространения придонных вод в центральной части Балтийского моря. // Учёные записки РГГМУ, 2014, № 35, с. 31–41.
3. Вольцингер Н.Е., Клеванный К.А., Пелиновский Е.Н. Длинноволновая динамика прибрежной зоны. — Л.: Гидрометеоздат, 1989. — 272 с.
4. Подрезова Н.А., Царев В.А. Эффекты негидростатичности в формировании распределения давления в окрестности плотностной линзы. // Учёные записки РГГМУ, 2013, № 29, с. 131–137.
5. Семенов Е.В., Лунева М.В. Численная модель приливной и термохалинной циркуляции вод Белого моря. // Известия АН, ФАО, 1996, т. 32, № 5, с. 704–713.
6. Семенов Е.В., Лунева М.В. О совместном эффекте прилива, стратификации и вертикального турбулентного перемешивания на формирование гидрофизических полей в Белом море. // Известия АН, ФАО, 1999, т. 35, № 5, с. 660–678.
7. Чернов И.А., Толстиков А.В. Численное моделирование крупномасштабной динамики Белого моря. // Труды Карельского научного центра РАН, 2014, № 4, с. 137–142.
8. Bignami F., Solusti E., Scharini S. Observations on a bottom vein of dense water in the southern Adriatic and Ionian seas. // J. Geophys. Res., 1990, no. C5, pp. 7249–7259.
9. Cenedese C., Whitehead J.A., Ascarelli T.A., Ohiwa M. A dense current flowing down a sloping bottom in a rotating fluid. // Journal of Physical Oceanography, 2004, vol. 34(1), pp. 188–203.
10. Nof D. The translation of isolated cold eddies on a sloping bottom. // Deep-Sea Res., 1983, vol. 30, pp. 171–182.
11. Zoccolotti L., Salusti E. Observation a very dense marine water in the southern Adriatic sea. // Cont. Shelf. Res., 1991, no. 7, pp. 535–551.