

## Примеры мезомасштабного и субмезомасштабного численного вихреразрешающего моделирования океана

Е. В. Станев<sup>1, ✉</sup>, М. Рикер<sup>1, 2</sup>, С. Грайек<sup>1</sup>, Б. Якоб<sup>1</sup>, В. Хайд<sup>1, 3</sup>,  
Й. Станева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Центр материаловедения и исследования побережья им. Гельмгольца, Гестхахт, Германия

<sup>2</sup>Институт химии и биологии морской среды, Ольденбургский университет  
им. Карла фон Осецкого, Ольденбург, Германия

<sup>3</sup>Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия  
✉ [emil.stanev@hzg.de](mailto:emil.stanev@hzg.de)

Поступила в редакцию 13.07.2020 г., после доработки – 26.08.2020 г.

**Цель.** В данном исследовании рассматривается вращательное движение геофизических жидкостей в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Основная цель – проследить развитие численного моделирования океана с высокой разрешающей способностью, а также продемонстрировать возникновение новых физических процессов за счет более корректного учитывания приливов в вихреразрешающих численных моделях и субмезомасштабной динамики в моделях морских проливов.

**Методы и результаты.** Океанические вихри и их взаимодействие с приливами изучаются с помощью численного моделирования четырьмя моделями *NEMO* для Европейского северо-западного шельфа с разрешением 7–1,5 км. Вертикальные характеристики движения в Босфорском проливе исследовались посредством численного моделирования с *SCHISM*, неструктурированной сеточной моделью с ультравысоким разрешением менее 100 м. Баротропное приливное воздействие привело к существенному сглаживанию наклонов спектральных кривых. Наиболее важное различие между спектральными свойствами четырех моделей заключается во вращательной составляющей движения. В модели с разрешением 1,5 км величина спектральной плотности завихренности на масштабах ~ 70 км на порядок выше, чем в трех других моделях. Хотя большая часть приливного сглаживания связана с внутренними приливами, за пределами определенного горизонтального разрешения динамика вихрей подвержена влиянию баротропных приливов. Шельф Бискайского залива и отмели вокруг Фарерских островов – это зоны, которые наиболее явно реагируют на включение баротропных приливов в модель. Благодаря ультравысокому разрешению сетки в районе Босфора появились новые элементы физического движения. В боковой циркуляции преобладают системы циркуляционных ячеек с масштабами ~ 1 км. На некоторых участках величина бокового потока превышает  $0,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , что сопоставимо с величиной осевого потока. Это показывает важность спиральных элементов циркуляции пролива для перемешивания водных масс в Босфоре.

**Выводы.** Без соответствующего разрешения модели приливной океанской динамики симулируют общую циркуляцию океана, но не описывают правильно энергетические каскады на вихревых масштабах, в том числе взаимодействие между приливами и мезомасштабными вихрями. Отсутствие субмезомасштабной динамики в моделях может в значительной степени повлиять на их способность воспроизвести двухслойный межбассейновый обмен.

**Ключевые слова:** океанские вихри, численные океанические модели, горизонтальное разрешение, межбассейновый обмен.

**Благодарности:** работа выполнена при поддержке со стороны Инициативного и сетевого фонда Ассоциации Гельмгольца в рамках проекта «Расширенные возможности моделирования систем Земли».

**Для цитирования:** Примеры мезомасштабного и субмезомасштабного численного вихреразрешающего моделирования океана / Е. В. Станев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 6. С. 691–719. doi:10.22449/0233-7584-2020-6-691-719

© Станев Е. В., Рикер М., Грайек С., Якоб Б., Хайд В., Станева Й., 2020

# Numerical Eddy-Resolving Modeling of the Ocean: Mesoscale and Sub-Mesoscale Examples

E. V. Stanev<sup>1,✉</sup>, M. Ricker<sup>1, 2</sup>, S. Grayek<sup>1</sup>, B. Jacob<sup>1</sup>, V. Haid<sup>1, 3</sup>,  
J. Staneva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Geesthacht, Germany*

<sup>2</sup>*Institute for Chemistry and Biology of the Marine Environment, University of Oldenburg,  
Oldenburg, Germany*

<sup>3</sup>*Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany*

✉ *emil.stanev@hzg.de*

*Purpose.* The study addresses rotational motion of geophysical fluids in the horizontal and vertical planes. It is aimed mainly at tracing the development of high-resolution numerical modeling of the ocean, as well as at demonstrating new physical processes due to more correct consideration both of the tides in the eddy-resolving numerical models and sub-mesoscale dynamics in the models of the sea straits.

*Methods and Results.* The ocean eddies and their interaction with tides are studied using numerical simulations by four NEMO models for the European North-West shelf with the resolutions ranging from 7 to 1.5 km. The vertical characteristics of motion in the Bosphorus Strait were studied using numerical simulations with *SCHISM*, the unstructured grid model with the ultra-fine model resolution (less than 100 m). The barotropic tidal forcing resulted in substantial flattening of the slopes of the spectral curves. The most important difference between the spectral features of four models occurs in the motion rotational component. In the model with the 1.5 km resolution, the magnitude of the vorticity power spectral density at the scales ~70 km is by an order of magnitude higher than in the other three models. Although most of the tidal flattening is associated with the internal tides, beyond a certain horizontal resolution, the eddy dynamics become affected by the barotropic tides. The shelf of the Biscay Bay and the shallows around the Faroe Islands are the most sensitive areas to adding of the barotropic tides to the model forcing. Due to the grid ultra-fine resolution, new elements of physical motion emerged in the Bosphorus region. The lateral circulation is dominated by the systems of multiple circulation cells with the scales ~ 1 km. In some areas, the lateral flow magnitude exceeds 0.5 m/s, which is comparable with the magnitude of the axial flow. This reveals importance of the helical elements of the strait circulation for overturning of water masses in the Bosphorus.

*Conclusions.* Without proper resolution, the models of tidal oceanic dynamics simulate the ocean general circulation, but do not describe correctly the energy cascades at the eddy scales including interaction between the tides and the mesoscale eddies. Absence of this sub-mesoscale dynamics in the models can largely affect their capability to simulate the two-layer inter-basin exchange.

**Keywords:** ocean eddies, numerical ocean models, horizontal resolution, inter-basin exchange.

**Acknowledgements:** The study was carried out at support of the Initiative and Networking Fund of the Helmholtz Association within the framework of the project “Advanced Earth System Modelling Capacity”.

**For citation:** Stanev, E.V., Ricker, M., Grayek, S., Jacob, B., Haid, V. and Staneva, J., 2020. Numerical Eddy-Resolving Modeling of the Ocean: Mesoscale and Sub-Mesoscale Examples. *Physical Oceanography*, [e-journal] 27(6), pp. 631-658. doi:10.22449/1573-160X-2020-6-631-658

## Введение

Вращательные движения жидкостей давно интересовали ведущих исследователей из различных областей науки. В Лестерском кодексе Леонардо да Винчи (1510 г.; цитируется по [1]) описал бесконечную изменчивость вихрей. Около 350 лет спустя Гельмгольц [2] разработал основные теоремы теории вихрей. В геофизической гидродинамике (гидродинамика на Земле и других вращающихся планетах) существует фундаментальное число, называемое

радиусом деформации Россби,  $R_d = (g'H)^{1/2}/f$ . Оно определяет масштаб длины, при котором воздействия вращения становятся так же важны, как воздействия, вызванные гравитацией. В этой формуле  $H$  – вертикальный масштаб потока,  $f$  – параметр Кориолиса,  $g'$  – приведенная сила тяжести (*reduced gravity*). Другими словами,  $R_d$  – это «естественный» масштаб вихрей и фронтов.

Возникновение вихрей в океане практически идентично процессу, известному как бароклинная неустойчивость. Он также отвечает за образование циклонов и антициклонов в атмосфере. Поскольку приведенная сила тяжести в океане намного меньше, чем в атмосфере, вихри там также намного меньше (обычно горизонтальные масштабы менее 100 км), а их временные рамки (порядка месяца) намного длиннее, чем таковые синоптического движения в атмосфере. Небольшой размер океанских вихрей, возможно, является одной из причин, объясняющих, почему они были обнаружены намного позже, чем их атмосферные аналоги. Впервые океанические вихри были обнаружены в 1970 г. в эксперименте «Полигон-70» [3, 4]. Массив наблюдений включал 17 буев, размещенных накрест на расстоянии в 120 миль (193 км) в зональном и меридиональном направлениях с центром в 16,5° с. ш. и 33,5° з. д. Этот эксперимент продолжался более 7 мес, и в процессе был обнаружен антициклонический вихрь диаметром ~ 200 км. Напомним, что этот вихрь был большим из-за малых значений параметра Кориолиса между тропиками и экватором.

После эксперимента «Полигон-70» с марта по середину июля 1973 г. проводился эксперимент по динамике срединного океана (*MODE-1*), который был разработан для исследования мезомасштабных вихрей в районе к юго-западу от Бермудских о-вов [5]. В 1977–1978 гг. США и Советский Союз объединили свои усилия в эксперименте под названием ПОЛИМОДЕ (название было комбинацией слов Полигон и *MODE*) с целью развития науки о вихревых движениях в океане [6]. Первый автор данного исследования, участвовавший в ПОЛИМОДЕ в 27-м рейсе НИС «Курчатов», во время *MODE-1* сделал свои первые шаги в области численного моделирования океана. Ограниченные вычислительные ресурсы и недостаточный опыт численного моделирования океана в то время были препятствием для моделирования динамики в вихревых масштабах. Только в 1992 г. авторы работы [7] описали совместные усилия по моделированию глобальной циркуляции океана с вихревой разрешающей способностью. Однако их модель с разрешением 0,5° (что составляет около 50 км) с трудом разрешает мезомасштабные вихри, многие из которых размером с модельную сетку. Спустя 10 лет после этой новаторской работы глобальные модели достигли разрешения 1/10° [8, 9], продемонстрировав большой шаг вперед в моделировании океана с высоким разрешением с приложениями к прогнозированию и климату. Разрешение в текущих глобальных моделях: 1/12° в [10] и 1/16° в [11] – даже превосходит разрешение первых вихреразрешающих моделей ограниченной площади (~ 20 км в [12]) времен ПОЛИМОДЕ.

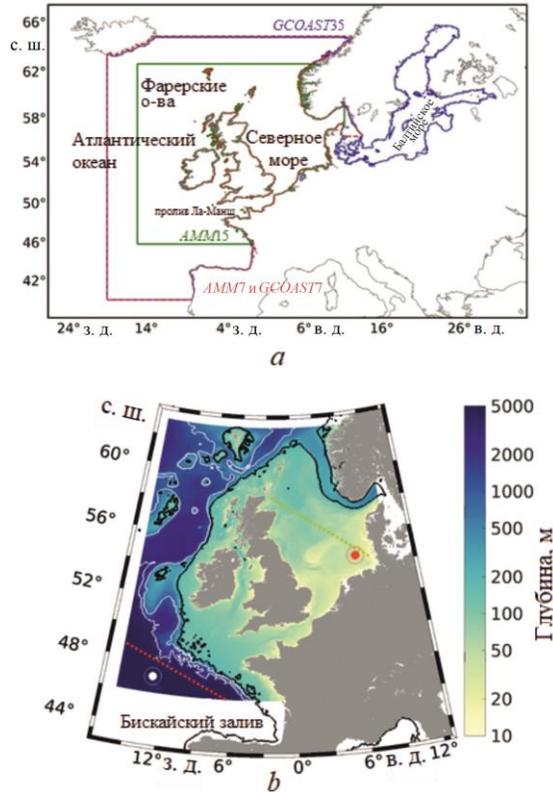
Сегодня пришло время заняться также процессами на субмезомасштабах. Принято считать, что субмезомасштабные процессы в океане [13] характеризуются масштабами 1–10 км, что меньше радиуса деформации Россби. Их временные масштабы короче нескольких часов, а относительная завихренность больше  $f$  (для мезомасштабного движения относительная завихрен-

ность только сравнима с  $f$ ). С доступными методами наблюдений и имея в виду небольшой размер и сильную временную изменчивость, очень трудно наблюдать субмезомасштабные вихри в реальном океане. Их наиболее заметные проявления – это цветные изображения хлорофилла на поверхности океана. Хотя спутниковые данные о цвете обеспечивают снимки хорошего качества, получить временную эволюцию достаточно сложно. Численное моделирование также является проблемой, но с учетом современных достижений вычислительных методов и моделирования на неструктурированных сетках перспективы выглядят неплохо.

Известно, что мезомасштабные вихри взаимодействуют с внутренними гравитационными волнами и конвекцией. Они влияют на изменчивость крупномасштабных течений и перенос тепла через океанские фронты. По мере того как разрешение численных моделей постепенно улучшается, появляются масштабы, за пределами которых преодолеваются определенные пороговые значения и возникают новые явления, которые отсутствуют при более низком разрешении. Взаимодействие между вихревыми процессами и многими другими процессами в моделях с высоким разрешением также может резко измениться. Высокое разрешение батиметрии также может существенно изменить региональную динамику моделей, особенно в океанских проливах, которые имеют решающее значение для обмена водными массами между различными бассейнами. Этот обмен может принимать различные формы в зависимости от того, насколько адекватно разрешены преобладающие масштабы [14].

Существует множество примеров, касающихся океана, которые прекрасно иллюстрируют взаимосвязь между различными океанскими процессами и вихрями. В настоящей работе мы приведем два примера. Один из них иллюстрирует взаимодействие между вихрями и баротропными приливами. Этот вопрос недавно был рассмотрен в работе [15] для района Бискайского залива, где авторы использовали модель *NEMO* v3.6 [16] и проанализировали влияние включения и выключения приливного воздействия. Надежность результатов в зависимости от разрешения модели выходила за рамки указанной работы [15] и будет рассмотрена в настоящем исследовании. Мы считаем этот аспект очень важным, поскольку вихревые процессы демонстрируют сильную модельную зависимость.

Второй элемент динамики океана, рассматриваемый в настоящем исследовании, – это вторичная (боковая) циркуляция в океанских проливах. Вторичная циркуляция описывает потоки, перпендикулярные оси пролива [17]. Авторы работы [14] изучили проливы, соединяющие Балтийское море с Северным морем (рис. 1, *a*), и сравнили наблюдения *ADCP* и численное моделирование, выполненное с помощью полуявной кросс-масштабной модели *SCHISM* [18]. Они продемонстрировали, что новые элементы физического движения в проливах появляются в результате использования сверхтонкой разрешающей способности модели (размер сетки – менее  $\sim 100$  м). Здесь мы представим аналогичную ситуацию для системы проливов, соединяющих Черное море со Средиземным.



**Р и с. 1.** Балтийское море, Северное море и часть Восточной Атлантики – *a*. Также показаны области *GCOAST7*, *AMM7* (красным цветом), *GCOAST35* (синим) и *AMM15* (зеленым) (см. описание отдельных моделей в тексте). На фрагменте *b* представлена часть области из фрагмента *a*, где выполняется большая часть анализов, т. е. линии разрезов и две конкретные области; цветным фоном показана батиметрия (также изображены изобаты 200 м (жирная черная линия), 1000 и 3000 м)

**Fig. 1.** The Baltic Sea, the North Sea and part of the East Atlantic – *a*. The areas of *GCOAST7*, *AMM7* (red), *GCOAST35* (blue), and *AMM15* (green) are also shown (see the text for description of the individual models). Fragment (*b*) shows the part of the area in (*a*) where most of analyses are performed, e. g., the section lines and two specific locations. The colored background denotes bathymetry (the 200 (thick black line), 1000, and 3000 m isobaths are also shown)

Возникает резонный вопрос, зачем в одной и той же работе рассматривать океанские вихри и потоки в каналах. Связующим элементом двух типов движения является вращение. В 2020 г. исполнилось ровно 500 лет со дня смерти Леонардо да Винчи. Он не только сосредоточил свое внимание на вращательном движении, но и изучил профили скорости в каналах, а также роль трения [19]. Теперь мы начинаем понимать, что обменные потоки в океанских проливах имеют вращательный характер и направлены поперек них.

Данная работа структурирована следующим образом: в разделе 2 мы сначала представляем модели и географические условия, к которым их применяем. Мы представляем результаты по динамике вихрей в Бискайском заливе в разделе 3, а в разделе 4 – анализ вторичной циркуляции в проливе Босфор с последующими краткими выводами.

## **2. Региональные характеристики и соответствующие модельные конфигурации**

### **2. 1. Европейский северо-западный шельф и прилегающая глубоководная часть океана**

#### **2. 1. 1. Динамика**

Исследуемая область является типичным представителем зоны с океанической динамикой, вызываемой приливами. Однако многие численные модели циркуляции океана не моделируют мезомасштабные вихри и приливы. Либо модели являются баротропными, либо разрешение слишком низкое, либо приливы не берутся во внимание. В таком случае неопределенности, которые возникают из-за недостаточной представленности соответствующих взаимодействий между баротропными приливами и мезомасштабным движением, остаются неизвестными. Когда масштабы этого мезомасштабного движения, вызванного приливом (напр., внутренним приливом), и геострофических вихрей сопоставимыми, взаимодействия между ними становятся преобладающими для динамики океана [20, 21]. Это взаимодействие зависит от региона, поскольку батиметрия оказывает большое влияние на передачу энергии от баротропных приливов к бароклинным [22–26].

Исследование [15] можно рассматривать как применение теорий приливо-вихревых взаимодействий [27–29] для переходных зон между шельфами, свалами глубин и глубоководной частью океанов. Для своего анализа авторы работы [15] выбрали Европейский северо-западный шельф (ЕСЗШ) (рис. 1, *b*), поскольку из более ранних работ известно, что там взаимодействия шельфа и глубоководной части океана сильно зависят от приливов [30–32]. Приливное воздействие в этих областях усиливает переходные процессы и приводит к существенной трансформации спектров волновых чисел. Авторы [15] объяснили это преобразование вкладом процессов в высокочастотном диапазоне. Моделируемые уклоны спектральных кривых отличались от известных из теории квазигеострофической (КГ) турбулентности. Они имели явные различия вдоль и поперек свала глубин, что позволяет предположить, что мезомасштабная турбулентность не была изотропной. Эти результаты побудили нас провести углубленный анализ того, как мезомасштабные вихри и их энергетический каскад меняются в разных моделях.

#### **2. 1. 2. Конфигурации *NEMO***

Взаимодействие баротропных приливов и мезомасштабных вихрей в моделях зависит от того, насколько хорошо разрешены вихри. По крайней мере, для разрешения вихря необходимы две точки сетки на радиус деформации [33]. В исследовании [15], где разрешение равнялось 7 км, разрешались вихри диаметром более 30–40 км и внутренние приливы с сопоставимыми масштабами длины. В [34–36] авторы изучали различные аспекты влияния пространственного разрешения на репрезентативность моделей, созданных для региона ЕСЗШ, включая операционные модели. Авторы [37, 38] разработали модель с очень высоким разрешением (1,5 км) для области ЕСЗШ, которая известна как *АММ15* (модель Атлантической полосы, 15 означает разрешение, равное 1,5 км). Это прогностическая модель океана следующего поколения,

созданная для оперативного прогнозирования ЕСЗШ на замену АММ7 (7 означает разрешение, равное 7 км [39]).

В настоящем исследовании анализируются данные численного моделирования с использованием модели, описанной в [15], а также АММ7 и АММ15, эти модели уже упоминались в цитированных выше работах. Дополнительное моделирование было выполнено с использованием модели NEMO (NEMO v3.6; [16]) версии Центра материаловедения и исследования побережья им. Гельмгольца (*Helmholtz-Zentrum Geesthacht (HZG)*) с горизонтальным разрешением 3,5 км. Соответствующая настройка модели является частью системы *Geesthacht COAstal SysTem (GCOAST)*, которая представляет собой объединенную структуру моделирования, включающую атмосферную, океаническую, ветровую, биогеохимическую и гидрологическую части [40]. В настоящем исследовании мы используем только гидродинамическую часть.

Модельный район охватывает Балтийское море, Датский пролив, Северное море и часть Северо-Восточной Атлантики (рис. 1, *a*). Наш анализ сосредоточен на области, показанной на рис. 1, *b*. Вертикальная дискретизация использует 50 гибридных уровней  $s$ - $z$ \* с частичными ячейками. Пограничные условия для потоков импульса и тепла рассчитываются с использованием общих аэродинамических формул и ежечасных данных атмосферных реанализов Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (*ERA5 ECMWF* с горизонтальным разрешением 0,25°). Приливный потенциал также учитывается [41]. Ежедневная климатология речного стока основана на массивах данных о речном стоке от Федерального морского и гидрографического агентства Германии (*German Federal Maritime and Hydrographic Agency*), Шведского метеорологического и гидрологического института (*Swedish Meteorological and Hydrological Institute*) и Метеорологического бюро Соединенного Королевства (*the United Kingdom Meteorological Office*). Граничные условия на открытых границах используют данные АММ7 [39], распространяемые Службой морской среды и мониторинга *Copernicus*. Выходные данные за 2016 и 2017 гг. сохранялись ежечасно, ассимиляция данных не используется. В дальнейшем эта модель будет называться *GCOAST35*.

Модель, использованная в [15], основное отличие которой от *GCOAST35* – в два раза более низкое разрешение, будет называться *GCOAST7* (7 и 35 соответствуют разрешению 7 и 3,5 км). *GCOAST7* подробно описана в [15]. Два эксперимента, аналогичные описанным в [15], были выполнены с помощью *GCOAST35*. Первый, в котором использовались все воздействия, описанные выше, называется контрольным прогоном *GCOAST35-CRE* (*CRE* означает эксперимент с контрольным прогоном – *Control run experiment*). Во втором эксперименте (*GCOAST35-NTE*) приливы были отключены (*NTE* означает эксперимент без приливов – *non-tidal experiment*). Эксперименты с контрольным прогоном и без приливов для *GCOAST7* были проанализированы в [15] и там также получили названия *CRE* и *NTE* соответственно. Небольшая часть этих более ранних результатов также будет использована в настоящей работе.

## 2. 2. Узкие океанские проливы

### 2. 2. 1. Каскад от Азовского к Средиземному морю

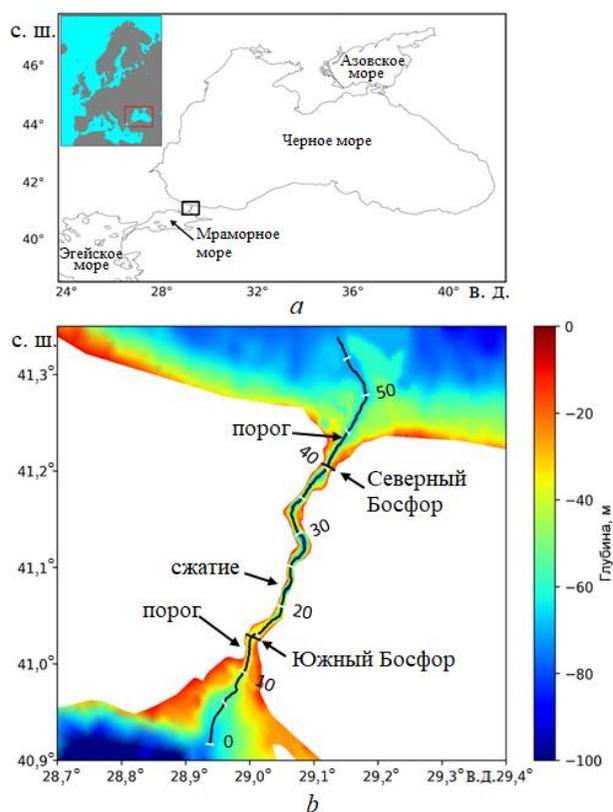
Узкие и мелкие проливы, такие как Босфор (ширина  $\sim 1$  км, глубина местами  $\sim 30$  м), соединяют крупные водоемы с разной соленостью. Динамика таких проливов в значительной степени остается неизвестной, не в последнюю очередь из-за неспособности существующих моделей со структурированной сеткой точно определить доминирующие процессы. Как показали авторы работы [42], моделирование на неструктурированных сетках в значительной степени способствует нашему пониманию водообмена в каскаде, состоящем из Азовского – Черного – Мраморного – Эгейского морей и являющемся одной из крупнейших эстуарных систем в мире. В этом каскаде долгосрочный средний перенос определяется водным балансом и модулируется ветрами и атмосферным давлением. В вертикальном направлении структура течений аналогична структуре приливных эстуариев. Поток верхнего слоя идет от менее соленых бассейнов к более соленым, поток нижнего слоя – в обратном направлении. Соленость в Черном море колеблется от 17–18 на поверхности (без учета устьев рек) до  $\sim 22,3$  в самых глубоких придонных слоях. В Мраморном море соленость колеблется от  $\sim 22$  на поверхности до более 38 на глубине  $\sim 50$  м и затем незначительно увеличивается по направлению вниз к дну.

Испарение ( $\sim 350$  км<sup>3</sup>·год<sup>-1</sup>) и осадки ( $\sim 300$  км<sup>3</sup>·год<sup>-1</sup>) над Черным морем имеют тенденцию компенсировать друг друга, поэтому чистый отток через Босфор составляет  $\sim 300$  км<sup>3</sup> в год и он всего на  $\sim 50$  км<sup>3</sup>·год<sup>-1</sup> меньше, чем речной сток плюс приток из Азовского моря [43]. Здесь и далее нами определяется отток (приток) в Босфор как вода, выходящая (поступающая) в Черное море. Соотношение между двумя потоками составляет приблизительно 2 : 1, что устанавливает приблизительное соотношение между соленостью в Черном и Средиземном морях как 1 : 2. Эти соотношения вытекают из сохранения массы и соли. Модель, представленная в [42], демонстрирует хорошие возможности моделирования динамики пролива и гравитационных течений, исходящих из проливов. Реалистично моделируются время и величина обменных потоков, а также зависимость двухслойного потока от чистого транспорта. Общий вывод из этого исследования заключался в том, что моделирование отдельных бассейнов отдельно или совокупно, но с плохо разрешенными проливами может привести к большим неточностям из-за отсутствия фундаментальных процессов, доминирующих в обмене между соединенными бассейнами.

В более поздних исследованиях двухслойного обмена в зоне соединения Балтийского и Северного морей (система, подобная каскаду, описанному выше) авторы работ [14, 44] исследовали вторичную циркуляцию в датских проливах на основе наблюдений и численного моделирования с использованием гидродинамической модели с неструктурированной сеткой. Они продемонстрировали, что при разрешении  $\sim 100$  м в проливах появляются новые пути переноса и перемешивания, которые имеют фундаментальное значение для динамики пролива. Латеральная циркуляция структурирована в виде ряда спиральных ячеек с горизонтальным масштабом, равным  $\sim 1$  км. Спирали исчезают при моделировании с более крупной сеткой  $\sim 500$  м.

## 2. 2. 2. Конфигурации *SCHISM*

В настоящем исследовании мы анализируем результаты модели цепочки каскадных бассейнов от Азовского до Эгейского моря (рис. 2), описанной в [42]. В ней используется числовой код модели с неструктурированной сеткой *SCHISM* [18]. Эта модель происходит от полуживой эйлерово-лагранжевой модели конечных элементов (*SELFE*) [45]. Ряд улучшений по сравнению с *SELFE*, реализованных в *SCHISM*, описан в [18]. *SCHISM* решает усредненные по Рейнольдсу уравнения Навье – Стокса и уравнения переноса тепла и соли. Сетка модели представляет собой гибридную сетку конечных элементов и конечных объемов. Все члены, налагающие строгие ограничения устойчивости (например *CFL*), обрабатываются неявно, для переноса импульса используется метод Эйлера – Лагранжа. Дальнейшие технические подробности приведены в цитированных выше работах.



**Р и с. 2.** Каскад взаимосвязанных бассейнов Азовского, Черного, Мраморного и Эгейского морей – *a*. Положение Черного моря дано на вставке в верхнем левом углу. В рамке приведен регион, представленный на фрагменте *b*, здесь также показаны батиметрия пролива Босфор, линия разреза (числа указаны в километрах от начала) и конкретные области, анализ моделирования которых представлен в тексте работы. Указаны два отрезка – Южный и Северный Босфор

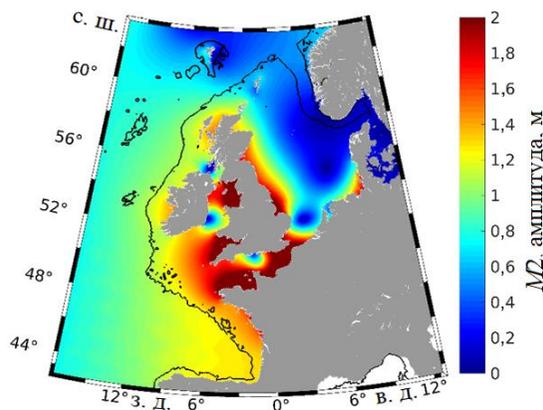
**F i g. 2.** The cascade of interconnected basins: the Azov Sea, the Black Sea, the Marmara Sea and the Aegean Sea – *a*. Position of the Black Sea is shown as an inset in the upper-left corner. The box shows the region represented in *b*; also shown are the Bosphorus Strait bathymetry, the section line (numbers are kilometers from the beginning) and specific locations for which the simulation analyses are represented in the text. Two sections are given: the southern and northern Bosphorus Strait

В конфигурации каскадной модели используются смешанные треугольно-четырёхугольные элементы в горизонтальном измерении и гибкая вертикальная сеточная система *LSC2* [46]. Как было показано в [42], модель плавно разрешает бароклинную неустойчивость и ряд кросс-масштабных процессов – от масштаба проливов до масштаба бассейнов. Расчетная сетка содержит ~ 104 тыс. узлов и ~ 178 тыс. треугольников/четырёхугольников. Минимальная боковая длина сетки составляет ~ 80 м в проливах Босфор и Дарданеллы. В остальной области используется практически равномерное разрешение, равное 3 км, этого достаточно, чтобы разрешить мезомасштабные вихри. Вертикальная сетка состоит из 53 уровней в глубоководной части океана, а среднее количество уровней – 31,65 во всей области модели; батиметрия, описанная в [42], не сглаживалась.

### 3. Вихревая динамика на шельфе, свале глубин и в глубоководной части океана

#### 3. 1. Моделирование приливов в моделях с разрешением 7 и 3,5 км

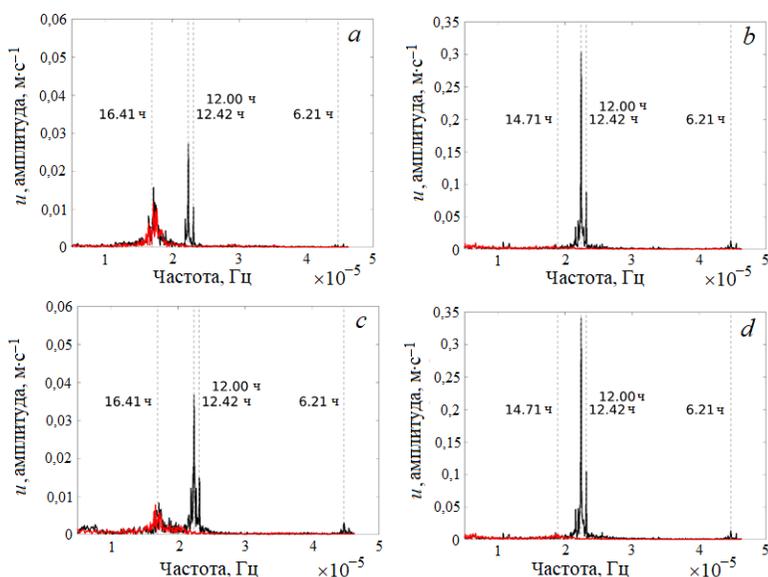
В случае с приливным воздействием, которое прописано в *GCOAST35* и *GCOAST7* таким же образом, изменчивость, обусловленная основными приливыми составляющими, почти идентична (сравните амплитуду прилива *M2* на рис. 3 данной работы и на рис. 3, *a* работы [15, с. 717]). Амплитуда определялась с помощью метода анализа приливных гармоник *UTide* [47]. Наибольшие отклонения между двумя моделями наблюдаются в Ла-Манше, перед устьем реки Эльбы и в Ирландском море. Однако эти отклонения малы по сравнению с соответствующими амплитудами, что позволяет заключить, что баротропные приливы в двух моделях практически идентичны. Сравнение с независимыми данными, представленными на рис. 3, *b*, *c* в работе [15], показывает, что моделирование реалистично в отношении приливов и отливов. Анализ других важных приливных составляющих, смоделированных в двух моделях (не приведенных здесь), также показывает очень хорошее согласование данных между *GCOAST35* и *GCOAST7*.



**Р и с. 3.** Амплитуда прилива *M2* в модели *GCOAST35* за период 1 января – 30 июня 2015 г., рассчитанная по уровню моря с помощью *UTide*

**F i g. 3.** Amplitude of the *M2* tide in the *GCOAST35* model for the period from January 1 to June 30, 2015 computed from the simulated sea level using *UTide*

Спектры скоростей в глубоководной части океана (100 м) и на шельфе (поверхность моря) показывают, что прилив  $M2$  является наиболее важным высокочастотным сигналом (рис. 4). Его амплитуда практически такая же, как в  $GCOAST35$  и  $GCOAST7$ . Вторичный пик возникает на инерционной частоте. Анализ данных  $GCOAST35$  показывает немного более низкие инерционные амплитуды в глубоководной части океана, чем  $GCOAST7$ , однако различия зависят от местоположения. В рассматриваемых областях (см. рис. 1) амплитуды прилива  $M2$ , оцененные по зональным скоростям, на шельфе на порядок выше, чем в глубоководной части океана (сравните рис. 4,  $a$ ,  $c$  и рис. 4,  $b$ ,  $d$  соответственно). Напомним, что амплитуда прилива  $M2$  в глубинах океана остается практически постоянной в верхних 100 м. Кроме того, на шельфе инерционное движение подавляется сильным трением в обеих моделях (инерционный пик не появляется на правой боковой панели на рис. 4). Этот числовой результат согласуется с анализом наблюдений, представленным в [48]. Сравнение с данными  $AMM7$  и  $AMM15$  (здесь не приведено) показывает, что частотные спектры у четырех моделей практически одинаковы. Наибольшие различия возникают в глубоководных районах океана, где амплитуды завышены в  $AMM7$  и занижены в  $GCOAST7$  по сравнению с моделью с более высоким разрешением.



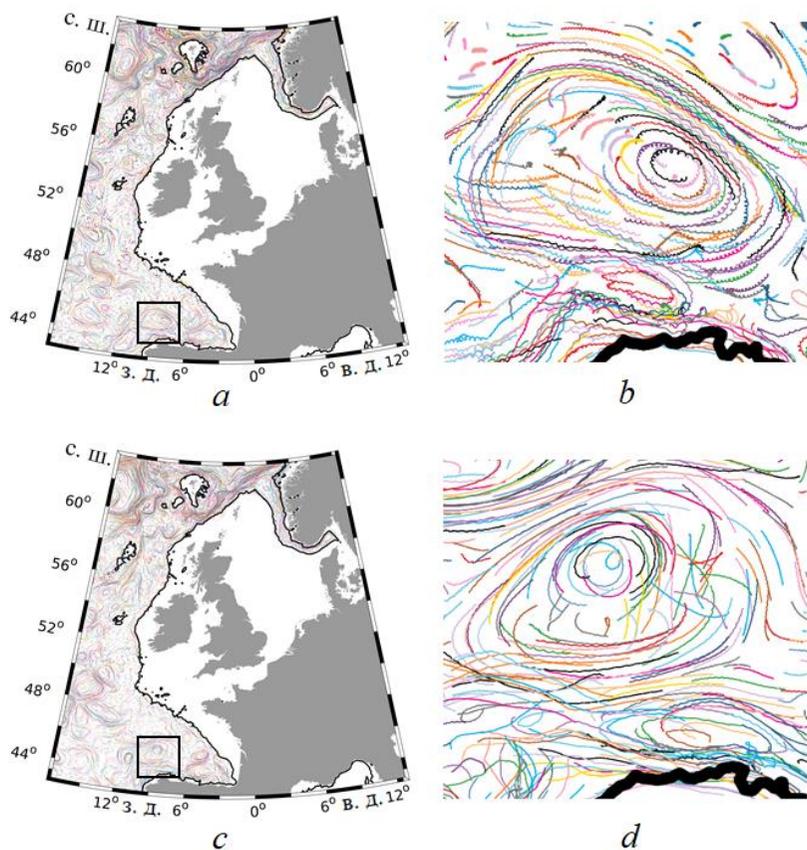
**Р и с. 4.** Частотный спектр скорости  $u$  на глубине 100 м в глубоководной части океана (слева) и у поверхности моря в Немецкой бухте (справа). Расположение станций ( $47,0^\circ$  с. ш.,  $15,78^\circ$  з. д. и  $54,67^\circ$  с. ш.,  $6,56^\circ$  в. д.) см. на рис. 1. Анализ проведен для периода 1 января – 30 июня 2015 г. Графики сверху взяты из  $GCOAST7$ , внизу – из  $GCOAST35$ . Черная линия –  $CRE$ , красная линия –  $NTE$ . Пунктирные вертикальные линии и соответствующие числа указывают периоды инерции в двух местах и периоды  $M2$ ,  $S2$  и  $M4$

**F i g. 4.** Velocity frequency spectrum  $u$  at the 100 m in the deep ocean (left panels) and at the sea surface in the German Bight (right panels). See the station positions ( $47.0^\circ\text{N}$ ,  $15.78^\circ\text{W}$  and  $54.67^\circ\text{N}$ ,  $6.56^\circ\text{E}$ ) in Fig. 1. Analysis is for the period from January 1, 2015 to June 30, 2015. Plots on the top are from  $GCOAST7$ , the ones on the bottom – from  $GCOAST35$ . Black line –  $CRE$ , and red line –  $NTE$ . Dashed vertical lines and the corresponding numbers indicate the inertial periods in two locations and the  $M2$ ,  $S2$  and  $M4$  periods

### 3. 2. Сравнение моделей с приливным воздействием и без него

#### 3. 2. 1. Океанские течения

Для визуализации поля скорости мы представляем траектории лагранжевых частиц в *GCOAST35-CRE* и *GCOAST35-NTE*. Частицы были выпущены 1 января 2015 г. в каждом узле сетки *GCOAST7* (узлы сетки *GCOAST7* и *GCOAST35* частично перекрываются). Отслеживание осуществлялось онлайн в течение 10 дней с почасовой выборкой позиций. Сравнение с результатами *GCOAST7* (см. рис. 4 из работы [15, с. 718]) демонстрирует то, чего и следовало ожидать: при примерно вдвое более высоком разрешении вихри в *GCOAST35* примерно в два раза меньше, чем в *GCOAST7*.



**Рис. 5.** Скорость представлена в виде траекторий каждой пятой частицы, выпущенной 1 января 2015 г. в точках сетки *GCOAST* и отслеживаемой в течение 10 дней: *a* – *GCOAST35-CRE*; *c* – *GCOAST35-NTE*; *b, d* – увеличенные вставки. Различные цвета для каждой частицы были выбраны случайным образом на основе схемы из работы [49], чтобы отличать разные траектории

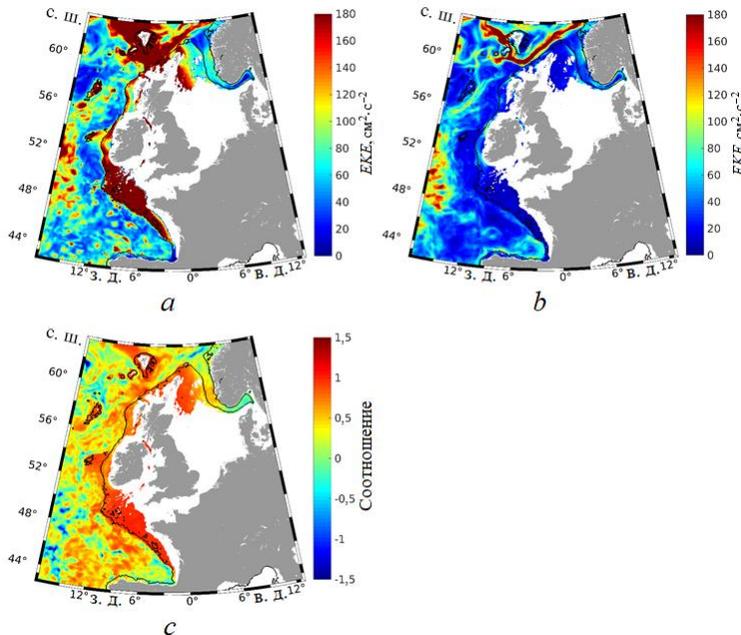
**Fig. 5.** Velocity is represented as the trajectories of every 5<sup>th</sup> particle released on January 1, 2015 in the *GCOAST* grid points and tracked over 10 days. *a* – *GCOAST35-CRE*; *c* – *GCOAST35-NTE*; *b, d* – the zoomed insets. Different colors for each particle were chosen randomly based on the scheme in [49] to distinguish different trajectories

Вихревое поле *GCOAST35-NTE* претерпевает существенные изменения после 1 января 2014 г., когда приливное воздействие отключено. Однако че-

рез год после этого изменения масштабы вихрей остаются в *GCOAST35-CRE* и *GCOAST35-NTE* почти такими же, как видно из поля скорости в начале 2015 г. (рис. 5). Траектории на увеличенных изображениях в *GCOAST35-NTE* более плавные (сравните рис. 5, *b*, *d*). Маленькие петли на траекториях показывают горизонтальные расстояния перемещения частиц воды в приливном цикле. Инерционные колебания в *GCOAST35-NTE* создают слабые волнообразные изменения траектории. Ниже мы объясним, влияют ли (и как) эти небольшие приливные смещения на циркуляцию океана.

### 3. 2. 2. Нестационарное движение

В модельной области инерционный период колеблется в пределах 18,75–13,30 ч. Приливный максимум исчезает в *GCOAST7-NTE* и *GCOAST35-NTE* (рис. 4, *c*, *d*). В то время как амплитуды инерционных колебаний немного ниже в *GCOAST7-NTE*, чем в *GCOAST7-CRE*, они почти одинаковы в *GCOAST35-NTE* и *GCOAST35-CRE*. Это предполагает, что приливы не сильно усиливают эти колебания. Подобные результаты более подробно обсуждаются в [15], см. также рис. 7, *b* данной работы (с. 722).



**Р и с. 6.** *EKE* на глубине 100 м, усредненная за 1 января – 31 декабря 2015 г., по *GCOAST35-CRE* – *a* и *GCOAST35-NTE* – *b*. Разность между *a* и *b*, нормализованная согласно *a*, показана на *c*  
**F i g. 6.** *EKE* at the 100 m depth averaged for January, 1 – December 31, 2015 from *GCOAST35-CRE* – *a* and *GCOAST35-NTE* – *b*. Difference between *a* and *b* normalized by *a* is shown in *c*

Поскольку ни *GCOAST7*, ни *GCOAST35* не ассимилируют данные, согласование ищется не между отдельными вихрями, их положением и временем, а, скорее, в статистике двух моделей. Кинетическая энергия вихрей (*EKE*) находится по следующей формуле:

$$EKE = \frac{\overline{u^2 + v^2}}{2} - \frac{\overline{u}^2 + \overline{v}^2}{2} = \frac{(\overline{u^2} - \overline{u}^2) + (\overline{v^2} - \overline{v}^2)}{2},$$

где верхнее подчеркивание обозначает усреднение по времени. В этой величине накапливаются все типы переходных процессов (например, внутренние приливы, ветровая изменчивость и мезомасштабная турбулентность). Различия *EKE* в *GCOAST35-CRE* и *GCOAST35-NTE* (рис. 6) примерно повторяют те, что показаны на рис. 8 из работы [15, с. 722]. Общий вывод состоит в том, что относительно *EKE* модели с разрешением 7 и 3,5 км показывают почти одинаковые отличия (рис. 6, с) между случаями, когда приливы включены или выключены. Поведение *EKE* в *GCOAST7* и *GCOAST35* также очень похоже в отдельных экспериментах. Регионы, наиболее чувствительные к баротропным приливным воздействиям, – это шельф Бискайского залива и отмели вокруг Фарерских о-вов. Этот результат предполагает, что перемешивание на склонах влияет на структуру поля плотности, что согласуется с исследованием [31]. В глубоководной части океана за свалом глубин баротропные приливы, как правило, усиливают мезомасштабные движения. В то время как полный спектр включенных в модель составляющих приливных воздействий отвечает за усиление *EKE* в глубоководной части океана, скорее именно прилив *M2* объясняет большее *EKE* над свалом глубин в Бискайском заливе. Этот результат модели *GCOAST35* согласуется с аналогичным выводом авторов работы [15], которые использовали модель *GCOAST7*.

### 3. 3. Спектральный анализ волновых чисел

#### 3. 3. 1. Влияние горизонтального разрешения: сравнение с данными оперативных моделей

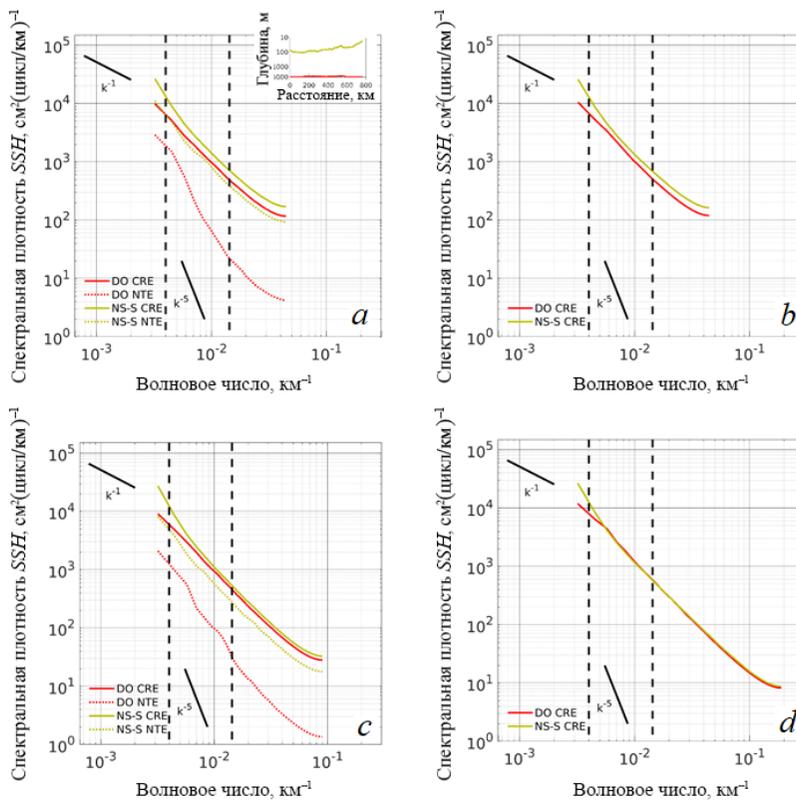
Спектры волновых чисел полезны при анализе каскадов энергии и энтропии в инерционном поддиапазоне [50]. Согласно теории квазигеострофической (*QG*) турбулентности и наблюдениям, закон  $k^{-5}$  для возвышения поверхности моря (*SSH*) эквивалентен закону  $k^{-3}$  для *EKE* [27]. В реальных океанах спектральные наклоны *SSH*, вычисленные по данным альтиметра, более пологие, нежели спрогнозированные теоретически [51, 52].

Объяснения уплощения были даны в работах [27, 53, 54]. В области нашего исследования сглаживание спектра рассматривалось в [15] с акцентом на роль приливов. На рис. 7 спектральные характеристики волновых чисел четырех моделей, представленных в разделе 2.1.2., показаны вдоль разрезов, приведенных на рис. 1, *b*. Эти трансекты выбраны таким образом, чтобы показать условия на мелководье Северного моря и в Бискайском заливе. На вставке к рис. 7, *a* приведены топографии этих трансект. Их длина составляет 765 км, что сопоставимо с тем, что было использовано авторами [52], выполнившими аналогичный анализ.

Диапазон мезомасштабов 70–250 км [52] находится между двумя вертикальными штриховыми линиями на рис. 7. Как видно из правой части спектральных линий, которые распространяются до меньших масштабов, четыре модели разрешают масштабы менее ~ 70 км, в частности в *AMM15*.

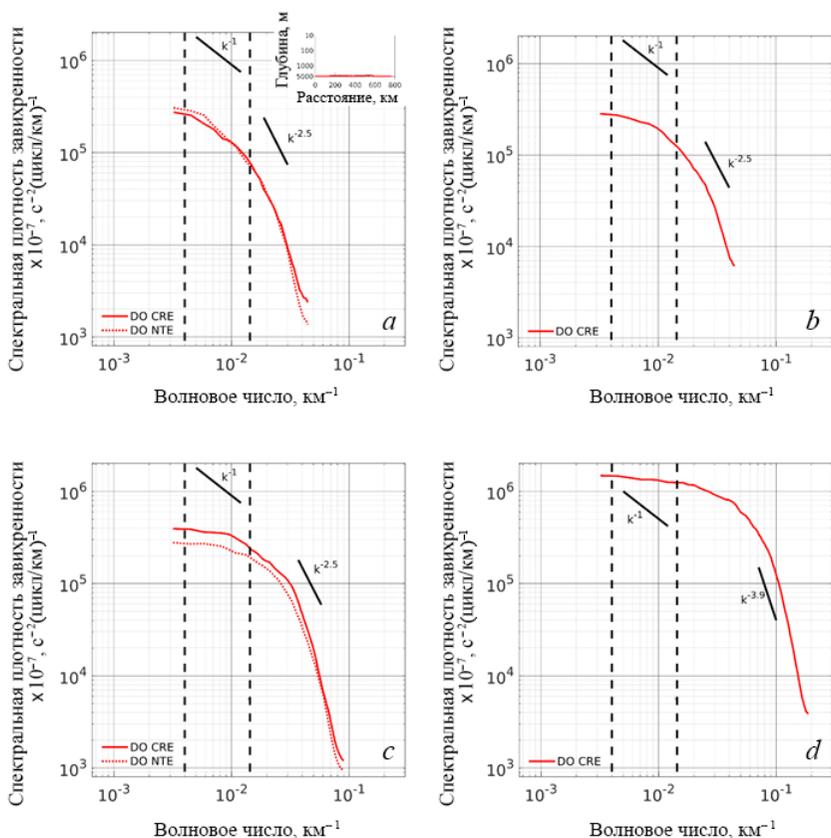
Результаты спектрального анализа волновых чисел двух моделей *GCOAST-CRE* и двух операционных моделей *AMM* представлены сплошными

красными и коричневыми линиями на рис. 7. Общая тенденция заключается в том, что во всех моделях наибольшие спектральные наклоны наблюдаются в мезомасштабном диапазоне, определенном двумя вертикальными штриховыми линиями. Сглаживание (*flattening*) спектров на масштабах менее 70 км предполагает возрастающую относительную роль процессов в диапазоне высоких волновых чисел (напр., мелкомасштабное перемешивание) по сравнению со случаем квазигеострофического движения в чистом виде [27]. Хотя спектральные кривые показывают похожее поведение, уровни энергии в отдельных моделях отличаются. Результаты, полученные с помощью моделей с разрешением 7 км (сравните соответствующие кривые на рис. 7, *a, b*), имеют более сильное сходство. Коричневые линии, которые соответствуют Северному морю, следуют рядом с красными линиями (глубоководная часть океана), показывая, что четыре модели, в которых учтено воздействие баротропных приливов, ведут себя на шельфе похожим образом.



**Р и с. 7.** Спектр SSH (возвышение поверхности моря) вдоль линий разреза на рис. 1, *b*, усредненный за полгода в *GCOAST7* – *a*, *AMM7* – *b*, *GCOAST35* – *c*, *AMM15* – *d*. Топография вдоль этих линий разреза (с запада на восток) показана на вставке фрагмента *a*. Используемые сокращения: *DO* – глубоководная часть океана, *NS-S* – шельф Северного моря. Вертикальными штриховыми линиями отмечен мезомасштабный диапазон 70–250 км

**F i g. 7.** SSH spectrum (the sea surface rise) along the transect lines in Fig. 1, *b*, averaged over half a year in *GCOAST7* – *a*, *AMM7* – *b*, *GCOAST35* – *c*, and *AMM15* – *d*. Topography along these section lines (from west to east) is shown on the inset in fragment *a*. The abbreviations used are: *DO* – deep ocean, *NS-S* – the North Sea shelf. Vertical dashed lines mark the mesoscale range 70–250 km



**Рис. 8.** Спектр завихренности вдоль глубоководного разреза океана на рис. 1, *b*, усредненный за полгода в *GCOAST7* – *a*, *AMM7* – *b*, *GCOAST35* – *c*, *AMM15* – *d*. Топография вдоль этих линий разреза (с запада на восток) показана на вставке фрагмента *a*. Легенда поясняет использованные данные и соответствие (цвета) линии разреза на рис. 1, *b*. *DO* – глубоководная часть океана. Вертикальными штриховыми линиями отмечен диапазон мезомасштаба 70–250 км

**Fig. 8.** Vorticity spectrum along the deep ocean transect in Fig. 1, *b* averaged over half a year in *GCOAST7* – *a*, *AMM7* – *b*, *GCOAST35* – *c*, and *AMM15* – *d*. Topography along these section lines (from west to east) is shown on the inset in fragment *a*. The legend explains the data used and correspondence (colors) with the section line in Fig. 1, *b*. *DO* – deep ocean. Vertical dashed lines mark the mesoscale range from 70–250 km

Интерпретация результатов на рис. 7 может быть проблематичной, поскольку речь идет о мезомасштабном движении и спектры подвергаются воздействию вращательных (вихри) и потенциальных (внутренние приливы) движений. Примечательно, что внутренние приливы и мезомасштабные вихри могут иметь одинаковые горизонтальные масштабы. Чтобы избежать возможной неверной интерпретации, мы анализируем спектры глубоководной завихренности в *CRE* и двух оперативных моделях, представленных сплошными линиями на рис. 8. В четырех моделях есть некоторые общие черты. Плоские спектры характерны для крупномасштабного движения. В мезомасштабном диапазоне крутизна увеличивается и достигает максимальных значений для наименьшего движения, разрешенного соответствующей моделью. Наклон, равный  $\sim k^{-1}$ , показан потому, что он соответствует наклону квази-

геострофической турбулентности. В моделях с разрешением 7 км этот наклон находится примерно в пределах 70–250 км. Соответствующий диапазон перемещается в сторону меньших масштабов в *GCOAST35* и, в частности, в модели *AMM15*.

Отсюда можно сделать несколько выводов. Модели с более высоким разрешением отличаются друг от друга и от моделей с более низким разрешением. Спектры в моделях *AMM7* и *GCOAST7* практически перекрываются, а спектры *GCOAST35* очень близки к ним. Однако уровень сигнала вращения у *AMM15* на масштабах  $\sim 70$  км на порядок выше, чем в трех других моделях. Чтобы найти причину этого несоответствия, необходимо иметь больше технических подробностей о настройках оперативных моделей, которые в настоящее время нам недоступны. Единственное важное отличие, о котором мы знаем, заключается в том, что оперативные модели ассимилируют данные. Однако, скорее всего, это не является причиной, по которой *AMM15* отличается от трех других моделей. Напомним, что различия в спектрах *GCOAST7* и *AMM7* незначительны: для этих двух моделей усвоение данных не имеет большого значения в спектральных характеристиках. Более вероятно, что процессы на малых мезомасштабах и субмезомасштабные процессы, которые разрешены в *AMM15*, делают спектральные характеристики последней настолько отличными от трех других моделей.

### 3. 3. 2. Воздействие приливов

Спектральная энергия, изображенная сплошными линиями (*CRE*) на рис. 7, *a*, *b*, больше, чем в *NTE* (обозначена пунктирными линиями того же цвета). Это показывает, что приливы имеют тенденцию увеличивать спектральную мощность. Спектральный наклон приближается к  $\sim k^{-5}$  на масштабах 100–200 км в *GCOAST7-NTE*. Наклон  $k^{-5}$  можно рассматривать как представление мезомасштабной турбулентности в инерционном поддиапазоне. Изменение расстояния между спектральными кривыми одного цвета с изменением волнового числа можно рассматривать как меру роли приливов на разных масштабах. Эта разница обычно увеличивается с уменьшением масштаба. Сглаживание спектральных кривых в области малых масштабов следует режиму, описанному в [15]. У *GCOAST35-NTE* наклон спектра в интервале 70–200 км более пологий, чем у *GCOAST7-NTE*. Вывод состоит в том, что в двух моделях приливы существенно сглаживают спектральный наклон, однако в *GCOAST35* этот эффект слабее, поскольку кривая *NTE* уже была более полой. Очевидно, что каскадинг энергии более похож на квазигеострофическую турбулентность в *GCOAST7*, чем в *GCOAST35*.

В то время как в глубоководной части океана включение приливов сглаживает спектр, реакция мелководной части океана иная. В двух моделях соответствующие коричневые кривые имеют одинаковый наклон, только энергия в экспериментах без приливов немного снижена. Это показывает, что динамика на шельфе фактически определяется трением, поэтому спектральные наклоны остаются практически неизменными с приливами или без них.

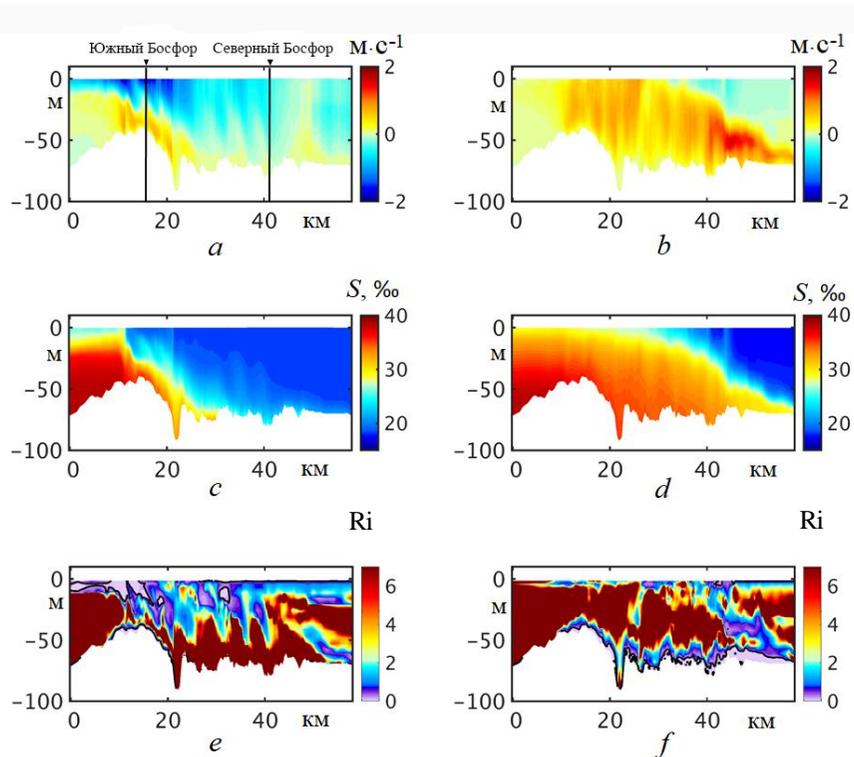
Хотя различия в спектрах уровня моря в экспериментах *CRE* и *NTE* весьма заметны, не совсем ясно, существенно ли влияет баротропное приливное воздействие на вращательную составляющую движения. Чтобы ответить на

этот вопрос, мы анализируем спектры завихренности, в которых исключен потенциал скорости, связанный с внутренними приливами. Серьезная разница между спектрами завихренности в *CRE* и *NTE* может свидетельствовать о сильном влиянии приливов на вихри. На масштабах меньше 100 км спектральные кривые в *GCOAST7-NTE* и *GCOAST7-CRE* отличаются очень слабо (рис. 8, *a*). Сильнее различия в модели *GCOAST35* в основном для масштабов более 50 км. Близкие результаты в моделях *GCOAST7* и *GCOAST35* предполагают, что сглаживание спектров было вызвано главным образом внутренним приливом (сравним рис. 7, *a* и 8, *a*). Отличия между результатами эксперимента *GCOAST35* свидетельствуют о возрастающем влиянии баротропных приливов на мезомасштабную динамику с увеличением разрешения модели. Общий вывод из этой части нашего исследования состоит в том, что изменчивость, связанная с вращательным движением, также важна для спектрального сглаживания на мезомасштабах. Необходим дальнейший региональный анализ наряду со сравнениями с наблюдениями, чтобы полностью проверить достоверность приведенных выше результатов.

#### **4. Вторичная циркуляция в Босфоре**

##### **4. 1. Вдольпроливные характеристики двухслойного обмена**

Босфорский пролив – уникальная область океана, где воды Черного моря (соленость ~ 17–18) встречаются с водами Мраморного моря (соленость ~ 37), создавая градиенты солености ~ 20 только на ~ 30–40 км (рис. 9, *c, d*). Два периода, в течение которых мы будем анализировать результаты моделирования, указаны ниже: между 28–31 октября 2017 г. (слева) и 27–30 ноября 2017 г. (справа). В эти периоды преобладали различные ветровые условия (с северо-запада в первый период и с юга, почти параллельно проливу, – во второй). В дальнейшем мы будем называть их периодами оттока и притока соответственно. Как известно из исследования [42], реакция модели на ветер в этой мелководной области весьма выражена. Сравнение двух случаев, представленных на рис. 9, показывает, что фронт солености, определяемый как положение изолинии солености 30 на дне, смещается на восток (от впадины канала, расположенной на ~ 22 км) во время притока. Эта фронтальная зона распространяется на шельфе Черного моря в виде очень тонкого гравитационного плюма. Противоположный предельный случай был вызван северо-западным ветром, который подтолкнул фронт в сторону Мраморного моря. После уменьшения скорости ветра более соленая вода Мраморного моря распространяется по проливу, как в экспериментах, в которых шлюзы открываются (*lock exchange experiments*). Подобная изменчивость наблюдается всегда, как показано на рис. 12 работы [42, с. 1020], где результаты используемой здесь численной модели сравниваются с наблюдениями [55]. Поверхностное течение в период оттока (направленное на юг) является достаточно сильным между желобом и южным порогом (рис. 9, *a*). «Шероховатая» граница раздела с нулевой скоростью предполагает увлечение вод Мраморного моря поверхностным потоком.



**Р и с. 9.** Вертикальные разрезы вдоль Босфора (черная линия на рис. 2, *b*) вдольканальной скорости – *a*, *b*, солёности – *c*, *d* и числа Ричардсона – *e*, *f* во время оттока (28–31 октября 2017 г.) – слева и притока (27–30 ноября 2017 г.) – справа. Вертикальными черными линиями на фрагменте *a* показано положение поперечных сечений, представленных на рис. 10 и 11

**F i g. 9.** Vertical transects along the Bosphorus Strait (black line in Fig. 2, *b*) of the along-channel velocity – *a*, *b*, salinity – *c*, *d* and the Richardson number – *e*, *f* during the outflow event (October 28–31, 2017) – on the left and the inflow event (November 27–30, 2017) – on the right. Vertical black lines in fragment *a* show positions of the across-channel sections represented in Figs. 10 and 11

Две ситуации, показанные на рис. 9, представляют собой случаи, когда поток верхнего или нижнего слоя заблокирован. Ситуация с сильным оттоком характеризуется увеличением наклона фронта солёности и большим выносом на границе раздела. Градиентное число Ричардсона

$$Ri = -\frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2, \quad (1)$$

которое количественно сравнивает влияние стабилизирующего эффекта стратификации плотности и дестабилизирующего эффекта сдвига скорости (рис. 9, *e*, *f*), показывает очень разную структуру в этих двух ситуациях. Изолиния  $Ri = 0,25$  является критическим значением, ниже которого течение становится неустойчивым. Значения ниже критического возникают в основном в придонном слое в условиях сильного притока (рис. 9, *f*). Из-за преобладающих оттоков дестабилизируется верхняя часть водной толщи, в первую очередь между порогом в южной части пролива и порогом на северном выходе из пролива (примерно на 42 км). Между двумя порогами  $Ri$  имеет увеличен-

ную толщину поверхностного слоя и сильное перемешивание в области разделяющей поверхности. Это поведение аналогично тому, что происходит в проливах Балтийского моря [14]. Очевидно, что две системы проливов похожи друг на друга и отличаются от приливных эстуариев. В отличие от того, что происходит в приливных эстуариях, вертикальное перемешивание в проливах увеличивается во время оттока. Причины этого объясняются в цитированной выше работе.

#### 4. 2. Характеристики двухслойного обмена поперек канала

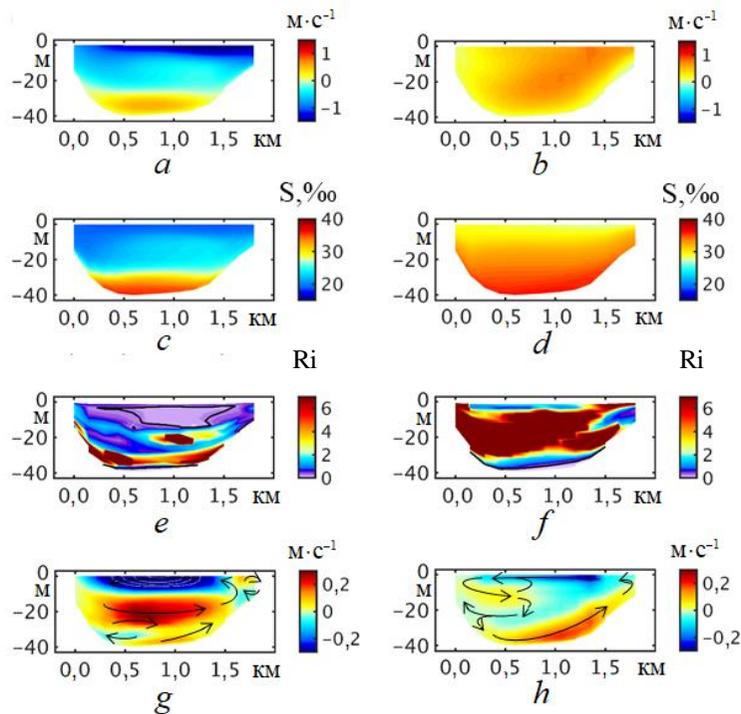
Два отрезка пролива, один – в его южной части (рис. 10), другой – в северной (рис. 11), будут использованы для иллюстрации вертикального распределения основных характеристик гидродинамики канала. Мы будем называть эти участки Южным Босфором (ЮБ) и Северным Босфором (СБ). Их положение показано на рис. 2, *b* и 9, *a*. Для читателя точкой обзора является юг на рис. 10 и 11, т. е. западный берег находится слева, восточный – справа. Во время фазы оттока (слева на рис. 10 и 11) более соленая вода Мраморного моря вытесняется на юг солоноватой водой Черного моря. Большая часть водной толщи на южном участке (рис. 10, *c*) и вся водная толща на северном участке (рис. 11, *c*) имеют низкую соленость, наиболее резкий градиент солености наблюдается на 10–15 км (рис. 9). Воды Мраморного моря в этот период появляются только в придонных слоях ЮБ (рис. 10, *c*). Разница между соленостью на двух участках хорошо иллюстрирует смешивание поверхностных и придонных вод вдоль канала, что приводит к почти исчезающему сигналу вод Мраморного моря в СБ.

Приток показывает полностью противоположное распределение солености (рис. 10, *d* и 11, *d*). Соленые воды Мраморного моря заполняют весь отрезок ЮБ, но лишь слои ниже 25–30 м – на отрезке СБ. Выше 20 м смешанные воды Черного моря движутся на юг (рис. 11, *b*).

Сдвиг скорости сильно отличается в этих двух ситуациях и меняется на протяжении канала. Осевой поток на южном участке в условиях оттока является двухслойным (рис. 10, *a*). На участке СБ течение имеет тенденцию к изменению направления только вблизи дна (рис. 11, *a*) и его величина очень мала по сравнению с величиной придонного течения в ЮБ. Это свидетельствует о сильном перемешивании потока вдоль пролива. Корреляция между соленостью и осевым потоком очень высока, особенно в ЮБ, что напоминает среднюю эстуарную циркуляцию. Точно так же корреляция между соленостью и течением является очень четкой в северной части в условиях притока (сравним рис. 11, *b*, *d*). Боковая асимметрия в картине осевой скорости очень отчетлива в условиях притока (рис. 10, *b*), когда ядро потока смещено вправо (восточное побережье пролива Босфор).

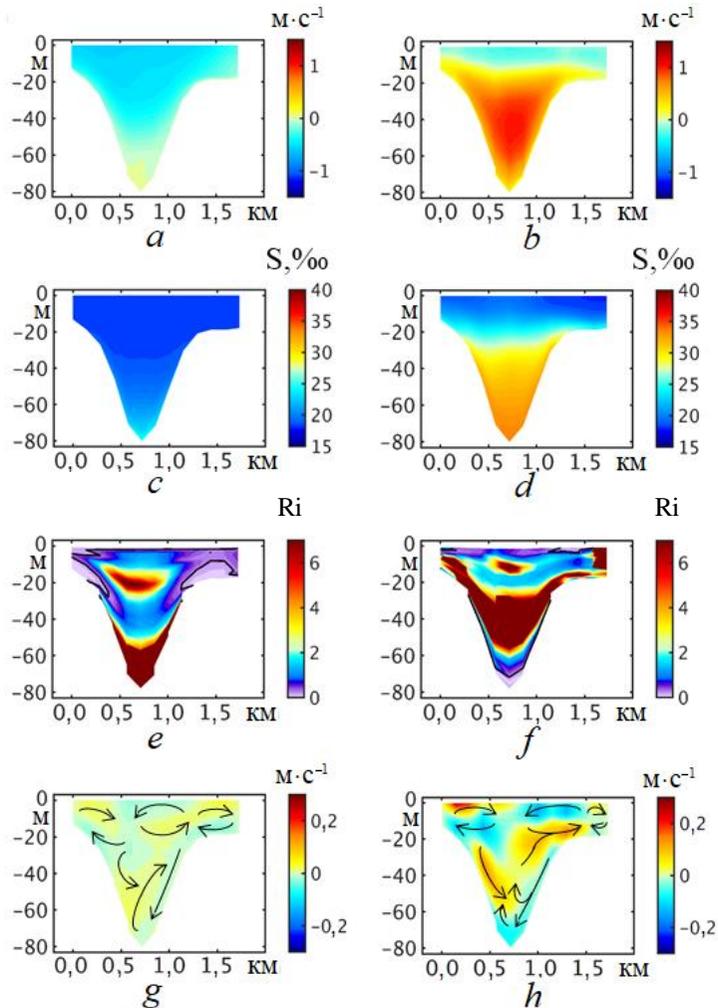
Изменчивость  $Ri$  в проливе Босфор (рис. 10, *e*, *f* и 11, *e*, *f*) показывает сходство с наблюдениями в проливах Балтийского моря [14]. Как поясняется на примере вдольканальных свойств, число Ричардсона в целом ниже во время фазы оттока, чем во время фазы притока. Это видно на всем поперечном разрезе (сравним рис. 10, *e*, *f*) и противоречит приливному напряжению (*tidal straining*) в эстуариях [56]. Кажется очевидным, что менее соленый поверхностный приток не может обеспечить достаточную стабилизацию, чтобы ком-

пенсировать эффект сдвига скорости. Это показывает, что в мелководных океанских проливах изменения двухслойного потока из-за атмосферной изменчивости принципиально отличаются от деформации изопокин в эстуарных средах, вызванной приливами. Случай с Черным морем особенно интересен тем, что условия оттока характеризуются двумя уровнями максимального  $Ri$  (напр., рис. 10, *e*). Аналогичный максимум на  $\sim 20$  м наблюдается и в условиях притока (рис. 11, *e*). Отсюда следует, что соотношение между стабилизирующим эффектом стратификации солености и дестабилизирующим эффектом сдвига скорости имеет сложную вертикальную картину. Примечательно, что области, где  $Ri < 0,25$ , находятся по краям узкого канала во время притока (рис. 11, *e*).



**Р и с. 10.** Осевая скорость – *a, b*, соленость – *c, d*, число Ричардсона – *e, f* и боковая скорость – *g, h* на отрезке ЮВ в проливе Босфор (см. рис. 2, *b* и 9, *a*, чтобы увидеть его местоположение), усредненные в условиях оттока (28–31 октября 2017 г.) – слева и в условиях притока (27–30 ноября 2017 г.) – справа. Положительные осевые скорости указывают на приток (от более соленой части к более опресненной), а отрицательные значения – на отток в противоположном направлении. На фрагменте *g* белыми контурными линиями отмечен диапазон от  $-0,7$  до  $-0,4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  с шагом  $0,1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$

**F i g. 10.** Axial velocity – *a, b*, salinity – *c, d*, the Richardson number – *e, f*, and lateral velocity – *g, h* at the BSS section in the Bosphorus Strait (see its location in Figs. 2, *b* and 9, *a*) averaged under the outflow conditions (October 28–31, 2017) – on the left and the inflow conditions (November 27–30, 2017) – on the right. Positive axial velocities indicate the inflow (from the saltier side towards the fresher one), and negative values indicate the outflow in the opposite direction. White contour lines in fragment *g* mark the range from  $-0.7$  to  $-0.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  with the  $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  step



**Р и с. 11.** Осевая скорость – *a, b*, соленость – *c, d*, число Ричардсона – *e, f* и боковая скорость – *g, h* на отрезке СБ в проливе Босфор (см. рис. 2, *b* и 9, *a*, чтобы увидеть его местоположение), усредненные в условиях оттока (28–31 октября 2017 г.) – слева и в условиях притока (27–30 ноября 2017 г.) – справа. Положительные осевые скорости указывают на приток (от более соленой части к более опресненной), а отрицательные значения – на отток в противоположном направлении

**F i g. 11.** Axial velocity – *a, b*, salinity – *c, d*, the Richardson number – *e, f*, and lateral velocity – *g, h* at the BSN section in the Bosphorus Strait (see its location in Figs. 2, *b* and 9, *a*) averaged under the outflow conditions (October 28–31, 2017) – on the left and the inflow conditions (November 27–30, 2017) – on the right. Positive axial velocities indicate the inflow (from the saltier side towards the fresher one), and negative values indicate the outflow in the opposite direction

Относительная важность отдельных членов движения в уравнении импульса, определяющего вторичную циркуляцию в проливах, была рассмотрена в [14] на примере Балтийского моря. Здесь мы кратко рассмотрим, как эти члены влияют на движение. В изогнутых каналах силы инерции могут сильно повлиять на динамику, в идеально прямом русле их влияние незначительно. Как показано в [57], ускорение из-за продольной адвекции поперечного им-

пульса очень важно там, где происходят резкие изменения кривизны. Ускорение из-за поперечных градиентов плотности происходит потому, что скорости в центре канала превышают скорости в прибрежной зоне. Как следствие, градиент плотности вдоль потока преобразуется в градиенты плотности в поперечном направлении, что объясняет образование вторичных циркуляционных ячеек, вращающихся в противоположных направлениях. Отклонение продольного потока за счет силы Кориолиса становится все более важным с увеличением ширины канала [58], что приводит к образованию одно-клеточной вторичной циркуляции. Последний член обусловлен трением, которое уравнивает предыдущие четыре члена в уравнении импульса. Комбинация этих членов объясняет пространственные характеристики вторичного потока.

Далее обсудим различный внешний вид спиральных ячеек вторичной циркуляции на участках ЮБ и СБ (рис. 10, *g, h* и 11, *g, h*). Боковая скорость представляется положительной, если направлена к восточному берегу, и отрицательной, если направлена к западному берегу. Ситуация с оттоком на южном участке показывает чрезвычайно большие величины бокового потока, превышающие  $0,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  в поверхностном слое толщиной 5–10 м. Это сопоставимо с величиной осевого потока. Максимум противотечения приходится на  $\sim 20$  м, поэтому вращение основной ячейки вторичной циркуляции направлено против часовой стрелки. Две небольшие ячейки с циркуляцией по часовой стрелке развиваются на стороне Азии (на небольшой глубине) и на стороне Европы (внизу).

Условия притока показывают менее контрастное расслоение по вертикали (рис. 10, *h*), а общая структура представляет собой примерно одну большую ячейку с циркуляцией против часовой стрелки. Эта ячейка наиболее ярко выражена у восточного побережья, что согласуется с картиной осевого течения (рис. 10, *b*). Этот тип циркуляции предполагает преобладание силы Кориолиса. Вдоль европейского берега три циркуляционные ячейки, расположенные одна над другой, кажутся встроенными в более крупномасштабную ячейку с циркуляцией против часовой стрелки.

Поперечные скорости в СБ существенно ниже, чем в ЮБ, особенно во время оттока. Система множественных ячеек со слабой циркуляцией возникает в СБ в верхних 20 м в течение обоих периодов (рис. 11, *g, h*). Общая структура поверхностных спиралей аналогична в этих двух случаях, однако величины боковых течений существенно больше во время притока. В более глубоких слоях картины также качественно похожи. Очевидно, что перемешивание водных масс в Босфоре связано не только с выносом на границе верхнего и нижнего течений. Вторичная циркуляция сильно способствует этому перемешиванию.

Между этими двумя секциями есть два основных различия в спиральных ячейках. Во-первых, на отрезке ЮБ ячейки имеют больший масштаб; во-вторых, боковая скорость в условиях оттока примерно в 3 раза выше в ЮБ. Факт, что величина бокового течения сравнима с величиной осевого тока, может указывать на то, что спиральные ячейки на отрезке ЮБ усиливаются ветром. Сравнение с ситуацией на участке СБ опровергает эту гипотезу, поскольку

ку ветер не слишком сильно меняется на этих малых масштабах, тем не менее такие сильные боковые течения не возникают и в СБ. Кроме того, в ЮБ направление бокового поверхностного течения (рис. 10, г) противоположно компоненте западного ветра. Более правдоподобно, что сложная вертикальная структура двухслойного потока зависит от батиметрии канала, меняющихся градиентов солёности, а также от действия ветра по всей длине пролива.

Нет полной аналогии между ситуациями притока и оттока в Босфор и ситуациями в проливах, соединяющих Балтийское и Северное моря [14]. В последнем случае качественные различия боковой циркуляции по фазам притока и оттока гораздо более выражены по сравнению со случаем пролива Босфор. Однако есть одно важное сходство. В обеих системах проливов масштабы спиральной циркуляции составляют  $\sim 1$  км, а на участке СБ – даже меньше. Чтобы их воспроизвести, нам нужно разрешение по горизонтали ниже 100 м, т. е. требуется перейти к субмезомасштабам. Этого не удалось достичь в более ранних моделях бассейнов, соединённых очень узкими проливами, что могло в значительной степени повлиять на их характеристики при воспроизведении адекватного двухслойного обмена. Возникает интересная аналогия между моделями океана, разрешающими мезомасштабные вихри, и моделями океанических проливов, разрешающими вторичную циркуляцию. Как признано в [14], неспособность разрешить вторичную циркуляцию в проливах кажется похожей на проблемы, вызванные неспособностью разрешить мезомасштабные вихри в океанских моделях.

## 5. Выводы

В этом исследовании рассматривается вращательное движение геофизических жидкостей в горизонтальной и вертикальной плоскости. Океанские водовороты взяты в качестве примера движения первого типа, а динамика русловых потоков, как видно из результатов численного моделирования, анализируется как репрезентативное для вращательного движения в вертикальной плоскости. Проанализированы результаты четырех конфигураций *NEMO* для Европейского северо-западного шельфа. Две из них являются оперативными моделями, две другие используются как инструменты для проведения исследований чувствительности. Анализ численного моделирования сосредоточен на динамической связи между баротропными приливами и вихрями. Основной проблемой является надежность результатов в зависимости от разрешения модели. Вторичная циркуляция в океанских проливах разрешалась с помощью горизонтальной сетки размером  $\sim 100$  м, т. е. эксперименты полностью разрешили субмезомасштабное движение. Было показано, что с помощью этого ультравысокого разрешения модели в ходе симуляции появились новые элементы физического движения в проливах.

Сравнение результатов четырех моделей *NEMO* с разрешением 7–1,5 км показало, что моделирование реалистично. Основное динамическое различие в экспериментах, проводимых с приливным воздействием или без него, заключается в том, что в последнем инерционное движение обеспечивает большую часть изменчивости на высоких частотах. Было обнаружено, что приливное движение не передавало значительного количества энергии инер-

ционному движению (в *GCOAST35-NTE* и *GCOAST35-CRE* величина инерционных колебаний оставалась почти одинаковой). Шельф Бискайского залива и отмели вокруг Фарерских о-вов являются районами, наиболее чувствительными к включению в форсинг баротропных приливов. Наклоны спектральных кривых в модели *GCOAST7* были намного выше в эксперименте без приливов, приближаясь к наклону, известному из теории квазигеострофической турбулентности. Соответствующий эффект слабее в модели *GCOAST35*, поскольку даже без приливов наклон спектральной кривой более пологий. Это указывает на то, что с увеличением разрешения перемешивание имеет тенденцию к увеличению, уменьшая таким образом общий эффект приливного сглаживания. Можно сделать вывод, что модель *GCOAST7* показывает больше сходства с квазигеострофической турбулентностью, чем модель *GCOAST35*. Наиболее существенная разница между спектральными свойствами четырех моделей возникает при анализе вращательной составляющей движения. Можно выделить два важных результата:

1. Величина спектральной плотности завихренности на масштабах  $\sim 70$  км на порядок выше в *АММ15*, чем в других изученных моделях (эта модель частично разрешала субмезомасштабные процессы).

2. Сравнение между *GCOAST7* и *GCOAST35* показывает, что за пределами определенного горизонтального разрешения внутренние приливы имеют тенденцию значительно влиять на свойства спектров волновых чисел. Это свидетельствует о возрастающем влиянии баротропных приливов на мезомасштабную динамику с увеличением разрешения модели. Особый интерес представляет изменение физики модели, как видно из спектральных свойств *АММ15*, единственной из трех рассмотренных, которая разрешает мелкие мезомасштабные и субмезомасштабные процессы.

Динамика оттока в проливах сильно зависит от числа Ричардсона, определяющего соотношение между стабилизирующим эффектом стратификации плотности по сравнению с дестабилизирующим эффектом сдвига скорости. Анализ этого числа показывает сильное перемешивание в области разделительной поверхности между южным и северным порогами пролива Босфор. В отличие от того, что происходит в приливно-отливных эстуариях, вертикальное перемешивание в проливах увеличивается во время оттока. Эта характеристика пролива Босфор похожа на аналогичную для проливов Балтийского моря. Возможно, менее соленая поверхностная вода не может обеспечить достаточную стабилизацию, чтобы компенсировать эффект сдвига скорости. Это говорит о том, что в проливах изменчивость двухслойного потока, вызванная механическим воздействием (ветром), принципиально отличается от деформации изопикн в эстуариях, вызываемой приливами (также механическим воздействием).

На боковых участках представлены системы многократных циркуляционных ячеек с масштабом  $\sim 1$  км. Величина бокового потока во время оттока на южном участке чрезвычайно велика и превышает  $0,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  в поверхностном слое толщиной 5–10 м. Это сопоставимо с величиной осевого потока, что показывает важность спиральных элементов циркуляции пролива для вовле-

чения на границе раздела поверхностного и придонного потоков. Очевидно, что перемешиванию водных масс в Босфоре способствует вторичная циркуляция. Общая структура спиральных ячеек аналогична в случае притока и оттока. Этим Босфор отличается от проливов, соединяющих Балтийское и Северное моря. В последнем случае качественные различия боковой циркуляции по фазам притока и оттока значительно более выражены. Описанные выше динамические элементы появляются только в том случае, если использовать численную модель, основанную на неструктурированных сетках, с горизонтальным разрешением менее 100 м. Этого не удавалось достичь ранее в моделях бассейнов, соединенных очень узкими проливами. Отсутствие этих субмезомасштабных элементов циркуляции пролива могло существенно повлиять на более ранние модельные представления двухслойных обменных потоков.

Найдена наглядная аналогия между моделями океана, разрешающими мезомасштабные водовороты (вращение в горизонтальной плоскости), и моделями, включающими океанские проливы и разрешающими вторичную циркуляцию (вращение в вертикальной плоскости). Без спиральных ячеек модели допускают двухслойный обмен, но не разрешают его. Без соответствующего разрешения модели океана позволяют симулировать общие потоки, но не описывают правильно энергетические каскады на вихревых масштабах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mossa M.* The recent 500th anniversary of Leonardo da Vinci's death: a reminder of his contribution in the field of fluid mechanics // *Environmental Fluid Mechanics*. 2020. <https://doi.org/10.1007/s10652-020-09748-4>
2. *Helmholtz H.* Über Integrale der hydrodynamischen Gleichungen, welche den Wirbelbewegungen entsprechen // *Journal für die Reine und Angewandte Mathematik*. 2009. Vol. 1858, iss. 55. P. 25–55. <https://doi.org/10.1515/crll.1858.55.25>
3. *Monin A. S., Kamenkovich V. M., Kort V. G.* Variability of the Oceans / Ed. J. J. Lumley. New York : Wiley, Interscience, 1977. 241 p.
4. *Synoptic Eddies in the Ocean* / Eds. V. M. Kamenkovich, M. N. Koshlyakov, A. S. Monin. Dordrecht, Holland : D. Reidel Publishing Company, 1986. P. 1–414.
5. *The MODE Group.* The Mid-Ocean Dynamics Experiment // *Deep Sea Research*. 1978. Vol. 25, iss. 10. P. 859–910. [https://doi.org/10.1016/0146-6291\(78\)90632-X](https://doi.org/10.1016/0146-6291(78)90632-X)
6. *McWilliams J. C., Owens W. B., Hua B. L.* An Objective Analysis of the POLYMODE Local Dynamics Experiment. Part I: General Formalism and Statistical Model Parameters // *Journal of Physical Oceanography*. 1986. Vol. 16, iss. 3. P. 483–504. doi:10.1175/1520-0485(1986)016<0483:AOAOTP>2.0.CO;2
7. *Semtner A. J., Chervin R. M.* Ocean general circulation from a global eddy-resolving model // *Journal of Geophysical Research*. 1992. Vol. 97, iss. C4. P. 5493–5550. <https://doi.org/10.1029/92JC00095>
8. *Eddy-Resolving Ocean Modeling* / R. C. Malone [et al.] // *Los Alamos Science*. Los Alamos, 2003. Vol. 28. P. 223–231.
9. *Maltrud M. E., McClean J. L.* An eddy resolving global 1/10° ocean simulation // *Ocean Modelling*. 2005. Vol. 8. P. 31–54. doi:10.1016/j.ocemod.2003.12.001
10. *Meridional transport of salt in the global ocean from an eddy-resolving model* / A. M. Treguier [et al.] // *Ocean Science*. 2014. Vol. 10. P. 243–255. <https://doi.org/10.5194/os-10-243-2014>

11. A 1/16° eddy simulation of the global NEMO sea-ice–ocean system / D. Iovino [et al.] // Geoscientific Model Development. 2016. Vol. 9, iss. 8. P. 2665–2684. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-2665-2016>
12. *Robinson A. R., Harrison D. E., Haidvogel D.B.* Mesoscale eddies and general ocean circulation models // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 1979. Vol. 3, iss. 2–4. P. 143–180 [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(79\)90005-8](https://doi.org/10.1016/0377-0265(79)90005-8)
13. *McWilliams J. C.* Submesoscale currents in the ocean // Proceedings of the Royal Society A. Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2016. Vol. 472, iss. 2189. 20160117. <http://doi.org/10.1098/rspa.2016.0117>
14. Secondary circulation in shallow ocean straits: Observations and numerical modeling of the Danish Straits / V. Haid [et al.] // Ocean Modelling. 2020. Vol. 148. 101585. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101585>
15. *Stanev E. V., Ricker M.* Interactions between barotropic tides and mesoscale processes in deep ocean and shelf regions // Ocean Dynamics. 2020. Vol. 70. P. 713–728. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01348-6>
16. *Madec G.* NEMO ocean engine // Note du Pôle de modélisation. 2008. Vol. 27. P. 1–386.
17. *Lerczak J. A., Geyer W. R.* Modeling the Lateral Circulation in Straight, Stratified Estuaries // Journal of Physical Oceanography. 2004. Vol. 34, iss. 6. P. 1410–1428. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<1410:MTLCIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<1410:MTLCIS>2.0.CO;2)
18. Seamless cross-scale modeling with SCHISM / Y. J. Zhang [et al.] // Ocean Modelling. 2016. Vol. 102. P. 64–81. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.05.002>
19. *Di Fidio M., Gandolfi C.* Flow velocity measurement in Italy between Renaissance and Risorgimento // Journal of Hydraulic Research. 2011. Vol. 49, iss. 5. P. 578–585. doi:10.1080/00221686.2011.594599
20. *Lelong M.-P., Kunze E.* (2013) Can barotropic tide-eddy interactions excite internal waves? // Journal of Fluid Mechanics. 2013. Vol. 721. P. 1–27. doi: <https://doi.org/10.1017/jfm.2013.1>
21. Mesoscale to Submesoscale Wavenumber Spectra in Drake Passage / C. B. Rocha [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2016. Vol. 46, iss. 2. P. 601–620. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0087.1>
22. *Morozov E. G.* Semidiurnal internal wave global field // Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 1995. Vol. 42, iss. 1. P. 135–148. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(95\)92886-C](https://doi.org/10.1016/0967-0637(95)92886-C)
23. *Ray R. D., Mitchum G. T.* Surface manifestation of internal tides in the deep ocean: observations from altimetry and island gauges // Progress on Oceanography. 1997. Vol. 40, iss. 1–4. P. 135–162. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(97\)00025-6](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00025-6)
24. *Egbert G. D., Ray R. D.* Estimates of M<sub>2</sub> tidal energy dissipation from TOPEX/Poseidon altimeter data // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2001. Vol. 106, iss. C10. P. 22475–22502. <https://doi.org/10.1029/2000JC000699>
25. *Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K.* Baroclinic Tides: Theoretical Modeling and Observational Evidence. Cambridge : Cambridge University Press, 2005. 351 pages.
26. *Garrett C., Kunze E.* Internal Tide Generation in the Deep Ocean // Annual Review of Fluid Mechanics. 2007. Vol. 39. P. 57–87. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.39.050905.110227>
27. Inferring dynamics from the wavenumber spectra of an eddy global ocean model with embedded tides / J. G. Richman [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2012. Vol. 117. C12012. <https://doi.org/10.1029/2012JC008364>
28. Frequency content of sea surface height variability from internal gravity waves to mesoscale eddies / A. C. Savage [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122, iss 3. P. 2519–2538. <https://doi.org/10.1002/2016JC012331>
29. Spectral signatures of the tropical Pacific dynamics from model and altimetry: a focus on the meso-/submesoscale range / M. Tchilibou [et al.] // Ocean Science. 2018. Vol. 14, iss 5. P. 1283–1301. <https://doi.org/10.5194/os-14-1283-2018>

30. *Huthnance J. M.* Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge // *Progress in Oceanography*. Vol. 35, iss. 4. P. 353–431. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(95\)00012-6](https://doi.org/10.1016/0079-6611(95)00012-6)
31. *Huthnance J. M., Holt J. T., Wakelin S. L.* (2009) Deep ocean exchange with west-European shelf seas // *Ocean Science*. 2009. Vol. 5, iss. 4. P. 621–634. <https://doi.org/10.5194/os-5-621-2009>
32. Seasonality of submesoscale flows in the ocean surface boundary layer / C. E. Buckingham [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2016. Vol. 43, iss. 5. P. 2118–2126. <https://doi.org/10.1002/2016GL068009>
33. *Hallberg R.* Using a resolution function to regulate parameterizations of oceanic mesoscale eddy effects // *Ocean Modelling*. 2013. Vol. 72. P. 92–103. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.08.007>
34. *Polton J. A.* Tidally induced mean flow over bathymetric features: a contemporary challenge for high-resolution wide-area models // *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*. 2015. Vol. 109, iss. 3. P. 207–215. <https://doi.org/10.1080/03091929.2014.952726>
35. Prospects for improving the representation of coastal and shelf seas in global ocean models / J. Holt [et al.] // *Geoscientific Model Development*. 2017. Vol. 10, iss. 1. P. 499–523. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-499-2017>
36. Kilometric Scale Modeling of the North West European Shelf Seas: Exploring the Spatial and Temporal Variability of Internal Tides / K. Guihou [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. Vol. 123, iss. 1. P. 688–707. <https://doi.org/10.1002/2017JC012960>
37. Resolving shelf break exchange around the European northwest shelf / J. A. Graham [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2018. Vol. 45, iss. 22. P. 12,386–12,395. <https://doi.org/10.1029/2018GL079399>
38. The impact of a new high-resolution ocean model on the Met Office North-West European Shelf forecasting system / M. Tonani [et al.] // *Ocean Science*. 2019. Vol. 15, iss. 4. P. 1133–1158. <https://doi.org/10.5194/os-15-1133-2019>
39. An operational ocean forecast system incorporating NEMO and SST data assimilation for the tidally driven European North-West shelf / E. J. O’Dea [et al.] // *Journal of Operational Oceanography*. 2012. Vol. 5, iss. 1. P. 3–17. <https://doi.org/10.1080/1755876X.2012.11020128>
40. Internal Model Variability of the Regional Coupled System Model GCOAST-AHOI / H. T. M. Ho-Hagemann [et al.] // *Atmosphere*. 2020. Vol. 11, iss. 3. P. 227. <https://doi.org/10.3390/atmos11030227>
41. *Egbert G. D., Erofeeva S. Y.* Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2002. Vol. 19, iss. 2. P. 18–204. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2
42. *Stanev E. V., Grashorn S., Zhang Y. J.* Cascading ocean basins: numerical simulations of the circulation and interbasin exchange in the Azov-Black-Marmara-Mediterranean Seas system // *Ocean Dynamics*. 2017. Vol. 67, iss. 8. P. 1003–1025. <http://dx.doi.org/10.1007/s10236-017-1071-2>
43. On the physical oceanography of the Turkish Straits / U. Unluata [et al.] // *The Physical Oceanography of Sea Straits* / Ed. L. J. Pratt. Dordrecht : Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 25–60.
44. Dynamics of the Baltic Sea straits via numerical simulation of exchange flows / E. V. Stanev [et al.] // *Ocean Modelling*. 2018. Vol. 131. P. 40–58. doi:10.1016/j.ocemod.2018.08.009
45. *Zhang Y., Baptista A. M.* SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite element model for cross-scale ocean circulation // *Ocean Modelling*. 2008. Vol. 21, iss. 3–4. P. 71–96. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.11.005>
46. A new vertical coordinate system for a 3D unstructured-grid model / Y. J. Zhang [et al.] // *Ocean Modelling*. 2015. Vol. 85. P. 16–31. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.10.003>
47. *Codiga D. L.* Unified tidal analysis and prediction using the UTide Matlab functions // URI/GSO Technical report 2011–01. Narragansett, 2011. 59p. doi:10.13140/RG.2.1.3761.2008

48. Relative dispersion of surface drifters in the North Sea: The effect of tides on mesoscale diffusivity / J. Meyerjürgens [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. Vol. 25, iss. 8. e2019JC015925. <https://doi.org/10.1029/2019JC015925>
49. Lagrangian ocean analysis: Fundamentals and practices / E. van Sebille [et al.] // *Ocean Modelling*. 2018. Vol. 121. P. 49–75. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.11.008>
50. *Hua B. L., Haidvogel D. B.* (1986) Numerical Simulations of the Vertical Structure of Quasi-Geostrophic Turbulence // *Journal of Atmospheric Sciences*. 1986. Vol. 43, iss. 23. P. 2923–2936. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<2923:NSOTVS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<2923:NSOTVS>2.0.CO;2)
51. Do Altimeter Wavenumber Spectra Agree with the Interior or Surface Quasigeostrophic Theory? / P. Y. Le Traon [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2008. Vol. 38, iss. 5. P. 1137–1142. <https://doi.org/10.1175/2007JPO3806.1>
52. *Xu Y., Fu L.-L.* The effects of Altimeter Instrument Noise on the Estimation of the Wavenumber Spectrum of Sea Surface Height // *Journal of Physical Oceanography*. 2012. Vol. 42, iss. 12. P. 2229–2233. <https://doi.org/10.1175/JPOD-12-0106.1>
53. Mesoscale resolution capability of altimetry: Present and future / C. Dufau [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. Vol. 121, iss. 7. P. 4910–4927. <https://doi.org/10.1002/2015JC010904>
54. *Ray R. D., Zaron E. D.* M<sub>2</sub> Internal Tides and their Observed Wavenumber Spectra from Satellite Altimetry // *Journal of Physical Oceanography*. 2016. Vol. 46, iss. 1. P. 3–22. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0065.1>
55. On flow variability in the Bosphorus Strait / E. Jarosz [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011. Vol. 116, iss. C8. C08038. <https://doi.org/10.1029/2010JC006861>
56. Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification / J. H. Simpson [et al.] // *Estuaries*. 1990. Vol. 13, iss. 2. P. 125–132. doi:10.2307/1351581
57. Lateral circulation in well-mixed and stratified estuarine flows with curvature / N. J. Nidzieko [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2009. Vol. 39, iss. 4. P. 831–851. doi:10.1175/2008JPO4017.1
58. Analysis of Vortex Dynamics of Lateral Circulation in a Straight Estuary / M. Li [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2014. Vol. 44, iss. 10. P. 2779–2795. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0212.1>

*Об авторах:*

**Эмил В. Станев**, профессор, доктор, Центр материаловедения и исследования побережья им. Гельмгольца, Гестхакт, Германия, <https://orcid.org/0000-0002-1110-8645>

**Марсель Рикер**, научный сотрудник, Центр материаловедения и исследования побережья им. Гельмгольца, Гестхакт, Германия; Институт химии и биологии морской среды, Ольденбургский университет им. Карла фон Осецкого, Ольденбург, Германия, <https://orcid.org/0000-0001-6046-6388>

**Себастьян Грайек**, доктор, научный сотрудник, Центр материаловедения и исследования побережья им. Гельмгольца, Гестхакт, Германия, <https://orcid.org/0000-0002-2461-757X>

**Бенямин Якоб**, доктор, научный сотрудник, Центр материаловедения и исследования побережья им. Гельмгольца, Гестхакт, Германия, <https://orcid.org/0000-0002-0045-4964>

**Верена Хайд**, доктор, научный сотрудник, Центр материаловедения и исследования побережья им. Гельмгольца, Гестхакт, Германия; Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия, <https://orcid.org/0000-0002-9899-1740>

**Йоанна Станева**, доктор, старший научный сотрудник, зав. отделом, Центр материаловедения и исследования побережья им. Гельмгольца, Гестхакт, Германия, <https://orcid.org/0000-0003-4553-392X>