

## Взаимодействие плотных шельфовых вод Баренцева и Карского морей с вихревыми структурами

Г. А. Платов<sup>1, 2, \*</sup>, Е. Н. Голубева<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,  
Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,  
Новосибирск, Россия

\*E-mail: platov.g@gmail.com

Поступила в редакцию 26.07. 2019 г., после доработки 10.08.2019 г.

**Цель.** Рассмотрены процессы формирования плотной придонной воды в зимний период в районе северо-западного побережья Новой Земли и ее дальнейшего распространения вдоль наклонного дна в сторону трога Св. Анны и далее в открытый океан. Цель состоит в том, чтобы показать, что процесс такого распространения тесно связан с генерацией мезомасштабных вихрей.

**Методы и результаты.** Данные имеющихся измерений указывают лишь на остаточные формы такого движения, поскольку охватывают в основном лишь летний сезон. Численное исследование проводится с помощью системы вложенных моделей *SibCIOM* и *SibPOM*. В ходе численных экспериментов удалось показать пригодность данной системы при описании придонной структуры вод и детально воспроизвести процесс распространения придонных вод. При анализе процесса выявлена энергетическая конверсия доступной потенциальной энергии регулярного движения в потенциальную энергию вихревых образований. В свою очередь, агеострофичность вихревых структур способствует ускоренному продвижению плотных шельфовых вод вниз вдоль наклонного дна.

**Выводы.** Одна из важных особенностей процессов формирования и распространения придонных плотных вод состоит в том, что на начальном этапе они сопровождаются активной генерацией мезомасштабных вихревых структур. Оба процесса энергетически взаимодействуют и способствуют увеличению теплообмена между шельфом и открытым океаном. Правильное описание этих обменов является необходимым условием для успешного моделирования термодинамики промежуточных и глубоких вод Северного Ледовитого океана.

**Ключевые слова:** Северный Ледовитый океан, Карское море, формирование водных масс, каскадинг, мезомасштабный вихрь.

**Благодарности:** работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 17-05-00382, с использованием ресурсов Центра коллективного пользования «Сибирский суперкомпьютерный центр» ИВМиМГ СО РАН.

**Для цитирования:** Платов Г. А., Голубева Е. Н. Взаимодействие плотных шельфовых вод Баренцева и Карского морей с вихревыми структурами // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 6. С. 549–571. doi:10.22449/0233-7584-2019-6-549-571

# Interaction of Dense Shelf Waters of the Barents and Kara Seas with the Eddy Structures

G. A. Platov<sup>1, 2, \*</sup>, E. N. Golubeva<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

<sup>2</sup>*Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia*

\*e-mail: platov.g@gmail.com

*Purpose.* Considered are the processes of dense bottom water formation in winter in the region of the Novaya Zemlya northwestern coast, its further propagation (cascading) towards the St. Anna trough and then to the open ocean. The goal of the paper is to show that the process of such propagation is closely related to generation of the mesoscale eddies.

*Methods and Results.* The data of available measurements indicate only some residual forms of such a movement, since they cover mainly a summer season. Numerical study was carried out using the system of the nested models SibCIOM and SibPOM. In course of the numerical experiments it became possible to show the system capability in describing the water bottom structure and to reproduce the process of bottom water propagation in details. Analysis of the above-mentioned process has revealed energy conversion of the available potential energy of a regular motion into the potential energy of eddy formations. The eddy structures' ageostrophicity, in its turn, contributes to the accelerated advancement of dense shelf waters downward along the sloping bottom.

*Conclusions.* One of the important features of cascading is that at the initial stage, it is accompanied by active generation of the mesoscale eddy structures. Both processes interact energetically and contribute to increase of heat and mass exchange between the shelf and the open ocean. Proper description of this exchange is a prerequisite for successful modeling of the intermediate and deep water thermodynamics in the Arctic Ocean.

**Keywords:** Arctic Ocean, Kara Sea, formation of water masses, cascading, mesoscale eddy.

**Acknowledgements:** The work was carried out at support of the Russian Foundation for Basic Research, grant No 17-05-00382, and using resources of the Center for Collective Use "Siberian Super-computer Center" ICMMG SB RAS.

**For citation:** Platov, G.A. and Golubeva, E.N., 2019. Interaction of Dense Shelf Waters of the Barents and Kara Seas with the Eddy Structures. *Physical Oceanography*, [e-journal] 26(6), pp. 484-503. doi:10.22449/1573-160X-2019-6-484-503

## Введение

Процесс формирования и распространения плотных вод на шельфе окраинных морей является одним из основных в плане взаимодействия шельфа и открытого океана. В отсутствие такой связи можно было бы рассматривать глубокий океан в рамках границ шельфового склона независимо от мелководных районов. Однако именно процессы на шельфе, причем только те из них, в результате которых образуются достаточно плотные воды, способные достигнуть соответствующих глубин, во многом определяют структуру промежуточных и глубинных вод Мирового океана. В частности, вертикальную структуру вод Северного Ледовитого океана в слое ниже 500–700 м невозможно объяснить без предположения об активном участии в их формировании шельфовых процессов.

Формирование плотных вод в Арктике часто связывают с развитием ветровой полыньи, возникающей в результате действия ветра в случае, когда его

© Платов Г. А., Голубева Е. Н., 2019

направление способствует перемещению льда от берега и образованию открытой от льда поверхности воды (см., напр., [1, 2]). Холодные восточные ветры в районе западных берегов Новой Земли часто способствуют формированию здесь полыньи [1], в результате более 10 м льда (в среднем) образуются в этой полынье в течение одного зимнего периода [3]. Столь активный рост молодого льда приводит к увеличению солености и соответственно – плотности воды, развитию конвективного движения и вовлечению придонных атлантических вод Баренцева моря [1, 4]. В итоге формируется придонный слой плотной воды с температурой около  $-0,5^{\circ}\text{C}$ , который составляет полувину потока, поступающего из Баренцева моря в Карское.

Ранние исследования показали, что межгодовая изменчивость интенсивности формирования плотных вод является значительной (см., напр., [5]), и были выявлены потенциальные источники изменчивости характеристик формирующейся плотной воды [2, 5–9]. Важная характеристика – соленость воды перед замерзанием, а для района западного побережья Новой Земли определяющим является наличие распресненных вод речного происхождения, переносимых Норвежским и Новоземельским прибрежными течениями [2, 5, 6]. Однако в работе [7] показано, что процесс замерзания и таяния льда более важен, чем речные воды, и, согласно результатам [9], важную роль играет также импорт льда через северные границы моря.

Другим источником изменчивости скорости формирования плотных вод является вертикальная устойчивость водного столба [7, 8]. Согласно [7], начальная стратификация зависит от влияния атлантических вод на скорость замерзания и таяния льда, а в [8] утверждается, что поступление атлантических вод на шельф Баренцева моря может вызывать отрицательную обратную связь как для проникающей конвекции, так и для роста льда. Последнее важно для процесса формирования плотных вод вследствие выделения соли [1–3]. Более того, пришло понимание, что климат региона в значительной степени зависит от атлантических поступлений. В [10] показано, что ключевым фактором воспроизведения термохалинных полей на больших масштабах времени является взаимодействие с Атлантическим океаном – источником тепла и соленой воды. Любые вариации характеристик этого потока неизбежно сказываются на производстве плотных вод [7]. Высокая скорость таяния льда в летнее время и сильный приток атлантических вод усиливают стратификацию и затрудняют формирование придонных плотных вод зимой. В работе [5] также отмечается важность изменчивости характеристик атлантических вод, возникающей вследствие значительного перемешивания и вовлечения в результате распространения плотных придонных вод вдоль наклонного дна (каскадинг), сформированных в мелководных районах и перемещающихся в сторону углублений в Баренцевом море и в сторону трога Св. Анны. Согласно [11], благодаря процессу каскадинга (или шельфовой конвекции) плотная вода, сформированная в результате переохлаждения или образования льда на континентальном шельфе, участвует в формировании промежуточных или глубинных вод открытого океана.

Наличие предварительных условий для формирования плотных вод также является важным и может быть связано как с локальным таянием льда, так и со свойствами Новоземельского течения [4]. Плотная вода в основном по-

падает в Карское море, где она составляет 63% (1,2 Св) суммарного притока со стороны Баренцева моря, а ее средняя плотность составляет 1028,07 кг/м<sup>3</sup>. Производство плотной воды максимально в районе отмели, когда Баренцево море находится в холодном состоянии (малый приток из Атлантики и много льда). В течение теплого времени при наличии сильного транзита атлантических вод большая часть плотных вод образуется на шельфе вследствие общего охлаждения атлантических вод. Тем не менее в работе [4], опираясь на собственные результаты, авторы указывают, что во время экстремально теплых периодов (1950-е и конец 2000-х гг.) общая продукция плотной воды значительно падает.

Таким образом, для понимания изменчивости формирования плотных вод необходимо изучить крупномасштабную циркуляцию, гидрографию, атмосферный форсинг и доминирующие механизмы перемешивания, которые делают шельфовые воды более пригодными для образования плотной воды.

Основными задачами настоящей работы являются:

– исследование условий формирования плотных придонных вод на шельфе Баренцева и Карского морей и их распространения в сторону открытого океана;

– анализ развития вихревых процессов, сопровождающих это движение.

Для проведения исследования мы будем использовать метод численного моделирования, поэтому в работе также представлены результаты сравнения модельных полей с данными наблюдений.

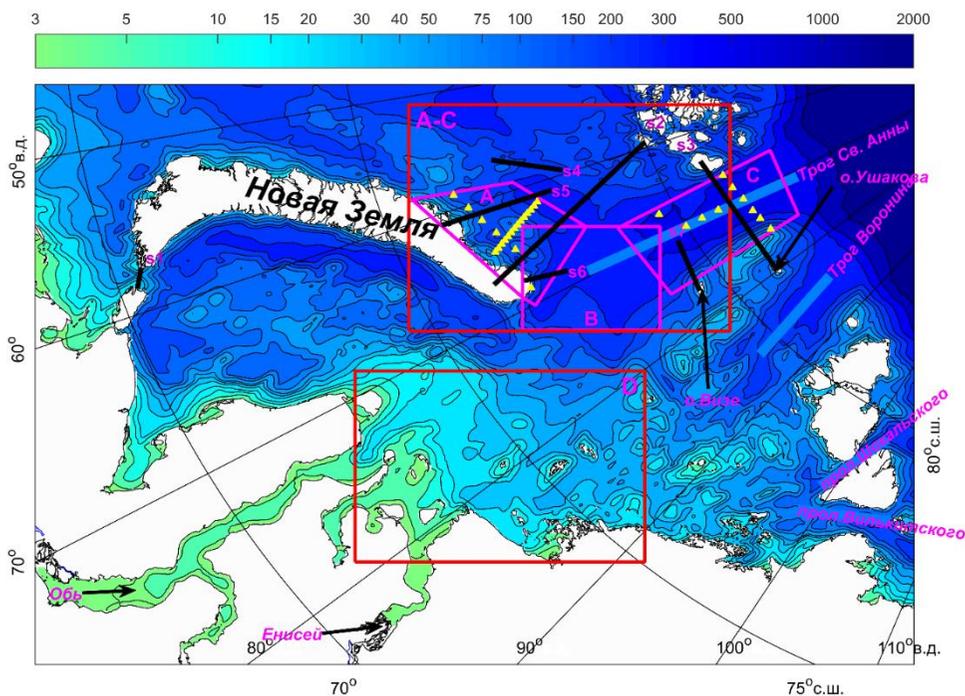
### **Район исследования**

Интересующие нас районы, для которых по результатам ряда исследований [2, 5, 6] характерно формирование и распространение плотных придонных вод, показаны на рис. 1. В области, обозначенной литерой *A*, в течение зимы и в начале весны образуется прибрежная полынья и происходит формирование плотных вод вследствие активного намораживания молодого льда и выхолаживания открытой поверхности океана. Возможно также, что некоторый вклад вносит апвеллинг, в результате которого придонный слой атлантических вод поднимается к поверхности и охлаждается. Являясь соленым, в результате охлаждения он приобретает плотность глубинных арктических вод. Кроме того, в 2000-х гг. граница плавучих льдов даже в зимний период была расположена вблизи северной оконечности Новой Земли, что включает также механизм льдообразования на границе льда в полынье, образуемой поступающими теплыми водами атлантического происхождения.

Вторая область, обозначенная на рис. 1 литерой *B*, является зоной дальнейшего распространения сформированных плотных вод. По сути, это верховье трога Св. Анны, примыкающее к северной оконечности Новой Земли. Вследствие близости острова здесь также возможно возникновение полыньи при наличии ветров соответствующего направления, однако, судя по имеющимся данным [12], это происходит здесь не так часто и не столь продолжительно, как в зоне *A*.

Третья область, обозначенная литерой *C*, это зона основной части трога Св. Анны, устье которого открывается в сторону бассейна Амундсена, наиболее глубокой части Северного Ледовитого океана. Мы ожидаем здесь разви-

тие активного каскадинга по мере продвижения плотных вод в сторону от открытого океана.



**Р и с. 1.** Топография Карского моря с указанием местоположения ключевых географических объектов: *A* – район формирования придонных плотных вод; *B* – район, где эти воды достигают верховий трога Св. Анны; *C* – область, ориентированная вдоль оси трога Св. Анны; *A – C* – область, объединяющая эти районы; *D* – область развития плюма речных вод. Сечения показаны черными линиями с метками: 1 – пролив Карские ворота; 2 – пролив между Землей Франца Иосифа и Новой Землей; 3 – створ устья трога Св. Анны; 4 – углубление в топографии дна, через которое атлантические воды поступают в зоны *A, B, C*; 5 и 6 – прибрежные сечения; 7 – сечение правого склона трога Св. Анны. Желтые треугольники указывают положение точек, где проводились CTD-измерения, используемые в данной работе

**Fig. 1.** Topography of the Kara Sea including indications of location of the key geographical objects: *A* – the area of formation of dense bottom waters, *B* – the area where these waters reach the headwaters of the St. Anna trough, *C* – the area oriented along the axis of the St. Anna trough, *A – C* – the region uniting these areas, *D* – the region where the river water plume develops. The sections are shown by the black lines including the marks: 1 – the Strait of Kara Gate; 2 – opening between the Franz Josef Land and the Novaya Zemlya, 3 – mouth of the St. Anna trough, 4 – depression in the bottom topography through which the Atlantic waters flow into zones *A, B* and *C*; 5 and 6 – coastal sections, 7 – cross section of the right slope of the St. Anna trough. Yellow triangles indicate position of the points where the CTD measurements used in this work were performed

### Система вложенных моделей

Несмотря на значительный прогресс, достигнутый в области численного моделирования Северного Ледовитого океана [13], результаты, полученные на основе крупномасштабных моделей, могут значительно различаться. Например, в работе [14] при сравнении баланса кинетической и доступной потенциальной энергии показано, что энергетический баланс, полученный

с помощью крупномасштабных моделей, существенно различается ниже уровня абиссали. Более поздние эксперименты, например *Coordinated Ocean-ice Reference Experiments – Phase II (CORE-II)* [15], способствовали пониманию существенных регулярных ошибок при моделировании Северного Ледовитого океана. В частности было отмечено, что современные крупномасштабные модели нуждаются в более аккуратном описании притока атлантических вод в Арктику и формирования потоков плотной воды вдоль склонов арктического шельфа.

Для проведения исследования мы использовали систему вложенных численных моделей океана и его шельфовых морей, разработанную в ИВМиМГ СО РАН. Схема вложения моделей приведена ранее в работе [16]. Основная идея заключается в том, что оператор Лапласа, описывающий теплопроводность и диффузию соли, применялся только к отклонениям температуры и солености от их крупномасштабных распределений. Обратная связь в данном случае не учитывалась. (О других вариантах вложения см. работу [17] и ссылки в ней).

В качестве атмосферного форсинга использовались данные реанализа *CORE-II*, включающие необходимый набор характеристик нижней атмосферы, скорость выпадения осадков и поступающую нисходящую длинно- и коротковолновую радиацию [12].

Анализ результатов моделирования проводился для 2007–2008 гг., поскольку в этот период в соответствии с задачами Международного Полярного года был получен значительный объем данных в интересующей нас области.

#### *Модель SibCIOM*

Модель *Siberian Coupled Ice-Ocean Model (SibCIOM)* [18, 19], исторически связанная с моделью [20], используется для моделирования крупномасштабного распределения гидродинамических полей в Северном Ледовитом океане и Северной Атлантике. Уравнения модели получены с учетом законов сохранения тепла, соли, импульса при использовании традиционных приближений Буссинеска, гидростатики и «твердой крышки» с применением метода расщепления по физическим процессам [21]. Метод разделения мод позволяет отдельно проводить расчеты для баротропной и бароклинной мод. Баротропная мода описывается с помощью уравнения для интегральной функции тока и компонент баротропной скорости. Адвективные потоки аппроксимируются с помощью схемы *Quadratic Upstream Interpolation for Convective Kinematics with Estimated Streaming Terms (QUICKEST)* [22]. Параметризация верхнего перемешанного слоя осуществляется с учетом числа Ричардсона [23]. На твердых участках границы реализуется условие отсутствия скольжения и «непротекания». На жидких участках границы в Беринговом проливе и в устьях наиболее значимых рек задается сезонный ход расхода; на южном участке, проходящем вдоль линии 20° ю. ш., задается расход, компенсирующий предыдущие притоки, равномерно вдоль всей границы.

Модель океана работает совместно с моделью льда *CICE 3* [24], описывающей термодинамику пяти категорий льда и одной категории – снега [25] и использующей полулагранжевый подход при описании адвективного переноса [26].

Модельная область охватывает Атлантический океан к северу от 20° ю. ш. и Северный Ледовитый океан с трехполюсной системой координат, имеющей в районе экватора и в средних широтах горизонтальное разрешение 0,5°, а в приполярном районе – в пределах 10–25 км. По вертикали модель имеет 38 фиксированных, неравномерно расположенных уровней с минимальным разрешением у поверхности 5 м. В модели учитывается приток 52 наиболее значимых рек региона\*.

#### *Модель Карского моря и восточной части Баренцева моря*

В качестве такой использовалась сигма-координатная шельфовая модель *SibPOM*, которая является модификацией модели Принстонского университета *Princeton Ocean Model (POM)* [27]. Модель включает в себя параметризацию вертикальных турбулентных процессов и коррекцию горизонтального градиента давления [28]. Область моделирования показана на рис. 1, квазирегулярная сетка области построена на основе сферической системы координат с полюсами, выбранными таким образом, чтобы новый экватор являлся центральной осью Карского моря, при этом горизонтальное разрешение составляет 3–4 км, что, согласно [29], позволяет воспроизводить только крупные мезомасштабные вихри.

#### **Результаты численного моделирования**

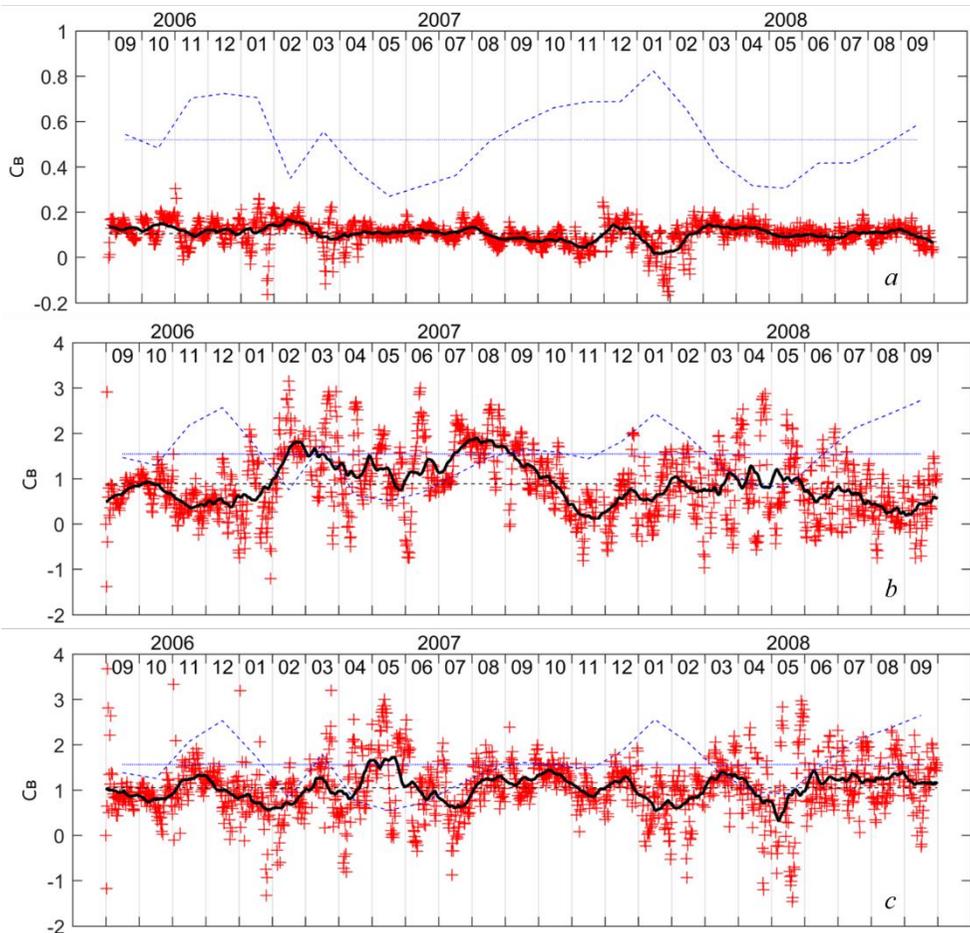
##### *Сравнение с предыдущими результатами моделирования*

Результаты моделирования демонстрируют сложную структуру течений в интересующем нас регионе. Следует отметить, что основные черты циркуляции, обозначенные в ранних работах [30, 31], проявляются в численных расчетах для 2007–2008 гг. лишь отчасти. При этом, как и в [32–35], можно заметить, что циркуляция Карского моря существенно меняется в зависимости от времени года и преобладающего атмосферного форсинга, а взаимодействие с открытой частью Северного Ледовитого океана осуществляется вдоль трога Св. Анны и трога Воронина.

#### **Расход через основные проливы региона моделирования Transports through the main straits of the simulated region**

Положение створов / Location of mouths	<i>SibPOM</i>	<i>SibCIOM</i>
Вток через пролив Карские ворота / Inflow through the Strait of Kara Gate	0,10	0,52
Вток между Землей Франца Иосифа и Новой Землей / Inflow between the Franz Josef Land and the Novaya Zemlya	0,88	1,55
Расход между Землей Франца Иосифа и о. Ушакова / Water flow rate between the Franz Joseph Land and the Ushakov Island	1,07	1,56

\* *Vorosmarty C. J., Fekete B. M., Tucker B. A. Global River Discharge, 1807-1991, V. 1.1 (RivDIS). Oak Ridge, Tennessee, USA : ORNL DAAC, 1998. <https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/199>*



**Р и с. 2.** Временной ход расходов воды (Св) через сечения 1–3 (рис. 1): *a* – пролив Карские Ворота; *b* – пролив между Землей Франца Иосифа и Новой Землей; *c* – пролив между Землей Франца Иосифа и о. Ушакова. Красные символы «+» – значения, полученные моделью *SibPOM*, черная линия – их скользящее среднее, синяя пунктирная линия – результат крупномасштабной модели *SibCIOM*

**Fig. 2.** Time series of water transport (Sv) through sections 1–3 (Fig. 1): *a* – the Strait of Kara Gate, *b* – opening between the Franz Josef Land and the Novaya Zemlya, *c* – strait between the Franz Joseph Land and the Ushakov Island. Red symbols “+” are the values obtained by the *SibPOM* model, black line is their sliding average, blue dotted line is a result of the large-scale *SibCIOM* model

Расход воды, поступающей в Карское море через пролив Карские ворота, в среднем за период моделирования составил около 0,1 Св (таблица), меняясь в пределах от –0,1 до 0,3 Св (рис. 2, *a*). Согласно одной из наиболее ранних оценок [36], расход в среднем несколько выше, 0,7 Св. По результатам крупномасштабного моделирования 1998 г. [37] он составлял от –0,023 до 0,015 Св. Более поздние оценки [38, 39] показывают значения около 0,6 Св. В нашем случае крупномасштабная модель дает в среднем значение 0,52 Св (таблица, рис. 2) с диапазоном изменения 0,3–0,8 Св. Максимум при этом приходится на декабрь – январь, минимум на май – июнь. Также, согласно оценкам [39], примерно 1,2 Св поступает в Карское море из Баренцева между

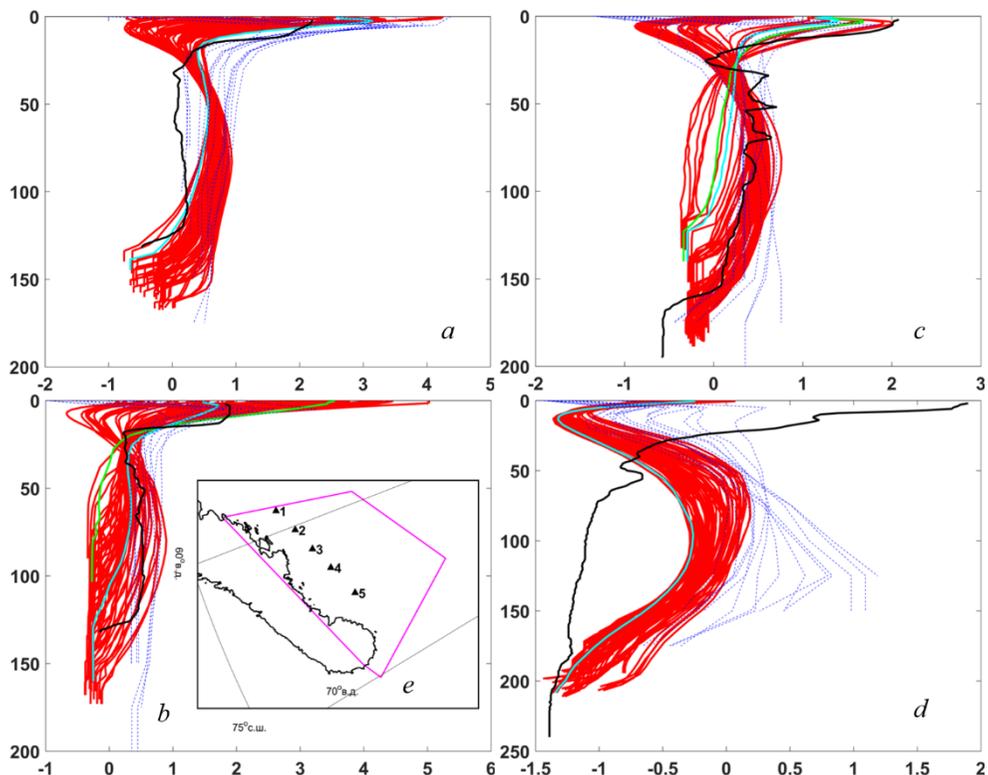
Новой Землей и Землей Франца Иосифа. По результатам региональной модели *SibPOM* в 2007–2008 гг. этот расход составлял 0,88 Св, в то время как расчеты по крупномасштабной модели *SibCIOM* дают почти в 2 раза больше, 1,55 Св (таблица, рис. 2, *b*). По оценкам [39], большая часть этого поступления выносится через трог Св. Анны и Воронина, а также через проливы Северной Земли. По результатам наших расчетов вынос вод через трог Св. Анны составляет по региональной модели 1,07 Св, по модели *SibCIOM* 1,56 Св (таблица, рис. 2, *c*). Из суммарного баланса следует, что, согласно региональной модели, поступления через рассмотренные проливы недостаточно, чтобы компенсировать расход через трог Св. Анны, и, следовательно, дополнительные поступления осуществляются через другие створы: проливы Земли Франца Иосифа, Вилькицкого и Шокальского. По результатам же крупномасштабной модели эти поступления, наоборот, превосходили расход через трог Св. Анны и, следовательно, увеличивали расходы через трог Воронина и проливы Северной Земли.

#### *Сравнение результатов моделирования с данными измерений*

Данные, полученные в рамках Международного Полярного года (имеются в открытом доступе) с использованием *CTD* профилометров (*conductivity, temperature, depth* – проводимость (соленость), температура, глубина), считаются наиболее надежными в условиях Арктики. Однако возможности таких измерений ограничены из-за наличия ледового покрова, и поэтому измерения охватывают в основном такие периоды времени и районы, когда отсутствует несудоходный лед. В плане исследования формирования и распространения плотных вод это является существенным ограничением. По сути, мы можем с помощью имеющихся данных измерений следить либо за развитием предварительных условий для формирования вод, либо за остаточными аномалиями, сохраняющимися до начала лета в донных углублениях и каньонах.

В области *A* в мае 2007 г. было снято три профиля температуры, и можно констатировать, что разница профилей температуры с модельными расчетами на соответствующих глубинах находится в пределах 0,5°C, причем модель дает несколько завышенное значение.

В июне проводилось 5 измерений, четыре из которых – вблизи низшей точки небольшого желоба, расположенного вдоль берега Новой Земли с глубинами 150–200 м. Пятое измерение приходится на мелкий участок с глубиной 100 м. Профили температуры по результатам моделирования и данным измерений находятся в качественном согласии и демонстрируют примерно однородный слой в диапазоне 30–120 м с температурой около 0,5°C, выше которого лежит более прогретый поверхностный слой, ниже – придонный слой более холодной воды толщиной 10–20 м с температурой от –1 до 0°C. Разница значений температуры на трех профилях не превышает 0,5°C, причем отклонения примерно симметричны как в положительную, так и в отрицательную сторону (рис. 3). На четвертом профиле однородный слой по результатам моделирования примерно на 1°C оказался теплее.

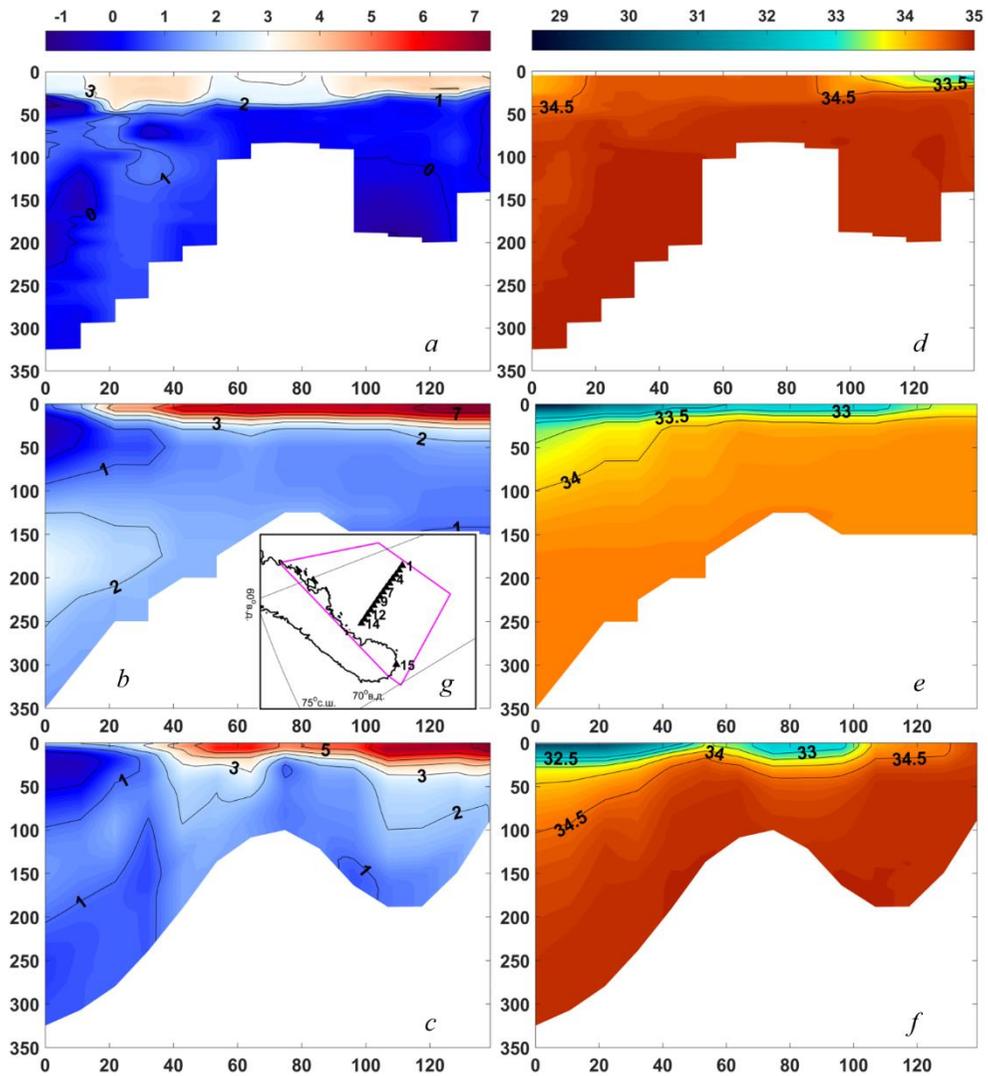


**Р и с. 3.** Сравнение вертикальных профилей температуры (*a – d*), полученных 21 июня 2007 г., в точках 1–4, положение которых показано на вставке (*e*). Сплошная черная линия – данные CTD-профилографа, синие пунктирные линии – профили крупномасштабной модели в точках 30-километровой окрестности, красные линии – профили региональной модели в точках 10-километровой окрестности, зеленая линия – один из этих профилей с наивысшим коэффициентом корреляции, сине-зеленая линия – с наименьшим среднеквадратическим отклонением

**Fig. 3.** Comparison of the temperature vertical profiles (*a – d*) at points 1–4 obtained on June 21, 2007; their position is shown in panel (*e*). Solid black line is the CTD profiler data, blue dashed lines are the large-scale model profiles at the points within the 30 km neighborhood, red lines are the regional model profiles within the 10 km neighborhood, green line is one of these profiles with the highest correlation coefficient, cyan line – with the lowest standard deviation

В сентябре 2007 г. в зоне *A* проводилось 15 измерений, 14 из которых образуют сечение, перпендикулярное береговой линии. На рис. 4 показано восстановленное по этим точкам сечение температуры и солёности (рис. 4, *a, d*) по сравнению с сечением, полученным по результатам численного моделирования (рис. 4, *c, f*). Из сравнения видно, что, несмотря на то что используемые в качестве фоновых распределения температуры и солёности крупномасштабной модели (рис. 4, *b, e*) имеют лишь приближенное сходство с реальным распределением, тем не менее региональная модель воспроизводит основные черты гидрологии региона, в частности придонный слой холодной и солёной воды. Однако температура этого слоя примерно на 1°C выше реальной, а солёность примерно на 0,4‰ ниже. Кроме того, заметно различие в верхнем слое, вызванное разницей положения полей ледово-снежного покрова и мест его таяния. Учитывая тот факт, что крупномасштабная модель

интегрировалась под воздействием атмосферного форсинга, взятого из данных реанализа, и при этом не использовалась процедура усвоения данных, которые, согласно [40], дают существенное улучшение, такая разница может считаться вполне удовлетворительной.

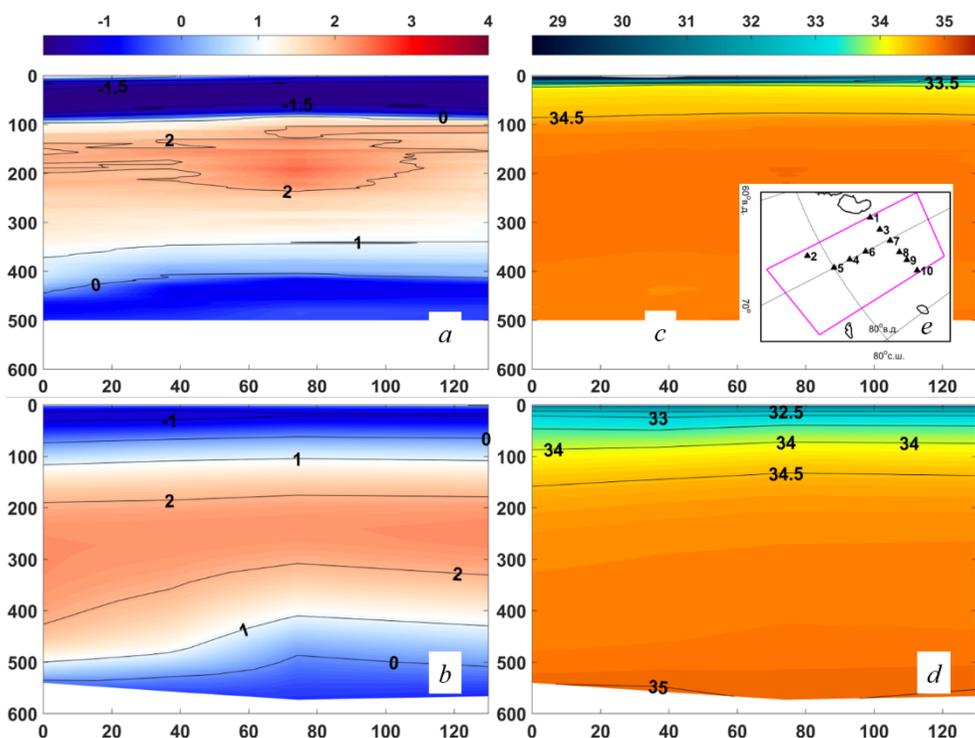


**Р и с. 4.** Вертикальные сечения температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) ( $a - c$ ) и солёности ( $\text{‰}$ ) ( $d - f$ ), построенные по точкам 1–14, положение которых показано на вставке ( $g$ ):  $a, d$  – по данным CTD-профилографов за сентябрь 2007 г.;  $b, e$  – по результатам крупномасштабной модели;  $c, f$  – по результатам региональной модели. Горизонтальная координата – расстояние вдоль сечения (км), вертикальная – глубина (м)

**F i g. 4.** Vertical cross-section of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) ( $a - c$ ) and salinity ( $\text{‰}$ ) ( $d - f$ ) constructed by points 1–14 the position of which is represented in panel ( $g$ ):  $a, d$  – based on the data of CTD-profilographs for September, 2007;  $b, e$  – based on the results of the large-scale model;  $c, f$  – based on the results of the regional model. The horizontal coordinate is the distance along the section (km), the vertical one is the depth (m)

К сожалению, период формирования придонного слоя не охвачен имеющимися *CTD*-измерениями.

Дополнительно для сравнения результатов моделирования с данными измерений были построены сечения в областях *B* и *C*. В зоне *B* остаточные следы придонных плотных вод едва прослеживаются по данным измерений и модельным результатам, что говорит о том, что данная зона является транзитной и придонные воды здесь не накапливаются, а в летний период практически отсутствуют.



**Рис. 5.** Вертикальные сечения температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) (*a*, *b*) и солёности ( $\text{‰}$ ) (*c*, *d*), построенные по точкам 4–7, положение которых показано на вставке (*e*): *a*, *c* – по данным *CTD*-профилографов за август 2007 г.; *b*, *d* – по результатам региональной модели. Горизонтальная координата – расстояние вдоль сечения (км), вертикальная – глубина (м)

**Fig. 5.** Vertical sections of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) (*a*, *b*) and salinity ( $\text{‰}$ ) (*c*, *d*) plotted from the measurements at points 4–7 the position of which is represented on panel (*e*): *a*, *c* – based on the *CTD* data collected in August, 2007; *b*, *d* – based on the regional model results. The horizontal coordinate is the distance along the section (km), the vertical one is the depth (m)

В зоне *C* разрез, полученный в августе 2007 г. (рис. 5), соответствует траектории распространения фрамовской ветви атлантических вод, следовавшей вдоль шельфового склона и повернувшей в глубь трога Св. Анны вдоль его левого склона. Атлантическая вода поступает в трог в диапазоне глубин 50–500 м и имеет температуру около  $2^{\circ}\text{C}$ . На глубине 450–600 м наблюдается холодный слой, сформированный в Баренцевом море, с температурой ниже  $0^{\circ}\text{C}$  и солёностью около 35‰.

### *Анализ каскадинга и вихревой активности региона*

Убедившись, что качественная картина распределения гидрологических характеристик, полученная по региональной модели *SibPOM*, соответствует реальному распределению, перейдем к главной задаче исследования – анализу вихревой активности и процесса каскадинга.

Рассмотрим поле вертикальной компоненты относительного вихря  $\hat{\zeta}$  [41] (далее – относительный вихрь):

$$\hat{\zeta} = \left( \frac{\partial v}{\partial \eta} - \frac{\partial u}{\partial \xi} \right) / f,$$

где  $u$  и  $v$  – горизонтальные компоненты скорости вдоль криволинейных координат модели  $\xi$  и  $\eta$ ;  $f$  – параметр Кориолиса. На рис. 6 показано распределение величины относительного вихря, осредненного в слое атлантических вод 100–250 м, в районе, охватывающем зоны *A*, *B*, *C* в марте 2007 и 2008 гг. На этом же рисунке изображено поле горизонтальной скорости, осредненной в том же слое. Видно, что в этом районе в зимний период формируется большое количество вихрей масштаба 10–50 км (по сравнению с сентябрем тех же лет (не показано)), причем, как обычно (для Северного полушария), наиболее интенсивные вихри положительной завихренности преимущественно расположены слева от основной струи атлантических вод, а вихри отрицательной завихренности – справа. Район наибольших изменений относительного вихря расположен вблизи северного мыса Новой Земли и к западу от него вдоль струи атлантических вод. Справа, в области отрицательной завихренности, находится прибрежная отмель, где при условии соответствующих ветров могут образовываться ветровая полынья и формироваться аномалии плотной воды.

На рис. 7 показаны четыре сечения, перпендикулярные траектории движения атлантических вод в этом регионе (см. сечения 4–7 на рис. 1), они построены по результатам расчета на 15 марта 2007 г. в период, когда, судя по рис. 6, *a*, отмечалась высокая вихревая активность. Цветом выделена нормальная к сечению компонента скорости, причем красные тона соответствуют направлению скорости основного потока, синие – противоположному течению. На сечении 4 (рис. 7, *a*) видно, что движение почти однородно по вертикали и привязано к топографическому склону с перепадом примерно 100 м (от 150 до 250 м), скорость в ядре 20–30 см/с, ширина потока примерно 40 км. Изолинии потенциальной плотности показывают, что вода имеет бóльшую по сравнению с окружением плотность с максимальным значением возле дна около 28,0 кг/м<sup>3</sup> (т. е. 1028,0 кг/м<sup>3</sup>).

На следующем сечении (рис. 7, *b*, см. сечение 5 на рис. 1) видно, что течение несколько ослабло, в основном из-за формирования прибрежного ответвления, по-прежнему привязано к топографическому склону на тех же глубинах, максимальные скорости до 22 см/с локализованы у дна. По положению изолиний потенциальной плотности можно предположить образование ветровой полыньи у береговой линии с формированием в ней тяжелой воды с плотностью 28,6 кг/м<sup>3</sup>, которая агеострофически распространяется

вниз по склону, формируя черты, характерные для каскадинга. Граница слоя каскадинга, согласно определению [42], примерно совпадает с изолинией 28,0 кг/м<sup>3</sup>. Следуя [42, 43], мы определили положение 5 характеризующих состояние каскадинга точек *A, B, C, D, E* следующим образом:

– *A* – положение точки определяется максимумом плотности на вершине склона,  $\rho_{\max}$ ;

– *B* – в случае каскадинга, следуя от точки *A* вниз по склону, плотность понижается, а затем при достижении определенных глубин снова повышается: точка *B* является такой точкой, в которой придонная плотность вновь достигает значения, равного  $\rho_{\max}$ ;

– *C* – эта точка расположена в точке минимума плотности  $\rho_{\min}$ , если следовать вдоль дна от точки *A* в точку *B*;

– *D* – эта точка, в отличие от предыдущих, расположена не на дне, а внутри водного слоя на глубине точки *A*, в [42] она описана как первая точка, не вовлеченная в каскадинг, если двигаться горизонтально от точки *A* в сторону увеличения глубины. То есть это точка с характерными свойствами воды, соответствующими окружающей каскадинг среде. Такая формулировка не дает возможности определить однозначное положение точки, поэтому мы решили принять за него положение минимума плотности при горизонтальном движении от точки *A* в сторону увеличения глубины;

– *E* – эта точка расположена над точкой *B* при том, что плотность в ней равна плотности в точке *C*, т. е.  $\rho_{\min}$ .

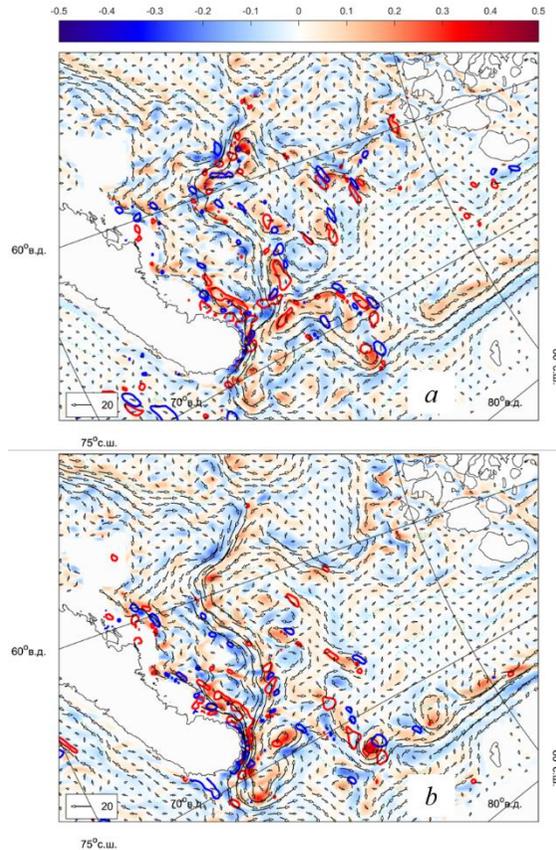
Параметр *h* определен как отношение толщины слоя над точкой *A* (в котором значение плотности больше, чем  $\rho_{\min}$ ) к глубине океана в точке *A*. Эта безразмерная толщина слоя каскадинга, меняющаяся в пределах от 1 (плотность в точке *A* больше  $\rho_{\min}$  на всех глубинах) до 0 (т. е. если  $\rho_{\max} = \rho_{\min}$ ), определена в [42] как показатель эффективности атмосферного воздействия на формирование плотных вод. То есть *h* является долей толщины плотных вод в общей толщине бассейна в точке *A*, и чем ближе эти воды к поверхности, тем большую роль в их формировании играет атмосферный форсинг. Из анализа сечения 5 следует, что величина *h* равна 1. Это говорит о том, что формирование плотных вод еще не закончилось и, скорее всего, продолжается вблизи берега. Среди 7 рассмотренных в [42] сечений, полученных в районе западного побережья Новой Земли\*, только в одном случае атмосферное воздействие было столь же сильным, а параметр *h* равен 1.

Другой важной характеристикой развивающегося каскадинга является параметр, равный отношению разности плотности внутри слоя каскадинга (максимум минус минимум) к разности максимума плотности внутри этого же слоя с плотностью окружающих вод:

$$r = \frac{\rho_{\max} - \rho_{\min}}{\rho_{\max} - \rho_D}.$$

---

\* Climatic Atlas of the Barents Sea 1998: Temperature, Salinity, Oxygen. NODC-121 [Электронный ресурс] : Климатический атлас Баренцева моря 1998 / G. Matishov [et al.]. S. 1., 1998. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). (International Ocean Atlas Series, v. 1)



**Рис. 6.** Поля относительного вихря в районе А – С в марте 2007 г. (а) и 2008 г. (б), осредненные в слое 100–250 м по глубине. Красные тона соответствуют циклонической завихренности, синие – отрицательной, стрелки указывают направление скорости течения, осредненной в том же диапазоне глубин. Красные и синие контуры обводят районы положительной и отрицательной трансформации потенциальной энергии ВС

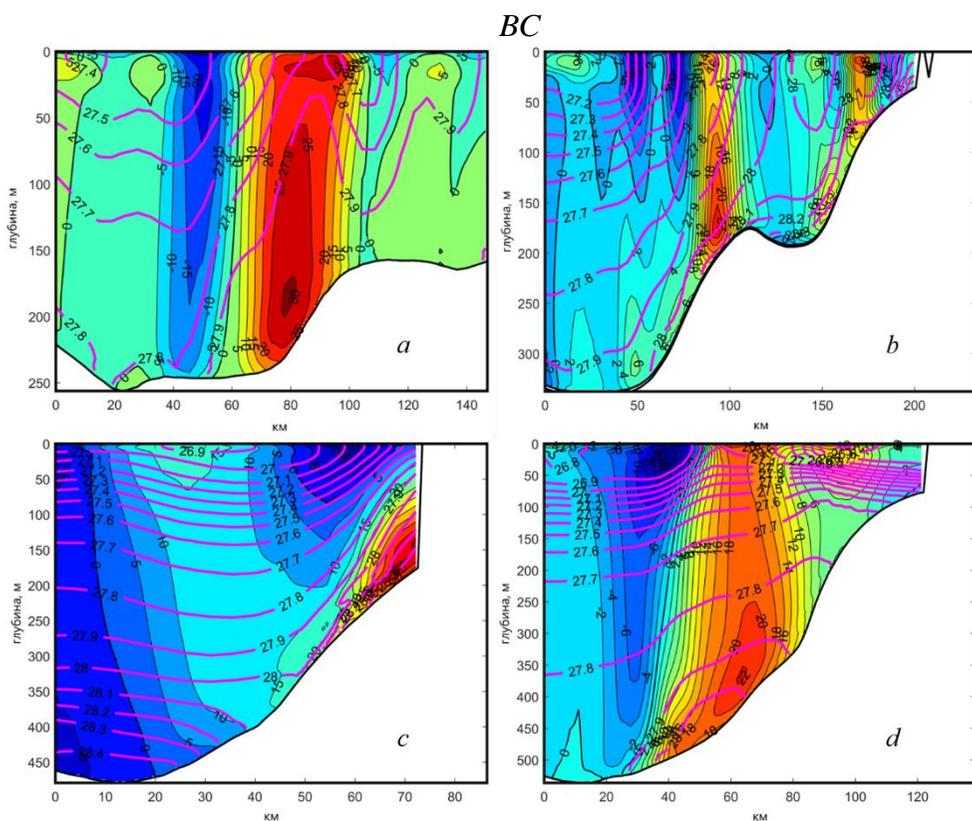
**Fig. 6.** Relative vorticity fields in the area A – C in March, 2007 (a) and 2008 (b) vertically averaged in the 100–250 m layer. Red shadings correspond to cyclonic vorticity, blue shadings – to negative one; arrows indicate the current velocity direction averaged within the same depth range. Red and blue contours encircle the areas of positive and negative potential energy transformation BC

В течение жизни процесса каскадинга эта величина меняется от значения, близкого к единице при зарождении процесса, когда минимальная плотность в слое каскадинга и плотность окружающих вод совпадают, до нуля при его затухании, когда разность плотности в слое каскадинга едва идентифицируется, т. е.  $\rho_{\max} \approx \rho_{\min}$ . Из анализа плотности на рис. 7, b следует, что в нашем случае эта величина равна 0,63, т. е. каскадинг находится в начальной стадии развития. Масштаб скорости агеострофического движения плотной воды вниз по склону определяется по формуле из [44]:

$$V_N = g \frac{\delta\rho}{\rho} \frac{s}{f},$$

где  $g \frac{\delta\rho}{\rho}$  – редуцированная гравитация;  $s$  – модуль градиента дна (см. ниже).

Оценка показывает, что, согласно характеристикам сечения 5, эта скорость равна 6,6 см/с. С учетом того, что скорость вдоль изобат составляет 22 см/с, можно заключить, что агеострофическая составляющая скорости равна примерно 30%, а вектор скорости направлен под углом около  $17^\circ$  к линиям изобат.



**Р и с. 7.** Вертикальные сечения скорости течения (см/с) и потенциальной плотности ( $\text{кг/м}^3 - 1000$ ). Скорость представлена значением компоненты, перпендикулярной плоскости сечения (положительные значения соответствуют направлению вперед), и выделена контурами с цветовой заливкой. Потенциальная плотность показана сиревыми изолиниями. Направления сечений (*a – d*) соответствуют сечениям 4–7 на рис. 1. Горизонтальная координата – расстояние вдоль сечения (км), вертикальная – глубина (м)

**Fig. 7.** Vertical cross-sections of current velocity (cm/s) and potential density ( $\text{kg/m}^3 - 1000$ ). The velocity is represented by the component value normal to the section plane (positive values correspond to the forward direction) and is highlighted by the contours with spot colors. Potential density is represented by the magenta isolines. The directions of sections (*a – d*) correspond to sections 4–7 on Fig. 1. The horizontal coordinate is the distance along the section (km), the vertical one is the depth (m)

Третье по ходу потока сечение, представленное на рис. 7, *c* (см. сечение 6 на рис. 1), демонстрирует концентрацию ядра струи вблизи дна в слое 100–200 м по глубине и вблизи резкого склона у береговой линии (скачок от 0 до 180 м), так что ширина потока уменьшилась до 10 км. Вследствие этого скорость возросла до 55 см/с в центре потока. Поведение изолиний потенциальной плотности также демонстрирует черты, характерные для каскадинга. Однако формирование плотной воды под воздействием атмосферных условий здесь ослаблено ( $h = 0,39$ ), а процесс каскадинга хоть и находится в середине своего развития, тем не менее более близок к затуханию ( $r = 0,5$ ). Скорость каскадинга все еще высокая,  $V_N = 6,1$  см/с, однако, поскольку скорость основного потока возросла, доля агеострофичности уменьшилась до 11%, а угол между вектором скорости и линией изобаты – до  $6^\circ$ .

Четвертое сечение, изображенное на рис. 7, *d* (см. сечение 7 на рис. 1), демонстрирует вертикальное распределение скорости распространения воды вдоль оси трого Св. Анны в сторону открытого океана. Ядро потока концентрируется у дна на глубине 300–500 м, максимальная скорость 22 см/с, ширина потока – до 50 км.

Характеристики процесса каскадинга говорят о том, что он практически не связан с атмосферными процессами ( $h = 0,24$ ), находится в заключительной фазе своего существования ( $r = 0,1$ ), его скорость  $V_N = 1,8$  см/с, поворот вектора скорости составляет  $4,7^\circ$  относительно направления линии изобаты. Однако даже при столь слабом продвижении вниз по склону на него приходится примерно 0,2 Св на каждые 100 км.

Анализ тех же сечений, полученных в сентябре, когда вихревая активность минимальна, не выявляет характерных для каскадинга особенностей распределения. Из этого мы заключаем, что развитие каскадинга стимулирует развитие вихревой активности. Механизм этой стимуляции связан с переходом высвобождающейся средней доступной потенциальной энергии в потенциальную энергию вихревого движения. Скорость конверсии связана с бароклинной неустойчивостью и может быть рассчитана по результатам моделирования с помощью формулы из [44]:

$$BC = -\frac{g^2}{N^2 \rho_0} \left( \overline{u' \rho'} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial \xi} + \overline{v' \rho'} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial \eta} \right),$$

где  $\overline{N^2}$  – квадрат частоты Брента – Вайсяля для средней плотности  $\bar{\rho}$ , а величины  $\rho', u', v'$  – мезомасштабные пульсации плотности и горизонтальных компонент скорости. Для расчета этой скорости в процессе моделирования сохранялись средние значения не только скорости и плотности  $\bar{u}, \bar{v}, \bar{\rho}$ , но и их ковариаций  $\overline{u\rho}$  и  $\overline{v\rho}$ , так чтобы в дальнейшем можно было вычислять  $\overline{u' \rho'} = \overline{u\rho} - \bar{u} \bar{\rho}$  и  $\overline{v' \rho'} = \overline{v\rho} - \bar{v} \bar{\rho}$ .

На рис. 6 помимо относительного вихря и поля скорости изображены также контуры величины  $BC$  проинтегрированной в слое верхних 250 м. При этом контуры красного цвета обводят зоны положительной конверсии энер-

гии с интенсивностью более  $10^{-3}$  Вт/м<sup>2</sup> (т. е. переход средней потенциальной энергии в потенциальную энергию вихревых движений), а контуры синего цвета – зоны обратного перехода. Обращает на себя внимание тот факт, что отмеченная ранее вихревая активность в период возможного каскадинга совпадает также с активными переходами в энергетическом спектре.

Необходимо отметить также совпадение локализации экстремальных районов относительного вихря и скорости конверсии *BC*. Это можно объяснить тем, что активное вихревое движение в районах наклонного дна приводит к усилению агеострофической компоненты движения, т. е. движения поперек линий изобат. Это, в свою очередь, усиливает процесс каскадинга при условии наличия необходимых предпосылок, а именно сформированной аномалии плотной воды в районе береговой отмели. Наличие плотной воды на вершине склона является источником доступной потенциальной энергии, которая, в свою очередь, подпитывает вихревые процессы на склоне.

Для того чтобы оценить, насколько взаимосвязаны вихревые процессы с каскадингом, рассмотрим в качестве величин, характеризующих эти процессы, интегральное значение относительного вихря *RV* и поток массы *MF*, связанный с каскадингом. Первая представляет собой интеграл от относительного вихря:

$$RV = \int_{\Omega-z_2}^{-z_1} \hat{\zeta} dz d\Omega,$$

где  $z_1, z_2$  – диапазон глубин, охватывающий наиболее активное движение;  $\Omega$  – область вихревой активности. Возьмем в качестве  $\Omega$  зону *A* и диапазон глубин, согласно рис. 7, 100–250 м. Поскольку интеграл (по теореме Стокса) равен циркуляции скорости по контуру области и не дает полного представления о структуре вихревого поля внутри области, удобно представить его в виде двух слагаемых:

$$RV = RV^+ - RV^- = \int_{\Omega_+ - z_2}^{-z_1} \hat{\zeta} dz d\Omega - \int_{\Omega_- - z_2}^{-z_1} |\hat{\zeta}| dz d\Omega,$$

где  $\Omega_+$  и  $\Omega_-$  – две подобласти  $\Omega$ , так что  $\Omega = \Omega_+ \cup \Omega_-$ , при этом  $\Omega_+$  представляет множество точек, в которых  $\hat{\zeta} > 0$ , а  $\Omega_-$  – множество точек, в которых  $\hat{\zeta} < 0$ .

Поскольку процесс каскадинга связан с движением вдоль наклонного дна, градиент  $\vec{s}$  глубины океана *H* является основным параметром:

$$\vec{s} = \vec{\nabla}H = \left( \frac{\partial H}{\partial \xi}, \frac{\partial H}{\partial \eta} \right), \quad s = \sqrt{\left( \frac{\partial H}{\partial \xi} \right)^2 + \left( \frac{\partial H}{\partial \eta} \right)^2},$$

$$\vec{n} = (n_\xi, n_\eta) = \left( \frac{\partial H}{\partial \xi}, \frac{\partial H}{\partial \eta} \right) / s,$$

$$\vec{l} = (n_\eta, -n_\xi),$$

где  $\vec{n}$  – единичный вектор, перпендикулярный линиям изобат и направленный в сторону увеличения глубины океана;  $\vec{l}$  – единичный вектор, перпендикулярный  $\vec{n}$  и направленный вдоль изобат так, что более глубокие районы остаются слева.

Рассмотрим проекции вектора скорости на перпендикулярное и касательное направления по отношению к линиям изобат:

$$u_n = (\vec{u} \cdot \vec{n}) = u n_\xi + v n_\eta,$$

$$u_l = (\vec{u} \cdot \vec{l}) = u n_\eta - v n_\xi.$$

Соответственно элементарные приращения вдоль  $\vec{n}$  и  $\vec{l}$  равны

$$ds_n = \sqrt{(d\xi n_\xi)^2 + (d\eta n_\eta)^2},$$

$$ds_l = \sqrt{(d\xi n_\eta)^2 + (d\eta n_\xi)^2}.$$

Используя эти обозначения, поток масс  $dMF$ , вызванный каскадингом, в каждом модельном боксе может быть представлен в виде

$$dMF = \int_{-H}^{-h_c} u_n ds_l dz.$$

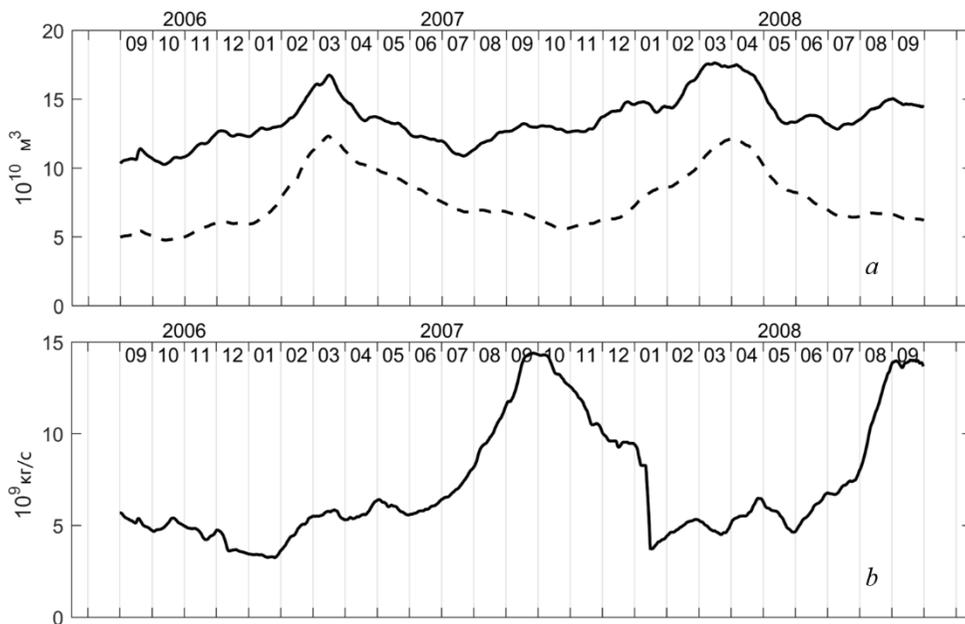
При определении границ интегрирования по вертикали используется критерий [43]:

$$\left\{ \begin{array}{l} u_n > 0; \\ \frac{(\vec{\nabla} \rho \cdot \vec{s})}{\rho} > \varepsilon \end{array} \right. ,$$

где в отличие от указанной работы величина  $\varepsilon$  бралась равной 0 вместо  $2 \cdot 10^{-8}$ . Суммируя по всем боксам из  $\Omega$ , получим суммарную величину  $MF$  в данном регионе.

Полученные таким образом временные ряды величин  $RV^+$ ,  $RV^-$ ,  $MF$  показаны на рис. 8. Видно, что наибольшая вихревая активность в зоне А приходится на март, причем положительные вихри в 1,5–2 раза интенсивнее. Такая активизация происходит именно в конце зимы (когда покрытая льдом площадь максимальна), и она не может быть вызвана прямым атмосферным воздействием. Также нет причин, обусловленных сезонным характером, для интенсификации основного потока атлантических вод и роста его баротропной неустойчивости как механизма формирования мезомасштабных вихрей. Поэтому процесс формирования плотных вод в районе ветровой полыньи вблизи берегов северной части Новой Земли является наиболее вероятным источником вихревой энергии. Именно в марте начинается процесс каскадинга

в прибрежном районе. Скорости регулярного перемещения и объемы плотных масс на начальном этапе еще невелики, поэтому основным механизмом распространения является вихревая активность. В последующие периоды развитие приводит к формированию регулярных движений и вихревая активность убывает.



**Р и с. 8.** Временная изменчивость интегральных характеристик движения в зоне А: *a* – интеграл положительных  $RV^+$  (сплошная линия) и отрицательных  $RV^-$  (штриховая) значений относительного вихря; *b* – массовый расход вод  $MF$ , вовлеченных в каскадинг

**Fig. 8.** Temporal variability of the motion integral characteristics in zone A: *a* – solid line denotes the integral of positive values of relative vorticity,  $RV^+$ , dashed line – the integral of negative values of relative vorticity,  $RV^-$ ; *b* – mass flow rate of water (kg/s) involved in cascading,  $MF$

Складывающаяся в результате картина говорит о том, что процессы вихреобразования в этом районе и каскадинга тесно связаны друг с другом. Формирование плотных вод в результате намерзания молодого льда в районе полыньи и его агеострофическое движение в сторону наклона рельефа приводит к образованию мезомасштабных вихрей, подпитывающихся высвобождающейся потенциальной энергией. С другой стороны, мезомасштабные вихри, развивающиеся в районе с наклонным дном, неизбежно усиливают обмен вод в направлении, перпендикулярном линии изобат, что, в свою очередь, приводит к дальнейшему развитию каскадинга. Однако максимальной интенсивности каскадинг достигает в конце лета, когда сформированные аномалии плотной воды подхватываются регулярными течениями. Возможными процессами, также способствующими развитию каскадинга на этом этапе, являются субмезомасштабные вихри, максимум активности которых приходится на июль [45], вихревые движения, локализованные в районе струи, а также перенос в придонном экмановском слое.

## Выводы

Методом математического моделирования изучены процессы формирования плотной придонной воды в зимний период у северо-западного побережья Новой Земли и ее распространения в открытый океан. С помощью системы вложенных моделей *SibCIOM* и *SibPOM* детально воспроизведен процесс каскадинга. Показано, что на начальном этапе каскадинг сопровождается активным процессом вихреобразования. Оба процесса энергетически взаимодействуют и способствуют увеличению тепломассообмена между шельфом и открытым океаном. Подтвержден полученный ранее вывод, что адекватное воспроизведение формирования промежуточных и глубоких вод Северного Ледовитого океана определяется правильным описанием этих обменов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Martin S., Cavalieri D. J.* Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989. Vol. 94, iss. C9. P. 12725–12738. <https://doi.org/10.1029/JC094iC09p12725>
2. *Schauer U.* The release of brine-enriched shelf water from Storfjord into the Norwegian Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1995. Vol. 100, iss. C8. P. 16015–16028. <https://doi.org/10.1029/95JC01184>
3. *Winsor P., Bjork G.* Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2000. Vol. 105, iss. C4. P. 8789–8803. <https://doi.org/10.1029/1999JC900305>
4. Dense water formation and circulation in the Barents Sea / M. Årthun [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2011. Vol. 58, iss. 8. P. 801–817. doi:10.1016/j.dsr.2011.06.001
5. Atlantic water flow through the Barents and Kara Seas / U. Schauer [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2002. Vol. 49, iss. 12. P. 2281–2298. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00125-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00125-5)
6. *Rudels B.* On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait. Oslo : Norsk Polarinstitut, 1987. 53 p. (Norsk Polarinstitut Skrifter, nr. 188). URL: <https://brage.npolar.no/npolar-xmlui/bitstream/handle/11250/173528/Skrifter188.pdf?sequence=1&isAllowed=y> (date of access: 18.07.2019).
7. *Harms I. H.* Water mass transformation in the Barents Sea - application of the Hamburg Shelf Ocean Model (HamSOM) // *ICES Journal of Marine Science*. 1997. Vol. 54, iss. 3. P. 351–365. <https://doi.org/10.1006/jmsc.1997.0226>
8. Formation and export of water masses produced in Arctic shelf polynyas - process studies of oceanic convection / J. O. Backhaus [et al.] // *ICES Journal of Marine Science*. 1997. Vol. 54, iss. 3. P. 366–382. <https://doi.org/10.1006/jmsc.1997.0230>
9. *Ellingsen I., Slagstad D., Sundfjord A.* Modification of water masses in the Barents Sea and its coupling to ice dynamics: a model study // *Ocean Dynamics*. 2009. Vol. 59, iss. 6. P. 1095–1108. <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0230-5>
10. *Яковлев Н. Г.* О воспроизведении полей температуры и солености Северного Ледовитого океана // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48, № 1. С. 100–116.
11. Evaluation of dense water cascading and cross-shelf exchange in the Arctic Ocean: inter-comparison project / M. Luneva [et al.] // *Geophysical Research Abstracts*. 2019. Vol. 21. EGU2019–5567. URL: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2019/EGU2019-5567.pdf> (date of access: 18.07.2019).
12. *Large W. G., Yeager S. G.* The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set // *Climate Dynamics*. 2009. Vol. 33, iss. 2–3. P. 341–364. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0441-3>

13. *Proshutinsky A., Steele M., Timmermans M.-L.* Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis (FAMOS): Past, current, and future activities // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. Vol. 121, iss. 6. P. 3803–3819. <https://doi.org/10.1002/2016JC011898>
14. An energy-diagnostics intercomparison of coupled ice-ocean Arctic models / P. Uotila [et al.] // *Ocean Modelling*. 2006. Vol. 11, iss. 1–2. P. 1–27. doi:10.1016/j.ocemod.2004.11.003
15. An assessment of the Arctic Ocean in a suite of interannual CORE-II simulations. Part III: Hydrography and fluxes / M. Placak [et al.] // *Ocean Modelling*. 2016. Vol. 100. P. 141–161. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.02.004>
16. *Платов Г. А.* Численное моделирование формирования глубинных вод Северного Ледовитого океана. Часть II: Результаты региональных и глобальных расчетов // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47, № 3. С. 409–425.
17. *Залесный В. Б., Тамсалу П.* Моделирование морской экосистемы высокого пространственного разрешения с помощью гидроэкологической модели FRESCO // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45, № 1. С. 108–122.
18. *Голубева Е. Н.* Численное моделирование динамики атлантических вод в Арктическом бассейне с использованием схемы QUICKEST // *Вычислительные технологии*. 2008. Т. 13, № 5. С. 11–24.
19. *Голубева Е. Н., Платов Г. А.* Численное моделирование отклика арктической системы океан – лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45, № 1. С. 145–160.
20. *Марчук Г. И., Залесный В. Б., Кузин В. И.* О методах конечных разностей и конечных элементов в задаче глобальной ветровой циркуляции океана // *Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана*. 1975. Т. 11, № 12. С. 1294–1300.
21. *Marchuk G. I., Kuzin V. I.* On the combination of finite element and splitting-up methods in the solution of parabolic equations // *Journal of Computational Physics*. 1983. Vol. 52, iss. 2. P. 237–272. [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(83\)90030-X](https://doi.org/10.1016/0021-9991(83)90030-X)
22. *Leonard B. P., Lock A. P., MacVean M. K.* Conservative Explicit Unrestricted-Time-Step Multi-dimensional Constasy-Preserving Advection Schemes // *Monthly Weather Review*. 1996. Vol. 124, no. 11. P. 2588–2606. doi:10.1175/1520-0493(1996)124<2588:CEUTSM>2.0.CO;2
23. Численное моделирование циркуляции Мирового океана с учетом верхнего квазидвухродного слоя / Е. Н. Голубева [и др.] // *Океанология*. 1992. Т. 32, № 3. С. 395–405.
24. *Hunke E. C., Dukowicz J. K.* An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics // *Journal of Physical Oceanography*. 1997. Vol. 27, no. 9. P. 1849–1867. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2)
25. *Bitz C. M., Lipscomb W. H.* An energy-conserving thermodynamic model of sea ice // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. Vol. 104, iss. C7. P. 15669–15677. <https://doi.org/10.1029/1999JC900100>
26. *Lipscomb W. H., Hunke E. C.* Modeling sea ice transport using incremental remapping // *Monthly Weather Review*. 2004. Vol. 132, no. 6. P. 1341–1354. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1341:MSITUI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1341:MSITUI>2.0.CO;2)
27. *Blumberg A. F., Mellor G. L.* A Description of a Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Model // *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. Washington, D.C. : American Geophysical Union, 1987. P. 1–16.
28. *Platov G. A., Middleton J. F. F.* Notes on pressure gradient correction // *Bulletin of the Novosibirsk Computing Center*. 2001. No. 7. P. 43–58.
29. Наблюдение малых вихрей в Белом, Баренцевом и Карском морях по данным спутниковых радиолокационных измерений / О. А. Атаджанова [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2017. № 2. С. 80–90. doi:10.22449/0233-7584-2017-2-80-90
30. *Кулаков М. Ю.* О новом подходе к моделированию циркуляции вод арктических морей // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 2 (92). С. 55–62.
31. *Harms I. H., Karcher M. J.* Modeling the seasonal variability of hydrography and circulation in the Kara Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. Vol. 104, iss. C6. P. 13431–13448. <https://doi.org/10.1029/1999JC900048>

32. *Доронин Н. Ю.* Расчет баротропной циркуляции вод Карского моря // Труды ААНИИ. 1983. Т. 380. С. 54–62.
33. *Доронин Н. Ю.* Обобщенная двухслойная модель циркуляции вод Карского моря // Труды ААНИИ. 1985. Т. 389. С. 15–23.
34. *Доронин Н. Ю., Кузнецов В. Л., Прокутинский А. Ю.* К вопросу о циркуляции вод Карского моря // Труды ААНИИ. 1991. Т. 424. С. 34–41.
35. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna trough in the northern Kara Sea / I. A. Dmitrenko [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120, iss. 7. P. 5158–5178. <https://doi.org/10.1002/2015JC010804>
36. *Уралов Н. С.* Об адвективной составляющей теплового баланса южной половины Баренцева моря // Труды ГОИН. 1960. Вып. 55. С. 3–20.
37. *Яковлев Н. Г.* Моделирование распространения атлантических вод в Северном Ледовитом океане // Метеорология и гидрология. 1998. № 2. С. 73–84.
38. *Pavlov V. K., Pfirman S. L.* Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: implication for pollutant distribution // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 1995. Vol. 42, iss. 6. P. 1369–1390. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00046-1](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00046-1)
39. Investigation of the summer Kara Sea circulation employing a variational data assimilation technique / G. Pantelev [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2007. Vol. 112, iss. C4. C04S15. doi:10.1029/2006JC003728
40. *Кауркин М. Н., Ибраев Р. А., Беляев К. П.* Усвоение данных наблюдений в модели динамики океана высокого пространственного разрешения с применением методов параллельного программирования // Метеорология и гидрология. 2016. № 7. С. 47–57.
41. *Stepanov D. V.* Mesoscale eddies and baroclinic instability over the eastern Sakhalin shelf of the Sea of Okhotsk: a model-based analysis // Ocean Dynamics. 2018. Vol. 68, iss. 10. P. 1353–1370. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1192-2>
42. Cascades of dense water around the world ocean / V. V. Ivanov [et al.] // Progress in Oceanography. 2004. Vol. 60, iss. 1. P. 47–98. doi:10.1016/j.pocean.2003.12.002
43. *Иванов В. В.* Усиление водообмена между шельфом и арктическим бассейном в условиях снижения ледовитости // Доклады академии наук. 2011. Т. 441, № 1. С. 103–107.
44. *Nof D.* The translation of isolated cold eddies on a sloping bottom // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1983. Vol. 30, iss. 2. P. 171–182. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(83\)90067-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(83)90067-5)
45. Субмезомасштабные вихревые структуры и фронтальная динамика в Баренцевом море / О. А. Атаджанова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2018. № 3. С. 237–246. doi:10.22449/0233-7584-2018-3-237-246

*Об авторах:*

**Платов Геннадий Алексеевич**, главный научный сотрудник, лаборатория математического моделирования процессов в атмосфере и гидросфере, ФГБУН Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (630090, Россия, г. Новосибирск, проспект академика Лаврентьева, д. 6); доцент кафедры математических методов геофизики, ФГАОУВО Новосибирский национальный исследовательский государственный университет (630090, Россия, г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 1), доктор физико-математических наук, **ResearcherID: A-6598-2014**, [plатов.g@gmail.com](mailto:plатов.g@gmail.com)

**Голубева Елена Николаевна**, ведущий научный сотрудник, лаборатория математического моделирования процессов в атмосфере и гидросфере, ФГБУН Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (630090, Россия, г. Новосибирск, проспект академика Лаврентьева, д. 6); доцент кафедры математических методов геофизики, ФГАОУВО Новосибирский национальный исследовательский государственный университет (630090, Россия, г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 1), доктор физико-математических наук, **ResearcherID: A-6606-2014**, [e.golubeva.nsk@gmail.com](mailto:e.golubeva.nsk@gmail.com)