

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.326.7

DOI: 10.31857/S2076673422040153, EDN: MHYOBF

Многолетняя изменчивость сплочённости льда Белого моря по спутниковым данным

© 2022 г. В.Н. Баклагин

Институт водных проблем Севера — обособленное подразделение Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия
slava.baklagin@mail.ru

Multiyear variability of ice concentration in the White Sea according to satellite data

V.N. Baklagin

Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia
slava.baklagin@mail.ru

Received May 30, 2022 / Revised July 31, 2022 / Accepted October 7, 2022

Keywords: sea ice, trend, NSIDC, AMSR-E, AMSR2.

Summary

The objectives of this study were to analyze satellite data on the ice conditions in the White Sea available for the period 1979–2021 so that to identify statistically significant trends in closeness of ice during that period, and to establish spatial and temporal characteristics of the sea ice regime in this area. It was found that according to the satellite data a statistically significant negative trend ($-0.34 \pm 0.11\%$ year⁻¹ at a significance level of 0.05) of the ice closeness changes was observed over the above period for all areas of the sea, which corresponds to the general tendency of reducing the area of the Arctic ice cover due to the global warming. However, contrary to the statements of J.C. Comiso, D.K. Perovich, M.C. Serreze, J. Streve, D. Notz that since the beginning of the XX century the reduction of the ice area in the Arctic Ocean accelerates, no tendency in decrease of mean annual values of the ice closeness for the White Sea was revealed. In addition, the results of the regression analysis showed a slight decrease in the absolute value of the trend from $-0.74 \pm 0.38\%$ year⁻¹ in 1979–1996 to $-0.47 \pm 0.25\%$ year⁻¹ in 1997–2020. It is also shown that the results of a comparative analysis of two trends in the year-to-year variability of ice closeness in the White Sea: the first one obtained from the microwave radiometer data provided by the National Snow and Ice Data Center, and the second one revealed from data of advanced microwave scanning radiometers (the University of Bremen), are in good agreement with each other. The difference in the slope coefficients of the linear approximation is only 0.038% year⁻¹ for the period 2002–2020. This is the important argument in support of using microwave radiometer data to determine trends in variability of ice closeness in the White Sea.

Citation: Baklagin V.N. Multiyear variability of ice concentration in the White Sea according to satellite data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (4): 579–590. [In Russian].
doi: 10.31857/S2076673422040153, edn: mhyobf.

Поступила 30 мая 2022 г. / После доработки 31 июля 2022 г. / Принята к печати 7 октября 2022 г.

Ключевые слова: морской лёд, сплочённость льда, тренд, NSIDC, AMSR-E, AMSR2.

Выполнены расчёты трендов многолетней изменчивости среднегодовых значений сплочённости льда Белого моря на основе данных спутникового пассивного микроволнового зондирования, предоставленных Национальным центром данных по снегу и льду США за период 1979–2021 гг., а также данных усовершенствованного микроволнового сканирующего радиометра, полученных в Бременском университете в 2002–2020 гг.

Введение

Значительное сокращение площади арктического ледяного покрова в ответ на глобальное потепление в последние десятилетия отмечается в многочисленных научно-исследовательских работах (Johannessen et al., 1995; Йоханнессен и др. 2005; Comiso и et al., 2007; Perovich, Richter-

Menge, 2009). Эти изменения существенно влияют не только на водные экосистемы (Maslanik et al., 2011), но и на человеческую деятельность, связанную с судоходством и рыбным промыслом (Шалина, 2021). В ряде работ установлены величины трендов изменения площадей морского льда как для всей Арктики (Granskog et al., 2006; Parkinson, Cavalieri, 2008; Cavalieri, Parkinson,

2012; Шалина, 2021), так и для отдельных арктических районов (Parkinson et al., 1999; Rodrigues, 2008; Бобылев и др., 2008; Шалина, 2013). Анализ существующих исследований показал, что наблюдаются отрицательные тенденции изменения площадей арктического льда и в целом для Северного Ледовитого океана, и для его отдельных районов. В работе (Parkinson et al., 1999) по данным за период 1979–1996 гг. установлено, что тренд ледовитости Арктики составляет $-2,8\%$ за 10 лет, в то время как в других работах (Бобылев и др., 2008; Шалина и др., 2008) величина тренда (рассчитанного для площади ледяного покрова по данным за 1979–2007 гг.) несколько больше — от $-4,48$ до $-4,62\%$ за 10 лет. Для центральной части Северного Ледовитого океана исследователями (Cavalieri, Parkinson, 2012) при анализе данных о ледовых условиях за 1979–2010 гг. получены схожие результаты ($-2,1 \pm 0,3\%$ за 10 лет).

При этом в некоторых работах (Comiso et al., 2007; Perovich, Richter-Menge, 2009; Serreze, Stroeve, 2015; Stroeve, Notz, 2018) отмечается, что с начала XX в. сокращение площадей льда в Северном Ледовитом океане значительно ускорилось. Авторы (Stroeve, Notz, 2018) отмечают, что в зимние месяцы значения тренда увеличилось с $-2,4\%$ за 10 лет (1979–1999 гг.) до $-3,4\%$ за 10 лет (2000–2017 гг.). В работе (Comiso et al., 2007) отмечается, что ледовитость и площади всего ледяного покрова (сезонного и многолетнего льда) в период 1979–1996 гг. изменились примерно с $-2,2$ и $-3,0\%$ за 10 лет, а в 1997–2007 гг. — до $-10,1$ и $-10,7\%$. В исследовании (Serreze, Stroeve, 2015) приведены сравнения трендов изменения площадей льда в сентябре за 1979–1996 и 1997–2014 гг.; результаты анализа показали, что отрицательные тенденции увеличились в 4 раза. Пристальное внимание исследователей уделяется изменению ледяного покрова отдельных окраинных морей Северного Ледовитого океана, особенно на трассе Северного морского пути (Бобылев и др., 2008; Шалина и др. 2008; Шалина, 2013; Шалина, 2021). В работе (Granskog et al., 2006) приведены тренды изменения ледяного покрова Берингова моря ($+1,2 \pm 2,7\%$ за 10 лет), Гудзонова залива ($-5,1 \pm 0,9\%$ за 10 лет) за период 1979–2010 гг., а в работах (Шалина, 2013; Шалина, 2021) — для Баренцева моря (-17% за 10 лет), Карского моря (-9% за 10 лет), море

Лаптевых (-4% за 10 лет), Восточно-Сибирского моря (-4% за 10 лет) и Чукотского моря (-8% за 10 лет) за период 1979–2012 гг.

Объект исследования — Белое море, внутреннее море Северного Ледовитого океана, расположенное на севере Европейской части России. Площадь его акватории составляет 90 тыс. км², наибольшая глубина — 343 м. Исследованию ледового режима Белого моря посвящено несколько работ (Гидрометеорология..., 1991; Filatov et al., 2005; Думанская, 2007). Сведения о развитии ледовых явлений на Белом море собраны в трудах, изданных Государственным океанографическим институтом СССР (Гидрометеорология..., 1991), где описаны различные статистические характеристики ледовых процессов, происходящих на Белом море, по материалам авиаразведок, судовых измерений, проводимых на береговых станциях и постах за период вплоть до 1985 г. В 2005 г. опубликованы исследования изменчивости ледового режима Белого моря, в частности среднегодовых значений сплочённости льда (Filatov et al., 2005), где представлен анализ спутниковых данных о состоянии ледяного покрова (в том числе сплочённость льда), полученных пассивными микроволновыми радиометрами за 21-летний период (1978–1999 гг.). Акватория Белого моря разделена на пять районов и для каждого района выполнен анализ динамики сплочённости льда. Весь период наблюдений разбит на два временных интервала — 1978–1992 и 1992–1999 гг. и показано, что в период 1978–1992 гг. произошло снижение сплочённости льда на Белом море (от $-3,03$ до $-1,52\%$ за год), а в период 1992–1999 гг. — её увеличение (от 0 до 4% за год). За весь период наблюдений отмечено снижение площади ледяного покрова на $8,1\%$ за 10 лет.

Отмечен существенный вклад в изучение ледового режима Белого моря И.О. Думанской. В ряде работ (Думанская, 2004; Думанская, 2007; Думанская, 2014) она представила наиболее полные исследования ледового режима: проанализированы внутрисезонная и межгодовая изменчивости ледовитости Белого моря по ряду наблюдений с гидрометеорологических станций, данных ледовых авиаразведок, снимков ИСЗ (за 1985–2006 гг.), а также установлены связи параметров ледового режима моря с макроциркуляционными процессами.

Цель исследования — актуализация и дополнение исследований ледового режима Белого моря, которые предусматривают анализ спутниковых данных о ледовой обстановке, выявление статистически значимых трендов многолетней изменчивости сплочённости льда за период 1979–2021 гг., а также установление пространственно-временных закономерностей развития ледовых процессов на море.

Методика исследований

Определение сплочённости льда на Белом море.

Полную оценку динамики ледовой ситуации на морях можно выполнить только с применением спутниковых данных, которые в значительной степени превосходят по территориальному охвату данные визуальных наблюдений за состоянием ледяного покрова с постов наблюдений, а также дают возможность проводить измерения вне зависимости от времени суток и облачности (приборы, работающие в микроволновом диапазоне). Преимущество спутниковых средств наблюдения подтверждается в ряде работ (Заболотских, 2019; Tschudi et al., 2020; Kern et al., 2020; Шалина, 2021). Анализ работ (Шалина и др., 2008; Cavalieri, Parkinson, 2012; Шалина, 2013; Stroeve, Notz, 2018) показал, что для мониторинга и оценки изменений ледяного покрова Северного Ледовитого океана применены данные спутникового микроволнового пассивного зондирования начиная с ноября 1978 г. до настоящего времени. По мнению исследователей (Йоханнессен и др., 2007; Спутниковые методы..., 2011), данные спутникового микроволнового пассивного зондирования считаются оптимальными для соответствующих задач — анализа и оценки многолетней изменчивости ледяного покрова в Северном Ледовитом океане, поскольку на настоящий момент это — наиболее длительный ряд регулярных данных о сплочённости льда. В связи с этим в исследовании применяются данные спутникового микроволнового пассивного зондирования, предоставленные Национальным центром данных по снегу и льду США (NSIDC). Эти данные рассчитаны алгоритмом NASA TEAM и распространяются с идентификатором набора данных — G02135 (<https://nsidc.org/data/G02135/versions/3>) (NSIDC G02135).

Расчёты ледовитости и сплочённости морского льда по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования о яркостной температуре доступны с октября 1978 г. Первые данные получены с помощью радиометра Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) Nimbus-7, а с августа 1987 г. — серией радиометров Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) и радиометров Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) на спутниках оборонной метеорологической спутниковой программы США (DMSP). Описанные данные спутниковых измерений доступны в виде осреднённых за день полей сплочённости льда в полярной стереографической проекции с размером ячейки 25×25 км с временным разрешением двое суток — с 26 октября 1978 г. до 20 августа 1987 г., а с 21 августа 1987 г. по настоящее время — одни сутки, что связано со сменой используемых спутников. Однако последние исследования в области применения спутниковых данных для оценки сплочённости морского льда (Kern et al., 2019; Kern et al., 2020) показали, что в период таяния льда (с мая по сентябрь) применяемые алгоритмы для дешифрирования спутниковых данных могут содержать существенные ошибки в определении льда (до 45%). Исследователями (Kern et al., 2020) проанализированы 10 алгоритмов, которые объединены в четыре группы для различных спутниковых данных с пространственным разрешением от 12,5 до 50 км. Авторы (Kern et al., 2020) пришли к заключению, что современные датчики микроволнового зондирования не позволяют отличить воду на поверхности морского льда от воды в разрывах между ледовыми образованиями, что неизбежно приводит к погрешностям в определении сплочённости льда.

Для сравнительного анализа с набором данных NSIDC G02135 применены данные о сплочённости морского льда с пространственным разрешением 3,125 км Университета Бремен. Эти данные получены с помощью алгоритма ASI (Spreen et al., 2008) и доступны с 2002 г. Алгоритм ASI используется к данным микроволновых датчиков: AMSR-E (усовершенствованный микроволновый сканирующий радиометр для системы наблюдения за Землёй) на борту спутника NASA Aqua (2002–2011 гг.) и AMSR2 (усовершенствованный микроволновый сканирующий радиометр 2) на борту спутника JAXA GCOM-W1

(с 2011 г. по настоящее время) (данные СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2). Алгоритм ASI проверен путём сравнения с визуальными наблюдениями за льдом с судов и сравнением с результатами других алгоритмов, а также путём сравнения значений сплочённости льда, полученных с помощью оптических датчиков с более высоким разрешением (Spreen et al., 2008; Wiebe et al., 2009; Heugster et al., 2009). Абсолютная ошибка составляет 5,7–25%, при этом меньшие

значения ошибок возникают при высоких значениях сплочённости льда (Spreen et al., 2008).

Поскольку ледовые процессы на Белом море содержат пространственную неоднородность, связанную с наличием таких факторов, как сильные ветровые явления и взаимодействия с Баренцевым морем (Гидрометеорология..., 1991; Лоция..., 1995), выполнена оценка ледовых условий отдельно для каждого района Белого моря (рис. 1). Акватория моря разбита на райо-

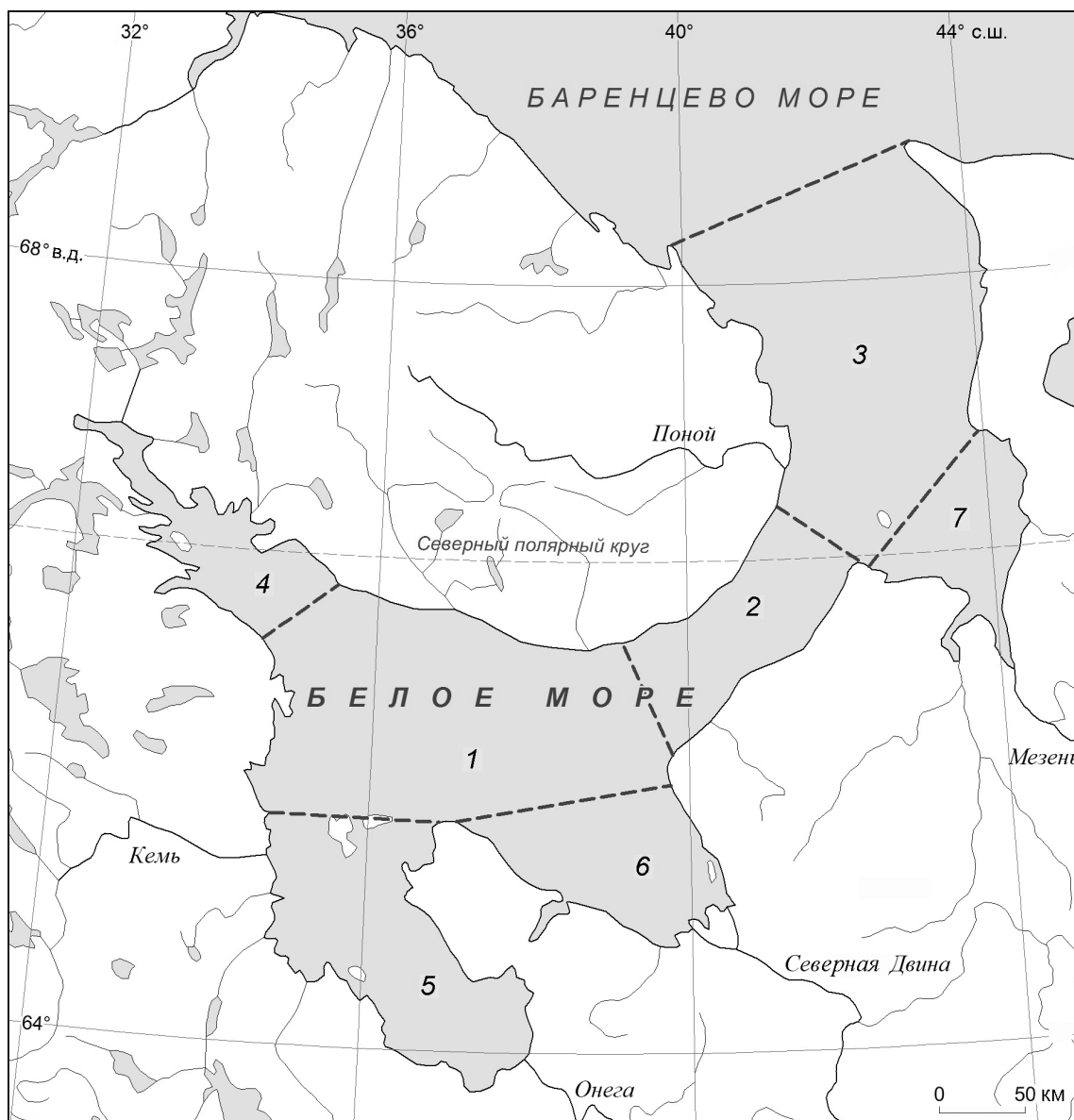


Рис. 1. Районы Белого моря согласно названиям А.Д. Добровольского:

1 – бассейн; 2 – Воронка; 3 – Горло; 4 – Кандалакшский залив; 5 – Онежский залив; 6 – Двинский залив; 7 – Мезенский залив

Fig. 1. Areas of the White Sea according to the names of A.D. Dobrovolsky:

1 – Bassein; 2 – Voronka; 3 – Gorlo; 4 – Kandalakshskiy Bay; 5 – Onezhskiy Bay; 6 – Dvinskiy Bay; 7 – Mezenskiy Bay

ны согласно описанию (Добровольский, Залогин, 1982), что позволило установить пространственно-временные закономерности протекания ледового режима на Белом море.

Расчёт трендов многолетней изменчивости сплочённости льда на Белом море. Величины трендов многолетней изменчивости сплочённости льда на Белом море рассчитаны с помощью регрессионного анализа. Основные статистические характеристики регрессионной модели, благодаря которым проверена значимость модели, вычислены в результате дисперсионного анализа. Приведён расчёт критерия Фишера:

$$F = \frac{R^2 / (k-1)}{(1-R^2) / (n-k)},$$

где n – число наблюдений; k – число ограничений модели; R^2 – коэффициент детерминации – $R^2 = RSS/TSS$,

где RSS – объяснённая регрессией сумма квадратов, %²; TSS – общая сумма квадратов, %², – $TSS = RSS + ESS$,

где ESS – сумма квадратов остатков, %².

Значения

$$RSS = \sum_{i=1}^n (\widehat{ice}_i - \overline{ice})^2,$$

$$ESS = \sum_{i=1}^n (ice_i - \widehat{ice}_i)^2,$$

где ice_i – среднее значение сплочённости льда за i -й год, %; $\widehat{ice}_i$ – расчётное по модели среднее значение сплочённости льда за i -й год, %; $\overline{ice}$ – среднее значение сплочённости льда за весь период наблюдений, %.

Полученные значения сравнивались с принятым уровнем значимости в данном исследовании (0,05), и на основании этого принималось решение об адекватности регрессионной модели. Расчёт значений доверительных интервалов выполнен исходя из предположения о нормальности распределения ошибок регрессии:

$$\Delta = t(n-2)S_e,$$

где $t(n-2)$ – квантиль распределения Стьюдента; S_e – стандартная ошибка коэффициента регрессии, % × год⁻¹, равный

$$S_e = \frac{SE_{ice}}{S_{year} \sqrt{n-1}},$$

где SE_y – стандартная ошибка регрессии, %; S_{year} – стандартное отклонение аргумента модели, годы:

$$S_{year} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (year_i - year_{cp})^2}{n-1}}.$$

Стандартная ошибка регрессии вычислялась по формуле

$$SE_{ice} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (ice_i - \widehat{ice}_i)^2}{n-2}}.$$

Выполнено исследование временного ряда среднегодовых значений сплочённости льда на Белом море на нахождение точки бифуркации – момент смены тренда во временных рядах – согласно методике, описанной в работе (Кузнецов и др., 2019). Суть данного метода заключается в прямом переборе вариантов возможного нахождения точки бифуркации до тех пор, пока не будет достигнуто условие минимизации среднеквадратических ошибок регрессионных моделей, описывающих соответствующие временные интервалы.

Результаты исследований

Анализ спутниковых данных NSIDC G02135 о сплочённости льда на Белом море за период с 26 октября 1978 г. по 31 мая 2021 г. (продолжительностью 42 года) показал, что ледообразование на Белом море начинается в конце октября и заканчивается в начале июня. Ежегодно Белое море практически полностью покрывается льдом (среднее значение максимальной за зиму сплочённости льда составляет 82,79%, коэффициент вариации – 9,47%), а затем полностью освобождается от него (рис. 2). Минимальное среднее за год значение сплочённости льда на всей акватории Белого моря за 1979–2021 гг. составляет 11,81% (2020 г.), максимальное – 37,60% (1985 г.), среднее значение за весь период – 24,70%. Отмечено, что с 2014 по 2021 г. среднее за год значение сплочённости льда не превышало 20% (за исключением 2018 г. – 22,65%).

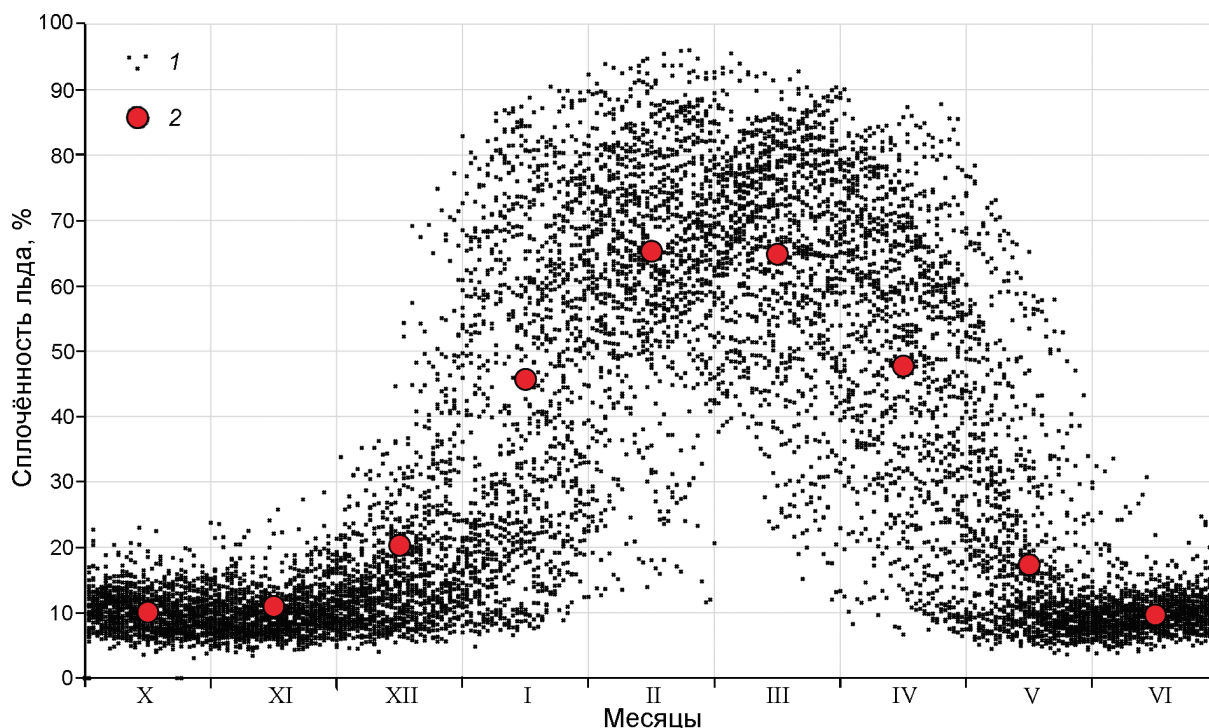


Рис. 2. Хронологический ход сплочённости льда на Белом море за период 1978–2021 гг.:

1 – фактические данные; 2 – осреднённые за рассматриваемый период среднемесячные значения

Fig. 2. Chronological course of ice concentration in the White Sea for the period 1978–2021:

1 – actual data, 2 – monthly average values averaged over the period

Согласно данным NSIDC G02135, сплочённость льда по площади акватории Белого моря распределяется неравномерно (табл. 1). В октябре лёд начинает образовываться преимущественно в Кандалакшском (40,01%) и Онежском (31,58%) заливах, и лишь в декабре Мезенский залив становится также охвачен льдом (33,64%), а к январю все районы Белого моря покрыты льдом – в большей степени Кандалакшский (65,49%), Мезенский (65,24%) и Онежский (68,03%) заливы. Уже в апреле сплочённость льда на Белом море существенно снижается (47,74%). Освобождение ото льда начинается с Бассейна (41,41%), Воронки (42,10%) и Двинского залива (42,07%), а к маю эти районы практически полностью освобождаются ото льда. В июне лёд остаётся только в Кандалакшском заливе (42,18%).

В целом за период 1979–2021 гг. наибольшие средние за год значения сплочённости льда отмечаются для акваторий Кандалакшского (47,78%) и Онежского заливов (36,29%), наименьшие – для акваторий Воронки (17,36%) и Бассейна (20,71%). Наибольшие среднемесячные значения сплочённости льда для отдельных районов и для всей ак-

ватории Белого моря – в феврале (65,29%) и марте (64,83%). Регрессионный анализ показал, что для всех районов Белого моря отмечается статистически значимый (при уровне значимости 0,05) отрицательный тренд (табл. 2), величины которого составляют от $-0,41 \pm 0,13\% \times \text{год}^{-1}$ (Мезенский залив) до $-0,16 \pm 0,09\% \times \text{год}^{-1}$ (Кандалакшский залив) и $-0,34 \pm 0,11\% \times \text{год}^{-1}$ – для всей акватории моря. Наибольшие величины статистически значимых трендов среднемесячных значений сплочённости льда (при уровне значимости 0,05) отмечаются в январе ($-1,11 \pm 0,43\% \times \text{год}^{-1}$) и апреле ($-0,82 \pm 0,44\% \times \text{год}^{-1}$), а меньшие по модулю значения тренда – в декабре ($-0,51 \pm 0,20\% \times \text{год}^{-1}$), феврале ($-0,63 \pm 0,31\% \times \text{год}^{-1}$), марте ($-0,51 \pm 0,36\% \times \text{год}^{-1}$) и мае ($-0,52 \pm 0,28\% \times \text{год}^{-1}$). В октябре и ноябре не выявлено статистически значимых трендов. Отмечено, что тенденция снижения средних за год значений сплочённости льда в большей степени обеспечена за счёт увеличения продолжительности безлёдного периода на Белом море в целом – позднее формирование ледовых образований и раннее разрушение ледяного покрова.

Таблица 1. Средние значения сплочённости льда в районах Белого моря по месяцам за 1979–2021 гг.

Месяцы	Кандалакшский залив	Бассейн	Двинский залив	Воронка	Мезенский залив	Онежский залив	Горло	Итого
Январь	65,49	39,01	48,40	30,08	65,24	68,03	51,78	45,69
Февраль	82,73	66,35	69,99	48,06	75,02	78,20	75,01	65,29
Март	82,09	64,48	65,29	53,13	72,92	72,45	75,22	64,83
Апрель	73,17	41,41	42,07	42,10	60,86	52,72	58,35	47,74
Май	50,88	11,62	10,20	13,72	20,57	26,32	18,45	17,37
Июнь	42,18	5,79	8,39	3,87	6,51	19,97	9,99	9,68
Июль	1,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
Август	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сентябрь	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,95	0,00	1,06
Октябрь	40,01	5,72	7,35	3,95	5,74	24,69	10,70	10,10
Ноябрь	40,88	4,85	7,48	3,90	9,92	31,58	8,90	11,00
Декабрь	46,29	9,29	15,41	9,56	33,64	53,54	17,16	20,33

Таблица 2. Статистические характеристики регрессионных моделей, описывающих изменчивость ледяного покрова на акватории Белого моря и его районах

Районы	Величина тренда, % $\times$ год ⁻¹	Доверительный интервал, % $\times$ год ⁻¹	Регрессионная и дисперсионная статистика модели				
			объяснённая регрессией сумма квадратов ESS, % ²	сумма квадратов остатков RSS, % ²	коэффициент детерминации R ²	значимость F	число наблюдений, n
Кандалакшский залив	-0,16	0,09	166,22	494,96	0,25	0,00071820	42
Бассейн	-0,35	0,12	774,58	884,56	0,47	0,00000062	42
Двинский залив	-0,38	0,13	875,67	988,52	0,47	0,00000055	42
Воронка	-0,39	0,13	927,50	1078,54	0,46	0,00000055	42
Мезенский залив	-0,41	0,13	1030,81	1082,94	0,49	0,00000027	42
Онежский залив	-0,22	0,11	289,89	675,11	0,30	0,00017171	42
Горло	-0,39	0,13	925,40	1082,00	0,46	0,00000077	42
Белое море	-0,34	0,11	732,27	795,47	0,48	0,00000038	42

Результаты исследования временного ряда среднегодовых значений сплочённости льда на основе набора данных NSIDC G02135 на Белом море показали, что оптимальной точкой бифуркации считается 1996 г. (среднеквадратическая ошибка моделей составляет 15,56%²), в связи с чем выделены тренды для каждого из временных интервалов 1979–1996 и 1996–2020 гг. (рис. 3; табл. 3). Регрессионный анализ показал, что для обоих периодов отмечаются статистически значимые тренды (при уровне значимости 0,05), величины которых составляют: $-0,74 \pm 0,38\% \times \text{год}^{-1}$ за период 1979–1996 гг. и $-0,47 \pm 0,25\% \times \text{год}^{-1}$ за 1997–2020 гг. Отмечены низкие значения коэффициентов детерминации регрессионных моделей (см. табл. 2, 3). Это показывает, что линейная аппроксимация недостаточно точно описывает изменения среднегодовых значений сплочённости морского льда Белого моря.

Сравнительный анализ данных СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2 с набором данных NSIDC G02135 показал, что среднее значение абсолютного отклонения сплочённости льда за 2002–2020 гг. составляет 5,29%. Наибольшие средние значения абсолютного отклонения наблюдаются для Кандалакшского (27,35%) и Онежского заливов (33,08%), наименьшие – для Воронки (3,39%) Белого моря. При этом среднегодовые значения сплочённости льда (рис. 4), согласно набору данных NSIDC G02135, в среднем выше на 4,15%, чем по данным СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2. Статистический анализ показал систематический (не случайный) характер возникновения данной ошибки. Результаты регрессионного анализа показывают, что относительное отклонение коэффициентов угла наклона линейной аппроксимации рядов среднегодовых значений сплочённости льда, согласно данным СВЧ-радиометров

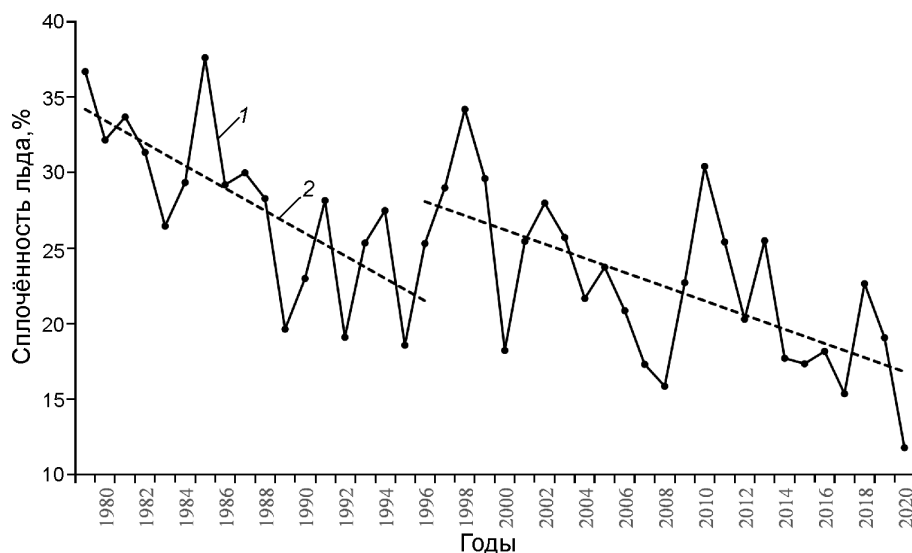


Рис. 3. Среднегодовые значения сплочённости льда на Белом море:

1 – фактические значения; 2 – линейная аппроксимация

Fig. 3. Average annual values of ice concentration in the White Sea:

1 – actual values; 2 – linear approximation

AMSR-E/AMSR2 ($-0,41\% \times \text{год}^{-1}$) и набору данных NSIDC G02135 ($-0,37\% \times \text{год}^{-1}$), составляет $0,038\% \times \text{год}^{-1}$.

Обсуждение результатов

Согласно представленным результатам, среднестатистическое начало интенсивного ледообразования приходится на декабрь, а к январю Белое море практически полностью покрывается льдом (см. табл. 1; см. рис. 2). Основной прирост толщины льда происходит в феврале, когда достигается максимальное значение сплочённости льда. Таяние льда происходит во второй половине апреля, в мае этот процесс происходит с наибольшей интенсивностью, а окончательное очищение моря ото льда происходит в первой декаде июня. Эти результаты, описывающие фазы развития ледовых явлений на Белом море, в значительной степени согласуются с результатами предшествующих исследований (Гидрометеорология ..., 1991), которые выполнены по данным карт ледовых авиаразведок и наблюдений 25 морских гидрометеорологических станций Северного и Мурманского управлений по гидрометеорологии за период 1951–1985 гг. Отличием считается лишь то, что, согласно исследованиям (Гидрометеорология ..., 1991), формирование льдов начинается

в Онежском, Мезенском и Двинском заливах, а также в горле Белого моря, в то время как по результатам данного исследования (см. табл. 1) образование ледяного покрова начинается в Онежском, Мезенском и Кандалакшском заливах.

Сравнительный анализ величин трендов многолетней изменчивости сплочённости льда в районах Белого моря и для всей акватории в целом, приведённых в данном исследовании (см. табл. 2), с аналогичными, полученным в работе (Filatov et al., 2005) за период 1979–1999 гг., показал, что абсолютные величины значений трендов уменьшаются практически во всех районах Белого моря за период 1979–2020 гг. приблизительно в 2–2,5 раза. В частности, по данным исследования (Filatov et al., 2005) за период 1979–1999 гг. тренд для всей акватории Белого моря составляет $-0,81\% \times \text{год}^{-1}$, в то время как за период 1979–2020 гг. он равен $-0,34 \pm 0,11\% \times \text{год}^{-1}$. Кроме того, авторы в работе (Filatov et al., 2005) за период 1992–1999 гг. отмечают увеличение среднегодовых значений сплочённости льда для всех районов Белого моря. Согласно результатам регрессионного анализа (см. рис. 3), такая тенденция сохранилась вплоть до 2002 г. – это объясняет снижение абсолютной величины тренда за период 1979–2020 гг. по сравнению с периодом 1979–1999 гг. По результатам регрессионного анализа, а также поиска оптимальной точки би-

Таблица 3. Статистические характеристики регрессионных моделей, описывающих изменчивость ледяного покрова на акватории Белого моря в различные временные периоды

Характеристики	Периоды, годы	
	1979–1996	1997–2020
Величина тренда, $\% \times \text{год}^{-1}$	–0,74	–0,47
Доверительный интервал, $\% \times \text{год}^{-1}$	0,38	0,25
Регрессионная и дисперсионная статистика модели:		
объяснённая регрессией сумма квадратов ESS, %	268,53	286,27
сумма квадратов остатков RSS, $\%^2$	246,03	422,89
коэффициент детерминации R^2	0,52	0,40
значимость F	0,00070912	0,00064349
число наблюдений, n	18	24

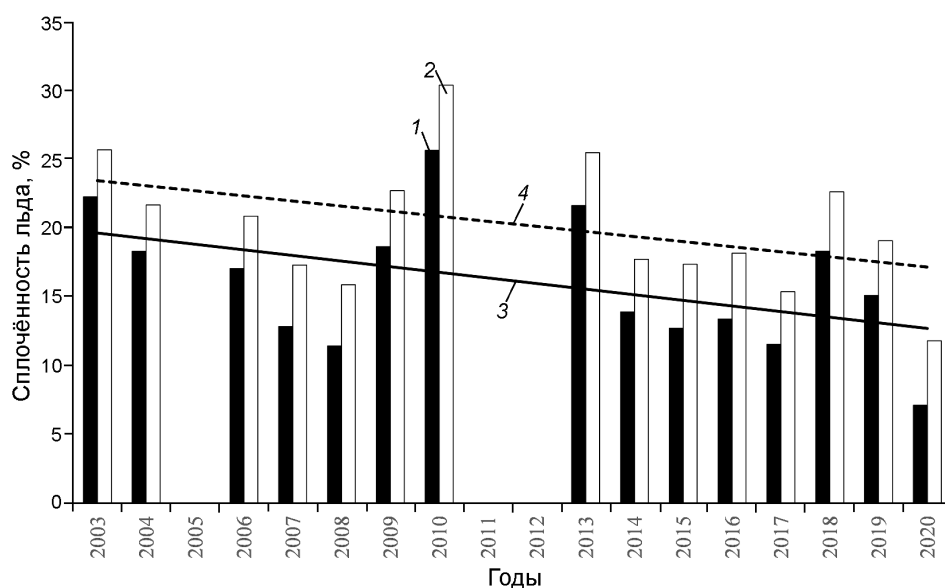


Рис. 4. Среднегодовые значения сплочённости льда на Белом море по спутниковым данным: 1 – СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2; 2 – NSIDC G02135; 3 – линейная аппроксимация данных СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2; 4 – линейная аппроксимация данных NSIDC G02135

Fig. 4. Average annual values of ice concentration in the White Sea according to satellite data: 1 – microwave radiometers AMSR-E/AMSR2; 2 – NSIDC G02135; 3 – linear approximation of data from microwave radiometers AMSR-E/AMSR2; 4 – linear approximation of NSIDC G02135

фуркации можно сделать вывод, что ускорение сокращения площадей льда, которое отмечается исследователями с начала XX в. в ряде работ для других морей Северного Ледовитого океана (Comiso et al., 2007; Perovich, Richter-Menge, 2009; Serreze, Stroeve, 2015; Stroeve, Notz, 2018), для Белого моря не происходит (см. табл. 4); напротив, абсолютная величина тренда несколько снизилась: с $-0,74 \pm 0,38\% \times \text{год}^{-1}$ (1979–1996 гг.) до $-0,47 \pm 0,25\% \times \text{год}^{-1}$ (1997–2020 гг.). Несмотря на это, отрицательные значения тренда многолетней изменчивости сплочённости льда Белого моря сохраняются.

Отмечено, что различия в определении сплочённости льда Белого моря между спутниковыми данными NSIDC G02135 и данными радиометров AMSR-E/AMSR2 содержат систематический характер: среднегодовые значения сплочённости Белого моря, согласно данным NSIDC G02135, больше аналогичных (в среднем на 4,15%), полученных по данным СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2. Этот факт объясняется неверной классификацией пикселей (вода/лёд) в периоды формирования и разрушения льда алгоритмом дешифрирования NASA Team, особенно в узких заливах Белого моря

(Кандалакшский и Онежский заливы). Кроме того, применяемое пространственное разрешение данных 25 км не позволяет в достаточной мере воспроизвести формы заливов, существенно огрубляя их.

Несмотря на наличие существенных различий в расчётах значений сплочённости льда для акваторий небольших заливов Белого моря, а также среднегодовых значений для всей акватории моря, которые не позволяют достаточно достоверно устанавливать пространственно-временные закономерности развития ледовых явлений, отмечено, что полученные коэффициенты линейной аппроксимации, характеризующие величины тренда многолетней изменчивости сплочённости льда на Белом море, отличаются незначительно (на 0,038% в год) — параллельность графиков 3 и 4 (см. рис. 4). Этот факт — важный аргумент в пользу возможности применения данных СВЧ-радиометров, в частности собранных в наборе NSIDC G02135, для выявления тенденций многолетнего изменчивости сплочённости льда на Белом море.

Заключение

Результаты исследований многолетней изменчивости ледового режима Белого моря по данным NSIDC G02135 показали, что за период 1979–2020 гг. наблюдается статистически значимый (при уровне значимости 0,05) отрицатель-

ный тренд многолетнего изменения сплочённости льда для всей акватории — $-0,34 \pm 0,11\%$ в год, а также для всех районов моря, что соответствует общей тенденции сокращения площадей арктического ледяного покрова из-за глобального потепления. Показано, что в Белом море не происходит ускорения сокращения среднегодовой сплочённости льда, которое отмечается для других морей Северного Ледовитого океана. Напротив, результаты регрессионного анализа показали незначительное снижение абсолютной величины тренда — с $-0,74 \pm 0,38\%$ в год за период 1979–1996 гг. до $-0,47 \pm 0,25\%$ в год за период 1997–2020 гг. Установлено, что результаты оценок тенденций многолетней изменчивости сплочённости льда на Белом море на основе данных СВЧ-радиометров, собранных в наборе NSIDC G02135, и СВЧ-радиометров AMSR-E/AMSR2 согласуются между собой (разность коэффициентов угла наклона линейной аппроксимации за 2002–2020 гг. составляет лишь 0,038% в год), что считается важным аргументом в пользу возможности применения данных СВЧ-радиометров для определения тенденций многолетней изменчивости сплочённости льда на Белом море.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке государственного задания № AAAA-A18-118032290034-5.

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the theme of the state assignment № AAAA-A18-118032290034-5.

Литература

- Бобылев Л.П., Шалина Е.В., Йоханнессен О.М., Заболотских Е.В., Сандвен С., Бабина О.И. Изменение арктического ледяного покрова по данным спутникового микроволнового зондирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 38–47.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Вып. 1 / Ред. Б.Х. Глуховский. Ленинград: Гидрометеиздат, 1991. 241 с.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
- Думанская И.О. Анализ изменчивости положения кромок дрейфующего льда и максимальной ледовитости Белого моря // Тр. Гидрометцентра России. 2004. Вып. 339. С. 45–54.
- Думанская И.О. Исследование изменчивости и прогноз характеристик дрейфующего льда в Белом море. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Гидрометеорол. науч.-исслед. центр РФ, 2007. 208 с.

References

- Bobylev L.P., Shalina E.V., Johannessen O.M., Zabolotskih E.V., Sandven S., Babina O.I. Changes in the arctic ice cover from satellite passive microwave data. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2008, 1 (78): 38–47. [In Russian].
- Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morej SSSR*. Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. V. 2. Is. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1991: 241 p. [In Russian].
- Dobrovol'skij A.D., Zalogin B.S. Morya SSSR*. Seas of the USSR. Moscow: Moscow University Press, 1982: 192 p. [In Russian].
- Dumanskaya I.O.* Analysis of the variability of the position of drifting ice edges and the maximum ice coverage of the White Sea. *Trudy Gidrometcentra Rossii*. Proc. of the Hydrometeorological Center of Russia. 2004, 339: 45–54. [In Russian].
- Dumanskaya I.O.* Study of variability and forecast of characteristics of drifting ice in the White Sea. PhD. Mos-

- Думанская И.О. Ледовые условия морей европейской части России. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2014. 608 с.
- Заболотских Е.В. Обзор методов восстановления параметров ледяного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 128–151. doi: 10.31857/S0002-3515551128-151.
- Йоханнессен О.М., Бобылев Л.П., Кузьмина С.И., Шалина Е.В., Хворостовский К.С. Изменчивость климата Арктики в контексте глобальных изменений // Вычислительные технологии. 2005. Т. 10. Ч. 1. С. 56–62.
- Йоханнессен О.М., Александров В.Ю., Фролов И.Е., Сандвен С., Петтерссон Л.Х., Бобылев Л.П., Клостер К., Смирнов В.Г., Миронов Е.У., Бабич Н.Г. Научные исследования в Арктике. Т. 3. Дистанционное зондирование морских льдов на северном морском пути: изучение и применение. СПб.: Наука, 2007. 512 с.
- Кузнецов А.Д., Саенко А.Г., Сероухова О.С., Симакина Т.Е. Алгоритм поиска моментов смены тренда во временных рядах метеорологических величин // Вестн. Тверского гос. ун-та. Сер. Прикладная математика. 2019. Вып. 3. С. 74–89. doi: 10.26456/vtprmk541.
- Люция Белого моря / Ред. О.И. Венгель, Е.В. Губанов, Л.Ф. Крупина, В.И. Кириллов, Ю.Д. Наркевич, Л.А. Самсоненко. СПб.: Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации, 1995. 335 с.
- Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей / Ред. В.Г. Смирнов. СПб.: ААНИИ, 2011. 240 с.
- Шалина Е.В., Йоханнессен О.М., Бобылев Л.П. Изменение арктического ледяного покрова по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования с 1978 по 2007 год // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 2. Вып. 5. С. 228–223.
- Шалина Е.В. Сокращение ледяного покрова Арктики по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 328–336.
- Шалина Е.В. Региональные особенности изменения ледовой обстановки в морях российской Арктики и на трассе Северного морского пути по данным спутниковых наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 201–213.
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // The Cryosphere. 2012. № 6. P. 881–889. doi: 10.5194/tc-6-881-2012.
- Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophys. Research Letters. 2007. V. 34. L01703. doi: 10.1029/2007/GL031972.
- Filatov N.N., Pozdnyakov D.V., Johannessen O.M., Pettersson L.H. White Sea: Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change. Chichester, UK: Springer-Praxis, 2005: 463 p. doi: 10.1007/3-540-27695-5.
- cow: Gidrometeorol. nauch.-issled. centr RF, 2007: 208 p. [In Russian].
- Dumanskaya I.O. Ledovye usloviya morej evropejskoj chasti Rossii. Ice conditions of the seas of the European part of Russia. Obninsk: IG–SOCIN, 2014: 608 p.
- Zabolotskih E.V. Review of methods to retrieve sea ice parameters from satellite microwave radiometer data. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2019, 55 (1): 128–151. doi: 10.31857/S0002-3515551128-151. [In Russian].
- Johannessen O.M., Bobylev L.P., Kuz'mina S.I., Shalina E.V., Hvorostovskij K.S. Arctic climate variability in the context of global changes. *Vychislitel'nye tekhnologii*. Computational Technologies. 2005, 10 (1): 56–62. [In Russian].
- Johannessen O.M., Aleksandrov V.YU., Frolov I.E., Sandven S., Pettersson L.H., Bobylev L.P., Kloster K., Smirnov V.G., Mironov E.U., Babich N.G. Nauchnye issledovaniya v Arktike. T. 3. Distancionnoe zondirovanie morskikh l'dov na severnom morskome puti: izuchenie i primenenie. Scientific research in the Arctic. V. 3. Remote sensing of sea ice on the Northern Sea route: study and application. Saint Petersburg: Nauka, 2007: 512 p. [In Russian].
- Kuznecov A.D., Saenko A.G., Serouhova O.S., Simakina T.E. Algorithm for finding moments of trend change in time series of meteorological quantities. *Vestnik TvGU. Seriya: Prikladnaya matematika*. Herald of Tver State University. Series: Applied mathematics. 2019, 3: 74–89. doi: 10.26456/vtprmk541. [In Russian].
- Lociya Belogo moray. The lot of the White Sea. Saint Petersburg: The Main Directorate of Navigation and Oceanography of the Ministry of Defense of the Russian Federation, 1995: 335 p. [In Russian].
- Sputnikovye metody opredeleniya harakteristik ledyanogo pokrova morej. Satellite methods for determining the characteristics of the sea ice cover. Saint Petersburg: AARI, 2011: 240 p. [In Russian].
- Shalina E.V. Johannessen O.M., Bobylev L.P. Changes in the Arctic ice cover according to satellite passive microwave sensing data from 1978 to 2007. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2008, 2 (5): 228–223. [In Russian].
- Shalina E.V. Reduction of the Arctic ice cover according to satellite passive microwave sensing. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2013, 10 (1): 328–336. [In Russian].
- Shalina E.V. Regional peculiarities of changes in the ice situation in the seas of the Russian Arctic and on the route of the Northern Sea Route according to satellite observations. *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2021, 18 (5): 201–213. [In Russian].
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *The Cryosphere*. 2012, 6: 881–889. doi: 10.5194/tc-6-881-2012.
- Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34: L01703. doi: 10.1029/2007/GL031972.

- Granskog M., Kaartokallio H., Kuosa H., Thomas D.N., Vainio J. Sea ice in the Baltic Sea – A review // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2006. V. 70 (1–2). P. 145–160. doi: 10.1016/j.ecss.2006.06.001.
- Heygster G., Wiebe H., Spreen G., Kaleschke L. AMSR-E geolocation and validation of sea ice concentrations based on 89 GHz data // *Journ. Remote Sensing Soc. Japan*. 2009. V. 29. № 1. P. 226–235.
- Johannessen O.M., Miles M., Bjorgo E. The Arctic's shrinking ice // *Nature*. 1995. V. 376. P. 126–127.
- Kern S., Laverne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Saldo R., Sørensen A.M. Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 3261–3307. doi: 10.5194/tc-13-3261-2019.
- Kern S., Laverne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R. Satellite passive microwave sea-ice concentration data set inter-comparison for Arctic summer conditions // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 2469–2493. doi: 10.5194/tc-14-2469-2020.
- Maslanik J., Stroeve J., Fowler C., Emery W. Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011 // *Geophys. Research Letters*. 2011. V. 38 (13). L13502. doi: 10.1029/2011GL047735.
- Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Gloersen P., Zwally H.J., Comiso J.C. Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996 // *Journ. of Geophys. Research*. 1999. V. 104. № C 9. P. 20837–20856.
- Parkinson C.L., Cavalieri D.J. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006 // *Journ. of Geophys. Research*. 2008. V. 113. № C7. C07003. doi: 10.1029/2007JC004558.
- Perovich D.K., Richter-Menge J.A. Loss of Sea Ice in the Arctic // *Ann. Rev. of Marine Science*. 2009. V. 1. P. 417–441. doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163805
- Rodrigues J. The rapid decline of the sea ice in the Russian Arctic // *Cold Region Science and Technology*. 2008. V. 54. P. 124–142. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.03.008.
- Serreze M.C., Stroeve J. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting // *Philos. Trans. Royal. Society*. 2015. V. A373. 20140159. doi: 10.1098/rsta.2014.0159.
- Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels // *Journ. of Geophys. Research*. 2008. V. 113. C02S03. doi: 10.1029/2005JC003384.
- Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons // *Environ. Research Letters*. 2018. V. 13. № 10. 103001. doi: 10.1088/1748-9326/aade56.
- Tschudi M.A., Meier W.N., Stewart J.S. An enhancement to sea ice motion and age products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 1519–1536. doi: 10.5194/tc-14-1519-2020.
- Wiebe H., Heygster G., Markus T. Comparison of the ASI ice concentration algorithm with Landsat-7 ETM+ and SAR imagery // *IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing*. 2009. V. 47. № 9. P. 3008–3015. doi: 10.1109/TGRS.2008.919272.
- Filatov N.N., Pozdnyakov D.V., Johannessen O.M., Petersson L.H. White Sea: Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change. Chichester, UK: Springer-Praxis, 2005: 463 p. doi: 10.1007/3-540-27695-5.
- Granskog M., Kaartokallio H., Kuosa H., Thomas D.N., Vainio J. Sea ice in the Baltic Sea – A review. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2006, 70 (1–2): 145–160. doi: 10.1016/j.ecss.2006.06.001.
- Heygster G., Wiebe H., Spreen G., Kaleschke L. AMSR-E geolocation and validation of sea ice concentrations based on 89 GHz data. *Journ. Remote Sensing Soc. Japan*. 2009, 29 (1): 226–235.
- Johannessen O.M., Miles M., Bjorgo E. The Arctic's shrinking ice. *Nature*. 1995, 376: 126–127.
- Kern S., Laverne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Saldo R., Sørensen A.M. Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations // *The Cryosphere*. 2019, 13: 3261–3307. doi: 10.5194/tc-13-3261-2019.
- Kern S., Laverne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R. Satellite passive microwave sea-ice concentration data set inter-comparison for Arctic summer conditions. *The Cryosphere*. 2020, 14: 2469–2493. doi: 10.5194/tc-14-2469-2020.
- Maslanik J., Stroeve J., Fowler C., Emery W. Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011. *Geophys. Research Letters*. 2011, 38 (13): L13502. doi: 10.1029/2011GL047735.
- Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Gloersen P., Zwally H.J., Comiso J.C. Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996. *Journ. of Geophys. Research*. 1999, 104 (C9): 20837–20856.
- Parkinson C.L., Cavalieri D.J. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006. *Journ. of Geophys. Research*. 2008, 113 (C7): C07003. doi: 10.1029/2007JC004558.
- Perovich D.K., Richter-Menge J.A. Loss of Sea Ice in the Arctic. *Ann. Rev. of Marine Science*. 2009, 1: 417–441. doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163805.
- Rodrigues J. The rapid decline of the sea ice in the Russian Arctic. *Cold Reg. Science and Technol*. 2008, 54: 124–142. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.03.008.
- Serreze M.C., Stroeve J. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting. *Philos. Trans. Royal. Society*. 2015, A373: 20140159. doi: 10.1098/rsta.2014.0159.
- Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels. *Journ. of Geophys. Research*. 2008, 113: C02S03. doi: 10.1029/2005JC003384.
- Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environ. Research Letters*. 2018, 13 (10): 103001. doi: 10.1088/1748-9326/aade56.
- Tschudi, M.A., Meier W.N., Stewart J.S. An enhancement to sea ice motion and age products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). *The Cryosphere*. 2020: 1519–1536. doi: 10.5194/tc-14-1519-2020.
- Wiebe H., Heygster G., Markus T. Comparison of the ASI ice concentration algorithm with Landsat-7 ETM+ and SAR imagery. *IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing*. 2009, 47 (9): 3008–3015. doi: 10.1109/TGRS.2008.919272.