

УДК 551.465

© П. Н. Головин*, М. С. Молчанов, 2023

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», 199397, ул. Беринга, д. 38, г. Санкт-Петербург, Россия
*golovin@aari.ru

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ СТРУКТУРЫ И ИНТЕНСИВНОСТИ ПЛОТНОСТНЫХ ТЕЧЕНИЙ В ОБЛАСТИ ШЕЛЬФ-СКЛОН В АНТАРКТИКЕ

Статья поступила в редакцию 20.04.2023, после доработки 08.06.2023, принята в печать 21.06.2023

Аннотация

Исследование заключается в анализе результатов моделирования развития плотностной структуры и бароклинной динамики антарктических шельфовых вод (АШВ) в области шельф-склон во всем геофизическом диапазоне экстремальных метеоусловий образования и существования квазистационарных полыней в Антарктике, способствующих интенсификации формирования АШВ. Для этого используется мелкомасштабная негидростатическая модель *Fluidity-ICOM*. Получены оценки потоков соли (плавучести) для различных типов ледообразования: статического в полынях, покрытых молодым льдом, и внутриводного — динамического (наиболее эффективного), в полынях с открытой водной поверхностью. В зависимости от увеличения интенсивности формирования АШВ и увеличения скорости их распространения выявлены три режима стока по материковому склону: не волновой — или докритический; вихревой и волновой — или сверхкритические (быстрые). Разделение на режимы подтверждается оценками величин внутреннего числа Фруда Fr . При разбиении развитых придонных плотностных течений на склоне пространственные масштабы меандров, вихрей или фронтальных волн оказались близкими по величине (как и их толщина), что согласуются с модельными оценками локального бароклинного радиуса деформации Россби — Rd_L для этих течений. Они совпадают подобными оценками Rd_L , полученными на основе данных натуральных измерений, для антарктического склонового фронта (АСФ) в море Содружества. Полученные оценки скоростей распространения плотностных течений и перепада плотностей на их границе также совпадают с данными натуральных измерений. Получены оценки объемного q_v и удельного q_l потоков АШВ на материковом склоне вблизи района существования прибрежной полыни Дарнли в море Содружества, которые позволяют оценить возможный вклад каскадинга АШВ в образование донных вод при различных режимах стока. Точность и корректность оценок q_v и q_l обеспечивается мелкомасштабной дискретностью вычислений, с использованием негидростатической модели *Fluidity-ICOM* и учетом событий увеличения интенсивности образования АШВ в полынях с открытой водной поверхностью. При увеличении пространственного шага вычислений X в численных экспериментах в 4 раза недооценка q_v составляет ~30%. Поэтому в крупномасштабных и даже в мезомасштабных гидростатических моделях недооценка q_v и q_l может быть неприемлемой (в несколько раз).

Ключевые слова. Антарктика, ледообразование в полынях, формирование плотных вод, негидростатическая мелкомасштабная модель, моделирование стока плотных вод, материковый склон, плотностные течения, оценки стока

© P. N. Golovin*, M. S. Molchanov, 2023

FSBI “Arctic and Antarctic Research Institute”, 199397, Berings Str., 38, St Petersburg, Russia
*golovin@aari.ru

STUDY OF THE STRUCTURE AND INTENSITY OF DENSITY CURRENTS IN THE SHELF-SLOPE REGION IN THE ANTARCTIC

Received 20.04.2023, Revised 08.06.2023, Accepted 21.06.2023

Abstract

The research involves the examination of modeling outcomes regarding the density structure and baroclinic dynamics of Antarctic shelf waters (ASW) within the shelf-slope area, encompassing a wide range of extreme weather conditions. We used

Ссылка для цитирования: Головин П.Н., Молчанов М.С. Исследование изменчивости структуры и интенсивности плотностных течений в области шельф-склон в Антарктике // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2023. Т. 16, № 2. С. 44–63. doi:10.59887/2073–6673.2023.16(2)–4

For citation: Golovin P.N., Molchanov M.S. Study of the Structure and Intensity of Density Ccurrents in the Shelf-Slope Region in the Antarctic. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2023, 16, 2, 44–63. doi:10.59887/2073–6673.2023.16(2)–4

a small-scale non-hydrostatic *Fluidity-ICOM* model to understand the formation and persistence of quasi-stationary polynyas in the Antarctic, which play a role in enhancing the formation of ASW. The salt fluxes, or buoyancy, are calculated for different forms of ice formation, namely static ice formation in young ice-covered polynyas and dynamic intra-water ice formation, which is considered the most effective and occurs in open water polynyas. Based on the intensification of ASW formation and its spread, three distinct modes of propagation along the continental slope have been identified: non-wave or subcritical mode, vortex mode, and wave or supercritical mode, which is characterized by rapid flow. The classification into different modes is determined by the internal Froude number (Fr) estimates. At the moment when the most developed stage of near-bottom density currents are transformed on a slope, the spatial dimensions of meanders, eddies, or frontal waves were found to be similar in magnitude, as well as their thickness. This observation aligns with model calculations of the local baroclinic Rossby deformation radius (Rd_L) for these currents. These findings agree with comparable assessments of the baroclinic Rossby deformation radius (Rd_L) for the Antarctic Slope Front (ASF) in the Commonwealth Sea, which were based on field observations. Additionally, the calculated propagation velocities of density currents and the density gradients at their boundaries coincide with the data obtained from field measurements. By estimating the volumetric fluxes (q_v) and specific fluxes (q_l) of ASW along the continental slope near the Cape Darnley coastal polynya area in the Commonwealth Sea, we can determine the contribution of ASW cascading to the formation of bottom waters under different flux regimes. The precision and accuracy of the q_v and q_l estimates are ensured through small-scale calculations using the non-hydrostatic *Fluidity-ICOM* model. These calculations consider the occurrences of intensified ASW formation in open water polynyas. Numerical experiments have revealed that a four-fold increase in a spatial step X results in an underestimation of q_v by approximately 30%. As a consequence, in large-scale and even mesoscale hydrostatic models, such underestimation of q_v and q_l may be unsatisfactory (several times lower).

Keywords: Antarctic, sea ice formation in polynyas, dense water formation, non-hydrostatic small-scale model, dense water flow modeling, continental slope, density currents, flux estimation

1. Введение

Области шельф-склон во всех океанах отличаются активной динамикой вод. Особенно таковыми являются полярные акватории в Антарктике, где в отдельных районах на шельфах морей в холодный период года существуют квазистационарные прибрежные, заприпайные или прибарьерные полыньи [1–6]. В таких районах при локальном интенсивном ледообразовании происходит активное формирование плотных антарктических шельфовых вод (АШВ) [7–13]. Распространяясь за пределы полыней АШВ стекают по шельфу и континентальному склону в виде придонных плотностных течений [1–3, 5, 6].

На скорость распространения, структуру и устойчивость этих течений влияют мезомасштабные и локальные топографические неоднородности дна на шельфе и склоне [6, 14–16]. Значительный уклон шельфа и склона способствуют стоку плотных АШВ, при этом каскадинг приобретает ярко выраженный, устойчивый характер [15–20]. И наоборот на относительно гладком и пологом шельфе и склоне сток АШВ носит устойчивый — квазигеострофический характер. А наличие на шельфе депрессий способствуют накоплению плотных вод на шельфе, что отмечается даже в летний период [15–18]. Однако, очевидно, что при существующих особенностях топографии дна еще одним важным фактором, влияющим на структуру и интенсивность плотностных течений АШВ является сезонная эффективность формирования плотных АШВ в областях существования полыней. Она зависит от типа ледообразования в полынье, определяющего скорость поступления солей в воду — интенсивность внешних потоков плавучести на поверхности полыньи.

Наиболее эффективное ледообразование происходит в полыньях с открытой водной поверхностью, которое носит внутриводный — динамический характер [12, 13, 21–24]. Скорость статического — вертикального ледообразования на нижней поверхности молодого льда в конжеляционной полынье много слабее, но в свою очередь, она значительно превышает скорость роста льда на нижней поверхности однолетних дрейфующих льдов или припайного льда, ограничивающих полынью [23, 25–30]. Диапазон изменчивости внешних потоков соли (плавучести) в различных полыньях велик. В связи с этим представляет интерес исследовать закономерности развития и изменчивость интенсивности плотностных течений на шельфе и континентальном склоне, во всем геофизическом (наблюдаемом) диапазоне зимнего атмосферного форсинга, при котором происходит активное формирование АШВ в области вскрытия и существования квазистационарных полыней (прибрежных, заприпайных, прибарьерных).

Выполнить подобное исследование можно только используя возможности численного моделирования в негидростатической постановке в развитии от мелкого масштаба до мезомасштаба. Для этого используется мелкомасштабная негидростатическая модель *Fluidity-ICOM* опробованная ранее в [31]. В статье приводится краткое описание модели и модернизированной конфигурации графического вывода результатов вычислений. Проводится анализ реального атмосферного форсинга во всем диапазоне условий возможного вскрытия и существования полыней с открытой водной поверхностью и покрытых молодым льдом.

Приводятся результаты ряда 3-D численных экспериментов для различных условий существования квазистационарных полыней в Антарктике. На основе результатов этих экспериментов приводятся оценки потоков плотных вод в верхней части материкового склона. Исследуется влияние увеличения пространственного разрешения вычислений на оценки величин этих потоков. Проводится верификация результатов вычислений на основе уникальных современных данных натуральных измерений. Проводится сравнительный анализ с результатами лабораторных исследований распространения плотностных течений по наклонному дну.

2. Краткое описание модели и постановка численных экспериментов

Модель *Fluidity ICOM (the Imperial College Ocean Model)* [32] позволяет численно моделировать процессы стока плотных вод по шельфу и склону на 3-D адаптивной неструктурированной сетке (рис. 1, *a*) с автоматическим измельчением до заданных масштабов и с использованием негидростатической динамики.

Модель основана на полной системе уравнений термогидродинамики океана в которую входят уравнения сохранения массы, уравнения Навье-Стокса и Рейнольдса, включая эффекты турбулентности, совместно с уравнениями сохранения для солёности и температуры в трех измерениях и уравнением состояния морской воды [33]. Для решения уравнений Навье-Стокса и Рейнольдса с использованием адаптивных

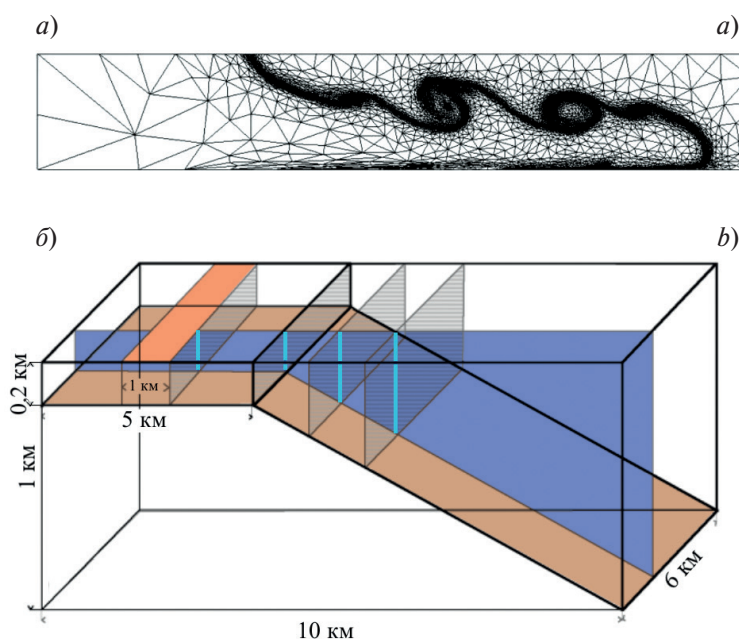


Рис. 1. *a* — пример измельчения (приспособления) адаптивной сетки в модели *Fluidity-ICOM* при моделировании распространения придонного гравитационного течения на плоском дне [40]; *b* — вычислительный домен — схема численных экспериментов с потоковым способом задания начальных условий в модели *Fluidity-ICOM*. Поток соли (плавучести) в результате ледообразования задается на верхней границе встроенной полыньи шириной 1 км (оранжевый цвет). Заштрихованные плоскости: синяя — поперечный разрез — поперек шельфа и склона; серые — продольные разрезы — вдоль полыньи, вдоль бровки шельфа или вдоль склона; коричневая — придонная плоскость на шельфе и склоне; синие линии — вертикальные распределения гидрофизических параметров

Fig. 1. *a* — an example of the adaptation grid refinement in the *Fluidity-ICOM* model when simulating a near-bottom gravity current propagation on a flat bottom [40]; *b* — computational domain representing a scheme of numerical experiments with a flux initial conditions method in the *Fluidity-ICOM* model. The salt flux (buoyancy) as a result of ice formation is set at the built-in polynya surface area 1 km wide (orange color)

неструктурированных сеток реализуется конечно-элементный метод Галеркина с разрывными базисными функциями (*DG — Discontinuous Galerkin*). [32, 34, 35]. Такой подход демонстрирует решения с высоким порядком точности в задачах моделирования ламинарных и турбулентных течений [36]. Турбулентные процессы могут быть параметризованы различными способами, во всех численных расчетах вязкость вычислялась в формулировке Смагоринского [37], т. е. связывалась с размером фильтра (шага сетки) и крупномасштабным ограничением скорости деформации крупных вихрей (т. е. с градиентами скорости вычисляемого поля течения). Трение о дно определяется через формулировку коэффициента трения. Более подробное описание постановки модели и используемых уравнений представлены в [32, 38–40].

Модель применялась для моделирования гравитационных течений при внезапном исчезновении барьера (*lock-exchange flows*), хорошо демонстрирующих, как *Fluidity ICOM* адаптирует сетку (рис. 1, а) для процессов высокого разрешения только там, где это действительно необходимо. [40, 41]. Она так же применялась для моделирования течений, переноса примеси различной природы в морях, заливах, эстуариях и других природных водоемах [42].

Граничные и начальные условия

Боковые границы моделируемого бассейна открыты для свободного протекания. Свободная поверхность бассейна рассматривается как подвижная граница, и на ней используется кинематическое граничное условие. Для задания начальных условий используется потоковый способ, схема представлена на рис. 1, б. Расчет внешних потоков соли (плавучести) представлен в разделе 3.

Модернизированная визуализация вывода результатов расчетов в модели

Файлы вывода модели *Fluidity-ICOM*, содержащие данные моделирования, управляются с помощью *Visualization Toolkit (VTK — <http://www.vtk.org/>)*. Из-за применения неструктурированных адаптивных сеток предлагаемый разработчиком пакет визуализации позволяет строить только наружные поверхности вычислительного домена. По существу, базовая графика модели является демонстративной, и она не удовлетворяет поставленным исследовательским задачам. В нашем применении требуется: знать численные значения моделируемых гидрофизических характеристик (солености, температуры, плотности, проекций скорости) в любой точке вычислительного домена и на любом выбранном шаге вычислений; строить различные разрезы, вертикальные профили в любой точке домена; строить любые карты распределений в заранее выбранных областях (рис. 1, б) и при этом иметь возможность задать необходимую шкалу изменчивости любого из параметров.

Такое решение было достигнуто путем программной интерполяции данных вычислений из неструктурированной сетки на регулярную сетку на любом интересующем шаге вычислений, что является особенностью программного пакета преобразований [31].

Постановка численных экспериментов

Постановка 3-D численных экспериментов уже осуществлялась в [31] при моделировании мелкомасштабной динамики вод на шельфе и склоне в мезомасштабном (региональном) развитии, что позволяют сделать вычислительные возможности модели *Fluidity-ICOM* и возможности вычислительного кластера.

Расчетный домен — это трехмерная прямоугольная область с размерами — $1 \times 10 \times 6$ км (общая глубина — ширина шельфа-склона — длина шельфа), ширина шельфа 5 км и глубина шельфа 200 м (рис. 1, б). Масштаб расчетного домена выбирался исходя из оценок локального бароклинного радиуса деформации Россби — $Rd_L \approx 2-3$ км, полученного для антарктического склонового фронта (АСФ) на основе данных натуральных наблюдений [17, 19]. Расчетная область в 3–4 раза превышает Rd_L . На поверхности в середине шельфа встраивалась полынья шириной 1 км (рис. 1, б). Таким образом, геометрически моделировалась или заприпайная или приборьерная полынья. Для исследования влияния топографии дна на динамику придонных плотностных течений задавался наблюдаемый в одном из районов моря Содружества уклон шельфа $s = 0,007$ и уклон материкового склона $s = 0,16$ (базовый — без локальных деталей) [15, 16, 18]. Минимальный шаг адаптивной сетки вычислений по вертикали задается = 5 м исходя из соображений разрешения придонного погранслоя Экмана в полярных акваториях, по горизонтали = 50 м, шаг по времени $\Delta t = 100$ с. Такое разрешение сеточной области является адекватным для детального исследования процесса стока плотных вод по материковому склону, что подтверждается данными натуральных наблюдений [15–20]. В начальный момент времени везде задается значение солености $S = 34,4 \text{ psu}$ [18] и нулевое поле скоростей.

На поверхности полынья задается внешний поток соли (плавучести), что позволяет в численных экспериментах воспроизвести процесс гравитационной конвекции — процесс образования плотных вод на шельфе, например, в области вскрытия под действием ветра квазистационарной заприпайной (или приборьерной,

или прибрежной) полыньи, распространение их по шельфу и склону. Принятые начальные условия — отсутствие вертикальной стратификации (или она слаба) наблюдается в действительности в обширных областях шельфа — конвекция осолонения достигает дна в конце зимы.

3. Атмосферный форсинг и внешние потоки плавучести

Представленное исследование заключается в моделировании развития бароклинной динамики вод на шельфе и континентальном склоне во всем реально наблюдаемом — геофизическом диапазоне экстремальных метеоусловий образования и существования квазистационарных полыней в Антарктике. Исходя из космических наблюдений за ледяным покровом, атмосферного реанализа и инструментальных метеонаблюдений [7–13], диапазон атмосферного форсинга, способствующего наиболее интенсивному ледообразованию и инъекции солей в воду зимой, можно представить следующим образом. Во-первых, это полынья, покрытая молодым льдом толщиной 3–10 см (конжеляционная полынья) при ветрах $W \approx 2–7$ м/с и температуре воздуха — $Ta \approx -20 \dots -35$ °С, со статическим — вертикальным нарастанием льда на нижней поверхности. Время существования такой полыньи (с молодым льдом 3–10 см) — 3–4 суток. Во-вторых, характерные условия вскрытия и поддержания полыньи с открытой водной поверхностью при отжимных (необходимое условие) ветрах $W \approx 12–16$ м/с и температуре воздуха — $Ta \approx -15 \dots -20$ °С. Такие условия чаще возникают в результате прохождения атмосферных фронтов в циклонах зимой [23]. Время существования такой полыньи не более 1–2 суток. В-третьих, суперэкстремальные условия вскрытия и сравнительно длительного поддержания квазистационарной полыньи с открытой водной поверхностью при отжимных ветрах $W \approx 16–30$ м/с и температуре воздуха — $Ta \approx -20 \dots -30$ °С. Такие условия в зимний период наблюдаются в отдельных прибрежных или прибарьерных районах шельфовых ледников в Антарктических морях, когда на ледяной покров действуют сильные (и холодные) катабатические ветры, дующих с ледяного купола Антарктиды [12, 13, 24, 43, 44]. Район существования полыней Дарнли и Маккензи в море Содружества и заливе Прюдс в Антарктике [11] потенциально подвержен влиянию катабатических ветров [24, 44, 45]. Время существования такой полыньи 1–3 суток. Сроки существования полыней с различным типом ледообразования послужили ориентиром времени расчетов в численных экспериментах, когда внешние потоки соли (плавучести) приблизительно (по порядку величины) можно считать квазипостоянными.

Все полыньи, имеющие ветровое происхождение, являются областями, где происходит экстремальная теплоотдача в атмосферу, особенно при существовании открытой водной поверхности [12, 24], что обеспечивает наибольшую ледопродуктивность [46] и интенсивное выделение рассола в воду [12]. В приповерхностном слое влияния волно-ветровой турбулентности ледообразование носит динамический, внутриводный характер [21–23, 29, 42]. Происходит значительное локальное (под полыней) осолонение приповерхностного слоя, которое приводит к развитию активной соленостной конвекции [12, 26, 27] и интенсивному формированию плотных вод [6–9, 11], которые распространяясь по шельфу, затем стекают по материковому склону (рис. 2).

С уменьшением ветра и волнения полынья будет покрываться молодым льдом. В этом случае будет происходить статический или вертикальный рост молодого льда на его нижней поверхности.

Оценка теплопотерь с открытой водной поверхности полыньи

В основе методики оценки ледопродуктивности и связанных с нею потоков соли в морскую воду в полынях с открытой водной поверхностью в зимний период лежат балансовые представления [22, 26, 27, 29, 48] когда поток теплоты кристаллизации — $F_{кр}$, выделяемый при образовании кристаллов внутриводного льда в приповерхностном турбулентном слое полыньи, эквивалентен суммарным теплопотерям с открытой водной поверхности полыньи $Q \approx F_{кр}$. Величина Q определялась для открытой водной поверхности квазистационарной прибрежной полыньи Дарнли в море Содружества в Антарктике во всем диапазоне зимних метеоусловий, способствующих существованию полыньи [8, 24] на основе балансовой модели из [22], которая совпадает с подобными моделями, используемыми в [26, 27]. Расчеты выполнялись для температуры морской воды близкой к температуре замерзания, на поверхности полыньи устанавливается тепловой баланс при температуре воды близкой к температуре замерзания, естественный для этого периода [8, 24]. В связи с этим существует понятие зимней — чисто соленостной конвекции, обусловленной исключительно потоком солей в воду либо при статическом ледообразовании на нижней поверхности льда в полынье, покрытой молодым льдом, либо при внутриводном — динамическом ледообразовании в приповерхностном турбулентном слое в полынье с открытой водной поверхностью. Пренебрежения учета потока тепла нет, так как не требуется охлаждения воды до температуры замерзания.

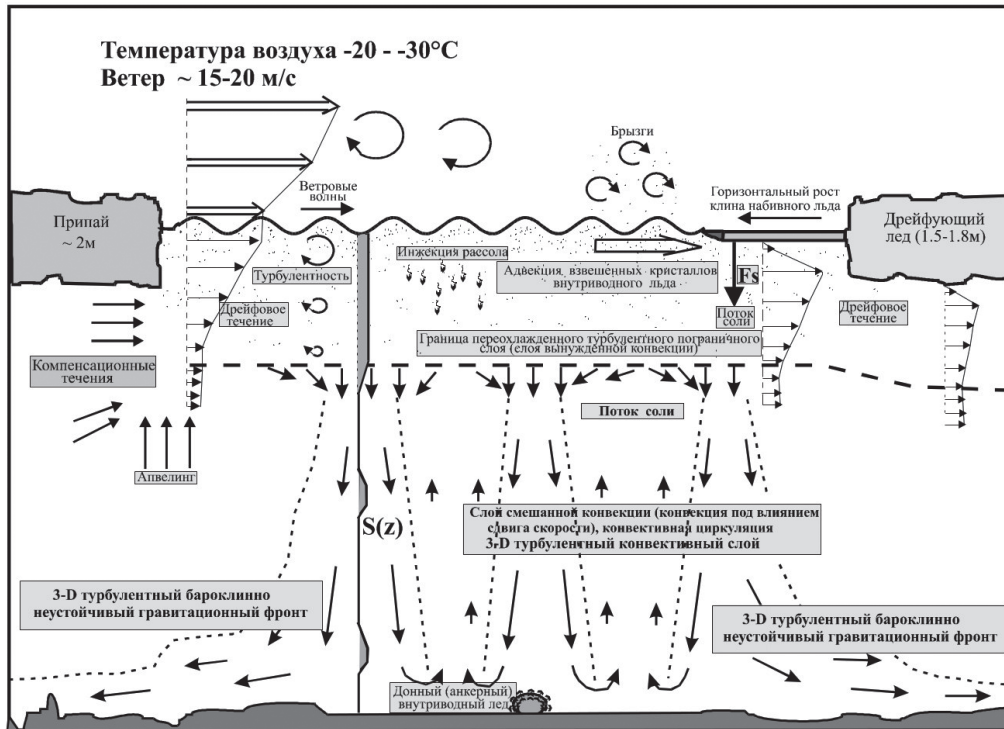


Рис. 2. Схема различных разномасштабных циркуляций, конвективной и бароклинной динамики в зимней заприпайной (прибрежной или прибарьерной) полынье с открытой водной поверхностью, которая периодически образуется и поддерживается сильным отжимным ветром в некоторых шельфовых областях антарктических морей. Схема формирования плотных антарктических шельфовых вод (АШВ) при интенсивной инжекции солей в воду в результате внутриводного — динамического ледообразования при достижении соленостной конвекции дна

Fig. 2. Scheme of various circulations of different scales, convective and baroclinic dynamics in a winter open water polynya (coastal or near-barrier), which is periodically formed and sustained by a strong wind in shelf areas of the Antarctic seas. Formation scheme of dense ASW with intensive salt injection into water as a result of intra-water (dynamic) ice formation when the salinity convection is reached the bottom

Полученные оценки $Q \sim 1000\text{--}4000 \text{ Вт/м}^2$ согласуется с подобными, основанными на многочисленных данных натуральных наблюдений на полыньях в арктических и антарктических морях [26–29, 49–51] и подтверждается современными наблюдениями на полыньях в Антарктике [12, 24].

Оценка скорости внутриводного ледообразования и потоков соли в полынье с открытой водной поверхностью

Исходя из условия эквивалентности $Q \approx F_{\text{кр}}$ мы можем получить только массу чистого (пресного) льда. Таким образом скорость образования внутриводного $dh/dt = F_{\text{кр}}/\rho_i \cdot L$. Здесь размерность dh/dt в [м/с], h — толщина слоя льда, $\rho_i = 0,92 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ — плотность льда (пресных кристаллов внутриводного льда), $L = 3,34 \cdot 10^5 \text{ Дж/кг}$ — скрытая теплота фазовых переходов [26]. Так же скорость ледообразования можно выразить в единицах массы льда M_i , т. е. оценить изменение во времени массы льда образовавшегося на единице площади $dM_i/dt = (dh/dt) \cdot \rho_i$ в [кг/м² · с], или $dM_i/dt = F_{\text{кр}}/L = Q/L$.

При этом количество солей, поступающих в воду — внешний поток соли (плавучести) в полынью, обусловленный внутриводным ледообразованием, определяется по формуле $F_{s_{\text{вв}}} = \rho_i \cdot (dh/dt) \cdot (S_w - S_i)$ [26]. Если $S_i \approx 0 \text{ psu}$ (кристаллы внутриводного льда пресные), тогда $F_{s_{\text{вв}}} = \rho_i \cdot (dh/dt) \cdot S_w \approx (F_{\text{кр}}/L) \cdot S_w \approx (Q/L)S_w$. Здесь, $F_{s_{\text{вв}}}$ в [кг/м² · с] при размерности S_w в [кг/кг]. Значение $S_w \approx 34,5 \text{ psu}$ или $34,5 \cdot 10^{-3} \text{ кг/кг}$, что соответствует фактически измеренной солености, например, в прибрежной полынье Дарнли зимой и [24]. Величина $F_{s_{\text{вв}}}$ полученная для характерных (средних) условий вскрытия и поддержания открытой водной поверхности в полынье при прохождении атмосферных фронтов $\approx 10^{-4} \text{ [кг/м}^2 \cdot \text{с]}$. Для супер экстремальных условий вскрытия и поддержания полыньи под влиянием кататических ветров в отдельных районах Антарктики $F_{s_{\text{вв}}} \approx 5 \cdot 10^{-4} \text{ [кг/м}^2 \cdot \text{с]}$.

Оценка потока соли в полынье, покрытой молодым льдом

Для оценок потоков соли F_s в морскую воду при статическом нарастании молодого льда в полынье, были привлечены результаты ряда натуральных экспериментов [52] по исследованию изменчивости профиля солености в нарастающем молодом льду на зимних арктических разводьях, которые были выполнены на нескольких дрейфующих станциях. Данные этих экспериментов совпадают с другими подобными натурными данными [53–55] и обладают гораздо большей репрезентативностью по сравнению с теоретическими оценками, или результатами лабораторных экспериментов. При толщине молодого льда ~ 5 см величина $F_s \approx 0,15 \cdot 10^{-4}$ [кг/м² · с]. Натурная оценка F_s стыкуется с модельной оценкой $F_{s_{\text{вв}}}$ для условий внутриводного ледообразования в полынье при маловетренной или безветренной погоде ($W \approx 0-2$ м/с), что говорит о корректности последней.

Полученные величины $F_{s_{\text{вв}}}$ и принятые F_s являются характерными для разных полыней, которые, конечно, в течение типичного времени существования этих полыней претерпевают изменчивость. Однако, они приемлемы для идеализированных численных экспериментов.

4. Анализ результатов численных экспериментов

Результаты представленных численных экспериментов при различном атмосферном форсинге и различных типах ледообразования в полынях позволяют детально проанализировать пространственную структуру наиболее развитых плотностных течений АШВ в области шельф-склон от мелкого масштаба до мезомасштаба (рис. 3).

Модель *Fluidity-ICOM* корректно воспроизводит развитие конвективных циркуляций под полыньей, распространение плотностных течений по шельфу и склону, которые во всем диапазоне экстремальных внешних потоков плавучести, носят ярко выраженный неустойчивый характер. При увеличении интенсивности образования АШВ в области полыней частота событий неустойчивости на верхней границе придонных плотностных течений, обусловленных бароклинностью [17], по мере распространения по шельфу, увеличивается, а расстояние между ними — уменьшается, особенно это отмечается на склоне (рис. 3).

Наблюдаемая пространственная структура плотностных течений в придонном слое весьма разнообразна (рис. 3). При относительно слабых потоках плавучести в полынье, покрытой молодым льдом, на момент наибольшего развития ($72h$) наблюдается не волновой режим распространения плотностных течений по материковому склону (рис. 3, *a*), если исходить из классификации, принятой в лабораторных исследованиях [56–58]. Его нельзя назвать ламинарным, так как плотностное течение структурировано и наблюдаются области неустойчивости. Режим распространения наиболее развитых ($45h$) плотностных течений на шельфе-склоне при интенсивном внутриводном ледообразовании в полынье с открытой водной поверхностью можно назвать вихревым. Четко видны области вихреобразования при распространении меандров плотных вод на бровке шельфа и склоне (рис. 3, *b*). Этот режим подробно описан в [31]. А вот при суперэкстремальных потоках солей (плавучести), в полынях с открытой водной поверхностью, поддерживаемой холодными кататическими ветрами в отдельных районах Антарктики, режим наиболее развитых ($45h$) придонных плотностных течений носит отчетливый волновой характер [56–58]. Плотностное течение разбивается на систему регулярных фронтальных волн, распространяющихся друг за другом вниз и вдоль по склону (рис. 3, *в*).

Под термином наиболее развитых придонных плотностных течений подразумевается течение на последний момент расчетного времени в экспериментах ($45h$) или ($72h$), которые выбирались исходя из времени существования полыней разного типа. Дальнейший расчет не имеет смысла, так как в природных условиях внешние потоки плавучести резко меняются (часто больше чем на порядок). Полынья либо вскрывается, либо покрывается молодым льдом. Процесс развития каскадинга носит сугубо нестационарный характер, поэтому определить степень развития плотностных течений не представляется возможным. Следует говорить, о развивающихся течениях в придонном слое, так как квазистационарное состояние в тех объективных временных рамках существования полыней разного типа не достижимо.

Возникновение волнового режима склонового каскадинга оказалось неожиданным результатом численного моделирования. В лабораторных исследованиях такой режим стока возникает при достаточно строгих условиях: задаваемый поток более плотной жидкости или перепад плотности между плотностным течением и окружающей средой должен быть значительным, так же весьма значительным должен быть и уклон дна на склоне (даже существует понятие минимального критического уклона дна) [57]. В представленных численных экспериментах мы задаем репрезентативный — геофизически обоснованный внешний поток соли (плавучести) в полынье и исследуем развитие плотностной структуры — эволюцию перепадов

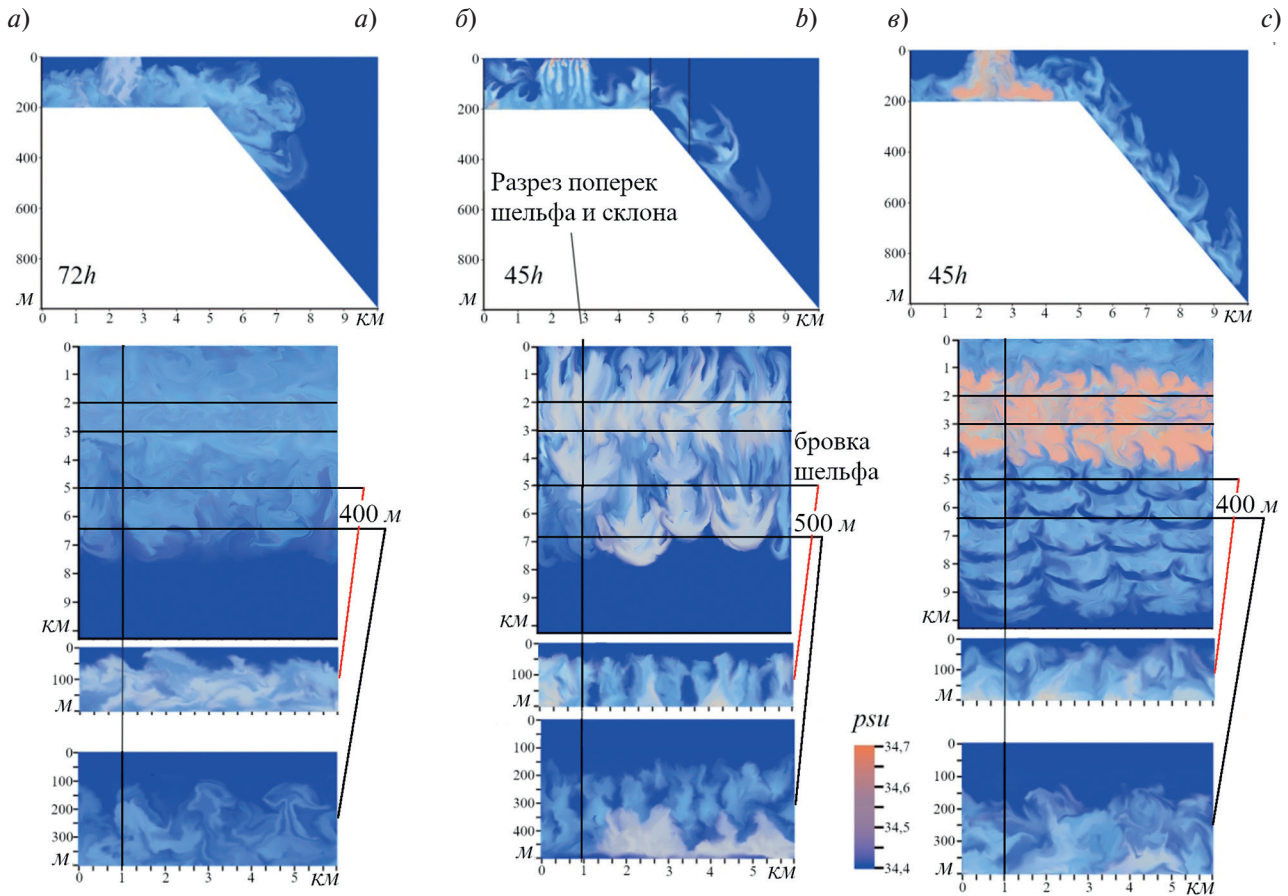


Рис. 3. Реализация 3-х мелкомасштабных экспериментов в мезомасштабном развитии в негидростатической постановке на модели *Fluidity-ICOM* с использованием потокового способа задания начальных условий. Задается поток соли (плавучести): *a* — в полынье, покрытой молодым льдом; *б* — в полынье с открытой водной поверхностью при типичных — средних зимних условиях вскрытия полыньи под действием отжимного ветра; *в* — в полынье с открытой водной поверхностью, в суперэкстремальных условиях влияния кatabатических ветров. Представлены: разрезы солёности (плотности) поперек шельфа и материкового склона; карта солёности (плотности) в придонном горизонте; разрезы солёности (плотности) вдоль бровки шельфа и вдоль верхней части склона на моменты времени, когда придонные плотностные течения наиболее развиты — расчетное время либо $72h$, либо $45h$. Горизонтальные черные линии показывают границы полыньи и продольные разрезы на бровке шельфа и склоне. Вертикальные — показывают разрез поперек шельфа и склона, и точки построенных вертикальных распределений гидрофизических характеристик (см. рис. 5)

Fig. 3 Results of three small-scale experiments in mesoscale development in a non-hydrostatic setting *Fluidity-ICOM* model using the flux conditions method. Salt flux (buoyancy) is set for: *a* — a young ice covered polynya; *b* — a wind-driven open water polynya during typical (average) winter conditions; *c* — a katabatic wind driven open water polynya during extreme conditions. Presented are: sections of salinity (density) across the shelf and continental slope; salinity (density) map in the near-bottom layer; salinity (density) sections along the shelf edge and along the upper slope at the moments of the most developed stage of near-bottom density currents — at the estimated time is either $72h$ or $45h$. Horizontal black lines show polynya boundaries and sections along the shelf edge and slope. Vertical lines — show a section across the shelf and slope, and points of the constructed vertical profiles of hydrophysical characteristics (Fig. 5)

плотности (трансформацию придонных плотностных течений) на шельфе и склоне. Также в вычислительном домене (рис. 1, б) — задаем фактически наблюдаемый крутой уклон дна на континентальном склоне в море Содружества [16–18]. Поэтому, на основе этого модельного результата можно предположить, что в отдельных районах Антарктики на существующих крутых склонах, при суперэкстремальном атмосферном форсинге в районах вскрытия и поддержания прибрежной или прибарьерной полыньи с открытой водной поверхностью, может реализоваться волновой режим стока образующихся плотных АШВ.

При анализе графической иллюстрации численных экспериментов (рис. 3) отмечается универсальная структурная особенность разбиения развитых придонных плотностных течений на склоне при всех режимах стока АШВ: пространственные масштабы меандров на разрезах вдоль бровки шельфа и верхней части склона (рис. 3, *a*), вихрей (рис. 3, *б*), фронтальных волн (рис. 3, *в*) — близки по величине и составляют $\sim 1,5\text{--}2,5$ км. Анализ продольных разрезов в верхней части склона горизонтальных составляющих скорости течения поперек шельфа и склона U и вертикальных составляющих скорости течения W подтверждают этот факт (рис. 4). При этом толщины плотностных течений АШВ в верхней части склона, во всех режимах стока, также практически совпадают и составляют $H_{\text{ШВ}} \approx 150\text{--}170$ м (рис. 3–5). Хотя потоки соли (плавучести) в полынье с открытой водной поверхностью, обусловленные внутриводным ледообразованием $Fs_{\text{ВВ}}$, превышают в 7–10 раз потоки соли Fs в полынье, покрытой молодым льдом, а в суперэкстремальных условиях $Fs_{\text{ВВ}}$ превышают Fs в 25–30 раз (показано выше).

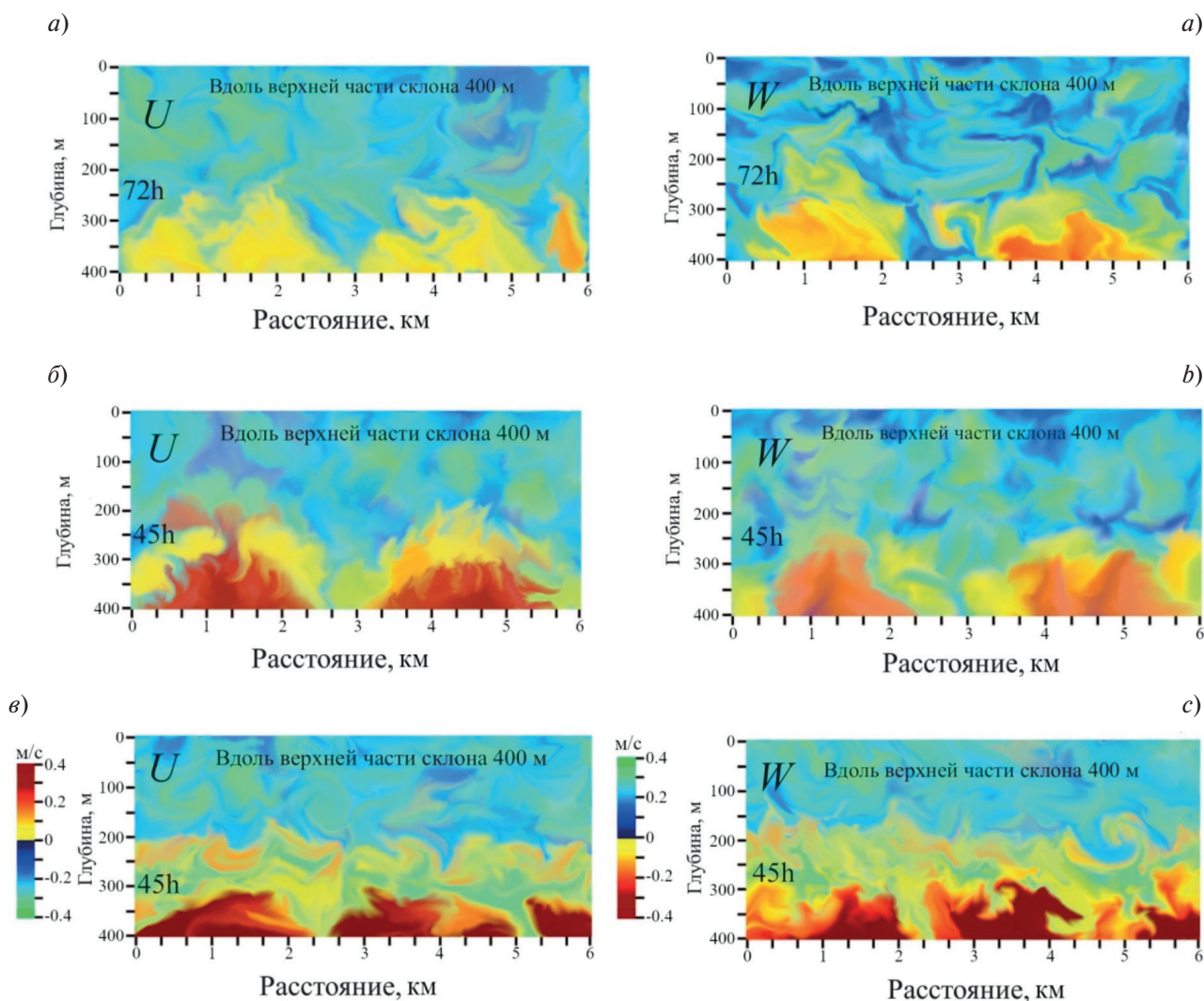


Рис. 4. Структура поля горизонтальной составляющей скорости течения, направленной поперек шельфа и склона — U и вертикальной составляющей скорости течения — W на разрезах вдоль верхней части материкового склона (400 м) в наиболее развитых придонных плотностных течениях — расчетное время либо 72h, либо 45h. В численных экспериментах: *a* — полынья, покрытая молодым льдом; *b* — полынья с открытой водной поверхностью — характерные атмосферные условия; *c* — полынья с открытой водной поверхностью — экстремальные условия влияния кatabатических ветров

Fig. 4. The structure of the horizontal component U (directed across the shelf and slope) and the vertical component of the velocity W over sections across the upper part of the continental slope (400 m) at the most developed stage of near-bottom density currents, the estimated time is either 72h or 45h. In numerical experiments: *a* — young ice covered polynya; *b* — open water polynya under typical atmospheric conditions; *c* — katabatic wind-driven open water polynya under extreme conditions

Видимые пространственные масштабы дискретизации — разбиения придонных плотностных течений на бровке шельфа и склоне (рис. 3, 4) для разных режимов стока согласуются с оценками локального бароклинного радиуса деформации Россби для этих течений — $Rd_L \approx (g' \cdot H_{шв})^{0.5}/f$ в верхней части склона, полученные на основе рассчитанных значений гидрофизических характеристик (рис. 5). Здесь, $H_{шв}$ — локальная толщина плотностного течения, $g'_x = g\Delta\rho_x/\rho$ — масштаб плавучести, $\Delta\rho_x$ — локальный горизонтальной перепад плотности, g — ускорение свободного падения, $f \approx 1,4 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ — параметр Кориолиса. Так, для не волнового режима величина $Rd_L \approx 1,5$ км, для вихревого — $Rd_L \approx 1,7$ км, для волнового — $Rd_L \approx 1,9$ км. Модельные оценки Rd_L являются репрезентативными, так как полностью совпадают с многочисленными подобными оценками Rd_L сделанными для антарктического склонового фронта (АСФ) в море Содружества на основе данных натурных измерений [16–20].

Близость модельных оценок Rd_L , определяющих пространственный масштаб разбиения развитых плотностных течений на меандры, струи, вихри или фронтальные волны на бровке шельфа и склоне, а также близость значений толщин этих плотностных течений $H_{шв}$ показывает их слабую зависимость от сильно различающихся внешних потоков плавучести в полыньях разного типа. Небольшим оказался и диапазон изменчивости горизонтальных перепадов плотности в верхней части склона на границе плотностных течений в зависимости от режима стока в численных экспериментах — $\Delta\rho_x \approx 0,03\text{--}0,05 \text{ кг/м}^3$ (рис. 5). Здесь следует отметить, что рассчитанные локальные величины $\Delta\rho_x$ так же полностью совпадают с значениями $\Delta\rho_x$ для АСФ, полученные на основе многочисленных данных натурных наблюдений [16–20]. Т. е. модель *Fluidity-ICOM* корректно отражает трансформацию плотностных течений в процессе распространения.

Наибольшей изменчивости подвержены рассчитанные горизонтальные составляющие скорости придонных плотностных течений поперек шельфа и склона $U \approx 0,12\text{--}0,4$ м/с, величины которых в верхней части склона различаются в 2,5–3 раза, и особенно различаются вертикальные составляющие скорости течений $W \gg 0,1\text{--}0,4$ м/с — в 3–4 раза (рис. 5). Таким образом, со значительным увеличением интенсивности ледообразования — увеличением внешних потоков соли (плавучести), например при вскрытии полыньи и поддержании открытой водной поверхности сильным отжимным ветром, т. е. с увеличением интенсивности формирования плотных АШВ (рис. 2), значительно возрастает скорость распространения АШВ по шельфу за пределы полыньи и скорость их стока по материковому склону.

Увеличение скорости распространения АШВ определяет возникновение вихревого или волнового режима стока плотностных течений на крутом материковом склоне, которые также можно назвать сверхкритическими или быстрыми режимами стока. Это подтверждают оценки величин внутреннего числа Фруда $Fr = V/(g' \cdot h)^{0.5}$ для опускающегося слоя плотных вод [59] в верхней части склона, полученные на основе рассчитанных значений гидрофизических характеристик — $Fr = V/(g' \cdot H_{шв})^{0.5}$ (рис. 5). Здесь, $V = (U^2 + W^2)^{0.5}$ — скорость распространения плотностного течения по склону (рис. 5), $H_{шв}$ — локальная толщина плотностного течения, $g'_x = g\Delta\rho_x/\rho$ — масштаб плавучести, $\Delta\rho_x$ — локальный горизонтальной перепад плотности на границе плотностного течения (рис. 5), g — ускорение свободного падения. Так, при не волновом режиме стока $Fr \approx 0,8$ — докритическая величина; при вихревом режиме $Fr \approx 1,7$ — уже сверхкритическая величина, значительно превышающая критическую $Fr = 1$; при волновом режиме, когда V еще больше возрастает (рис. 5), значение $Fr \approx 2,1$. Полученные результаты численных экспериментов согласуются с результатами лабораторных исследований стока плотностных течений по склону [56–57].

Далее следует отметить, что рассчитанные величины $V = (U^2 + W^2)^{0.5} \approx 0,2\text{--}0,6$ м/с для различных режимов стока являются вполне правдоподобными, так как близки к оценкам V , которые получены на основе данных натурных наблюдений в области шельф-склон в море Содружества [17], и полностью совпадают с наблюдаемыми в натурных условиях скоростями стока плюмов плотных вод на материковом склоне в море Уэдделла, где значения $V \approx 0,4\text{--}0,9$ м/с [5]. В этих случаях авторы [5] также указывают на сверхкритичность таких придонных плотностных течений, когда возможна их периодическая неустойчивость в виде локальных гидравлических скачков.

5. Оценки потоков плотных вод на склоне

Вычислительные возможности модели *Fluidity-ICOM* и дополнительные возможности представления результатов расчетов (появились после модернизации графического вывода модели) позволяют получить прямые достоверные оценки потоков плотных вод в любой части вычислительного домена, в частности на разрезе вдоль верхней части материкового склона (рис. 4). Выполненные расчеты величин объемного — q_v в $[\text{м}^3/\text{с}]$ и удельного — q_l в $[\text{м}^2/\text{с}]$ (на единицу длины) потоков плотных вод в придонном слое на материковом склоне (на моменты наибольшего развития плотностных течений) позволяют оценить возможный

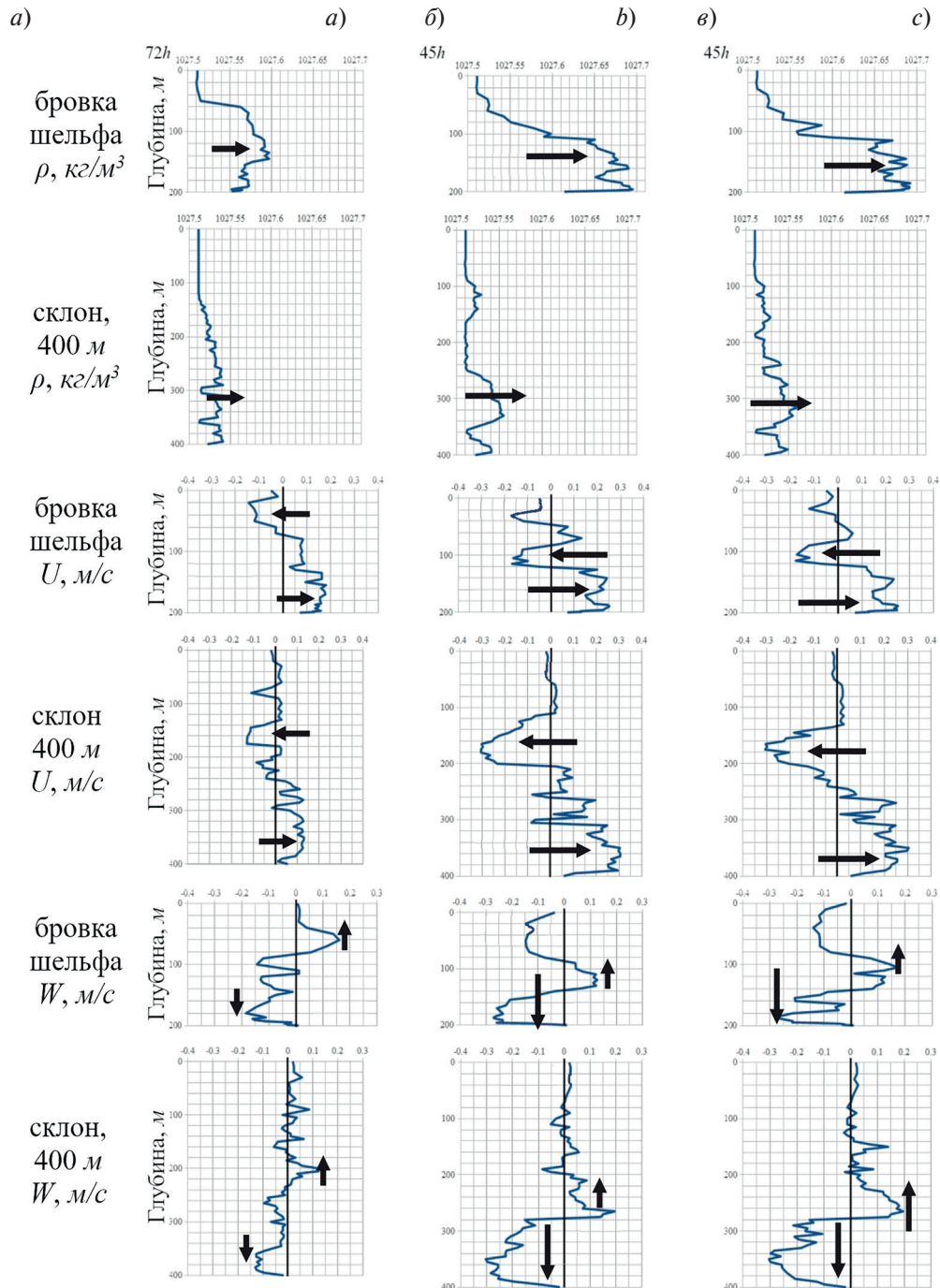


Рис. 5. Рассчитанные на момент времени наибольшего развития придонных плотностных течений на шельфе и материковом склоне (либо 72h, либо 45h) вертикальные распределения плотности, горизонтальной и вертикальной составляющих скорости на бровке шельфа и в верхней части склона (400 м). В численных экспериментах: *a* — полынья, покрытая молодым льдом; *b* — полынья с открытой водной поверхностью — характерные атмосферные условия; *c* — полынья с открытой водной поверхностью — экстремальные условия влияния кататических ветров. Стрелки показывают очевидные направления движения жидкости в слоях — вниз, вверх, вправо (в направлении склона и по склону), влево (в направлении бровки шельфа и по шельфу) (см. рис. 3)

Fig. 5. Calculated at the moment of the most developed stage of near-bottom density currents on the shelf and continental slope (is either 72h or 45h) vertical density distributions, horizontal and vertical velocity components on the shelf edge and in the upper slope (400 m). In numerical experiments: *a* — young ice covered polynya; *b* — open water polynya under typical atmospheric conditions; *c* — katabatic wind-driven open water polynya under extreme conditions. The arrows show the directions of water movement in the layers, down, up, to the right (in the direction of the slope and along the slope), to the left (in the direction of the shelf edge and along the shelf) (Fig. 3)

вклад каскадинга АШВ в образование донных вод при различных режимах стока. Результаты расчетов представлены в таблице. Репрезентативность и точность полученных модельных оценок потоков плотных вод на склоне с одной стороны обеспечивает мелкомасштабная дискретность вычислений, позволяющая детально исследовать мелкомасштабную динамику вод в мезомасштабном развитии, а с другой стороны — задание при постановке численных экспериментов наиболее репрезентативных внешних потоков соли (плаучести).

Полученная величина удельного потока q_l на склоне при не волновом режиме стока АШВ, образующихся в области польныи, покрытой молодым льдом (таблица), оказалась близкой к оценке q_l , основанной на данных натурных наблюдений [18], что так же подтверждает репрезентативность модельной оценки q_l . Однако, при вихревом режиме стока величина q_l (как и величина q_v) — почти в 2 раза, а при волновом режиме стока — почти в 3 раза больше. Т.е. при интенсификации образования АШВ в экстремальных метеоусловиях в области вскрытия и поддержания польней с открытой водной поверхностью величина потока плотных АШВ по склону может увеличиваться в 2–3 раза. Поэтому такие события необходимо учитывать при оценке объемов формирования донных вод в конкретных областях материкового склона близких к районам существования квазистационарных польней в Антарктике за холодный период года, иначе будет значительная их недооценка.

При анализе полученных модельных оценок объемного потока q_v при разных режимах стока АШВ возникает вопрос много это или мало? Попробуем понять, используя данные космических наблюдений за состоянием ледяного покрова, в частности — за площадью развития прибрежной польныи Дарнли и прибарьерной польныи Маккензи в море Содружества и заливе Прюдс в Антарктике в разгар зимы — конец июня 2015 г. (рис. 6). Они были получены на основе данных о концентрации льда (процент сплоченности

Таблица
Table

Оценки интенсивности потоков плотных вод в верхней части материкового склона при различных режимах стока наиболее развитых придонных плотностных течений, на основе рассчитанных значений составляющих скоростей течения (рис. 4, 5)

Estimates of the intensity of dense water flows in the upper part of the continental slope under various flow modes at the most developed stage of near-bottom density currents, based on the calculated values of the current velocity components (Fig. 4, 5)

Режим стока	Время наибольшего развития придонных плотностных течений, ч	Минимальное вертикальное-горизонтальное разрешение, м	Объемный поток, q_v , м ³ /с	Удельный поток, q_l , м ² /с
Неволновой	72	5–50	83104	13,9
Вихревой	45	5–50	143622	23,9
Вихревой	45	20–200	103488	17,3
Волновой	45	5–50	181950	30,3

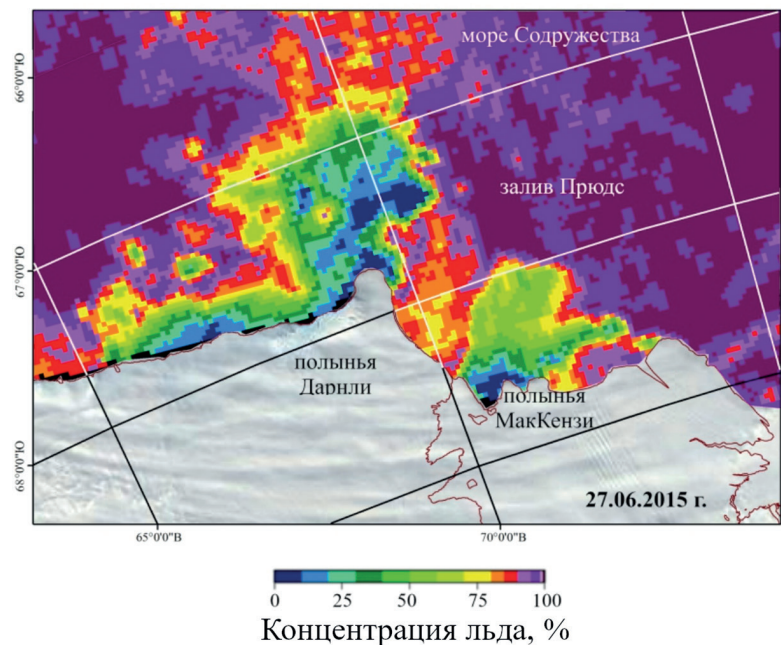


Рис. 6. Спутниковый радиометрический снимок AMSR-2 района существования квазистационарной прибрежной польныи Дарнли и прибарьерной польныи Маккензи в море Содружества и заливе Прюдс в Антарктике зимой (июнь) 2015 г.

Fig. 6. AMSR-2 image of the open water area of the Darnley quasi-stationary coastal polynya and the Mackenzie barrier polynya in the Commonwealth Sea and Prydz Bay in Antarctica in winter (June) 2015

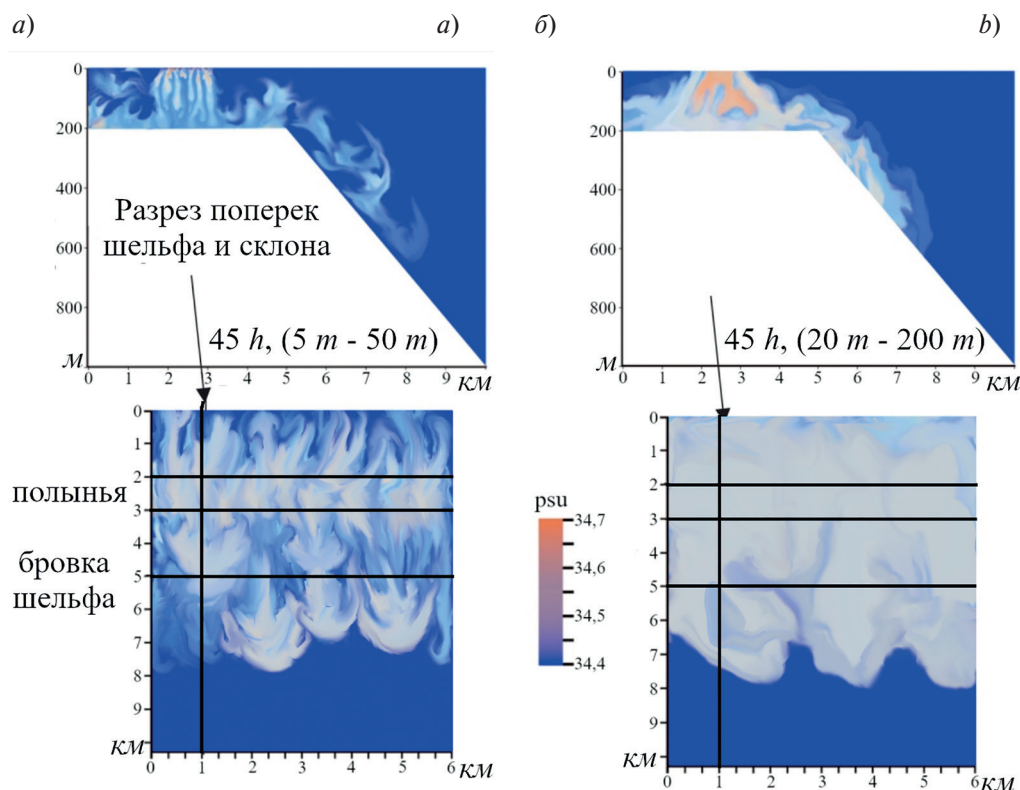


Рис. 7. Реализация 2-х мелкомасштабных численных экспериментов в негидростатической постановке на модели Fluidity-ICOM. Задается поток соли (плавучести) в полынье с открытой водной поверхностью при типичных зимних условиях вскрытия полыньи под действием отжимного ветра (рис. 2): *a* — минимальное разрешение 5–50 м по вертикали и горизонтали и *b* — 20–200 м. Представлены: разрезы солености (плотности) поперек шельфа и материкового склона; карта солености (плотности) в придонном горизонте на момент наибольшего развития придонных плотностных течений — 45h. Черные линии показывают границы полыньи и бровку шельфа

Fig. 7. Results of two small-scale numerical experiments in a non-hydrostatic setting the Fluidity-ICOM model. The salt flux (buoyancy) in a wind-driven open water polynya is specified under the typical winter conditions (Fig. 2): *a* — a minimum resolution of 5–50 m vertically and horizontally and *b* — 20–200 m. Presented are: sections of salinity (density) across the shelf and continental slope; salinity (density) map in the near-bottom layer at the moment of the most developed stage of near-bottom density currents in 45h. The black lines show the boundaries of the polynya and the shelf edge

морского льда), представленных в открытом доступе на сайте <https://seaice.uni-bremen.de>, которые являются спутниковыми зондированиями Земли при помощи микроволнового радиометра AMSR-2, измеряющего яркостную температуру, и обработанные с помощью алгоритма ARTIST Sea Ice (ASI).

Из рисунка 6 можно определить, что протяженность части прибрежной полыньи Дарнли (находится не далеко от бровки шельфа [рис. 1, 16]) с открытой водной поверхностью (синий цвет) в зимних условиях (июнь) может достигать ~ 60 км, при общей длине полыньи ~ 135 км (рис. 6). Длина расчетного домена = 6 км (рис. 1). Таким образом, из Таблицы можно определить, что в условиях, когда полынья полностью покрыта молодым льдом величина объемного потока, стекающих по склону плотных АШВ, которые образуются по всей длине полыньи Дарнли может достигать очень большой величины $q_v \approx 1800000 \text{ м}^3/\text{с}$ или $q_v \approx 1,8 \text{ Sv}$. Однако, если под действием сильного отжимного ветра зимой часть полыньи вскроется и некоторое время будет существовать с открытой водной поверхностью (рис. 6), значение объемного потока АШВ по склону может возрасти до величин $q_v > 2,4 \text{ Sv}$, а в супер экстремальных условиях, при вскрытии полыньи под действием кatabатических ветров [12, 13] — может еще больше возрасти до величины $q_v > 2,8 \text{ Sv}$.

Полученные значения q_v значительно (в несколько раз) превышают подобные оценки, сделанные ранее для района материкового склона недалеко от этой же полыньи Дарнли в море Содружества на основе численного моделирования и с использованием данных натуральных наблюдений, где $q_v \approx 0,5-0,6$ Sv [60]. Однако в [60] использовалась гидростатическая модель с пространственным шагом расчетной сетки — пространственным разрешением $X = 4$ км, и с внешними потоками соли — плавучести, обусловленными только статическим ледообразованием на нижней поверхности молодого льда, внутриводное ледообразование при возможном вскрытии полыньи не учитывалось. Кроме того, авторами [60] было проведено исследование влияния увеличения X в численных экспериментах на оценку объема стекающих плотных вод по склону, т. е. — на оценку величины q_v . Так, при увеличении X от 1–2 км до 4 км, оценка величины q_v уменьшалась на 20 %, а при увеличении X до 16 км (разрешение в крупномасштабных моделях) оценка q_v уменьшалась уже почти в 2 раза, что приводит к значительной недооценке потоков плотных вод на материковых склонах в Антарктике в крупномасштабных и климатических моделях [60]. Что бы понять на сколько может быть недооценена величина q_v в [60] было высказано мнение, что не хватает подобного модельного исследования на вычислительных сетках с мелким масштабом.

Далее покажем такое исследование с использованием негидростатической модели *Fluidity-ICOM*, являющейся наиболее корректной для анализа динамики плотностных течений на крутых материковых склонах [61], с мелкомасштабным пространственным разрешением, и с учетом потоков соли в результате внутриводного ледообразования в полынье с открытой водной поверхностью — вихревой режим (таблица). Оказалось, что при увеличении X в 4 раза с 50 м до 200 м, оценка q_v на материковом склоне уменьшается на ~30 % (таблица), что вероятно связано с размыванием мелкомасштабной структуры плотностных течений на склоне (рис. 7). А если увеличить X до 2 км, т. е. — увеличить X в 40 раз (не говоря уже о 4 км или 16 км)? Тогда, возможно, полученные оценки $q_v \approx 1,8-2,4$ Sv уменьшатся в несколько раз и, вполне вероятно, будут близки к оценкам q_v в [60].

Таким образом, из проведенного анализа следует, что наиболее точными и корректными оценками потока плотных вод на крутых материковых склонах, вероятно, могут быть только те, которые получены при постановке численных экспериментов с использованием мелкомасштабных негидростатических моделей, когда разрешается пространственная структура придонных плотностных течений (рис. 3, 7, а). В крупномасштабных, и даже мезомасштабных (региональных) моделях при значительной пространственной дискретности вычислений недооценка таких потоков возможно будет не приемлемо большой (в несколько раз). И еще больше возрастет, если не учитывать события вскрытия и существования полыньей с открытой водной поверхностью, в которых происходит наиболее интенсивное формирование АШВ.

6. Основные выводы

Для корректного исследования изменчивости структуры и интенсивности плотностных течений в области шельфа и крутого континентального склона в Антарктике используется мелкомасштабная негидростатическая модель *Fluidity-ICOM*. Возможность решения задач с высоким порядком точности в модели определяется применением 3-D адаптивной неструктурированной сетки с автоматическим измельчением до заданных масштабов и потоковым заданием начальных условий. Модель позволяет анализировать мелкомасштабную динамику плотностных течений в мезомасштабном развитии. А проведенная глубокая модернизация графического вывода результатов вычислений в модели позволяет оценить безразмерные параметры, характеризующие динамику плотностных течений и интенсивность этих течений.

Представленное исследование заключается в сравнении результатов моделирования развития плотностной структуры и бароклинной динамики АШВ в области шельф-склон во всем реально наблюдаемом — геофизическом диапазоне экстремальных метеоусловий образования и существования квазистационарных полыньей в Антарктике, способствующих интенсификации формирования АШВ. Для этого получены репрезентативные оценки потоков тепла с открытой водной поверхности полыньи, которая поддерживается сильным отжимным ветром или экстремальным катабатическими ветром, дующим с купола Антарктиды, которые позволяют оценить скорости внутриводного — динамического ледообразования в полынье и обусловленные им потоки соли (внешние потоки плавучести). Так же оценены потоки соли в полынье, покрытой молодым льдом, которые оказались в 7–30 раз меньше чем в полыньях с открытой водной поверхностью.

В связи с этим в области шельф-склон поставлены три оригинальных 3-D численных эксперимента: с встроеной полыньей, покрытой молодым льдом, с полыньей с открытой водной поверхностью, и с полыньей с открытой водной поверхностью, поддерживаемой экстремальным катабатическим ветром.

В полыньях задаются реальные внешние потоки соли (плавучести) обусловленные различными типами ледообразования вертикальным — статическим и внутриводным — динамическим, при котором моделируется очередное вскрытие под действием ветра квазистационарной полыньи (прибрежной, запиральной или приборьерной), при фактических параметрах атмосферного форсинга. В экспериментах воспроизводится зимняя гравитационная конвекция осолонения как локальный интенсивный процесс образования плотных вод на шельфе, которые затем в виде плотностных течений (каскадинга) распространяются по шельфу и континентальному склону, с близкой к фактической топографии дна в море Содружества в Антарктике.

Во всех численных экспериментах корректно моделируется развитие придонных плотностных течений, неустойчивый характер которых на шельфе и склоне проявляется более ярко с увеличением интенсивности формирования плотных АШВ в полыньях.

В зависимости от увеличения скорости распространения АШВ, при интенсификации их формирования в области существования полыней различного типа, выявлены три режима стока АШВ по материковому склону: не волновой — или докритический при каскадинге АШВ из под конжеляционной полыньи; вихревой и волновой или сверхкритические — при каскадинге (разной интенсивности) из под полыней с открытой водной поверхностью. Разделение на режимы подтверждается модельными оценками величин внутреннего числа Фруда Fr , которые согласуются с результатами лабораторных исследований стока плотностных течений по склону. Рассчитанные величины скорости стока V на склоне при различных режимах стока АШВ являются вполне правдоподобными, так как близки к оценкам V , полученных на основе данных натурных наблюдений и полностью совпадают с инструментальными наблюдениями за скоростями стока плюмов плотных вод на материковом склоне.

При всех режимах стока АШВ отмечается универсальная структурная особенность разбиения наиболее развитых придонных плотностных течений на склоне: пространственные масштабы меандров, вихрей или фронтальных волн оказались близкими по величине, что согласуются с оценками локального бароклинного радиуса деформации Россби — Rd_L для этих течений. Модельные оценки Rd_L являются репрезентативными, так как полностью совпадают с многочисленными подобными оценками Rd_L сделанными для антарктического склонового фронта (АСФ) в море Содружества на основе данных натурных измерений. Толщина плотностных течений при различных режимах стока, так же оказалась близкой. Небольшим оказался и диапазон изменчивости рассчитанных горизонтальных перепадов плотности $\Delta\rho_x$ на границе этих течений на склоне, хотя диапазон изменчивости внешних потоков плавучести в полыньях весьма велик. Модельные оценки $\Delta\rho_x$ полностью совпадают со значениями $\Delta\rho_x$ для АСФ, полученные на основе данных натурных наблюдений. Т. е. модель *Fluidity-ICOM* корректно отражает трансформацию плотностных течений в процессе распространения по шельфу и склону.

Получены модельные оценки объемного q_v и удельного q_l потоков АШВ на материковом склоне вблизи района существования квазистационарной прибрежной полыньи Дарнли в море Содружества, которые позволяют оценить возможный вклад каскадинга АШВ в образование донных вод при различных режимах стока. Они значительно (в несколько раз) превышают похожие оценки, выполненные ранее. Тем не менее, в настоящее время, эти оценки являются наиболее точными и корректными, что с одной стороны обеспечивается мелкомасштабной дискретностью вычислений, с использованием негидростатической модели *Fluidity-ICOM*, а с другой стороны — заданием наиболее репрезентативных внешних потоков соли (плавучести), учитывающих внутриводное ледообразование. Проведено исследование влияния увеличения пространственного шага вычислений X в численных экспериментах оценку q_v . Увеличение X в 4 раза приводит к недооценке q_v , ~30%. Таким образом, наиболее точными и корректными оценками q_v на крутых материковых склонах, вероятно, могут быть только те, которые получены при постановке численных экспериментов с использованием мелкомасштабных негидростатических моделей. В крупномасштабных, и даже мезомасштабных (региональных) гидростатических моделях при значительной пространственной дискретности вычислений недооценка таких потоков может быть не приемлемой (в несколько раз). И еще больше возрастет, если не учитывать события вскрытия и существования полыней с открытой водной поверхностью, в которых происходит наиболее интенсивное формирование АШВ.

Финансирование

Представленное исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда — грант № 22-27-00013.

Funding

The presented study was supported by the Russian Science Foundation — grant No. 22-27-00013.

Литература

1. *Foster T.D., Carmack E.C.* Frontal zone mixing and Antarctic bottom water formation in the southern Weddell Sea // *Deep Sea Res.* 1976. Vol. 23. P. 301–317. doi:10.1016/0011-7471(76)90872-X
2. *Foster T.D., Foldvik A., Middleton J.H.* Mixing and bottom water formation in the shelf break region of the southern Weddell Sea // *Deep Sea Res.* 1987. Vol. 34, № 11. P. 1771–1794. doi:10.1016/0198-0149(87)90053-7
3. *Fahrbach E., Rohardt G., Scheele N., et al.* Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea // *J. Mar. Res.* 1995. Vol. 53, N4 P. 515–538. doi:10.1357/0022240953213089
4. *Foldvik A., Kvinge T., Torresen T.* Bottom currents near the continental shelf break in the Weddell Sea. In: *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf. Antarctic Research Series.* 1985. Vol. 43. P. 5–20. doi:10.1029/AR043p0021
5. *Foldvik A., Gammelsrod T., Osterhus S., et al.* Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea // *J. Geophys. Res.* 2004. Vol. 109. C02015. doi:10.1029/2003JC002008
6. *Baines P.G., Condie S.A.* Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review. In: *Ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic continental margin. Antarctic Research Series.* 1998. Vol. 75. P. 29–49. doi:10.1029/AR075p0029
7. *Fuseo G., Budillon G., Sperie G.* Surface heat fluxes and thermohaline variability in the Ross Sea and Terra Nova Bay polynya // *Cont. Shelf Res.* 2009. № 29. P. 1887–1895. doi:10.1016/j.csr.2009.07.006
8. *Ohshima K.I., Fukamachi Y., Williams G.D., Nihashi S. et al.* Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya // *Nat. Geosci.* 2013. № 6(3). P. 235–240. doi:10.1038/ngeo1738
9. *Snow K., Sloyan B.M., Rintoul S.R., Hogg A.M., Downes S.M.* Controls on circulation, cross-shelf exchange, and dense water formation in an Antarctic polynya // *Geophys. Res. Lett.* 2016. № 43. P. 7089–7096. doi:10.1029/2016GL069479
10. *Snow K., Hogg A.M., Sloyan B.M., Downes S.M.* Sensitivity of Antarctic bottom water to changes in surface buoyancy fluxes // *J. Clim.* 2016. № 29. P. 313–330. doi:10.1175/JCLI-D-15-0467.1
11. *Williams G.P., Herraiz-Borreguero L., Roquet F., Tamura T., et al.* The suppression of Antarctic bottom water formation by melting ice shelves in Prydz Bay // *Nat. Commun.* 2016. Vol. 7. P. 12577 doi:10.1038/ncomms12577
12. *Ackley S.F. et al.* Sea-ice production and air/ice/ocean/ biogeochemistry interactions in the Ross Sea during the PIPERS2017 autumn field campaign // *Annals of Glaciology.* 2020. Vol. 61(82). P. 181–195. doi:10.1017/aog.2020.31
13. *De Pace L. et al.* Frazil ice growth and production during katabatic wind events in the Ross Sea, Antarctica // *The Cryosphere.* 2020. Vol. 14. P. 3329–3347 doi:10.5194/tc-14-3329-2020
14. *Головин П.Н.* Условия формирования шельфовых вод и стока на разных акваториях Арктики и Антарктики // *Метеорология и гидрология.* 2012. № 12. С. 55–68.
15. *Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В.* Особенности глубоководного каскадинга на антарктическом материковом склоне (на примере моря Содружества) // *Метеорология и гидрология.* 2018. № 12. С. 81–93.
16. *Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В., Молчанов М.С., Кашин С.В., Чистяков И.А.* Пространственные закономерности стока плотных вод на антарктическом шельфе и материковом склоне // *Метеорология и гидрология.* 2022. № 11. С. 91–110.
17. *Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В.* Механизмы вентиляции глубинных и донных вод над антарктическим материковым склоном // *Метеорология и гидрология.* 2019. № 6. С. 52–69.
18. *Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В.* Сток антарктических шельфовых вод в летний период на шельфе и материковом склоне моря Содружества и их влияние на формирование донных вод Южного океана // *Океанология.* 2011. Т. 51, № 3. С. 393–408.
19. *Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В.* Исследование устойчивости Антарктического склонового фронта в море Содружества // *Метеорология и гидрология.* 2013. № 11. С. 64–78.
20. *Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В.* Интрузионное расслоение Антарктического склонового фронта // *Океанология.* 2016. Т. 56, № 4. С. 514–528. doi:10.7868/S0030157416030084
21. *Martin S.* Frazil ice in rivers and oceans // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 1981/ № 13. P. 379–397. doi:10.1146/annurev.fl.13.010181.002115
22. *Монахов Е.И.* Условия формирования внутриводного льда — Дис. к. г. н. фонды ФБГУ «РФ ААНИИ». 1989. 171 с.
23. *Головин П.Н.* Роль квазистационарной заприпайной полыньи в формировании плотных шельфовых вод в зимний период и их последующем склоновом каскадинге (на примере моря Лаптевых) // *Метеорология и гидрология.* 2008. № 11. С. 57–75.

24. *Ohshima K.I.* Direct observations of coastal polynyas and glacier-ocean interaction in the East Antarctica // presentation from the OASIS Workshop. 2017. Bremerhaven. Germany. 14–17th June. URL: https://soos.aq/images/soos/activities/cwg/oasis/presentations2017/Wednesday/6_oasis_kay_ohshima.pdf
25. *Захаров В.Ф.* Роль заприпайной полыньи в гидрологическом и ледовом режиме моря Лаптевых // *Океанология*. 1966. Т. VI. С. 1014–1022.
26. *Martin S., and Cavalieri D.J.* Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 12725–12738. doi:10.1029/JC094iC09p12725
27. *Cavalieri D.J., Martin S.* The contribution of Alaskan, Siberian, and Canadian coastal polynyas to cold halocline layer of the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 18343–18362. doi:10.1029/94JC01169
28. *Schumacher J.D., K. Aagaard, C.H. Pease, Tripp R.B.* Effects of a shelf polynya on flow and water properties in the northern Bering Sea // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. P. 2723–2732. doi:10.1029/JC088iC05p02723
29. *Smith S.D., R.D. Muench, Pease C.H.* Polynyas and leads: An overview of physical processes and environment // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95, № C6. P. 9461–9479. doi:10.1029/JC095iC06P09461
30. *Smith S.D., R.J. Anderson, G. et al.* An investigation of a polynya in the Canadian archipelago, 2, Structure of turbulence and sensible heat flux // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. P. 2900–2910. doi:10.1029/JC088iC05p02900
31. *Головин П.Н., Молчанов М.С.* Мелкомасштабное моделирование динамики вод на шельфе и континентальном склоне в Антарктике // *Метеорология и гидрология*. 2023. № 6. С. 21–43. doi:10.52002/0130-2906-2023-6-21-43
32. *Piggott M.D., Gorman G.J. et al.* A new computational framework for multi-scale ocean modelling based on adapting unstructured meshes // *Int. J. Numer. Meth. Fluids*. 2008. Vol. 56. P. 1003–1015. doi:10.1002/fld.1663
33. *Chen C.T., Millero F.J.* Effect of salt content on the temperature of maximum density and static stability in Lake Ontario // *Limnology and Oceanography*. 1977. Vol. 22, № 1. P. 158–159.
34. *Галеркин Б.Г.* Стержни и пластины. Ряды в некоторых вопросах упругого равновесия // *Вестник инженеров*. 1915. № 19. С. 897–908.
35. *Hiester H.R.* The application of adaptive mesh techniques to numerical simulations of gravity current flows // Thesis or dissertation. 2011a. Imperial College London. doi:10.25560/9227
36. *Волков А.В., Ляпунов С.В.* Исследование эффективности использования численных схем высокого порядка точности для решения уравнений Навье-Стокса и Рейнольдса на неструктурированных адаптивных сетках // *Журнал вычислительной математики и математической физики*. 2006. Т. 46, № 10. С. 1894–1907.
37. *Smagorinsky J.* General circulation experiments with the primitive equations. I. The basic experiment // *Mon. Wea. Rev.* 1963. Vol. 91. P. 99–164. doi:10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2
38. *Davies D.R., Wilson C.R., Kramer S.C.* Fluidity: A fully unstructured anisotropic adaptive mesh computational modelling framework for geodynamics // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. Vol. 12. Q06001. doi:10.1029/2011GC003551
39. *Piggott M.D., Farrell P.E., Wilson C.R., Gorman G.J., Pain C.C.* Anisotropic mesh adaptivity for multi-scale ocean modelling // *Philosophical Transactions of The Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2009. Vol. 367 (1907). P. 4591–4611.
40. *Hiester H.R., Piggott M.D., P.A. Allison* The impact of mesh adaptivity on the gravity current front speed in a two-dimensional lock-exchange // *Ocean Modelling*. 2011b. Vol. 38. Issues 1–2. P. 1–21. doi:10.1016/j.ocemod.2011.01.003
41. *Hiester H.R., Piggott M.D., Farrell P.E., Allison P.A.* Assessment of spurious mixing in adaptive mesh simulations of the two-dimensional lock-exchange // *Ocean Modelling*. 2014. Vol. 73. P. 30–44. doi:10.1016/j.ocemod.2013.10.003
42. *Jacobs C.T., Collins G.S., Piggott M.D., Kramer S.C., Wilson C.R.G.* Multiphase flow modelling of volcanic ash particle settling in water using adaptive unstructured meshes // *Geophys. J. Int.* 2013. Vol. 192, № 2. P. 647–665. doi:10.1093/gji/ggs059
43. *Wendler G., Stearns C., Weidner G., Durgaund G., Parish T.R.* On the extraordinary katabatic winds of Adelie Land // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 4463–4474. doi:10.1029/96JD03438
44. *Parish T.R., Walker R.* A re-examination of the winds of Adelie Land, Antarctica // *Aust. Met. Mag.* 2006. Vol. 55. P. 105–117.
45. *Parish T.R.* Surface winds over the Antarctic continent: A review // *Rev. Geophys.* 1988. Vol. 26. № 1. P. 169–180. doi:10.1029/RG026i001p00169
46. *Tamura T., Ohshima K.I., Nihashi S.* Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynya // *Geophys. Res. Lett.* 2008. Vol. 35. L07606. doi:10.1029/2007GL032903
47. *Martin S., Kauffman P.* A field and laboratory study of wave damping by grease ice // *J. Glaciol.* 1981. № 27. P. 281–314.
48. *Pease C.H.* The size of wind-driven coastal polynyas // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 7049–7059. doi:10.1029/JC092iC07p07049
49. *Winsor P., Bjork G.* Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997 // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105, № C4. P. 8789–8803. doi:10.1029/1999JC900305
50. *Danielson S., Aagaard K., Weingartner T., Martin S., Winsor P., Gawarkiewicz G., Quadfasel D.* The St. Lawrence polynya and the Bering shelf circulation: New observations and a model comparison // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111, № C9. P. 1029–1057. doi:10.1029/2005JC003268

Исследование изменчивости структуры и интенсивности плотностных течений в области шельф-склон в Антарктике
Study of the structure and intensity of density currents in the shelf-slope region in the Antarctic

51. *Drucker R., Martin S.* Observation of ice thickness and frazil ice in the St. Lawrence Island polynya from satellite imagery, upward looking sonar, and salinity/temperature moorings // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108, № C5. P. 3149–3167. doi:10.1029/2001JC001213
52. *Головин П.Н.* Конвективный массоперенос в подледном слое зимнего разводья в Арктическом бассейне // *Океанология.* 1995. Т. 35, № 6. С. 854–863.
53. *Макитас А.П.* Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 67 с.
54. *Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е.* Морской лед. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 320 с.
55. *Weeks W.F., Ackley S.* The growth, structure and properties of sea ice. Hanover (N.H.): U.S. Cold Region Research and Engineering Lab. Springfield. Va. available from N.T. I. S. 1982. 130 p.
56. *Зацепин А.Г., Костяной А.Г., Семенов А.В.* Лабораторное исследование осесимметричного плотностного течения на наклонном дне во вращающейся жидкости // *Океанология.* 1996, Т. 36, № 3. С. 339–346.
57. *Зацепин А.Г., Гриценко В.А.,* и др. Лабораторное и численное исследования процесса распространения плотностных течений по склону дна // *Океанология.* 2005. Т. 45, № 1. С. 5–15.
58. *Shapiro G.I., Zatsepin A.G.* Gravity current down a steeply inclined slope in rotating fluid // *Ann. Geophys.* 1997. Vol. 15. P. 366–374. doi:10.1007/s00585-997-0366-x
59. *Тернер Дж.* Эффекты плавучести в жидкости. М.: Мир, 1977. 431 с.
60. *Mensah V., Yoshihiro Nakayama Y., Fujii M., Nogi Y., Ohshima K.I.* Dense water downslope flow and AABW production in a numerical model: Sensitivity to horizontal and vertical resolution in the region off Cape Darnley polynya // *Ocean Modelling.* 2021. Vol. 165/ 101843. doi:10.1016/j.ocemod.2021.101843
61. *Вольцингер Н.Е., Андросов А.А.* Моделирование длинноволновой динамики на материковом склоне океана и регионах свала глубин // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика.* 2020. Т. 13, № 4. С. 16–26. doi:10.7868/S2073667320040024

References

1. *Foster T.D., Carmack E.C.* Frontal zone mixing and Antarctic bottom water formation in the southern Weddell Sea. *Deep Sea Res.* 1976, 23, 301–317. doi:10.1016/0011-7471(76)90872-X
2. *Foster, T.D., Foldvik A., Middleton J.H.* Mixing and bottom water formation in the shelf break region of the southern Weddell Sea. *Deep Sea Res.* 1987, 34, 11, 1771–1794. doi:10.1016/0198-0149(87)90053-7
3. *Fahrbach E., Rohardt G., Scheele N.,* et al. Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell Sea. *J. Mar. Res.* 1995, 53, 4, 515–538. doi:10.1357/0022240953213089
4. *Foldvik A., Kvinge T., Torresen T.* Bottom currents near the continental shelf break in the Weddell Sea. In: *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf. Antarctic Research Series.* 1985, 43, 5–20. doi:10.1029/AR043p0021
5. *Foldvik A., Gammelsrod T., Osterhus S.,* et al. Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea. *J. Geophys. Res.* 2004, 109, C02015. doi:10.1029/2003JC002008
6. *Baines P.G., Condie S.A.* Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review. In: *Ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic continental margin. Antarctic Research Series.* 1998, 75, 29–49. doi:10.1029/AR075p0029
7. *Fuseo G., Budillon G., Sperie G.* Surface heat fluxes and thermohaline variability in the Ross Sea and Terra Nova Bay polynya. *Cont. Shelf Res.* 2009, 29, 1887–1895. doi:10.1016/j.csr.2009.07.006
8. *Ohshima K.I., Fukamachi Y., Williams G.D., Nihashi S.* et al. Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya. *Nat. Geosci.* 2013, 6(3), 235–240. doi:10.1038/ngeo1738
9. *Snow K., Sloyan B.M., Rintoul S.R., Hogg A.M., Downes S.M.* Controls on circulation, cross-shelf exchange, and dense water formation in an Antarctic polynya. *Geophys. Res. Lett.* 2016, 43, 7089–7096. doi:10.1002/2016GL069479
10. *Snow K., Hogg A.M., Sloyan B.M., Downes S.M.* Sensitivity of Antarctic bottom water to changes in surface buoyancy fluxes. *J. Clim.* 2016, 29, 313–330. doi:10.1175/JCLI-D-15-0467.1
11. *Williams G.P., Herraiz-Borreguero L., Roquet F., Tamura T.,* et al. The suppression of Antarctic bottom water formation by melting ice shelves in Prydz Bay. *Nat. Commun.* 2016, 7, 12577. doi:10.1038/ncomms12577
12. *Ackley S.F.* et al. Sea-ice production and air/ice/ocean/ biogeochemistry interactions in the Ross Sea during the PIPERS2017 autumn field campaign. *Annals of Glaciology.* 2020, 61(82), 181–195. doi:10.1017/aog.2020.31
13. *De Pace L.* et al. Frazil ice growth and production during katabatic wind events in the Ross Sea, Antarctica. *The Cryosphere.* 2020, 14, 3329–3347. doi:10.5194/tc-14-3329-2020
14. *Golovin P.N.* Conditions of the formation and runoff of shelf waters in different water areas of the Arctic and Antarctic. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2012, 37, 752–761. doi:10.3103/S106837391211009X

15. Golovin P.N., Antipov N.N., Klepikov A.V. Peculiarities of Dense Water Cascading off the Deep Part of Antarctic Continental Slope (A Case Study for the Commonwealth Sea). *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2018, 43, 852–861. doi:10.3103/S1068373918120063
16. Golovin P.N., Antipov N.N., Klepikov A.V. et al. Spatial Patterns of Dense Water Runoff on the Antarctic Shelf and Continental Slope. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2022, 47, 882–895. doi:10.3103/S1068373922110085
17. Golovin P.N., Antipov N.N., Klepikov A.V. Mechanisms of Deep and Bottom Water Ventilation over the Antarctic Continental Slope. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2019, 44, 404–415. doi:10.3103/S1068373919060050
18. Golovin P.N., Antipov N.N., Klepikov A.V. Downflow of the Antarctic shelf water at the shelf and continental slope of the Commonwealth Sea in the summer season and its effect on the bottom water formation in the Southern Ocean. *Oceanology.* 2011, 51, 370–384. doi:10.1134/S000143701103009X
19. Golovin P.N., Antipov N.N., Klepikov A.V. Studying the stability of the Antarctic slope front in the Commonwealth Sea. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2013, 38, 766–775. doi:10.3103/S106837391311006X
20. Golovin P.N., Antipov N.N., Klepikov A.V. Intrusive layering of the Antarctic slope front. *Oceanology.* 2016, 56, 470–482. doi:10.1134/S0001437016030085
21. Martin S. Frazil ice in rivers and oceans. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 1981, 13, 379–397.
22. Monahov E.I. The conditions of the intra-water ice formation (P.h.D. monography). *Collections RFSI AARI*, 1989.
23. Golovin P.N. The role of quasi-stationary flaw polynya in formation of dense shelf waters in the wintertime and their subsequent slope cascading (the Laptev Sea case study). *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2008, 33, 718–731. doi:10.3103/S106837390811006X
24. Ohshima K.I. Direct observations of coastal polynyas and glacier-ocean interaction in the East Antarctica. *Presentation from the OASIS Workshop.* 2017, Bremerhaven. Germany. 14–17th June. URL: https://soos.aq/images/soos/activities/cwg/oasis/presentations2017/Wednesday/6_oasis_kay_ohshima.pdf
25. Zakharov V.F. The role of the fast-ice polynya in the hydrological and ice regime of the Laptev Sea. *Oceanology.* 1966, 6, 1014–1022 (in Russian).
26. Martin S., Cavalieri D.J. Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water. *J. Geophys. Res.* 1989, 94, 12725–12738. doi:10.1029/JC094iC09p12725
27. Cavalieri D.J., Martin S. The contribution of Alaskan, Siberian, and Canadian coastal polynyas to cold halocline layer of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* 1994, 99, C9, 18343–18362. doi:10.1029/94JC01169
28. Schumacher J.D., Aagaard K., Pease C.H., Tripp R.B. Effects of a shelf polynya on flow and water properties in the northern Bering Sea. *J. Geophys. Res.* 1983, 88, 2723–2732. doi:10.1029/JC088iC05p02723
29. Smith S.D., R.D. Muench, Pease C.H. Polynyas and leads: An overview of physical processes and environment. *J. Geophys. Res.* 1990, 95, C6, 9461–9479. doi:10.1029/JC095IC06P09461
30. Smith S.D., Anderson R.J., G. et al. An investigation of a polynya in the Canadian archipelago, 2, Structure of turbulence and sensible heat flux. *J. Geophys. Res.* 1983, 88, 2900–2910. doi:10.1029/JC088iC05p02900
31. Golovin P.N., Molchanov M.S. Fine-scale modeling of water dynamics on the shelf and continental slope in the Antarctic. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2023, 6, 21–43. doi:10.52002/0130-2906-2023-6-21-43 (in Russian).
32. Piggott M.D., Gorman G.J. et al. A new computational framework for multi-scale ocean modelling based on adapting unstructured meshes. *Int. J. Numer. Meth. Fluids.* 2008, 56, 1003–1015. doi:10.1002/fld.1663
33. Chen C.T., Millero F.J. Effect of salt content on the temperature of maximum density and static stability in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography.* 1977, 22, 1, 158–159.
34. Galerkin B.G. Rods and plates. Series in some questions of elastic equilibrium. *News magazine of engineers.* 1915, 19, 897–908 (in Russian).
35. Hiester H.R. The application of adaptive mesh techniques to numerical simulations of gravity current flows. *Thesis or dissertation.* 2011a. *Imperial College London.* doi:10.25560/9227
36. Volkov A.V., Lyapunov S.V. Investigation of the efficiency of using high-order accuracy numerical schemes for solving the Navier–Stokes and Reynolds equations on unstructured adaptive grids. *Computational Mathematics and Mathematical Physics.* 2006, 46, 10, 1808–1820. doi:10.1134/S0965542506100162
37. Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations. I. The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.* 1963, 91, 99–164. doi:10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2
38. Davies D.R., Wilson C.R., Kramer S.C. Fluidity: A fully unstructured anisotropic adaptive mesh computational modelling framework for geodynamics. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011, 12, Q06001. doi:10.1029/2011GC003551
39. Piggott M.D., Farrell P.E., Wilson C.R., Gorman G.J., Pain C.C. Anisotropic mesh adaptivity for multi-scale ocean modelling. *Philosophical Transactions of The Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.* 2009, 367(1907), 4591–4611.
40. Hiester H.R., Piggott M.D., Allison P.A. The impact of mesh adaptivity on the gravity current front speed in a two-dimensional lock-exchange. *Ocean Modelling.* 2011b, 38, 1–2, 1–21. doi:10.1016/j.ocemod.2011.01.003

41. *Hiester H.R., Piggott M.D., Farrell P.E., Allison P.A.* Assessment of spurious mixing in adaptive mesh simulations of the two-dimensional lock-exchange. *Ocean Modelling*. 2014, 73, 30–44. doi:10.1016/j.ocemod.2013.10.003
42. *Jacobs C.T., Collins G.S., Piggott M.D., Kramer S.C., Wilson C.R.G.* Multiphase flow modelling of volcanic ash particle settling in water using adaptive unstructured meshes. *Geophys. J. Int.* 2013, 192, 2, 647–665. doi:10.1093/gji/ggs059
43. *Wendler G., Stearns C., Weidner G., Durgaund G., Parish T.R.* On the extraordinary katabatic winds of Adelie Land. *J. Geophys. Res.* 1997, 102, 4463–4474.
44. *Parish T.R., Walker R.* A re-examination of the winds of Adelie Land, Antarctica. *Aust. Met. Mag.* 2006, 55, 105–117.
45. *Parish T.R.* Surface winds over the Antarctic continent: A review. *Rev. Geophys.* 1988, 26, 1, 169–180. doi:10.1029/RG026i001p00169
46. *Tamura T., Ohshima K.I., Nihashi S.* Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynya. *Geophys. Res. Lett.* 2008, 35, L07606. doi:10.1029/2007GL032903
47. *Martin S., Kauffman P.* A field and laboratory study of wave damping by grease ice. *J. Glaciol.* 1981, 27, 281–314.
48. *Pease C.H.* The size of wind-driven coastal polynyas. *J. Geophys. Res.* 1987, 92, 7049–7059. doi:10.1029/JC092iC07p07049
49. *Winsor P., Bjork G.* Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997. *J. Geophys. Res.* 2000, 105, C4, 8789–8803. doi:10.1029/1999JC900305
50. *Danielson S., Aagaard K., Weingartner T., Martin S., Winsor P., Gawarkiewicz G., Quadfasel D.* The St. Lawrence polynya and the Bering shelf circulation: New observations and a model comparison. *J. Geophys. Res.* 2006, 111, C9, 1029–1057. doi:10.1029/2005JC003268
51. *Drucker R., Martin S.* Observation of ice thickness and frazil ice in the St. Lawrence Island polynya from satellite imagery, upward looking sonar, and salinity/temperature moorings. *J. Geophys. Res.* 2003, 108, C5, 3149–3167. doi:10.1029/2001JC001213
52. *Golovin P.N.* Convective Mass-transfer in the Sub-ice Layer of Winter Leads in the Arctic Basin. *Oceanology*. 1995, 35, 6, 854–863 (in Russian).
53. *Makhtas A.P.* Thermal balance of Arctic ice in winter. *Leningrad, Gidrometeoizdat*, 1984. 67 p. (in Russian).
54. *Doronin Yu.P., Heisin D.E.* Sea ice. *Leningrad, Gidrometeoizdat*, 1980 (in Russian).
55. *Weeks W.F., Ackley S.* The growth, structure and properties of sea ice. Hanover (N.H.): U.S. Cold Region Research and Engineering Lab. Springfield. Va. available from N.T. I. S. 1982. 130 p.
56. *Zatsepin A.G., Kostianoy A.G., Semenov A.V.* Laboratory study of axisymmetric density flow on an inclined bottom in a rotating fluid. *Oceanology*. 1996, 36, 339–346 (in Russian).
57. *Zatsepin A.G., Grizenko V.A.* et. al. Laboratory and Numerical Studies of the Propagation of Density Currents along the Bottom Slope. *Oceanology*. 2005, 45, 1, 5–15 (in Russian).
58. *Shapiro G.I., Zatsepin A.G.* Gravity current down a steeply inclined slope in rotating fluid. *Ann. Geophys.* 1997, 15, 366–374. doi:10.1007/s00585-997-0366-x
59. *Turner J.* Buoyancy Effects in Fluids (Cambridge Monographs on Mechanics). *Cambridge University Press*. doi:10.1017/CBO9780511608827
60. *Mensah V., Yoshihiro Nakayama Y., Fujii M., Nogi Y., Ohshima K.I.* Dense water downslope flow and AABW production in a numerical model: Sensitivity to horizontal and vertical resolution in the region off Cape Darnley polynya. *Ocean Modelling*. 2021, 165, 101843. doi:10.1016/j.ocemod.2021.101843
61. *Voltzinger N.E., Androsov A.A.* Modelling long-wave dynamics on the continental slope of the ocean and areas of sharp depth variation. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020, 13, 4, 16–26. doi:10.7868/S2073667320040024 (in Russian).

Об авторах

ГОЛОВИН Павел Николаевич, РИНЦ Author ID: 140551, Scopus Author ID: 6602132931, golovin@aari.ru
МОЛЧАНОВ Михаил Сергеевич, РИНЦ Author ID: 879684, Scopus Author ID: 5608261720, mms@aari.ru