

Основные закономерности долговременной эволюции халинной стратификации Черного моря

А. И. Мизюк, М. В. Сендеров*, Г. К. Коротаев

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

**E-mail: maxim.senderov@mhi-ras.ru*

Поступила в редакцию 19.07.2019 г.

Цель. Процесс формирования халинной стратификации в Черном море в настоящее время исследован достаточно слабо. Считается, что современное состояние бассейна близко к равновесию. Однако анализ долговременных наблюдений показывает, что имеется тенденция к распреснению поверхностного слоя моря и осолонению его глубинных вод. Получить цельное представление о формировании халинной стратификации бассейна и характерных временных масштабов ее долговременной климатической эволюции – цель данной работы.

Материалы и методы. Численные расчеты циркуляции Черного моря, формирующейся под воздействием водообмена через Босфор, речного стока, осадков и испарений, на основе модели NEMO сопоставляются с полученными ранее результатами лабораторного моделирования. Показано, что время формирования верхне- и нижнебосфорского течений имеет характерный временной масштаб в 20 лет. Относительно небольшое время приспособления водообмена через Босфор к внешним условиям показывает, что на климатических масштабах пролив должен находиться в квазиравновесном состоянии. Результаты численных экспериментов показали также, что на фоне изначально заданной постоянной солености Черного моря происходит относительно быстрое формирование вертикальной халинной стратификации за счет распреснения верхнего 40-метрового слоя под влиянием речного стока. Это приводит к формированию халоклина в слое 10–40 м. Глубже соленость увеличивается медленно за счет притока мраморноморских вод. В каждом из расчетов интенсивное распреснение поверхностного слоя происходит в течение 70–80 лет, после чего его соленость начинает медленно увеличиваться.

Выводы. В итоге характерное время приспособления стратификации бассейна к изменению внешних условий составляет 70–100 лет. После достижения равновесного режима происходит медленная квазистационарная эволюция полей бассейна. Анализ результатов позволил получить уравнения для описания медленной эволюции халинной стратификации.

Ключевые слова: халинная стратификация, халоклин, Черное море, численное моделирование, пролив Босфор.

Благодарности: работа выполнена в Морском гидрофизическом институте РАН при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 17-77-30001).

Для цитирования: Мизюк А. И., Сендеров М. В., Коротаев Г. К. Основные закономерности долговременной эволюции халинной стратификации Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 6. С. 646–661. doi: 10.22449/0233-7584-2019-6-646-661

Basic Regularities of the Haline Stratification Long-Term Evolution in the Black Sea

A. I. Mizyuk, M. V. Senderov*, G. K. Korotaev

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

**e-mail: maxim.senderov@mhi-ras.ru*

Purpose. At present the process of formation of haline stratification in the Black Sea is poorly studied. The current state of the basin is considered to be close to equilibrium. However, having been analyzed, the long-term observations testify to a tendency towards desalination of the sea surface layer and salination of the deep waters. The goal of the study is to obtain a complete pattern of the haline stratification formation in the basin and the characteristic time scales of its long-term climatic evolution.

Methods and Results. Numerical calculations of the Black Sea circulation which is formed being influenced by water exchange through the Bosphorus, river runoff, precipitation and evaporation, are compared with the laboratory simulation results obtained previously using the NEMO model. It is shown that the time period of formation of the upper and lower Bosphorus currents is of a characteristic time scale 20 years. Relatively short period of adaptation of the Bosphorus water exchange to the external conditions testifies that on the climatic scale, the strait should be in a quasi-equilibrium state. The results of the numerical experiments also show that, against the background of the initially preset constant salinity of the Black Sea, the vertical haline stratification is formed rather rapidly due to the fact that the upper forty-meter layer is desalinated by the river runoffs. This leads to formation of a halocline in the 10–40 m layer. In the deeper layers, salinity increases slowly owing to the Marmora Sea water inflow. Each of the calculations shows that intense desalination of the surface layer lasts 70–80 years, whereupon its salinity grows slowly.

Conclusions. As a result, the characteristic adaptation period of the basin stratification to the changes in the external factors constitutes 70–100 years. After the equilibrium regime is settled, slow quasi-stationary evolution of the basin fields takes place. Analysis of the obtained results enabled us to deduce the equations for describing slow evolution of the haline stratification.

Keywords: haline stratification, halocline, Black Sea, numerical modeling, Bosphorus Strait.

Acknowledgments: The work was performed in the Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, with financial support of the Russian Science Foundation (grant No 17-77-30001).

For citation: Mizyuk, A.I., Senderov, M.V. and Korotaev, G.K., 2019. Basic Regularities of the Haline Stratification Long-Term Evolution in the Black Sea. *Physical Oceanography*, [e-journal] 26(6), pp. 569-583. doi:10.22449/1573-160X-2019-6-569-583

Введение

Черное море является полузамкнутым бассейном, соединенным проливом Босфор с Мраморным морем. В Черное море впадает ряд крупных рек, в силу чего его воды значительно распреснены, а соленость Мраморного моря имеет более высокое значение. В итоге в проливе поддерживается двухслойная структура течений. В поверхностных слоях под воздействием перепада уровня морей более пресные воды распространяются в направлении от Черного моря к Мраморному. Перенос более тяжелых соленых вод происходит в обратном направлении и концентрируется в придонном слое пролива. Приток соли в Черное море связан с нижнебосфорским течением, приносящим в бассейн соленые воды Мраморного моря. В настоящее время солевой баланс Черного моря в среднем близок к равновесному. Это означает, что по-

ступление соли, обусловленное нижнебосфорским течением, в среднем полностью или почти полностью компенсируется ее выносом в поверхностном слое пролива. Поскольку соленость вод Мраморного моря примерно в два раза выше солености поверхностных вод Черного моря, то объемный перенос верхнебосфорского течения должен быть в два раза больше нижнебосфорского.

Речной сток, преобладающее над осадками испарение и поступление соли через пролив Босфор формируют вертикальную халинную стратификацию вод Черного моря. Распределение солености по вертикали характеризуется ее относительно слабым изменением до глубин 70–90 м. Ниже, на глубинах 90–300 м, располагается довольно резкий халоклин (слой высокого вертикального градиента солености), а далее вплоть до дна бассейна соленость опять меняется незначительно. Перепад солености верхних и нижних слоев моря составляет около 4,5‰. Так как в Черном море соленость почти везде вносит большой вклад в формирование плотности морской воды, чем температура, основной пикноклин и халоклин имеют практически одинаковую структуру.

Процесс формирования халинной стратификации в Черном море в настоящее время исследован достаточно слабо. Современное состояние бассейна традиционно считается близким к равновесному. Однако анализ долговременных наблюдений показывает [1, 2], что имеется тенденция к распресснению поверхностного слоя моря и осолонению его глубинных вод. Относительно короткий ряд наблюдений не позволяет сделать различия между трендом и фазой долгопериодных колебаний. Более детальное исследование эволюции халинной стратификации Черного моря на климатических масштабах должно помочь высказать правдоподобные гипотезы на этот счет.

Палеографические исследования показывают, что Черное море прошло несколько циклов обособления и воссоединения с Мировым океаном. Последний раз Черное море было пресноводным озером примерно 7500 лет тому назад. Затем, ввиду тектонических процессов, соленые воды океана начали поступать в Черноморский бассейн через пролив Босфор. Согласно гипотезе [3], Босфор открылся внезапно после землетрясения. Уровень Черного моря к тому времени был значительно ниже уровня океана, и в районе устья пролива Босфор образовался водопад, способствовавший быстрому подъему уровня моря и повышению солености его вод.

Менее радикальная гипотеза предполагает, что водообмен с океаном восстанавливался постепенно и происходило эволюционное изменение халинного режима Черноморского бассейна. Так или иначе, когда средняя соленость моря стала заметной, должно было начаться формирование вертикальной халинной стратификации. По-видимому, одно из первых исследований процесса формирования вертикальной халинной стратификации предпринято в работе [4], где исследовались климатические изменения Черного моря на масштабах в несколько тысяч лет. В этой работе численно моделировалась халинная стратификация Черного моря на различных этапах его эволюции от пресноводного озера до текущего состояния. Расчетная область включала реальную геометрию Черного и Азовского морей, пролив Босфор и восточную часть Мраморного моря. Циркуляция вод и их вертикальная стратификация формировались только за счет речного стока и поступления высокосоленых мраморноморских вод в Черноморский бассейн. Было выполнено несколько

численных экспериментов, в которых в качестве начальных условий в Черном море задавалась постоянная соленость. Эти расчеты показали, что при всех начальных условиях в первую очередь устанавливается водообмен между Черным и Мраморным морем. Затем формируется вертикальная стратификация с выраженным халоклином, которая в дальнейшем медленно эволюционирует. Таким образом, из выполненных численных экспериментов следует, что после адаптационного периода происходит квазистационарное изменение стратификации Черного моря. Представление о квазистационарности дало возможность построить аналитическое описание долговременной эволюции плотностной стратификации во вращающемся цилиндрическом бассейне под воздействием потоков плавучести через боковые границы с перспективой приложения к Черному морю [5, 6].

В настоящей работе на основе дополнительных численных экспериментов изложено цельное представление о формировании и долговременной эволюции халинной стратификации Черноморского бассейна.

В первом разделе обсуждаются вертикальные движения в Черном море и их влияние на формирование основного халоклина; во втором разделе описывается время установления верхне- и нижнебосфорских течений и соотношение их расходов; в третьем разделе обсуждается квазиравновесный режим эволюции халинной стратификации и понятие о халоклине как внутреннем пограничном слое; в четвертом разделе с использованием полученной на основе анализа численных экспериментов степенной зависимости диффузионного потока соли через халоклин от перепада солености слоев выше и ниже пикноклина строится аналитическая модель долговременной эволюции халинной стратификации Черного моря и описываются ее свойства; в заключение суммируются полученные результаты и обсуждается их значение.

1. Вертикальные движения в Черном море и природа черноморского халоклина

Балансовые оценки, основанные на предположении о равновесном в среднем состоянии бассейна, показывают, что в центре Черного моря наблюдается подъем вод [7–9]. Численные прогностические расчеты, которые в целом достаточно неплохо воспроизводят структуру черноморского пикноклина, также подтверждают существование подъема вод в глубоководной части бассейна. Таким образом, пикноклин в Черном море имеет ту же природу, что и в умеренных широтах Мирового океана. Детальное исследование природы черноморского халоклина выполнено в цикле работ [8, 10, 11]. В этих исследованиях принимались во внимание такие географические особенности Черноморского бассейна, как его относительно небольшой размер и простая конфигурация границы. Также учитывалась определенная симметричность циркуляции и стратификации: наличие Основного Черноморского течения (ОЧТ), опоясывающего море вдоль его границы, и куполообразная структура поля плотности с подъемом халоклина к поверхности в центре моря и его опусканием у границ. Такие особенности Черноморского бассейна позволили схематизировать наблюдаемые процессы и рассмотреть задачу о формировании циркуляции и стратификации вод во вращающемся цилиндрическом бассейне под воздействием потоков соли и пресной воды на его

границах. Лабораторные исследования процесса формирования стратификации и циркуляции вод под действием потоков плавучести на боковых границах выполнены в [10, 11]. Данные эксперименты показали, что поступление через границы вращающегося цилиндрического бассейна пресных и соленых вод приводит к образованию резкого пикноклина и формированию циклонической циркуляции у поверхности бассейна. Таким образом, в простой осесимметричной конфигурации воспроизводятся основные крупномасштабные особенности циркуляции и стратификации Черноморского бассейна.

В развитие этих исследований в работе [12] аналитическое решение задачи о течениях во вращающемся цилиндрическом бассейне, вызываемых потоками плавучести на границах, было получено в рамках линеаризованной модели. Аналитическое решение сопоставлялось с результатами лабораторного моделирования, что продемонстрировало удивительное соответствие теории и эксперимента.

Более полное исследование стратификации и циркуляции жидкости во вращающемся цилиндрическом бассейне под воздействием потоков плавучести выполнено в работе [11], в которой также сопоставлялись результаты лабораторных исследований с численными расчетами. Было показано, что нелинейные слагаемые в уравнениях движения достаточно малы и основные нелинейные эффекты при формировании циркуляции и стратификации бассейна проявляются в уравнении диффузии тепла или соли, что типично для теории океанического термоклина. В лабораторных экспериментах плотность воды резко меняется по вертикали на уровне перехода от нагрева к охлаждению боковой границы. Вне этого относительно тонкого слоя вертикальный градиент плотности незначителен. Таким образом, в бассейне формируются два слоя почти однородной жидкости, разделенные резким пикноклином. В его пределах масштаб изменения плотности воды по вертикали существенно меньше высоты цилиндра, что позволяет характеризовать пикноклин как внутренний пограничный слой.

Численные расчеты, приведенные в работе [11], показывают, что в бассейне формируются две ячейки циркуляции выше и ниже пикноклина. В верхней части бассейна вода вращается против, а в нижней – по часовой стрелке. Анализ распределений плотности и скорости течений в радиальном сечении показывает, что в бассейне формируется два пограничных слоя. Один – пристеночный, в котором плотность воды меняется незначительно, а модуль радиальной скорости доводится до нуля, другой – внутренний, с которым связаны большие вертикальные градиенты плотности морской воды.

Таким образом, лабораторные эксперименты и численные расчеты показывают, что пикноклин, формирующийся под воздействием потоков плавучести на боковых границах бассейна, имеет свойства внутреннего пограничного слоя. Существование этого слоя поддерживается двумя разнонаправленными ячейками циркуляции в вертикальной плоскости.

Рассматривая движения во вращающемся цилиндрическом бассейне в качестве аналога циркуляции в Черном море, можно полагать, что черноморский халоклин, так же как и океанический термоклин, представляет собой пограничный слой. При этом, как и в океане, важную роль в формировании черноморского халоклина играет подъем глубинных вод в центре бассейна.

2. Водообмен через Босфор, характерное время его формирования

Как уже отмечалось выше, в настоящее время соленость поверхностных вод Черного моря составляет примерно 18‰, а поступающие с нижнебосфорским течением воды имеют соленость около 36‰. Таким образом, если предположить, что текущее состояние бассейна отвечает балансу прихода и расхода соли, то отношение объемного расхода верхнебосфорского течения к расходу нижнебосфорского должно равняться двум. Вместе с тем априори не ясно, что является первичным: отношение расходов верхне- и нижнебосфорского течений или расходы течений в проливе подстраиваются под соленость верхнего слоя Черного моря в 18‰. Для исследования этого вопроса в работе [4] выполнен ряд численных экспериментов, моделирующих обмен мраморноморских и черноморских вод через пролив Босфор. Для проведения расчетов была создана конфигурация с использованием междисциплинарной модели *Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO)* [13]. В ней реализованы наиболее распространенные виды уравнений состояния, из которых была выбрана формула ЮНЕСКО [14]. На поверхности моря задается кинематическое условие, на основе которого рассчитывается уровень. При этом используется схема расщепления по времени на быструю (баротропную) и медленную (бароклинную) моды [15]. Дискретизация системы уравнений выполнена на сетке «С» по терминологии Аракавы [16]. Для нелинейных слагаемых в уравнениях переноса – диффузии используется TVD-схема [17]. Вертикальное турбулентное перемешивание в модели рассчитывается с использованием гипотезы замыкания $k-\varepsilon$ [18]. В ней задана регулярная географическая сетка, покрывающая бассейны Черного, Азовского и Мраморного морей, с шагом по горизонтали порядка 20 км. Модель имела достаточно грубое разрешение в Азовском, Черном и Мраморном морях для того, чтобы иметь возможность проводить расчеты на длительный срок. Топография дна бассейна Черного моря строилась на основе данных цифрового массива работы [19]. Дискретизация по вертикали осуществлялась на 34 нерегулярных z -горизонтах с увеличением разрешения у поверхности. Шаг по времени – 10 мин.

Выбранный шаг сетки неприемлемо велик для описания водообмена через пролив Босфор. В связи с этим для расчета течений в проливе использовался искусственный метод «частично закрытой ячейки» [13]. С помощью этого метода размер ячейки сетки в проливе Босфор был уменьшен до 2 км. В такой конфигурации модели было выполнено пять численных экспериментов, позволивших выявить влияния начальных условий на водообмен через пролив Босфор. В качестве начальных условий в экспериментах задавалась постоянная начальная соленость со значениями 8, 12, 16, 18, 22‰. Температура в начальный момент везде однородна и равна 6°C. Исходная уровенная поверхность во всех морях задается одинаковой. В Мраморном море начальные значения температуры и солености соответствовали нынешнему его состоянию. На границах бассейна в устьях 11 основных рек Черного и Азовского морей задавались современные климатические расходы и значения температуры воды с учетом их сезонного хода, а также нулевые значения солености. В Мраморном море использовалась открытая граница, на которой зада-

вались профили температуры и солености и ставилось условие свободного протекания. На поверхности моря учитывалась средняя по акватории разность между осадками и испарениями.

На основе анализа временной изменчивости расходов верхне- и нижнебосфорского течений было показано, что в каждом из экспериментов водообмен через Босфор выходит на установившийся режим примерно после 20-го расчетного года. Расчеты показали также, что разная начальная соленость относительно слабо влияет на соотношение расходов верхне- и нижнебосфорского течений в установившемся состоянии. При значениях начальной солености Черного моря в диапазоне 8–22‰ оно оказывается близким к двум. Таким образом, можно заключить, что соленость верхнего слоя Черного моря в его современном состоянии определяется соотношением расходов через пролив Босфор.

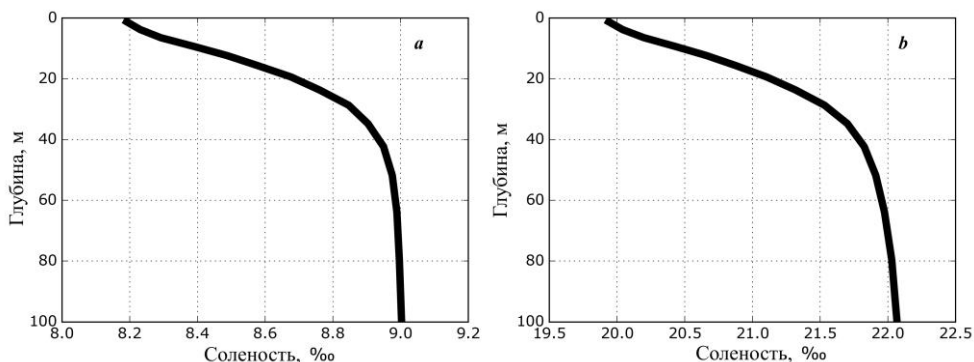
В работе [20] также анализировалась зависимость отношения расходов верхне- и нижнебосфорского течений от величины притока пресных речных вод. Расчеты показали, что при увеличении стока рек это отношение увеличивается. Следовательно, близкое к двум соотношение между расходами верхнебосфорского и нижнебосфорского течений обусловлено величиной климатического стока рек, характерного для XX в.

3. Представление о квазистационарности долговременной эволюции стратификации

Пять численных расчетов, описанных в предыдущем разделе, были продолжены на срок до 70–100 лет, чтобы оценить характеристики циркуляции и халинной стратификации в зависимости от задаваемой начальной солености. Результаты расчетов показали, что в каждом из экспериментов изначально наблюдается относительно быстрое формирование вертикальной халинной стратификации. Под влиянием стока рек происходит значительное распреснение верхнего 40-метрового слоя. Глубже идет постепенное увеличение солености за счет притока высокосолёных мраморноморских вод. Распреснение поверхностных вод моря и их осолонение на глубинах > 40 м приводит к формированию халоклина в слое 10–40 м. Такое расположение халоклина, как отмечено в работе [21], обусловлено глубиной поступления в Черное море высокосолёных мраморноморских вод.

В каждом из расчетов распреснение поверхностного слоя происходит в течение 70–80 лет, после чего его соленость начинает медленно увеличиваться. Ниже халоклина к этому времени вертикальный градиент солености уменьшается почти до нуля. Затем соленость так же, как и у поверхности, медленно увеличивается со временем, оставаясь почти постоянной по глубине вплоть до дна моря. Таким образом, численные эксперименты показали, что при проведении расчетов с разными начальными условиями сначала наблюдается этап приспособления, который длится примерно 70–80 лет. В течение этого времени у поверхности моря формируется халоклин. Затем происходит медленное осолонение бассейна на

всех глубинах. Типичные вертикальные профили средней по Черному морю солености приведены на рис. 1.

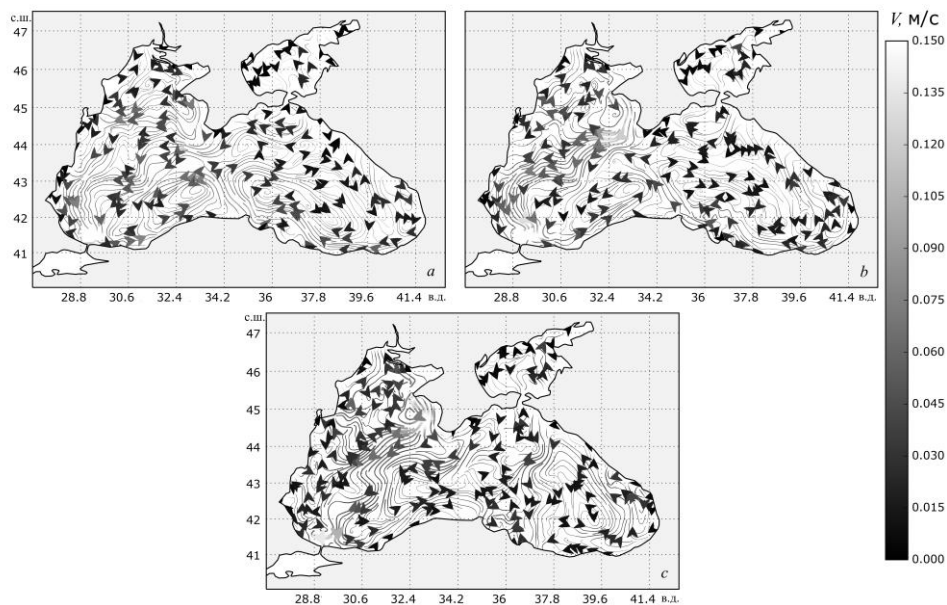


Р и с. 1. Средний по пространству профиль солености на последний год расчета при начальной солености 8‰ – *a* и 22‰ – *b*

F i g. 1. Spatially-average salinity profile for the last year of calculation at initial salinity 8‰ – *a* and 22‰ – *b*

Разность между поверхностной соленостью и соленостью у дна увеличивается с ростом начальной солености. Поступление соленых вод происходит на небольшой глубине, вследствие этого халоклин распространяется почти до поверхности моря. Тем не менее приведенные расчеты вполне сопоставимы с результатами работы [9]. На этом основании можно утверждать, что воспроизведенный халоклин имеет характер пограничного слоя не только в конечном стационарном состоянии, но и в режиме квазистационарной эволюции полей солености и плотности морской воды. Водообмен через Босфор и речной сток формируют крупномасштабную циркуляцию вод в Черном море. Ее характер существенно меняется в зависимости от средней по бассейну солености. При небольшой солености у морской поверхности воспроизводится выраженный перенос трансформированных речных вод (поступающих в северо-западной части моря) вдоль западного берега вплоть до устья пролива Босфор. В остальной части моря циркуляция вод достаточно хаотична, хоть и прослеживается их движение от устья Керченского пролива по направлению к Босфору (рис. 2, *a*). При повышении средней по бассейну солености в поверхностном слое моря проявляется преобладающее циклоническое движение водных масс (рис. 2, *b*, *c*).

В целом долговременные расчеты халинной циркуляции в Черном море при различном начальном солесодержании показывают, что характерное время приспособления стратификации бассейна к изменению внешних условий составляет 70–100 лет. После достижения равновесного режима происходит медленная квазистационарная эволюция полей бассейна.



Р и с. 2. Поля скоростей течений на поверхности на последний год расчета при начальной солености 12‰ – *a*, 18‰ – *b*, 22‰ – *c*

Fig. 2. Fields of the surface current velocities for the last year of calculation at initial salinity 12‰ – *a*, 18‰ – *b* and 22‰ – *c*

4. Уравнения для описания медленной эволюции халинной стратификации

В работе [5], основываясь на результатах работ [4, 20], из анализа размерностей была предложена простая параметризация «потоков плотности» через пикноклин во вращающемся цилиндрическом бассейне. Аналогичная параметризация выводится и для вращающегося бассейна произвольной конфигурации (см. приложение). Анализ результатов численных экспериментов, выполненный в работе [6], показал, что средний градиент солености в халоклине пропорционален перепаду солености на поверхности и на дне бассейна с показателем 1,27, что близко к показателю степени 4/3, который следует из анализа размерностей для вращающегося цилиндрического бассейна. Увеличение градиента солености в халоклине оказывается не пропорциональным перепаду солености между приповерхностным и придонным слоями. Это связано с тем, что с увеличением перепада солености между приповерхностным и придонным слоями происходит обострение халоклина.

Наличие связи между диффузионным потоком соли через халоклин и перепадом солености поверхностных и глубинных вод позволяет построить уравнение для эволюции солености в слоях над и под халоклином. При этом следует учесть погранслоный характер халоклина, его небольшую толщину и то обстоятельство, что соленость выше и ниже халоклина мало меняется по вертикали. Интегрируя уравнение диффузии соли по объемам выше и ниже халоклина, получим следующие два приближенных уравнения:

$$V_- \frac{dS_-}{dt} = -Q_b^- S_- - \Gamma_h + Q_b^+ S_+, \quad (1)$$

$$V_+ \frac{dS_+}{dt} = Q_b^+ S_b + \Gamma_h - Q_b^- S_+, \quad (2)$$

где S_+ , S_- – соленость в слое ниже и выше халоклина соответственно; V_+ и V_- – объем приповерхностного и глубинного слоев; Q_b^+ и Q_b^- – расход верхнего и нижнего босфорского течений; S_b – соленость вод Мраморного моря; Γ_h – интегральный диффузионный поток соли через халоклин. Установлена пропорциональность между диффузионным потоком соли через халоклин и перепадом соленостей нижнего и верхнего слоев:

$$\Gamma_h = -\kappa \frac{ds}{dz} \Big|_h A_h \approx -\kappa \frac{\Delta S_h}{H_h} A_h, \quad (3)$$

что делает систему уравнений замкнутой. Отметим, что найденная в [6] зависимость позволяет определить и коэффициент пропорциональности в формуле (3):

$$\Gamma_h \approx -0,532 \frac{\kappa A_h}{H_h} (S_+ - S_-)^{1,27}.$$

В уравнении (2) помимо диффузионного потока соли учитывается ее адвективный перенос через халоклин, связанный с сохранением объема нижнего слоя, а также компенсирующий поступление мраморноморских вод.

Проанализируем сначала конечное стационарное состояние, которое достигается в процессе эволюции халинной стратификации Черного моря. Приравнявая нулю правые части уравнений (1), (2), получим следующие алгебраические уравнения:

$$-Q_b^- S_- - \Gamma_h + Q_b^+ S_+ = 0, \quad (4)$$

$$Q_b^+ S_b + \Gamma_h - Q_b^- S_+ = 0. \quad (5)$$

Складывая левые части этих уравнений, получим соотношение внешнего солевого баланса

$$Q_b^+ S_b = Q_b^- S_-. \quad (6)$$

Полагая, что объемный перенос верхнебосфорского течения в два раза больше аналогичного переноса нижнебосфорским течением, и задавая соленость Мраморного моря равной 36‰, найдем, что $S_- = 18\%$. Комбинируя уравнения (4) и (5), можно вывести следующее уравнение для перепада солености верхнего и нижнего слоев:

$$S_b - 2(S_+ - S_-) - 1,06 \frac{\kappa A_h}{H_h Q_b^+} (S_+ - S_-)^{1,27} = 0. \quad (7)$$

Задавая в соответствии с результатами численных экспериментов глубину залегания халоклина 25 м и его толщину 30 м, найдем для современной конфигурации Черного моря $V_+ = 525000 \text{ км}^3$, $V_- = 10000 \text{ км}^3$, $A_h = 390000 \text{ км}^2$, $H_h = 30 \text{ м}$. Зададим также коэффициент вертикальной турбулентной диффузии таким, каким он принимался в численных расчетах: $\kappa = 0,03 \text{ см}^2/\text{с}$. Затем, решая уравнение (7), найдем $S_+ - S_- = 4,27\%$. Эта величина перепада солености близка к наблюдаемой в Черном море.

Остановимся кратко на закономерности временной эволюции халинной стратификации Черного моря. Заметим прежде всего, что объем слоя жидкости, лежащей выше халоклина, существенно меньше объема нижнего слоя. Поэтому в режиме медленной эволюции роль нестационарного слагаемого в уравнении (1) пренебрежимо мала и можно использовать вместо него уравнение (4). Выразим из уравнения (4) соленость верхнего слоя моря через перепад соленостей и трансформируем соответствующим образом уравнение (2). В итоге получим уравнение, описывающее эволюцию во времени перепада солености через халоклин:

$$\frac{d(S_+ - S_-)}{d\tau} = \frac{S_b - 2(S_+ - S_-)}{2 + 1,27\alpha(S_+ - S_-)^{0,27}}, \quad (8)$$

где $\alpha = \frac{\gamma A_h}{H_h Q_b^+}$ и $\tau = \frac{Q_b^+ t}{V_+}$. В этом уравнении правая часть при постоянных расходах течений через Босфор (и соответственно – речного стока и разности осадков и испарений) является положительной и монотонно убывающей функцией перепада солености. Поэтому во времени будет происходить монотонное нарастание перепада солености от начального значения до равновесного, полученного выше в полном соответствии с тем, что было получено в численных экспериментах с различными начальными условиями. Если же расходы течений через пролив зависят от времени, то уравнение (8) следует интегрировать численно, что в итоге дает возможность привязать приведенные на рис. 1 и 2 профили солености и карты скорости течений к конкретному времени. Отметим, что характерное время медленной эволюции халинной стратификации для современной конфигурации Черноморского бассейна и расходов через пролив составляет 1750 лет.

Заключение

В результате анализа выполненных численных экспериментов получены новые представления об условиях формирования и долговременной эволюции халинной стратификации в Черном море. Прежде всего показано, что время формирования верхне- и нижнебосфорского течений имеет характерный временной масштаб в 20 лет. Относительно небольшое время приспособления водообмена через Босфор к внешним условиям показывает, что на климатических масштабах он должен находиться в квазиравновесном состоянии. Кроме того, вне зависимости от солености верхних слоев Черного моря отношение объемных переносов этими течениями составляет ~ 2 . Именно такое отношение обуславливает стремление поверхностной солености в установившемся состоянии к 18%. Численные эксперименты показывают также,

что отношение интенсивностей верхнего и нижнего течений через пролив Босфор может изменяться в зависимости от величины речного стока, осадков и испарений. Заметим также, что принятая в расчетах модель течений в проливе Босфор является достаточно грубой. Поэтому представленные выводы имеют качественный характер.

Численные эксперименты показали также, что на больших временных масштабах происходит квазистационарная эволюция халинной стратификации бассейна. Расчеты позволили оценить характерное время адаптации к квазистационарному состоянию в 80–100 лет. За это время в вертикальном распределении солености морской воды формируется халоклин. Сопоставление с результатами лабораторных экспериментов позволяет характеризовать формирующийся халоклин как внутренний пограничный слой на всех этапах эволюции халинной стратификации Черного моря.

Представление о квазистационарности долговременной эволюции халинной стратификации Черного моря и о халоклине как внутреннем пограничном слое дало основание для исследования связи между разностью соленостей слоев выше и ниже халоклина и диффузионным потоком соли через халоклин. Из анализа размерностей следует простая степенная зависимость между этими величинами с показателем степени $4/3$. Обработка результатов численных экспериментов подтвердила наличие степенной зависимости с показателем степени $1,27$, что неплохо соответствует предсказанию теории.

Установление функциональной зависимости диффузионного потока соли через халоклин с перепадом солености слоев, лежащих выше и ниже халоклина, дало возможность предложить простую аналитическую модель климатической эволюции халинной стратификации Черного моря. Основанная на уравнениях баланса соли, модель предсказывает монотонное стремление халинной стратификации бассейна к равновесному состоянию, близкому к наблюдаемому сегодня. В процессе эволюции наряду с общим увеличением солезапаса должно происходить увеличение перепада солености в слоях, находящихся выше и ниже халоклина. Кроме того, поскольку толщина пикноклина пропорциональна перепаду солености в степени $1/3$, то с течением времени она будет уменьшаться. Любопытно отметить, что результаты обработки наблюдений, представленные в [1, 2], показывают, что обе такие тенденции наблюдаются последние 100 лет. В этой связи представляется целесообразным исследовать вопрос: является ли современное состояние Черноморского бассейна равновесным.

Следует отметить, однако, что к результатам, представленным в настоящей работе, следует относиться как к предварительной концепции. В сравнении с реальной ситуацией формирующийся в численных экспериментах халоклин оказывается слишком мелким. Это связано с существенным влиянием на вертикальную структуру полей верхнего слоя моря ветрового перемешивания и теплообмена с атмосферой. Ветровое перемешивание и сезонный ход потоков тепла на поверхности моря приводят к образованию верхнего перемешанного и холодного промежуточного слоев, которые предположительно оттесняют описанный в настоящем исследовании халоклин на большие глубины. Дополнительный эффект, который необходимо учитывать, связан с субдукцией холодных вод с северо-западного шельфа Черного моря [22]

и с вершин циклонических круговоротов [23]. Влияние ветра, помимо перемешивания верхнего слоя, приводит к образованию ОЧТ и сопряженного с ним изменению поверхностной солености через его фронт. В силу этого соленость в центральной и прибрежной частях моря различается и при моделировании долгосрочной эволюции стратификации Черного моря необходимо учитывать как трансфронтальный перенос соли синоптическими вихрями [24, 26–28], так и сезонно меняющийся экмановский перенос [25–28].

Отметим, что выявленные в настоящей статье закономерности показывают, что вертикальные ячейки, поддерживающие существование халоклина, медленно реагируют на изменение внешних условий. Резкое изменение внешних условий должно сказаться на структуре поддерживающей существование халоклина вертикальной ячейки циркуляции за время в несколько сотен лет. Применительно к проблеме реакции термического конвейера на изменения климатических условий представленные выше результаты означают, что инерция переноса тепла в умеренных широтах в значительной степени определяется перепадом температур поверхностного и глубинного слоев океана. Даже значительные вариации условий в районах образования глубинных вод приведут к изменениям интенсивности подъема вод на нижней границе океанического термоклина только после изменения перепада температур между поверхностными и глубинными слоями. Время трансформации ячейки термохалинной циркуляции с подъемом вод у экватора и опусканием в высоких широтах будет зависеть от скорости изменения свойств глубинных водных масс.

Приложение

В предположении, что черноморский халоклин имеет характер пограничного слоя, он описывается следующей системой уравнений:

$$-f_v = -\frac{dp}{dx} + A\Delta U, \quad (1\Pi)$$

$$f_u = -\frac{dp}{dy} + A\Delta V, \quad (2\Pi)$$

$$\frac{dp}{dz} = g\rho, \quad (3\Pi)$$

$$\frac{dU}{dx} + \frac{dV}{dy} + \frac{dW}{dz} = 0, \quad (4\Pi)$$

$$U \frac{d\rho}{dx} + V \frac{d\rho}{dy} + W \frac{d\rho}{dz} = \kappa \frac{d^2\rho}{dz^2}, \quad (5\Pi)$$

где U , V , W – компоненты скорости течения; p – нормированное на среднюю плотность давление; ρ – условная плотность, также нормированная на среднюю плотность; g – ускорение силы тяжести; f – параметр Кориолиса; A – коэффициент горизонтального турбулентного обмена; κ – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии. Уравнения (1\Pi) – (5\Pi) должны решаться

в бесконечной области при z , меняющейся от $-\infty$ до ∞ , а по горизонтали – по площади Черноморского бассейна. Выше и ниже пикноклина плотность стремится к постоянным значениям ρ_- и ρ_+ .

Перекрытым дифференцированием уравнений (1П) и (2П) и применением операции горизонтальной дивергенции получим новые два уравнения:

$$-f\Omega = -\Delta p, \quad (6\Pi)$$

$$fD = A\nabla\Omega, \quad (7\Pi)$$

где $\Omega = \frac{dV}{dx} - \frac{dU}{dy}$; $D = \frac{dU}{dx} + \frac{dV}{dy}$. В уравнении (6П) учтена геострофичность

основных горизонтальных движений. Введем теперь масштаб пикноклина H и перепада плотности верхнего и нижнего слоев $\delta\rho = \rho_+ - \rho_-$. Тогда масштаб давления равен $g\delta\rho H$, геострофической скорости – $\frac{g\delta\rho H}{fL}$, где L – характерный размер бассейна (например, квадратный корень из его площади). Масштаб завихренности равен $\Omega = \frac{g\delta\rho H}{fL^2}$, а горизонтальной дивергенции –

$D = A \frac{g\delta\rho H}{f^2 L^4}$. Наконец, в силу (4П) и (5П) масштаб вертикальной скорости

равен $W = A \frac{g\delta\rho H^2}{f^2 L^4} = \frac{\kappa}{H}$. Из последнего выражения находим вертикальный

масштаб пикноклина:

$$H = \left(\frac{\kappa f^2 L^4}{g\delta\rho A} \right)^{\frac{1}{3}}. \quad (8\Pi)$$

Заметим, что в выражение (8П) входит неизвестный перепад плотности $\delta\rho$. Он остается неопределенным в соответствии с представлением о существовании пикноклина как пограничного слоя на этапе медленной эволюции стратификации бассейна. Вычислим также масштаб диффузионного «потока плотности» через пикноклин:

$$\Gamma = \kappa^{\frac{2}{3}} (g\delta\rho)^{\frac{4}{3}} \left(\frac{A}{f^2 L^4} \right)^{\frac{1}{3}}. \quad (9\Pi)$$

Таким образом, получаем, что диффузионный «поток плотности» через пикноклин пропорционален перепаду плотности ниже и выше пикноклина в степени $4/3$ на всей стадии медленной эволюции стратификации бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альтман Э. Н., Гертман И. Ф., Голубева З. А.* Многолетние тенденции солености и температуры вод Черного моря в связи с изменениями стока рек (по данным натуральных наблюдений) // Труды Государственного океанографического института. Вопросы гидрологии и гидрохимии Черного моря. Л. : Гидрометеиздат, 1988. Вып. 189. С. 39–53.
2. *Полонский А. Б., Шокурова И. Г., Белокопыттов В. Н.* Десятилетняя изменчивость температуры и солености в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2013. № 6. С. 27–41.
3. *Ryan W. B., Pitman W. C.* Noah's Flood: The new scientific discoveries about the event that changed history. New York : Simon and Schuster, 1999. 319 p.
4. *Сендеров М. В., Мизюк А. И.* Влияние начальных условий на водообмен через Босфор и формирование вертикальной халинной структуры Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. Севастополь : Морской гидрофизический институт РАН, 2017. Вып. 2. С. 82–89.
5. *Korotaev G. K.* Formation of salinity and density vertical stratification of the Black Sea // Journal of Physics: Conference Series. 2019. Vol. 1359, conference 1. 012003. doi:10.1088/1742-6596/1359/1/012003
6. *Senderov M. V., Mizyuk A. I., Korotaev G. K.* Study of the formation of the Black Sea haline stratification from the numerical simulations // Journal of Physics: Conference Series. 2019. Vol. 1359, conference 1. 012076. doi:10.1088/1742-6596/1359/1/012076
7. *Водяницкий В. А.* Основной водообмен и история формирования солености Черного моря // Труды Севастопольской биологической станции. 1948. Т. VI. С. 386–432.
8. *Булгаков С. Н., Коротаев Г. К.* Роль халинных факторов в формировании циркуляции вод Черного моря // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. М. : Наука, 1989. С. 71–79.
9. *Ivanov L. I., Samodurov A. S.* The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea // Journal of Marine Systems. 2001. Vol. 31, iss. 1–3. P. 159–174. doi:10.1016/S0924-7963(01)00051-3
10. *Булгаков С. Н., Коротаев Г. К., Уайтхэд Дж. А.* Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Часть 2: Лабораторные эксперименты // Известия Академии наук. Физика атмосферы и океана. 1996. Т. 32, № 4. С. 557–564.
11. *Whitehead J. A., Korotaev G. K., Bulgakov S. N.* Convective circulation in mesoscale abyssal basins // Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics. 1998. Vol. 89, iss. 3–4. P. 169–203. doi:10.1080/03091929808203685
12. *Pedlosky J., Whitehead J. A., Veitch G.* Thermally driven motions in a rotating stratified fluid: theory and experiment // Journal of Fluid Mechanics. 1997. Vol. 339. P. 391–411. doi:10.1017/S0022112097005168
13. NEMO ocean engine / G. Madec [et al.]. IPSL, 2016. 386 p. (Note du Pôle de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace No. 27). URL: <http://www.nemo-ocean.eu/doc/> (date of access: 07.05.2019).
14. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. Paris : UNESCO, 1983. 53 p. (Unesco technical papers in marine science 44). URL: <http://hdl.handle.net/11329/109> (date of access: 07.05.2019).
15. *Roulet G., Madec G.* Salt conservation, free surface, and varying levels: A new formulation for ocean general circulation models // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2000. Vol. 105, iss. C10. P. 23927–23942. <https://doi.org/10.1029/2000JC900089>
16. *Mesinger F., Arakawa A.* Numerical methods used in atmospheric models. Vol. I. WMO-ICSU Joint Organizing Committee, 1976. 64 p. (GARP Publications Series No. 17). URL: http://twister.ou.edu/CFD2003/Mesinger_ArakawaGARP.pdf (date of access: 07.05.2019).

17. *Zalesak S. T.* Fully multidimensional flux-corrected transport algorithms for fluids // *Journal of Computational Physics*. 1979. Vol. 31, iss. 3. P. 335–362. [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(79\)90051-2](https://doi.org/10.1016/0021-9991(79)90051-2)
18. *Rodi W.* Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified fluids // *Journal of Geophysical Research*. 1987. Vol. 92, iss. C5. P. 5305–5328. <https://doi.org/10.1029/JC092iC05p05305>
19. *Авдеев А. И.* Разработка методологии исследования рельефа дна Черного моря и его влияние на процессы, протекающие в зоне сопряжения суша – море // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. Севастополь : МГИ, 2001. Вып. 4. С. 179–187.
20. *Senderov M. V., Mizyuk A. I., Korotaev G. K.* The Bosphorus exchange flow impact on the river runoff // *Journal of Physics: Conference Series*. 2018. Vol. 1128, conference 1. 012149. doi:10.1088/1742-6596/1128/1/012149
21. *Korotaev G. K.* Circulation in Semi-Enclosed Seas Induced by Buoyancy Flux through a Strait // *Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea* / E. Özsoy, A. Mikaelyan (eds). (NATO ASI Series (Series 2: Environment), vol. 27). Dordrecht : Springer, 1997. P. 395–401. https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2_30
22. *Колесников А. Г.* К вычислению годового хода температуры воды в южных морях // *Труды Морского гидрофизического института Академии наук СССР*. М. : Изд-во Академии наук СССР, 1953. Т. III. С. 106–127.
23. *Овчинников И. М., Попов Ю. И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанология*. 1987. Т. XXVII, вып. 5. С. 739–747.
24. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing / A. G. Zatspein [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. Vol. 108, iss. C8. 3246. <https://doi.org/10.1029/2002JC001390>
25. *Кубрякова Е. А., Коротаев Г. К.* Сезонная изменчивость циркуляции и формирование солёности поверхностных вод Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2013. № 3. С. 3–12.
26. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov / V. B. Zalesny [et al.] // *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. 2012. Vol. 27, iss. 1. P. 95–112. <https://doi.org/10.1515/rnam-2012-0006>
27. *Залесный В. Б., Гусев А. В., Фомин В. В.* Численная модель негидростатической морской динамики, основанная на методах искусственной сжимаемости и многокомпонентного расщепления // *Океанология*. 2016. Т. 56, № 6. С. 959–971. doi10.7868/S0030157416050178
28. *Гусев А. В., Залесный В. Б., Фомин В. В.* Методика расчета циркуляции Черного моря с улучшенным разрешением в районе полигона ИО РАН // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 6. С. 978–989. doi10.7868/S0030157417060120

Об авторах:

Мизюк Артем Игоревич, старший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4885-354X**, **ResearcherID: C-6125-2016**, artem.mizuk@mhi-ras.ru

Сендеров Максим Владимирович, младший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-1025-590X**, **ResearcherID: J-9658-2018**, maxim.senderov@mhi-ras.ru

Коротаев Геннадий Константинович, научный руководитель ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), член-корреспондент РАН, доктор физико-математических наук, профессор, **ResearcherID: K-3408-2017**, gkorotaev@gmail.com