

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.467.3+004.942+551.326.2

doi: 10.31857/S2076673422010120

Баланс льда в Северном Ледовитом океане в 1979–2019 гг. (по данным моделирования)

© 2022 г. И.Е. Фролов, М.Ю. Кулаков*, К.В. Фильчук

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*mod@aari.ru

Ice balance modeling in the Arctic Ocean in 1979–2019

I.E. Frolov, M.Yu. Kulakov*, K.V. Filchuk

Arctic and Antarctic Research Institute, St.-Petersburg, Russia

*mod@aari.ru

Received June 23, 2021 / Revised October 11, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: *Arctic Ocean, climate change, sea ice, numerical modeling, interannual variability.*

Summary

The results of numerical experiments on the model of joint water and ice circulation for the period from September 1979 to December 2019, aimed at studying the interannual variability of the ice balance in the Arctic Ocean, are considered. The results obtained made it possible to analyze the geographical features of the processes of ice formation and melting in the Arctic Ocean and to identify key areas that determine the volume of ice in the ocean. It is established that the main quantity of ice is formed in waters of the Siberian seas, and the most intense melting occurs in the North European Basin, where the ice transported by the Transpolar Current through the Fram Strait enters the relatively warm water of the Greenland Sea, heated by the North Atlantic Current. The formation of the absolute minimum of ice coverage in 2012 was promoted by the anomalous position of the anticyclonic hydrological cycle – much closer to the Canadian coast. This resulted in the fact that only a small part of the ice formed in the Siberian seas was involved into a weakened circulation, while most of the ice in the stream of the Transpolar Current was transported through the Fram Strait to the Greenland Sea. Statistical analysis of the results of numerical experiments demonstrated that the trend towards a decrease in the volume of ice in the Arctic Ocean is primarily determined by the global warming, and dynamic forcing exerts significant effect on local extremes.

Citation: Frolov I.E., Kulakov M.Yu., Filchuk K.V. Ice balance modeling in the Arctic Ocean in 1979–2019. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 113–124. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010120.

Поступила 23 июня 2021 г. / После доработки 11 октября 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: *Северный Ледовитый океан, изменение климата, морской лёд, численное моделирование, межгодовая изменчивость.*

Для исследования изменчивости баланса льда Северного Ледовитого океана использовалась модель совместной циркуляции вод и льдов. Результаты специальных численных экспериментов для периода с сентября 1979 г. по декабрь 2019 г. позволили установить некоторые географические особенности процессов образования и таяния льда. Статистический анализ результатов показал, что тренд на уменьшение объёма льда в Северном Ледовитом океане определяется в первую очередь глобальным потеплением, а на локальные экстремумы сильное влияние оказывает динамический форсинг.

Статья посвящается памяти Ивана Евгеньевича Фролова – выдающегося учёного-океанолога, гляциолога, полярника, Заслуженного деятеля науки РФ, члена-корреспондента РАН, многолетнего директора Арктического и Антарктического научно-исследовательского института – инициатора и руководителя проекта, в рамках которого была выполнена одна из последних его работ.

Введение

Современное изменение климата характеризуется значительным ростом температуры в Арктике по сравнению с его глобальным ростом (более чем в 2 раза). Это – так называемое по-

лярное усиление [1]. Одновременно наблюдаются сокращение в сезонном ходе площади и толщин морского льда и интенсификация динамики морского льда, выражающаяся в увеличении скоростей дрейфа льда, его дивергенции и конвергенции и перераспределении толщин, что

увеличивает риски ледового плавания при интенсификации судоходства в Российской Арктике [2]. Баланс морского льда, определяющийся изменением объёма льда в единицу времени в фиксированной области, — ключевой индикатор климатических изменений. Он интегрирует как термические факторы (таяние и нарастание льда), так и динамические (адвекция, процессы торошения, наслоения, разрежения) в результате влияния атмосферы и океана.

В настоящее время дистанционные измерения объёма морского льда основаны на оценках сплочённости, возраста, теплового баланса поверхности по данным мультиспектральных данных искусственных спутников Земли (ИСЗ) и оценках толщины льда с привлечением альтиметрических и микроволновых данных. Однако даже при самом полном обобщении дистанционных измерений толщины льда остаются значительные пространственно-временные лакуны. Выход из этой ситуации — привлечение методов численного моделирования, позволяющих получать количественные оценки баланса льда за любой момент времени и в любом районе Арктики и тем самым восполнять нехватку данных наблюдений.

Значительные усилия в области повышения качества моделирования ледово-гидрологического режима Северного Ледовитого океана (СЛО) были предприняты в рамках Международного проекта AOMIP (Arctic Ocean Model Intercomparison Project, <http://www.who.edu/projects/AOMIP>) [3] и его продолжения — проекта FAMOS (Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis) [4]. В работе [5] проведено сравнение результатов воспроизведения ледовых условий в СЛО в период 1948–2000 гг. различными моделями из AOMIP. Всего протестировали шесть моделей. Приведём пять из них: Goddard Space Flight Center, GSFC; Institute of Ocean Science, IOS, Sydney, British Columbia; Alfred Wegener Institute, AWI; Naval Postgraduate School, NPS; University of Washington, UW, Seattle. Все модели продемонстрировали уменьшение площади льда, однако в меньшей степени, чем дают наблюдения. Для большинства из моделей отмечаются проблемы с воспроизведением пространственного распределения толщины морского льда, особенно для летнего периода.

Проблемы в моделировании морского льда в СЛО также обсуждаются в работе [6]. Сравнив

результаты моделирования арктического льда в XXI в. по 14 глобальным климатическим моделям, авторы отметили большой разброс в результатах, что объясняется, по их мнению, различиями в параметризации альбедо на поверхности льда. В течение XXI в. все модели дают уменьшение объёма льда в результате увеличения преобладания таяния над ростом льда, который частично компенсируется уменьшением выноса в низкие широты. Несмотря на общее согласие, модели значительно различаются по количественным оценкам потери объёма льда и относительной роли таяния и нарастания в этой потере. Продолжительность сезона таяния колеблется от трёх до пяти месяцев, а в некоторых моделях продолжается даже до ноября. Прогнозируемые изменения в бюджетах морского льда частично зависят от начальных ледовых условий; моделям с более толстым исходным льдом обычно соответствуют большие объёмные потери. Чистый транспорт (дивергенция) льда из Арктики, как правило, имеющий меньшее воздействие на климатологический бюджет льда, также сильно варьирует по всем моделям.

Одно из первых исследований, в котором сравнивали результаты моделирования ледовых условий в СЛО с широкомасштабными данными наблюдений, опубликовано в работе [7]. Его авторы отмечали, что концентрация морского льда — наиболее предпочтительная величина для оценки долгосрочных расчётов, так как это — единственный параметр климата, оперативно проверенный в течение длительного времени на всей акватории Северного Ледовитого океана. Авторы сопоставляли результаты моделирования площади морского льда в океане со спутниковыми наблюдениями в течение периода 1978–2001 гг. Была продемонстрирована способность модели AWI воспроизводить долгосрочный тренд и сезонную изменчивость ледовитости СЛО.

Авторы работы [8] на основе модели циркуляции вод и льдов Массачусетского технологического института исследовали потенциальное влияние термодинамического атмосферного воздействия на межгодовую изменчивость сентябрьского минимума концентрации и объёма льда в Арктике для трёх периодов: 1980–1989, 1990–1999 и 2000–2009 гг. Результаты показали, что только крупные аномалии форсингов до начала весеннего таяния в мае могут повлиять на характери-

стики сентябрьского морского льда, хотя даже небольшие изменения атмосферных переменных в последующие месяцы могут существенно повлиять на состояние морского льда в сентябре. В частности, в арктических морях с июня по июль зона кромки льда очень чувствительна к термодинамическим изменениям атмосферного воздействия. Напротив, объём льда очень чувствителен к изменениям температуры воздуха, происходящим в тот же период в центральных частях Северного Ледовитого океана. Сравнение чувствительности морского льда в течение трёх разных периодов показывает, что из-за сильного снижения концентрации и толщины морского льда его площадь стала существенно более чувствительной к тем же амплитудным термодинамическим атмосферным форсингам, вызывающим аномалии в течение 2000–2009 гг. по сравнению с более ранними периодами. В мае и сентябре наблюдаются самые сильные вклады различий поверхностных атмосферных температур в изменения концентрации и объёма льда. Наибольший вклад от нисходящего длинноволнового теплового потока в изменения концентрации происходит в сентябре, а в изменения объёма — в июле–августе. Около 62% уменьшения площади, демонстрируемой моделью, можно объяснить суммированием всех вкладов в термодинамическое атмосферное воздействие.

В работе [9] продолжается сравнение результатов моделирования различными моделями морского льда с данными наблюдений. Авторы использовали: данные наблюдений с проходящих судов (2004–2008 гг.), а также электромагнитных измерений с воздуха (2001–2009 гг.); сведения от заякоренных станций в проливе Фрама, Гренландском море и море Бофорта (1992–2008 гг.); материалы с подводных лодок (1975–2000 гг.); данные бурения в Арктическом бассейне, морях Лаптевых и Восточно-Сибирском (1982–1986 гг.) и на прибрежных станциях (1998–2009 гг.). Несмотря на различия в численных методах, сеточных разрешениях, доменах, форсингах и граничных условиях, все протестированные модели обычно переоценивают толщину льда тоньше 2 м и недооценивают толщину льда более 2 м. В районах припая (мелководные сибирские моря с глубинами менее 25–30 м) модели обычно переоценивают как толщину морского льда, так и темпы роста льда в сентябре и

октябре по сравнению с наблюдениями более чем в 4 раза. Модели не воспроизводят условия быстрого формирования припайного льда. Вместо этого смоделированный припайный лёд заменяется паковым льдом, который дрейфует, образуя хребты увеличения толщины льда в дополнение к его термодинамическому росту.

Одно из важнейших свойств численных моделей — её чувствительность к ошибкам в начальных условиях и форсингах. В работе [10] приводятся результаты специальных экспериментов на модели AARI-IOCM [11], направленные, в первую очередь, на исследование свойств модели. По результатам проведённых экспериментов сделаны следующие выводы:

- 1) модель достаточно адекватно воспроизводит наблюдаемое в последние годы уменьшение площади и объёма ледяного покрова в СЛО;
- 2) тепло из Атлантического океана, поступающее в струе Северно-Атлантического течения, не относится к ключевому фактору, формирующему ледовитость океана;
- 3) начальные условия по распределению льда существенно не влияют на результаты расчётов ледовитости СЛО на период в несколько лет;
- 4) даже если когда-нибудь весь лёд в Северном Ледовитом океане растает, то при существующем климате он через несколько лет восстановится;
- 5) минимум ледовитости в СЛО, наблюдавшийся в сентябре 2007 г., объясняется взаимным однонаправленным действием термического и динамического факторов, при этом роль тепловых и динамических процессов в формировании ледовитости практически равнозначна.

В работе [12] рассмотрены результаты численных экспериментов на основе модели совместной циркуляции льдов и вод AARI-IOCM и данных реанализа NCEP/NCAR. Выполненные расчёты за период 2001–2012 гг. позволили сделать вывод о вкладе циркуляционных механизмов в наблюдаемое уменьшение льда в Северном Ледовитом океане. Показано, что резкое уменьшение толщины льда вдоль северных побережий о. Гренландия и Канадского Арктического архипелага в первую очередь — следствие межгодовой изменчивости циркуляции атмосферы, а не следствием потепления климата Северной полярной области. В исследовании [13] приводятся результаты расчётов на модели AOFVCOM на неструктурированной сетке с высо-

ким пространственным разрешением (до 2 км) морского льда в Арктике в период 1978–2014 гг. Такая расчётная сетка разработана для лучшего разрешения как топографических, так и бароклинических масштабов динамики океана вдоль материкового склона и узких проливов. Моделируемый морской лёд хорошо согласуется с наблюдаемым по доступным для оценки характеристикам — объёму, концентрации, скорости дрейфа, сезонной и межгодовой изменчивости, пространственному распределению.

Результаты моделирования площади морских льдов в Арктике двумя последними поколениями глобальных климатических моделей CMIP3 и CMIP5 в XX и XXI вв. сравниваются в работе [14]. Отмечается, что ускорившееся сокращение площади морских льдов в СЛО в последнее десятилетие не полностью воспроизводится моделями. Причины этого — вклад естественной долгопериодной изменчивости в наблюдаемый тренд, недостаточная чувствительность моделей к заданному внешнему воздействию, заниженные оценки внешнего воздействия на климат.

Задачи настоящей работы — выявление вклада термических и динамических форсингов в изменчивость баланса льда в Северном Ледовитом океане в эпоху современного потепления с помощью численных экспериментов на модели совместной циркуляции вод и льдов этого океана.

Постановка задачи

Для проведения численных экспериментов была выбрана модель совместной циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана AARI-IOCM (Arctic and Antarctic Research Institute — Ice and Ocean Circulation Model) [11]. AARI-IOCM представляет собой результат объединения трёх моделей: трёхмерной бароклинической модели циркуляции вод, модели дрейфа ледяного покрова и термодинамической модели морского льда. Океанский блок — это модель циркуляции вод в примитивных уравнениях, в приближениях гидростатики и Буссинеска, реализованная на z -координатах со свободной поверхностью и разделённая на баротропную (двумерную) и бароклиническую моды. Ледяной покров в модели описывается следующими характеристиками: h_i — средняя толщина ровного льда,

изменяющаяся за счёт термического стаивания и нарастания; h_h — толщина торосов; N_i — относительная площадь ячейки, занятая льдом толщиной h_i ; N_h — относительная площадь, занятая торосами; N_w — относительная площадь чистой воды. За основу термодинамического блока модели принята квазистационарная нульмерная модель морского льда, разработанная Б.В. Ивановым и А.П. Макштасом [15]. Модель дрейфа льда основывается на упруго-вязко-пластической реологии ледяного покрова, предложенной в работе [16].

В настоящее время модель AARI-IOCM адаптирована ко всей акватории СЛО и прилегающей части Северной Атлантики (до 44° с.ш.) на равномерной прямоугольной сетке с пространственным разрешением 13,8 км. По вертикали — разрешение переменное, расчёт проводится на 33 горизонтах. На модели AARI-IOCM основаны технологии расчёта и краткосрочного прогноза уровня моря, течений и дрейфа льда в Северном Ледовитом океане и его морях. Она используется для обеспечения прогнозами наиболее значимых проектов в Арктике: МЛСП «Приразломная», Ямал СПГ (Сабетта), «Сахалин-1» и др. В последнее время модель успешно используется в оперативной технологии прогноза айсбергов [17].

В целом ряде работ [10–12] показано, что AARI-IOCM достаточно хорошо воспроизводит ледовитость и циркуляцию вод и льдов в Северном Ледовитом океане в режиме продолжительных диагностических расчётов. Рассчитанные на модели режимные характеристики циркуляции вод использовались при создании ряда атласов: «Атлас гидрометеорологических и ледовых условий морей Российской Арктики» [18], «Национальный Атлас Арктики» [19], Атлас «Экосистемы Берингова пролива и факторы антропогенного воздействия» [20]. Модель постоянно верифицируется по всем доступным данным наблюдений. Недавно появилась возможность верифицировать результаты моделирования по результатам попутных натурных наблюдений за толщиной льда, выполненных в СЛО с помощью судового телеметрического комплекса (СТК) [21]. Так, было проведено сопоставление рассчитанного распределения толщины льда и наблюдений за толщиной льда с помощью СТК с ледокола «50 лет Победы» в приполюсном районе в июле 2011 г., которое показало, что модель верно вос-

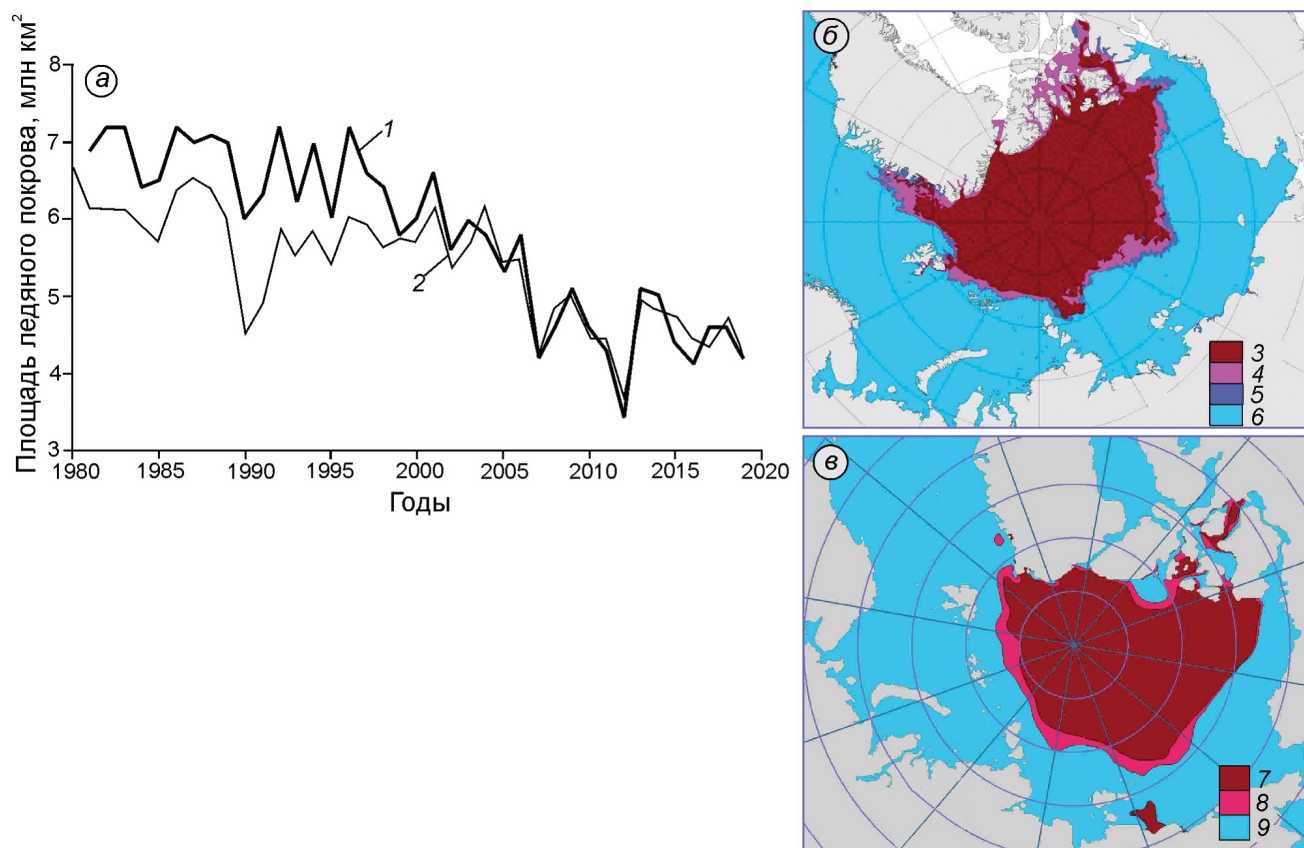


Рис. 1. Сопоставление наблюдений и результатов расчётов.

a – минимальная ежегодная ледовитость в период 1980–2020 гг.: 1 – данные наблюдений [22]; 2 – результаты расчётов; распределение льда в Северном Ледовитом океане в сентябре 2019 г. по данным [23] (*б*): 3 – старый лёд; 4 – молодой лёд; 5 – нилас; 6 – чисто; по результатам расчётов (*в*): 7 – толщина льда более 1 м; 8 – толщина льда менее 1 м; 9 – чисто

Fig. 1. Comparison of observations and calculation results.

a – minimum annual ice cover in the period 1980–2020: 1 – observational data [22], 2 – calculation results; ice distribution in the Arctic Ocean in September 2019 according to [23] (*б*): 3 – old ice; 4 – young ice; 5 – nilas; 6 – ice free; and calculation results (*в*): 7 – ice thickness more than 1 m; 8 – less than 1 m; 9 – clean

производит как основные особенности пространственного распределения толщины льда в СЛО, так и непосредственно сами их величины.

На модели AARI-IOCM был выполнен диагностический расчёт ледовых условий в СЛО для периода с сентября 1979 г. по декабрь 2019 г. В качестве внешнего атмосферного форсинга использовались данные реанализа ERA-5 Европейского центра среднесрочных прогнозов ECMWF с пространственным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ и временным разрешением три часа (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>). В качестве граничных условий использованы среднемесячные средне-многолетние значения расходов 17 основных рек, впадающих в СЛО. Начальное условие по температуре и солёности воды взято из World

Ocean Atlas (WOA05). Результаты расчётов показали, что модель воспроизводит основные особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова СЛО. Один из основных показателей, позволяющих оценить современную тенденцию состояния ледяного покрова, – временной ход годового минимума его площади, который, как правило, приходится на сентябрь.

На рис. 1 приведено сравнение изменчивости годовых минимумов, полученных по наблюдениям NSIDC [22] и результатам проведённых расчётов на модели AARI-IOCM. Видно, что результаты моделирования хорошо воспроизводят современную изменчивость площади морского льда СЛО. В начале расчёта модель занижала минимальную площадь льдов, однако постепенно эта разница уменьшалась, что указывает

на постепенное согласование теплового состояния всей толщи океана и морского льда с атмосферным форсингом. Хорошим подтверждением качества модельных расчётов служит также неплохое соответствие рассчитанной и наблюдаемой площадей морского льда осенью 2019 г. За сорок лет модельного времени без всякой ассимиляции была получена очень реальная изменчивость ледовых условий СЛО. На основании выполненных сравнений можно утверждать, что полученные результаты соответствуют современным представлениям о климатических изменениях в Арктике.

В процессе вычислений были рассчитаны и сохранены для дальнейшего статистического анализа поля основных характеристик ледяного покрова СЛО (сплочённость, толщина льда, средняя толщина льда, торосистость) с полумесячной временной дискретностью и с пространственным разрешением 13,8 км. Кроме того, сохранялись поля дрейфа льда, а также поля интегральных величин образования и таяния льда.

Анализ результатов

Объём морского льда — ключевой индикатор климатических изменений. Он интегрирует как термические (таяние и нарастание льда), так и динамические факторы (адвекция, процессы торосения, наслоения, разрежения) в результате влияния атмосферы и океана. Для лучшего понимания происходящих процессов в нашем численном эксперименте было введено понятие *ледового года*. Под этим термином будем понимать промежуток времени с 16 сентября по 15 сентября следующего года, т.е. период, за который лёд от наименьшего своего объёма совершает квазигармонический цикл. На рис. 2 представлено среднее поле разницы между образованием и таянием льда за ледовый год. Хорошо видно, что основное количество льда образуется на акваториях окраинных морей. В шельфовых морях небольшие глубины не позволяют накопить за летние месяцы значительный теплозапас, препятствующий льдообразованию, но самое главное — близость берега способствует

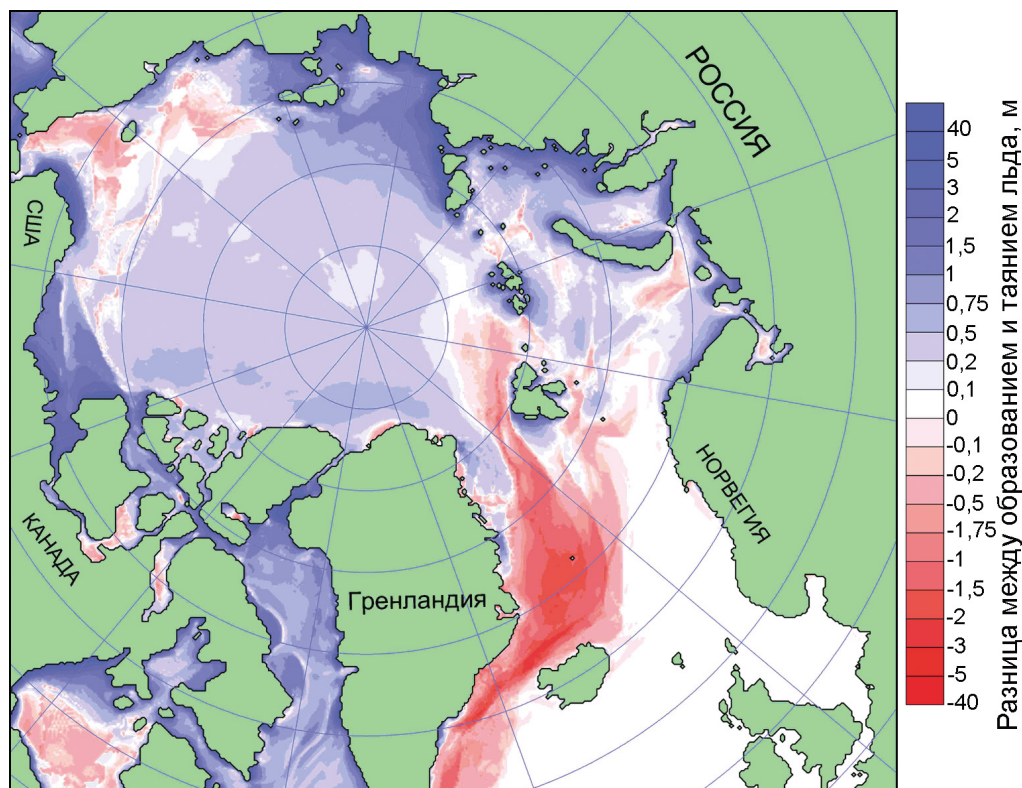


Рис. 2. Средняя за период 1980–2020 гг. разница между образованием и таянием льда в Северном Ледовитом океане за ледовый год, м

Fig. 2. Average for the period 1980–2020 the difference between the formation and melting of ice in the Arctic Ocean for an ice year, m

ет образованию полыней. Для арктических морей характерно наличие припая вдоль берега, поэтому и полыньи там исторически носят название заприпайных. К сожалению, современные модели не могут адекватно воспроизводить процессы становления и взлома припая. Однако модель хорошо воспроизводит полыньи непосредственно от берега, что незначительно меняет феноменологию процесса и позволяет использовать термин заприпайные полыньи в нашем исследовании.

Заприпайная полынья — это пространство чистой воды и молодых льдов, расположенное непосредственно за кромкой припая и образованное в основном под действием ветра, отжимающего плавающие льды. Стационарные заприпайные полыньи наблюдаются зимой и весной почти во всех Арктических морях. Они покрываются молодым льдом и вновь взламываются, но нередко непрерывной полосой шириной в десятки и длиной в сотни километров окаймляют припай или ледник. Однако система полыней в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском — это особое явление и не зря она получила название Великой Сибирской полыньи. Известна она и как «фабрика льда». На чистой воде в полынье быстро образуется молодой лёд, который затем под действием отжимного дрейфа переносится на север, где он формирует гряды торосов при взаимодействии с толстым более старым льдом, а на освободившейся от льда части полыньи снова нарастает лёд.

Превышение таяния над нарастанием льда наблюдается в районах, подверженных влиянию относительно тёплых вод, поступающих из сопредельных акваторий. В Чукотском море хорошо выделяется зона влияния тихоокеанских вод, поступающих туда через Берингов пролив. Наиболее интенсивное таяние происходит в Северо-Европейском бассейне, где лёд, вынесенный интенсивным и квазипостоянным Трансполярным течением через пролив Фрама, попадает на относительно тёплую воду Гренландского моря, подогреваемого Северо-Атлантическим течением.

В последнее время большое внимание уделяется району севернее архипелага Шпицберген. Здесь повышенное таяние льда определяется притоком тёплой воды, поступающей через пролив Фрама с водами Западно-Шпицбергенского течения. Авторы работы [24] считают, что в этом районе возможна глубокая конвекция, которая способствует увеличению влияния атлан-

тической воды на ледовитость СЛО. Несколько выделяется зона повышенного таяния на северо-востоке Восточно-Сибирского моря. В этом районе не наблюдаются тёплые воды, а повышенное таяние определяется особенностями дрейфа льда, благодаря которым в летние месяцы здесь располагается Айонский ледовый массив, который и вытаскивает здесь под действием атмосферного тепла и солнечной радиации. Интересная картина наблюдается и в акватории Баренцева моря. На северо-западе моря выделяется область повышенного таяния, обусловленная переносом в этот район льдов в струе холодного течения Персея из Арктического бассейна через пролив между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. На юго-востоке моря превышение таяния над льдообразованием обеспечивается адвекцией тёплой воды в Колгуево-Печорском течении.

Формирование толщины льда в СЛО связано не только с термодинамическими процессами, большое влияние на неё оказывают динамические факторы. На рис. 3, *а* представлен рассчитанный временной ход средних по всему океану толщин льда. Толщина ровного льда определяется только термодинамическими процессами, а средняя толщина льда рассчитывается с учётом торосов, возникших в результате динамических процессов. Из рис. 3, *а* видно, что и ровная, и средняя толщины имеют тенденцию к уменьшению. Объясняется это тем, что, хотя торосы и образуются в результате чисто динамического процесса — конвергенции дрейфа льда, в дальнейшем они эволюционируют в результате термодинамических процессов.

Распределение толщины ровного льда и средней (с учётом торосов) толщины по акватории СЛО в сентябре 2007 г. показано на рис. 3. Максимальная толщина ровного льда (более 1 м) находится в зоне антициклонического круговорота (см. рис. 3, *б*). Скорость образования льда в этом районе невелика (см. рис. 2), однако лёд здесь может циркулировать годами, постепенно наращивая свою толщину. Торосы образуются в зонах значительной конвергенции дрейфа льда. Особенности дрейфа льда в Северном Ледовитом океане приводит к тому, что наибольшее количество торосов наблюдается у северного побережья Канады и Гренландии. Именно в этом районе дрейф льда имеет устойчивую нормальную к береговой черте компоненту на периферии антициклонического круговорота и в правой части Трансаркти-

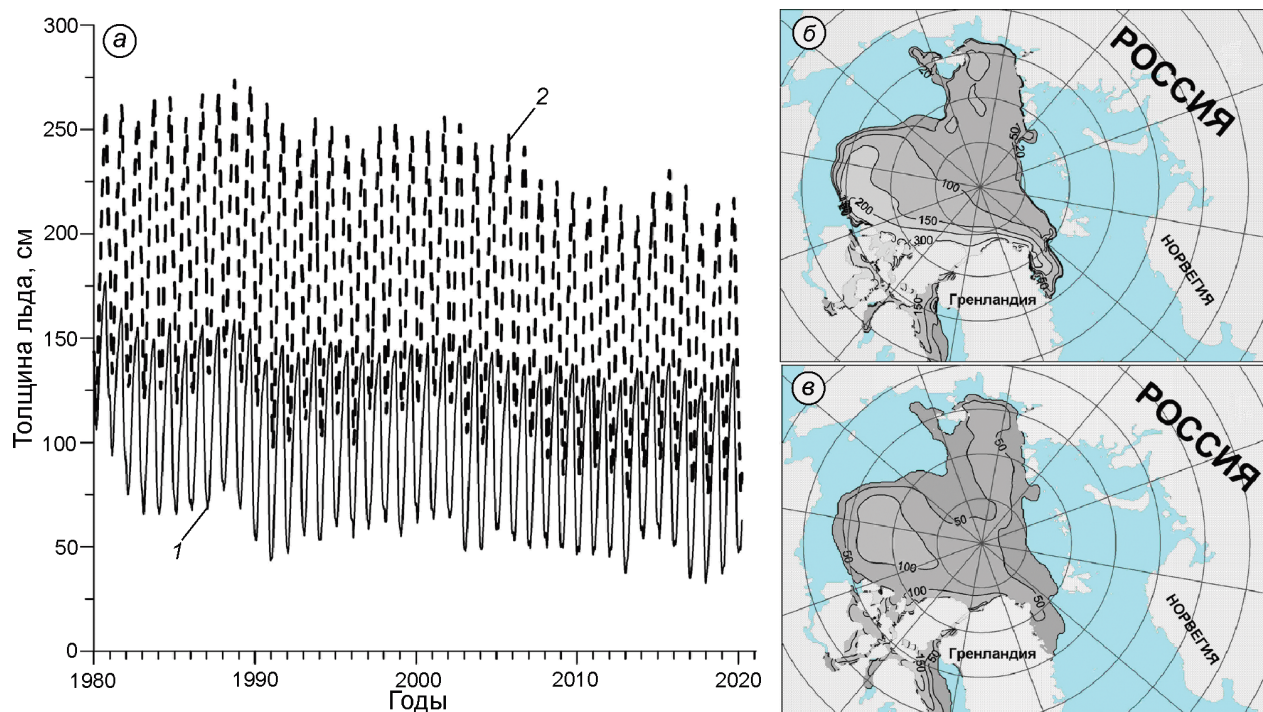


Рис. 3. Рассчитанные толщина ровного (1) и средняя толщина (с учётом торосов) (2) льда (а) и распределение средней (с учётом торосов) толщины (б) и толщины ровного льда (в) в сентябре 2007 г., см

Fig. 3. Calculated thickness of flat (1) and average thickness (including hummocks) (2) ice (a), distribution of average (including hummocks) ice thickness (b) and thickness of flat ice (v) in the Arctic Ocean in September 2007, cm

ческого течения. Значительные концентрации торосов могут образовываться и в других районах СЛО, в частности, у островов на акватории арктических морей при прохождении глубоких циклонов. Однако это происходит периодически и, как правило, там они вытаскивают в тёплый период года или выносятся в другие районы. У побережья Канады и Гренландии таяние льда, в частности торосов, практически не происходит и лёд наблюдается в любое время года. Это приводит к тому, что средняя толщина льда здесь даже в сентябре может превышать 3 м (см. рис. 3, б).

Большую роль в балансе льда в Северном Ледовитом океане играет дрейф. Выполненные вычисления позволяют оценить роль дрейфа льда в межгодовых изменениях баланса льда. На рис. 4 приведено сопоставление полей среднего дрейфа за ледовые года 1986–1987 и 2011–2012 (для наглядности приведён только каждый десятый вектор). Эти периоды выбраны из-за того, что в 1987 г. был зафиксирован максимум за период вычислений, а в 2012 г. — абсолютный минимум ледовитости СЛО. Рис. 4 позволяет качественно оценить различия в дрейфе льда, которые, воз-

можно, и определили существенную разность в минимальной ледовитости в эти годы. В первую очередь, обращает на себя внимание разница в положении центра антициклонического круговорота в Амеразийском бассейне. В 1987 г. он был аномально близок к сибирскому берегу, при этом большая часть льда, образовавшегося на «фабрике льда» на шельфе морей Восточно-Сибирского и Лаптевых, вовлекалась в этот круговорот и циркулировала там продолжительное время. В 2012 г. центр круговорота находился значительно ближе к канадскому побережью. Это приводило к тому, что только незначительная часть льда из сибирских морей вовлекалась в ослабленный круговорот, в то время как большая часть льда в струе Трансарктического течения переносилась к проливу Фрама. В 1987 ледовом году через пролив Фрама по результатам вычислений было вынесено 1225 км^3 льда. В 2012 г. вынос льда был ещё интенсивнее и составил 1793 км^3 . Эта величина оказалась наибольшей после 1995 г. (2039 км^3). На рис. 4 видно, что лёд в 2012 г. перемещался не только в струе холодного Восточно-Гренландского течения, но в значительной степени отклонялся

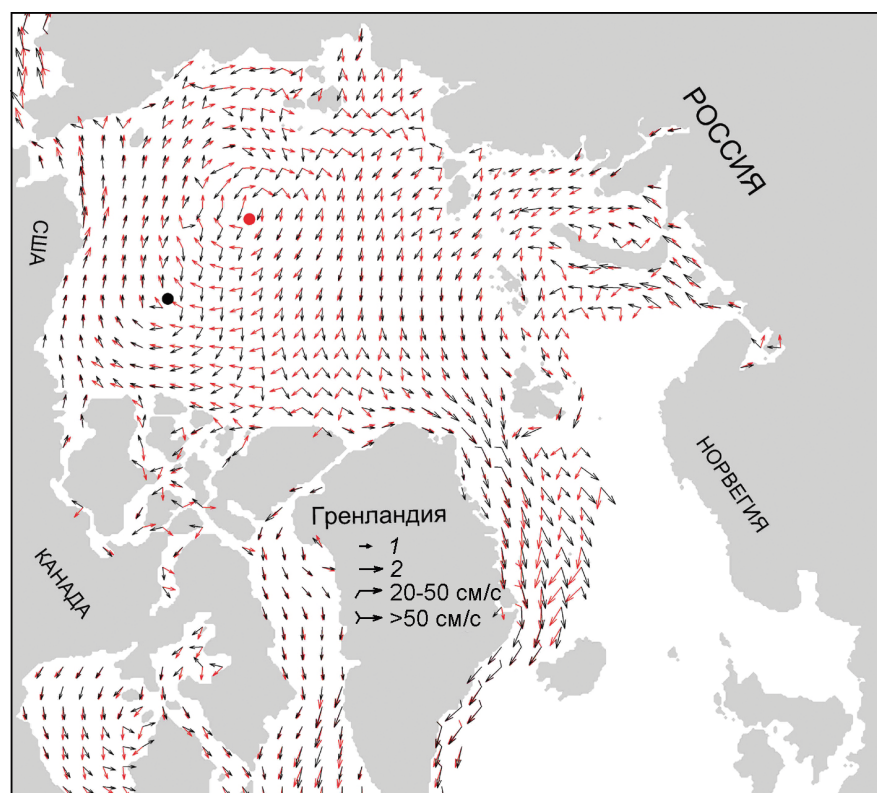


Рис. 4. Положение центров антициклонического круговорота (точки) и поля среднего дрейфа льда в 1987 (красный) и 2012 (чёрный) ледовые годы

Fig. 4. Position of the centers of the anticyclonic gyre (points) and the field of average ice drift in the 1987 (red) and 2012 (black) ice years

и на восток, в Норвежское море, где быстро таял в тёплых водах Северо-Атлантического течения.

Для исследования причины современной изменчивости баланса льда в Северном Ледовитом океане проведён корреляционный анализ ряда ежегодных минимальных значений объёма льда в СЛО V_i (рис. 5) с факторами, его определяющими. Для выявления вклада теплового фактора в баланс льда был рассчитан по данным ERA5 ряд среднегодовых (ледовый год) значений температуры воздуха в Арктике (район севернее 65° с.ш.) (см. рис. 5). Статистический совместный анализ этих рядов зафиксировал очень тесную связь с коэффициентом корреляции $R = -0,88$. Однако после удаления из рядов средней температуры воздуха в Арктике и минимальных объёмов льда линейных трендов $-0,071^\circ\text{C}/\text{год}$ и $-0,153 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$ соответственно, коэффициент корреляции значительно уменьшился и составил $R = -0,52$. Это показывает, что тепловой фактор определяет в основном долгосрочную изменчивость объёма льда в СЛО.

Влияние динамического атмосферного фактора на баланс льда в СЛО установить значительно сложнее, чем скалярной температуры воздуха. Как уже отмечалось, приземный ветер может усиливать или ослаблять вынос льда через проливы,

открывать или закрывать полыньи и разводья, переносить лёд на тёплую воду, формировать в той или иной степени торосы. Такая сложная феноменология не позволяет выработать какой-либо репрезентативный индикатор интенсивности и направленности динамического форсинга. Однако модели позволяют проводить различные численные эксперименты для помощи в изучении процессов, происходящих в природе.

Для выявления вклада динамических процессов в баланс льда Северного Ледовитого океана был выполнен специальный модельный эксперимент. На модели AARI-IOCM был проведён ещё один расчёт ледовых условий в СЛО для периода 1979–2019 гг. Особенность этого расчёта состояла в том, что все форсинги, определяющие термодинамические процессы, задавались постоянно повторяющимся рядом с октября 1986 по сентябрь 1987 г. и только атмосферное давление и ветер задавались как в обычном диагностическом расчёте. Ледовый 1986–1987 год был самым холодным за рассматриваемый период, и в 1987 г. наблюдался наибольший среди минимальных объём льда (см. рис. 1). Наиболее интересным результатом этого эксперимента стал ряд ежегодных минимальных значений объёма

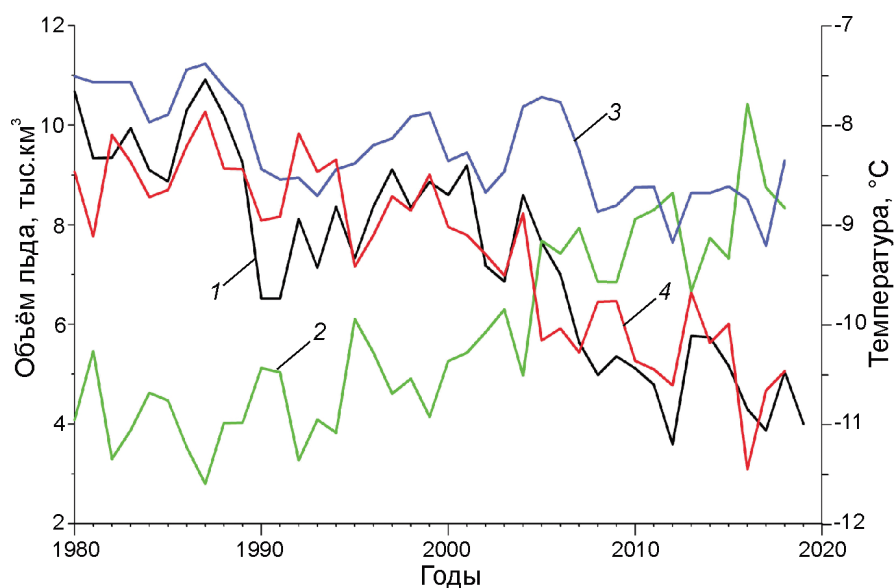


Рис. 5. Минимальный объём льда в Северном Ледовитом океане (1), среднегодовая температура в Арктике (2), объём льда, рассчитанный при постоянном температурном форсинге 1987 г. (3) и восстановленный по уравнению регрессии минимальный объём льда (4)

Fig. 5. The minimum volume of ice in the Arctic Ocean (1), the average annual temperature in the Arctic (2), the volume of ice calculated at constant temperature forcing in 1987 (3), and the minimum volume of ice restored according to the regression equation (4)

ёма льда в СЛО (см. рис. 5), изменчивость которого определялась только колебаниями динамического форсинга. Статистический совместный анализ этого ряда с рядом ежегодных минимальных значений объёма льда в СЛО, полученным при диагностическом расчёте, дал также очень высокий коэффициент корреляции — $R = -0,86$.

Множественный регрессионный анализ позволил получить следующее уравнение $V_i = -14,33 - 1,38T_a + 1,08V_{i-1987}$, определяющее минимальный объём льда в Северном Ледовитом океане V_i через среднюю температуру воздуха в Арктике T_a и условный динамический фактор V_{i-1987} , рассчитанный в последнем численном эксперименте. Восстановленный по этому уравнению ряд минимальных значений объёма льда приведён на рис. 5, а коэффициент корреляции этого ряда с рассчитанным по модели AARI-IOCM рядом ежегодных минимальных значений объёма льда имеет очень высокую величину $R = 0,96$.

Заключение

Результаты выполненных на модели совместной циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана AARI-IOCM оригинальных численных экспериментов подтвердили известные и позволили выявить ряд новых закономерностей в изменчивости баланса льда в Северном Ледовитом океане на рубеже XX и XXI вв. Установлено,

что основное количество льда образуется на акваториях окраинных морей, а наиболее интенсивное таяние происходит в Северо-Европейском бассейне, на акваториях Баренцева и Чукотского морей, куда поступают относительно тёплые воды из сопредельных океанов, а также на северо-востоке Восточно-Сибирского моря, где под действием атмосферного тепла и солнечной радиации вытаивает Айонский ледовый массив.

Формированию абсолютного минимума ледовитости в 2012 г. способствовало anomальное положение антициклонического круговорота значительно ближе к канадскому побережью. Это приводило к тому, что только незначительная часть льда, образовавшегося в сибирских морях, вовлекалась в ослабленный круговорот, в то время как большая часть льда в струе Трансарктического течения переносилась через пролив Фрама в Гренландское море. Статистический анализ результатов численных экспериментов показал, что тренд на уменьшение объёма льда в Северном Ледовитом океане определяется в первую очередь глобальным потеплением, а на локальные экстремумы большое влияние оказывает динамический форсинг, причём только за его счёт минимальный объём льда в океане может изменяться более чем на 3 тыс. км³.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований в рамках проекта № 18-05-60048.

Acknowledgments. The reported study was funded by RFBR according to the research project № 18-05-60048.

Литература

References

1. Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern arctic warming // *Journ. of Climate*. 2010. V. 23 (14). P. 3888–3906. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1>.
2. Mironov Ye.U., Klyachkin S.V., Benzeman V.Yu., Adamovich N.M., Gorbunov Yu.A., Egorov A.G., Yulin A.V., Panov V.V., Frolov S.V. Ice phenomena threatening Arctic shipping. Backbone Publishing Company, USA, 2012. 196 p.
3. Proshutinsky A., Aksenov J., Kinney C., Gerdes R., Golubeva E., Holland D., Holloway G., Jahn A., Johnson M., Popova E., Steele M., Watanabe E. Recent advances in Arctic Ocean studies employing models from the Arctic Ocean Model Intercomparison Project // *Oceanography*. 2011. V. 24 (3). P. 102–113. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.61>.
4. Proshutinsky A., Steele M., Timmermans M.-L. Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis (FAMOS): Past, current, and future activities // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2016. V. 121 (6). P. 3803–3819. <https://doi.org/10.1002/2016JC011898>.
5. Gerdes R., Koberle C. Comparison of Arctic sea ice thickness variability in IPCC Climate of the 20th century experiments and in ocean-sea ice hindcasts // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2007. V. 112. C04S13. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003616>.
6. Holland M.M., Serreze M.C., Stroeve J. The sea ice mass budget of the Arctic and its future change as simulated by coupled climate models // *Climate Dynamics*. 2010. V. 34. P. 185–200. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-008-0493-4>.
7. Kauker F., Gerdes R., Karcher M., Koberle C., Lieser J.L. Variability of Arctic and North Atlantic sea ice: A combined analysis of model results and observations from 1978 to 2001 // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2003. V. 108 (C6). 3182. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001573>.
8. Koldunov N.V., Köhl A., Stammer D. Properties of adjoint sea ice sensitivities to atmospheric forcing and implications for the causes of the long term trend of Arctic sea ice // *Climate Dynamics*. 2013. V. 41. P. 227–241. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1816-7>.
9. Johnson M., Proshutinsky A., Aksenov Ye., Nguyen A.T., Lindsay R., Haas C., Zhang J., Diansky N., Kwok R., Maslowski W., Hakkinen S., Ashik I., de Cuevas B. Evaluation of Arctic sea ice thickness simulated by Arctic Ocean Model Intercomparison Project models // *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2012. № 117. C00D13. <https://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=20110012877>.
10. Кулаков М.Ю., Макшtas А.П., Шутилин С.В. Модельные оценки чувствительности ледяного покрова Северного Ледовитого океана к изменениям форсингов // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 3 (93). С. 66–74.
11. Кулаков М.Ю., Макшtas А.П., Шутилин С.В. AARI–IOCM – совместная модель циркуляции вод
1. Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern arctic warming. *Journ. of Climate*. 2010, 23 (14): 3888–3906. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1>.
2. Mironov Ye.U., Klyachkin S.V., Benzeman V.Yu., Adamovich N.M., Gorbunov Yu.A., Egorov A.G., Yulin A.V., Panov V.V., Frolov S.V. Ice phenomena threatening Arctic shipping. Backbone Publishing Company, USA. 2012: 196 p.
3. Proshutinsky A., Aksenov Y., Clement Kinney J., Gerdes R., Golubeva E., Holland D., Holloway G., Jahn A., Johnson M., Popova E., Steele M., Watanabe E. Recent advances in Arctic Ocean studies employing models from the Arctic Ocean Model Intercomparison Project. *Oceanography*. 2011, 24 (3): 102–113. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.61>.
4. Proshutinsky A., Steele M., Timmermans M.-L. Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis (FAMOS): Past, current, and future activities. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2016, 121 (6): 3803–3819. <https://doi.org/10.1002/2016JC011898>.
5. Gerdes R., Koberle C. Comparison of Arctic sea ice thickness variability in IPCC Climate of the 20th century experiments and in ocean-sea ice hindcasts. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2007, 112: C04S13. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JC003616>.
6. Holland M.M., Serreze M.C., Stroeve J. The sea ice mass budget of the Arctic and its future change as simulated by coupled climate models. *Climate Dynamics*. 2010, 34: 185–200. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-008-0493-4>.
7. Kauker F., Gerdes R., Karcher M., Koberle C., Lieser J.L. Variability of Arctic and North Atlantic sea ice: A combined analysis of model results and observations from 1978 to 2001. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2003, 108 (C6): 3182. <https://doi.org/10.1029/2002JC001573>.
8. Koldunov N.V., Köhl A., Stammer D. Properties of adjoint sea ice sensitivities to atmospheric forcing and implications for the causes of the long term trend of Arctic sea ice. *Climate Dynamics*. 2013, 41: 227–241. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1816-7>.
9. Johnson M., Proshutinsky A., Aksenov Ye., Nguyen A.T., Lindsay R., Haas C., Zhang J., Diansky N., Kwok R., Maslowski W., Hakkinen S., Ashik I., de Cuevas B. Evaluation of Arctic sea ice thickness simulated by Arctic Ocean Model Intercomparison Project models. *Journ. of Geophys. Research*. 2012, 117: C00D13. <https://doi.org/10.1029/2011JC007257>.
10. Kulakov M.Yu., Makshtas A.P., Shutilin S.V. Model estimates of the sensitivity of the ice cover of the Arctic Ocean to changes in forcing. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 3 (93): 66–74. [In Russian].
11. Kulakov M.Yu., Makshtas A.P., Shutilin S.V. AARI – IOCM – Model of the Arctic Ocean Water and Ice Circulation. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2012, 2 (92): 6–18. [In Russian].

- и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 6–18.
12. Кулаков М.Ю., Макутас А.П. Роль дрейфа льда в формировании ледяного покрова Северного Ледовитого океана в начале XXI века. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 67–75.
13. Zhang Yu., Changsheng Chen, Robert C. Beardsley, Guoping Gao, Jianhua Qi, Huichan Lin. Seasonal and interannual variability of the Arctic sea ice: A comparison between AO-FVCOM and observations // Journ. of Geophys. Research: Oceans. 2016. V. 121 (11). P. 8320–8350. <https://doi.org/10.1002/2016JC011841>.
14. Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Латиф М., Астафьева Е.С. Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107.
15. Иванов Б.В., Макутас А.П. Квазистационарная нульмерная модель арктических льдов // Тр. ААНИИ. 1990. Вып. 420. С. 18–31.
16. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics // Journ. of Physical Oceanography. 1997. V. 27. 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).
17. Кулаков М.Ю., Демчев Д.М. Моделирование дрейфа айсбергов как часть ледового мониторинга в западной Арктике // Метеорология и гидрология. 2015. № 12. С. 47–55.
18. Атлас гидрометеорологических и ледовых условий морей Российской Арктики / Под ред. Павлова В.А., Вербицкой О.А., Миронова Е.У., Тарасова П.А., Корнишина К.А. М.: ЗАО Изд-во «Нефтяное хозяйство», 2015. 102 с.
19. Национальный Атлас Арктики. М.: АО «Роскартография», 2017. 700 с.
20. Aleksandrov E.I., Andronov P.Yu., Blinovskaya Ya. Yu., Bloshkina E.V., Bryazgin N.N., Grinfeld Yu.S., Datsky A.V., Dementyev A.A., Dymov V.I., Zhuravel V.I., Karklin V.P., Konyukhov N.B., Kuznetsova D.M., Kulakov M.Yu., Makhotin M.S., Moiseev A.R., Platonov N.G., Razzhivin V.Yu., Smolianitsky V.M., Solovyev B.A., Stanovoy V.V., Syroechkovsky Ye.Ye., Silchuk K.V., Fomin S.Yu., Chikina M.V., Yulin A.V. Ecosystems of the Bering Strait and Factors of Anthropogenic Impact. M.: WWF-Russia, 2019. 282 p.
21. Алексеева Т.А., Сероветников С.С., Фролов С.В., Соколов В.Т. Ледовые условия плавания а/л «50 лет Победы» по маршруту Земля Франца-Иосифа – Северный полюс в летний период 2018 года // Российская Арктика. 2018. Т. 2. С. 31–40.
22. Электронный ресурс <https://nsidc.org/arcticseaicenews/>.
23. Электронный ресурс <http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=94>.
24. Ivanov V., Alexeev G.V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A. Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback // Journ. of Physical Oceanography. 2016. V. 46. P. 1437–1456. doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1
12. Kulakov M.Yu., Makshtas A.P. The role of ice drift in the formation of the ice cover of the Arctic Ocean at the beginning of the XXI century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2013, 2 (96): 67–75. [In Russian].
13. Zhang Yu., Changsheng Chen, Robert C. Beardsley, Guoping Gao, Jianhua Qi, Huichan Lin. Seasonal and interannual variability of the Arctic sea ice: A comparison between AO-FVCOM and observations. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2016, 121 (11): 8320–8350. <https://doi.org/10.1002/2016JC011841>.
14. Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M., Astafieva E.S. Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 77–107. doi: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107.
15. Ivanov B.V., Makshtas A.P. Quasi-stationary zero-dimensional model of the Arctic ice. *Trudy AANII*. Proc. AARI. 1990, 420: 18–31. [In Russian].
16. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics. *Journ. of Physical Oceanography*. 1997, 27: 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).
17. Kulakov M.Yu., Demchev D.M. Simulation of Iceberg Drift as a Component of Ice Monitoring in the West Arctic. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2015, 40 (12): 807–813.
18. *Atlas gidrometeorologicheskikh i ledovykh uslovij morej Rossijskoj Arktiki*. Atlas of hydrometeorological and ice conditions of the Russian Arctic seas. Eds.: Pavlov V.A., Verbitskaya O.A., Mironov E.U., Tarasov P.A., Kornishin K.A. Moscow. ZAO Izdatelstvo «Neftianoe Hozyaistvo» «Oil Industry Publishing», 2015: 102 p. [In Russian].
19. *Nacional'nyj Atlas Arktiki*. National Atlas of the Arctic. Moscow: AO «Roskartografiya», 2017: 700 p. [In Russian].
20. Aleksandrov E.I., Andronov P.Yu., Blinovskaya Ya. Yu., Bloshkina E.V., Bryazgin N.N., Grinfeld Yu.S., Datsky A.V., Dementyev A.A., Dymov V.I., Zhuravel V.I., Karklin V.P., Konyukhov N.B., Kuznetsova D.M., Kulakov M.Yu., Makhotin M.S., Moiseev A.R., Platonov N.G., Razzhivin V.Yu., Smolianitsky V.M., Solovyev B.A., Stanovoy V.V., Syroechkovsky Ye.Ye., Silchuk K.V., Fomin S.Yu., Chikina M.V., Yulin A.V. Ecosystems of the Bering Strait and Factors of Anthropogenic Impact. M.: WWF-Russia, 2019: 282 p.
21. Alekseeva T.A., Serovetnikov S.S., Frolov S.V., Sokolov V.T. Ice conditions of the cruise of the nuclear-powered icebreaker «50 Let Pobedy» along the Franz Josef Land – North Pole route in the summer of 2018. *Rossiyskaya Arktika*. Rossiyskaya Arktika. 2018, 2: 31–40. [In Russian].
22. <https://nsidc.org/arcticseaicenews/>.
23. <https://nsidc.org/arcticseaicenews/http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=94>.
24. Ivanov V., Alexeev G.V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A. Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback. *Journ. of Physical Oceanography*. 2016, 46: 1437–1456. doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1