

Пространственно-временная изменчивость морского льда в Баренцевом море по данным измерений спутниковых микроволновых радиометров

Е.В. Заболотских, А.Г. Мясоедов

*Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, 195196, Россия
E-mail: liza@rshu.ru*

В статье приводятся результаты анализа пространственно-временной изменчивости площади морского льда в Баренцевом море по данным измерений спутниковых микроволновых радиометров низкого и среднего пространственного разрешения. Получены значения трендов уменьшения площади морского льда и площади моря, занимаемой морским льдом разной сплоченности (площади ледяного покрова) за период 37 лет. Проанализирована динамика изменений ледяного покрова в Баренцевом море зимой 2016/2017 г. Показано, что для раннего периода наблюдений характерна высокая сплоченность ледяного покрова в море в течение всей зимы, в то время как в последние годы наблюдается разреженная кромка на севере. Анализ ледяного покрова Баренцева моря за текущую зиму 2016/2017 г. показал, что минимальная площадь льда в Баренцевом море сохранялась весь октябрь, а устойчиво нарастать ледяной покров начал лишь в январе. Выявление причин такой нетипичной динамики требует проведения дополнительных исследований, направленных на изучение ветрового режима, атмосферной и океанической циркуляций, внетропических циклонов в текущий и предшествовавший периоды.

Ключевые слова: морской лед, Баренцево море, данные спутниковых пассивных микроволновых радиометров, пространственно-временная изменчивость

*Одобрена к печати: 21.06.2017
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-195-208*

Введение

Изучение сезонной и многолетней изменчивости морского льда в морях арктического региона представляет собой одну из важнейших задач, актуальность которой обусловлена, в том числе, изменениями климата и необходимостью правильно оценивать эти изменения для понимания их экономических и социальных последствий (Тихонов и др., 2015). Северная полярная область является индикатором глобальных изменений климата вследствие полярного усиления (Иванов и др., 2013). Однако полярные области характеризуются редкой сетью метеостанций, буйковых и судовых измерений, что вызывает затруднения для научных исследований в этих регионах. Благодаря регулярному пространственно-временному покрытию полярных областей спутниковыми изображениями, дистанционные методы измерений можно по праву считать единственным источником данных для изучения морского льда в полярных регионах. Кроме того, лишь данные спутниковых измерений позволяют проводить регулярное картирование характеристик ледового покрова. Спутниковые методики картирования льдов развивались на основе использования авиационных методов — как визуальных, так и инструментальных (Смирнов и др., 2010), и на сегодняшний день являются основными методами мониторинга состояния морского льда.

Существенным преимуществом для исследования полярных областей обладают спутниковые микроволновые радиометры, позволяющие восстанавливать свойства морского льда независимо от облачности и времени суток. Активные микроволновые измерения

отличаются более высоким пространственным разрешением (до нескольких метров), в особенности если речь идет об измерениях радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА). В свою очередь, несмотря на низкое пространственное разрешение, измерения пассивных микроволновых инструментов — главным образом, сканирующих микроволновых радиометров — позволяют восстанавливать количественные характеристики ледяного покрова, в частности, его сплоченность (Comiso, Cavalieri, Markus, 2003). Кроме того, микроволновые радиометры являются наиболее подходящим инструментом для мониторинга климатических изменений характеристик морского льда в силу более широкого пространственного охвата, частоты и длительности измерений (Teleti, Luis, 2013).

Быстрый прогресс в области разработки алгоритмов восстановления сплоченности морского льда и построение долговременных климатических рядов начались с запуска в 1978 г. микроволновых радиометров Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) на спутниках Seasat A и Nimbus 7. Следует, однако, отметить, что получение значимых долговременных трендов климатических переменных, в том числе и ледяного покрова, по спутниковым данным является непростой задачей в связи с существующей проблемой калибровки и интеркалибровки разных спутниковых инструментов (Wentz, Schabel, 2000).

Кроме того, оценки сплоченности морского льда по данным спутниковых измерений с применением разных методов различаются: в весенне-летний период эти различия могут достигать 50–70 %. На сегодняшний день существует несколько десятков различных алгоритмов восстановления сплоченности морского льда по данным спутниковых микроволновых радиометров, подробный обзор которых приведен, например, в работе (Тихонов и др., 2015). В центрах хранения и обработки спутниковых данных на оперативной основе для создания спутниковых продуктов по сплоченности морского льда разного пространственного разрешения применяются такие алгоритмы как NASA Team алгоритм (NT) (Cavalieri, Gloersen, Campbell, 1984), Bootstrap алгоритм (Comiso, 1983), улучшенная версия NASA Team алгоритма (NT2) (Markus, Cavalieri, 2000), NORSEX алгоритм (Svendsen et al., 1983), Svendsen-алгоритм (SVE) (Svendsen, Matzler, Grenfell, 1987), его улучшенная версия в виде алгоритма ARTIST Sea Ice (ASI) (Kaleschke et al., 2001; Spreen, Kaleschke, Heygster, 2008) и ряд других, включая гибридные алгоритмы, объединяющие сразу два и более методов (Ivanova et al., 2014, 2015). Так, в работе (Ivanova et al., 2015) с целью выбора оптимального алгоритма, способного максимально точно восстанавливать сплоченность в валидационном наборе данных, анализируется 30 различных алгоритмов. Российские исследователи также разрабатывают оригинальные методы восстановления сплоченности морского льда (новый тип алгоритма VASIA и VASIA2 (Тихонов и др., 2015; Tikhonov et al., 2015)), однако при отсутствии надежных калиброванных измерений российских спутниковых радиометров (Митник, Митник, 2016) эти исследования ориентированы на данные, полученные зарубежными инструментами.

Во всех исследованиях, связанных со сравнительной оценкой точности методов восстановления сплоченности морского льда, ученые сходятся в едином мнении, что максимальные различия наблюдаются: а) при низких значениях сплоченности, в том числе

в районе кромки; б) в весенне-летний период таяния льдов, когда на поверхности наблюдаются области талой воды, так называемые снежницы. Максимальное же соответствие результатов применения алгоритмов (в пределах 2 %) наблюдается зимой в районе центральной Арктики. Также основной вывод исследователей относительно влияния выбора конкретного метода оценки сплоченности при анализе климатических тенденций в изменении площади морских льдов в Арктике заключается в том, что точные количественные оценки трендов зависят не столько от выбранного метода, сколько от калибровки и интеркалибровки используемых серий инструментов (Ivanova et al., 2015). Различаться оценки трендов могут как в результате разного пространственного разрешения данных, так и вследствие их временного осреднения.

Баренцево море относится к числу ледовитых морей, но, в отличие от других морей Арктики, оно никогда полностью не покрывается льдом. Это происходит благодаря притоку теплых атлантических вод, приносящих достаточное количество тепла, которое не позволяет воде охладиться до температуры замерзания. Исследования также свидетельствуют, что среди морей Арктики Баренцево море обладает максимальной изменчивостью ледяного покрова на разных временных масштабах (Divine, Dick, 2006). Кроме того, уменьшение площади ледяного покрова в Арктике за последние десятилетия максимально именно в Баренцевом море (Cavalieri, Parkinson, 2012). Важнейшая роль ледового режима Баренцева моря не только в климате Арктики, но и во всем северном полушарии обсуждается в статье (Smedsrud et al., 2013).

Разные исследователи называют разные причины межгодовой изменчивости ледяного покрова моря. Так, по данным ранних работ (Зубакин, 1987), ледообмен Баренцева моря с окрестными морями незначителен: автор считает, что в море преобладают льды местного происхождения. Однако анализ данных спутниковых наблюдений за последние несколько десятков лет позволяет сделать вывод, что изменчивость площади ледяного покрова не может быть объяснена лишь процессами ледообразования и таяния.

На ледяной покров Баренцева моря влияет целый ряд процессов, включая крупномасштабную атмосферную циркуляцию (Deser, Teng, 2008), изменения циклонической активности (Simmonds, Keay, 2009), северные ветра и дрейф льда с севера (Kwok, 2009), а также аномалии потоков тепла из океана в атмосферу — как локальные, так и адвективные (Francis, Hunter, 2007). В работе (Årthun et al., 2012) авторы на основании модельных расчетов оценивают роль потоков тепла из Атлантики в уменьшении площади ледяного покрова Баренцева моря и делают вывод, что интенсификация этих потоков в последние годы является основной причиной этого уменьшения. В работах (Onarheim et al., 2015) и (Koenigk, Brodeau, 2014) авторы на основании анализа результатов модельных расчетов основной причиной вариаций площади ледяного покрова называют потоки океанического тепла из Атлантики. Более того, авторы статьи (Koenigk, Brodeau, 2014) показывают, что эти потоки приводят не только к таянию льда в Баренцевом море, но и к росту температуры атмосферы. Значение потоков тепла для климата Баренцева моря и их корреляция с индексом северо-атлантического колебания обсуждается также в работе (Sandø et al., 2010).

В работе (Herbaut et al., 2015) авторы проводят анализ ледяного покрова Баренцева моря по данным центра NSIDC (National Snow and Ice Data Center), основанным на использовании измерений SMMR-SSM/I до 2012 г., выделяя северную и восточную области моря. Авторы делают вывод, что основной вклад в изменчивость общего ледяного покрова Баренцева моря вносят изменения в его северной части, которые происходят как за счет влияния вод Атлантики, так и северных и северо-западных ветров, приводящих к зимнему притоку льда северного происхождения. При этом вклад действия ветров в изменчивость ледяного покрова восточной части моря превалирует над влиянием атлантических вод. Тем не менее авторы подчеркивают, что объяснение изменчивости ледяного покрова в Баренцевом море в отдельные годы не может быть объяснено ни циркуляцией вод, ни воздействием ветров и требует дальнейшего изучения.

Авторы статьи (Nakanowatari, Sato, Inoue, 2014) использовали корреляционный анализ и данные реанализа модели NCEP CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) для изучения возможности предсказания сплоченности ледяного покрова SIC (Sea Ice Concentration) в Баренцевом море с использованием предикторов. Они обнаружили, что максимальную вероятность прогноза SIC дает использование данных о температуре моря на глубине 200 м и синфазный меридиональный приповерхностный ветер 13-месячной заглаженности. Эти результаты свидетельствуют о существенном влиянии ретроспективных (температурных и ветровых) условий на текущее состояние ледяного покрова.

В данной работе ставилась задача оценить пространственно-временную изменчивость ледяного покрова Баренцева моря по данным спутниковых микроволновых инструментов Nimbus 7 SMMR, Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) F8, F11 и F13 Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) и DMSP F17 Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) за период октябрь 1978 – декабрь 2015 (~37 лет) по данным NSIDC и проанализировать текущее состояние морского льда, складывающееся зимой 2016/2017 г. по данным микроволнового радиометра GCOM-W1 Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2).

Данные

Использованные данные NSIDC представляют собой гибридный продукт из среднемесячных данных, полученных на основании использования двух алгоритмов, — NT и Bootstrap — применительно к измерениям SMMR, SSM/I и SSMIS (Meier et al., 2013) (<http://nsidc.org/data/G02202>). Полученный гибридный продукт имеет ряд особенностей. Поскольку оба используемых алгоритма — NT (Cavalieri, Gloersen, Campbell, 1984) и Bootstrap (Comiso, 1983) — недооценивают истинные значения сплоченности, при сравнении значений сплоченности в каждом пикселе выбирается наибольшее. Значения сплоченности на кромке морского льда рассчитываются при помощи алгоритма Bootstrap. Пространственное разрешение продукта составляет 25×25 км.

Измерения радиометра SMMR продолжались с ноября 1978 по август 1987 г. на частотах 6,63; 10,69; 18,0; 21,0 и 37,0 ГГц. Измерения SSM/I были начаты в июле 1987 г. и продолжаются по сей день. В ноябре был запущен первый инструмент SSMIS, сочетающий в себе функции микроволнового сканера и зондировщика. Сенсоры SSM/I и SSMIS измеряют радиацию, приходящую от поверхности Земли и атмосферы, на частотах 19,35; 22,24; 37,0 и 85,5 ГГц. В течение почти двух месяцев SMMR и SSM/I проводили измерения одновременно, что является существенным фактом, поскольку эти измерения позволили выполнить их интеркалибровку и получить надежный климатический ряд микроволновых измерений. Этот ряд спутниковых пассивных микроволновых измерений является в настоящее время наиболее надежным источником информации о состоянии морского льда за указанный промежуток времени (Comiso, 2012).

Кроме среднемесячных данных NSIDC, которые применялись при оценке площади ледяного покрова, для более детального временного анализа изменчивости морского льда использовались также ежедневные данные более высокого пространственного разрешения 6×6 км, полученные на основании данных измерений спутниковых радиометров AMSR-E (Aqua Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth Observing System) за период август 2002 – октябрь 2011 г. и GCOM-W1 AMSR2 за период август 2012 – октябрь 2016 г. Источник данных — Institute of Environmental Physics, University of Bremen, Germany (<https://seaice.uni-bremen.de/>).

Результаты

Анализ долгопериодных трендов

Среднемесячные данные SMMR, SSM/I и SSMIS по сплоченности морского льда за период октябрь 1978 – декабрь 2015 г. были использованы для оценки крупномасштабной пространственно-временной изменчивости общей площади морского льда в Баренцевом море S и площади моря, занимаемой морским льдом разной сплоченности (площади ледяного покрова) S_a за период ~ 37 лет. Величина S_a всегда больше S : она рассчитывается как площадь всех пикселей измерений, с использованием которых гибридный алгоритм NSIDC дает значения сплоченности, больше нуля. Параметр S представляет собой сумму площадей элементов разрешения, умноженных на восстановленную сплоченность морского льда. Изменения S и S_a за этот период представлены на *рис. 1*.

Среднемесячные значения площади морского льда и площади ледяного покрова в Баренцевом море, усредненные за период 1979–2015 гг. представлены на *рис. 2*. Видно, что наибольшая ледовитость наблюдается в апреле, наименьшая — в сентябре, причем это касается как общей площади ледяного покрова, так и площади территорий, покрытых морским льдом той или иной сплоченности. Анализ карт морского льда более высокого разрешения (ежедневные данные с разрешением 6×6 км на основании данных измерений AMSR-E и AMSR2)

позволяет сделать вывод, что ледообразование в Баренцевом море за большинство лет из проанализированного периода наблюдений начинается в сентябре в северной части моря, в октябре-ноябре — на юго-востоке.

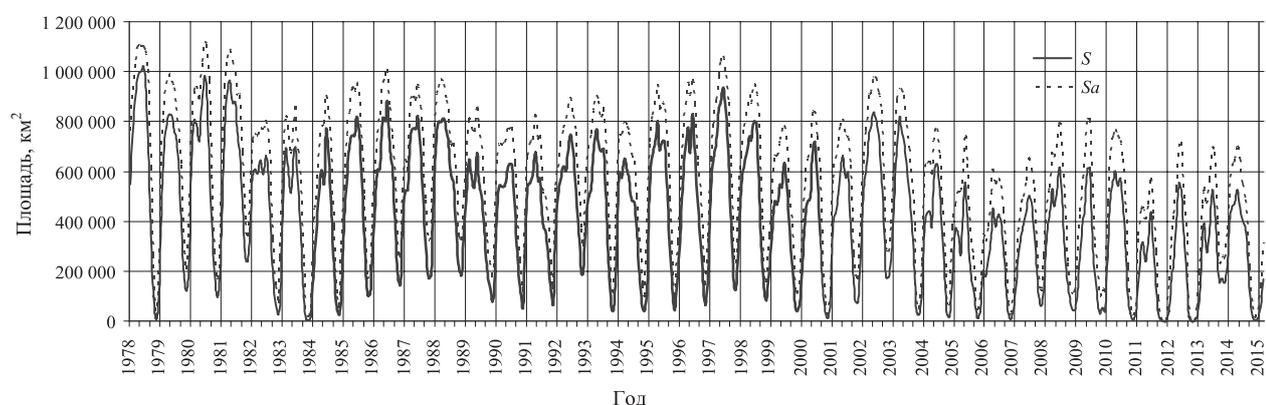


Рис. 1. Изменения общей площади морского льда в Баренцевом море (S) и площади ледяного покрова (Sa) за период октябрь 1978 – декабрь 2015 г.

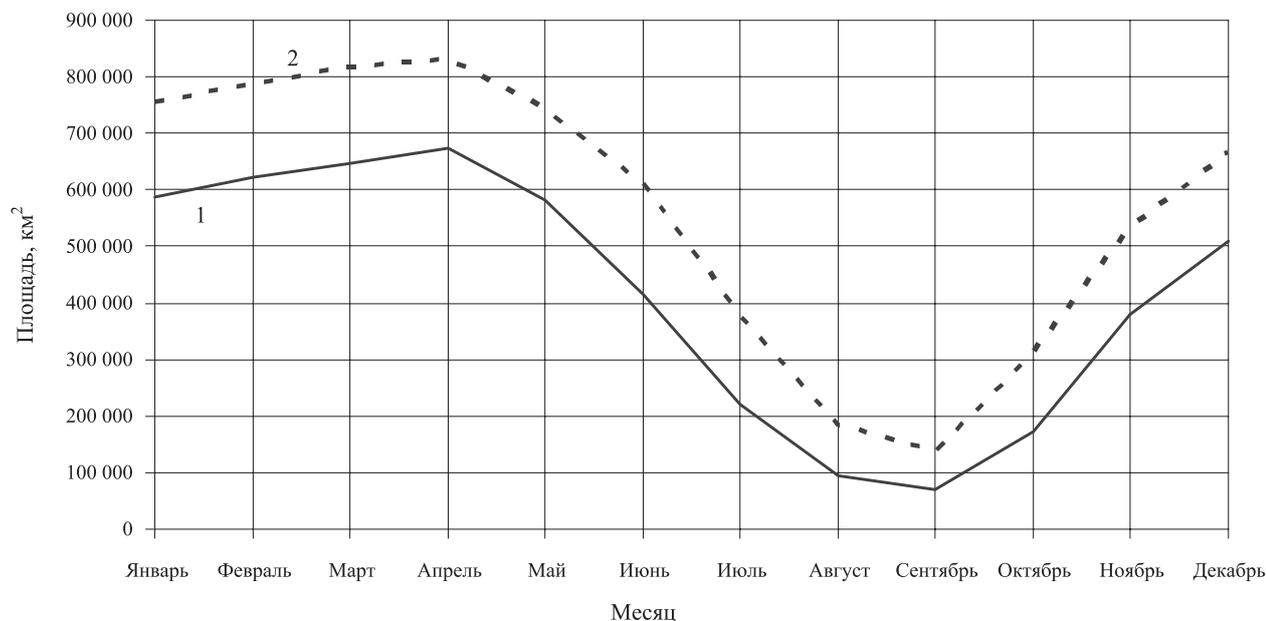


Рис. 2. Среднемесячные значения площади морского льда S (1) и площади ледяного покрова Sa (2) в Баренцевом море, усредненные за период 1979–2015 гг.

Анализ кривых на рис. 2 позволяет сделать вывод, что с началом периода таяния морского льда (апрель) уменьшается разница между S и Sa . Эта разница зимой может достигать значений порядка 200 тыс. км², в то время как в августе-сентябре она меньше 100 тыс. км². Это говорит о том, что в период таяния вытает в первую очередь разреженный лед.

Максимальная площадь ледяного покрова в течение года может наблюдаться с января по апрель. Так, в 1995 г. в Баренцевом море как максимальная площадь льда S , так и максимальная площадь ледяного покрова Sa наблюдались в январе и составили 663,283 и 827,105 тыс. км² соответственно. Минимальная площадь ледяного покрова в течение года для рассмотренных периодов времени измерений наблюдается с августа по сентябрь.

В августе-сентябре в anomalно теплые годы море полностью открыто ото льда, а в anomalно холодные годы ледяной покров в эти месяцы сохраняется на 50–60% его площади, располагаясь преимущественно в северных районах. Средняя амплитуда сезонных колебаний составляет 60%, максимальная достигает 200%. Так, в сентябре 2012 и 2013 г. льда в Баренцевом море не наблюдалось, в то время как в сентябре 1982 г. среднемесячная площадь льда S составила 239,804 тыс. км², а среднемесячная площадь ледяного покрова S_a — 341,508 тыс. км². На *рис. 3* представлены карты сплоченности морского льда в Баренцевом море в сентябре 1982 и сентябре 2012 г. соответственно.

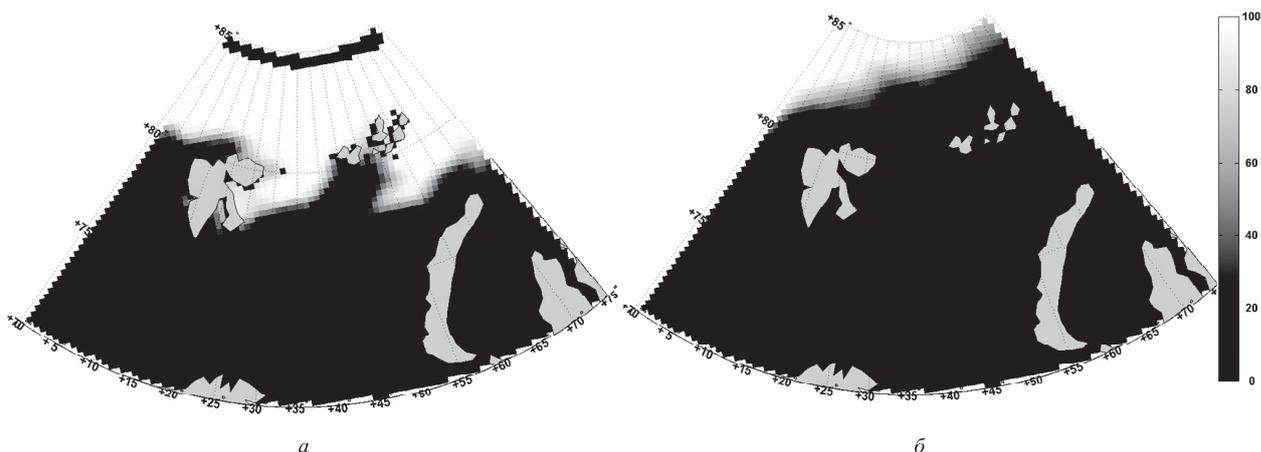


Рис. 3. Среднемесячная сплоченность морского льда в Баренцевом море: а) — в сентябре 1982 г.; б) — в сентябре 2012 г.

В те годы, в которые максимальные среднемесячные значения площади льда в Баренцевом море наблюдаются в январе-феврале (1982, 1989, 1992, 1994, 1996, 2007, 2011, 2015 — в феврале, 2004, 1995 — в январе), имеет место вынос молодых льдов через северо-западную и северо-восточную части моря, уменьшающий общую площадь ледяного покрова моря. В отдельные годы в море поступают многолетние льды, в том числе из Белого моря и через новоземельские проливы. Количественная характеристика интенсивности этих процессов возможна лишь с привлечением анализа полей дрейфа льда.

Как уже было отмечено, колебания ледовитости Баренцева моря связаны с общей атмосферной циркуляцией и температурой воздушных масс, в том числе с климатическими изменениями, с океанической циркуляцией, главным образом, с интенсивностью Нордкапского течения. Общий тренд в уменьшении площади льда S в Баренцевом море за 37 лет составил приблизительно 8800 км² в год, а в уменьшении площади ледяного покрова S_a — 9540 км² в год (*рис. 4 и 5*).

Оценка вклада различных процессов в общий бесспорный тренд уменьшения площади морского льда в Баренцевом море требует более детального анализа с привлечением данных по дрейфу льда, анализа полей ветра и полей температуры океана и атмосферы. Но и анализ данных более высокого временного разрешения — ежедневных карт сплоченности морского льда по данным AMSR-E и AMSR2 — позволяет сделать вывод, что в течение зимнего периода льды в море не только нарастают в результате замерзания,

но и перемещаются — главным образом с севера на юг и с востока на запад. Эти процессы в обычные зимы (если не брать в рассмотрение предыдущую зиму 2015/2016 г.) продолжаются до апреля включительно, затем, вплоть до сентября, происходит отступление кромки льда на север и на восток и его разрежение. Ранее считалось (Зубакин, 1987), что разрежение в зимний период происходит за счет воздействия интенсивных зимних циклонов и штормов, а в летний — за счет вытаивания более тонких льдов. В сегодняшнем климате Баренцева моря данное положение требует пересмотра. В 1979 г. — год максимальной ледовитости — в апреле среднемесячная площадь льда в Баренцевом море S составила 1023,074 тыс. км², среднемесячная площадь ледяного покрова Sa — 1117,638 тыс. км². В 2012 г. — год минимальной ледовитости — в апреле площадь льда в Баренцевом море S составила 437,550 тыс. км², среднемесячная площадь ледового покрова Sa — 574,163 тыс. км². Карты среднемесячной сплоченности морского льда в Баренцевом море в апреле в 1979 и 2012 годах, представлены на *рис. 6*.

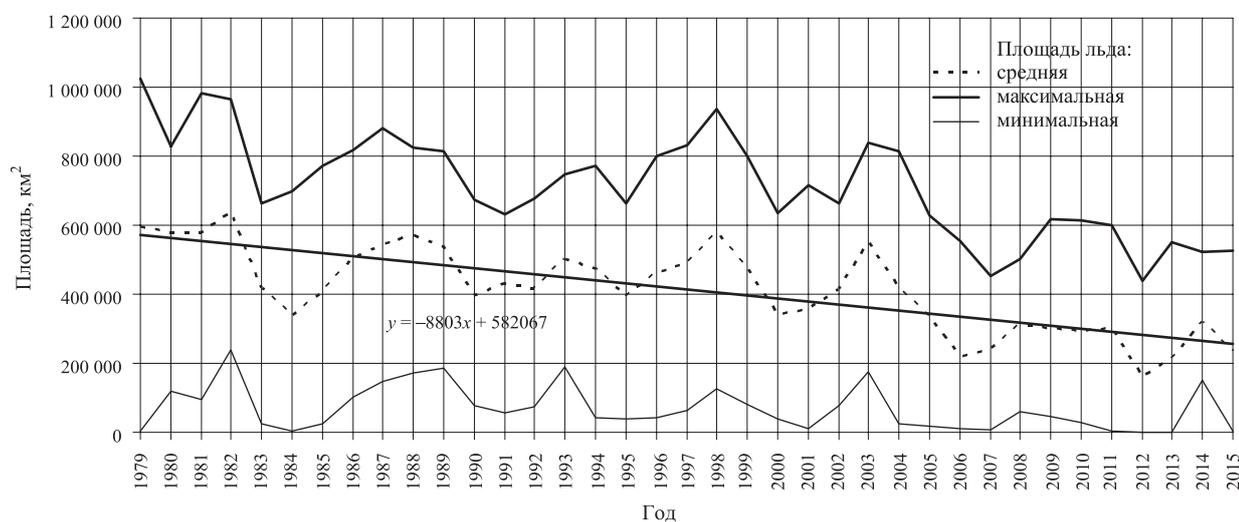


Рис. 4. Средняя, максимальная и минимальная площадь морского льда S в Баренцевом море за период 1979–2015 гг.

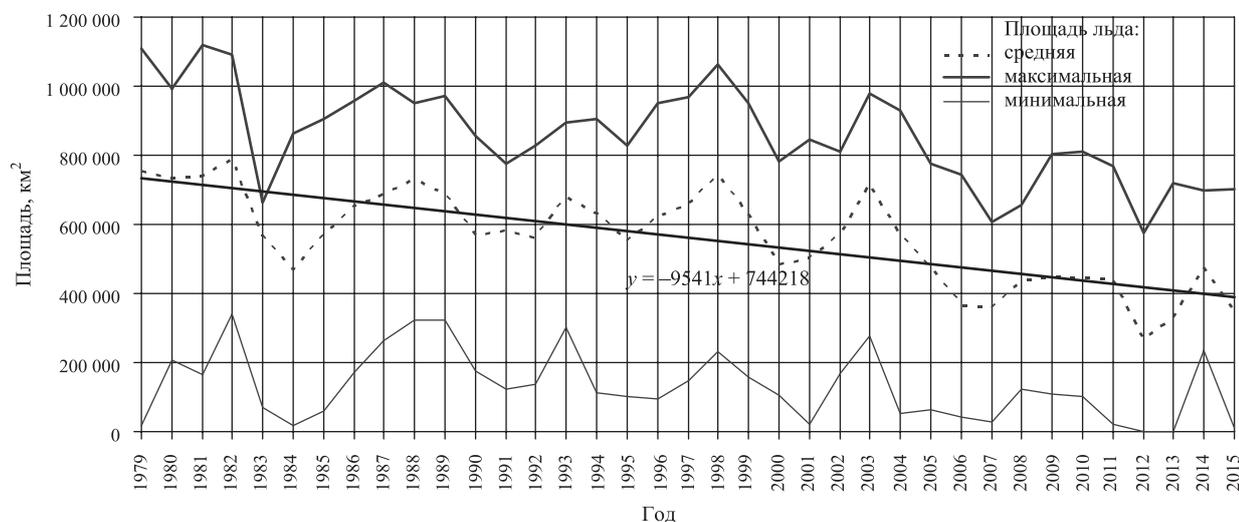


Рис. 5. Средняя, максимальная и минимальная площадь ледяного покрова Sa в Баренцевом море за период 1979–2015 гг.

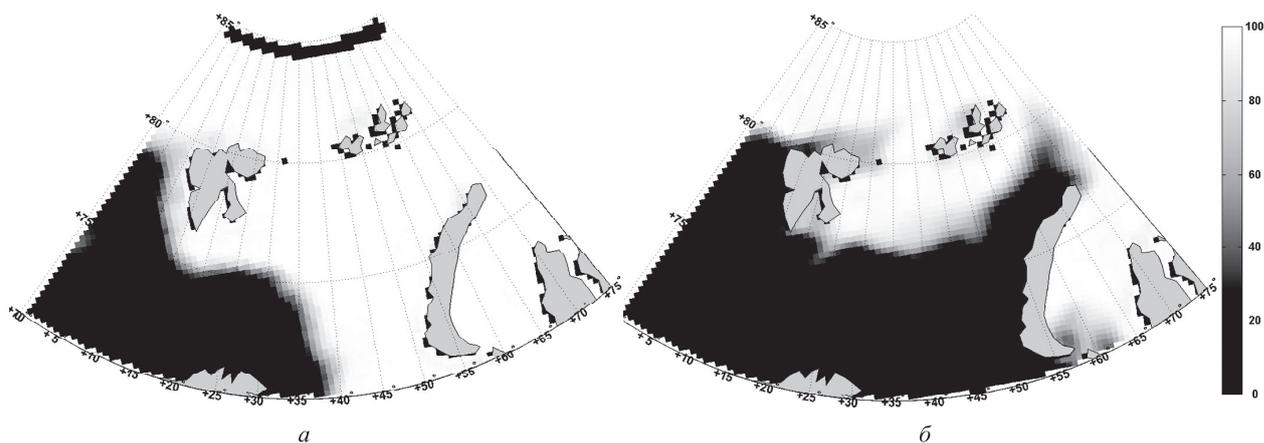


Рис. 6. Среднемесячная сплоченность морского льда в Баренцевом море: а) — в апреле 1979 г.; б) — в апреле 2012 г.

В среднем по ледовым условиям годы в момент максимальной ледовитости в марте-апреле кромка проходит вдоль западных берегов Шпицбергена на расстоянии 60–80 км. Затем она спускается к острову Медвежий и, постепенно отклоняясь к юго-востоку, на 40–45° в.д. достигает 72–74° с.ш. При дальнейшем нарастании льда кромка обычно поворачивает на юго-запад и подходит к берегу материка. Юго-восточная часть моря в апреле покрыта разреженным льдом.

Ото льда юго-восточная часть моря обычно очищается в мае. В ранние годы из рассмотренного периода льды в юго-восточной части моря иногда держались до августа. Центральные районы моря освобождаются ото льда в июне-июле. Минимальное количество льдов на севере моря бывает в августе, однако зимой 2016/2017 г. минимальное количество льдов на севере наблюдалось в декабре (рис. 7, 8).

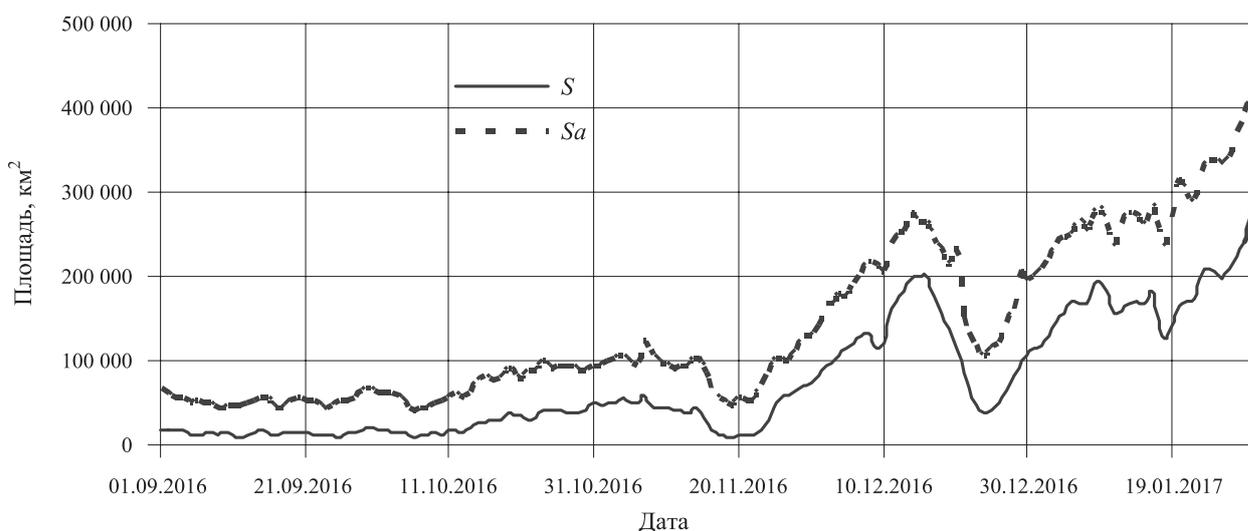


Рис. 7. Изменения площади морского льда и площади ледяного покрова в Баренцевом море с сентября 2016 по конец января 2017 г.

В ранние годы (до 2000-х) ледяной покров в открытом море, как правило, имел высокую сплоченность в течение всей зимы, однако в последние годы сплоченность у северной кромки

моря снизилась, что, вероятно, связано с уменьшением толщины льдов и их разбивании сильными зимними ветрами. У южного и юго-западного побережья архипелага Новая Земля в результате действия сильных зимних ветров постоянно образуются обширные полыньи.

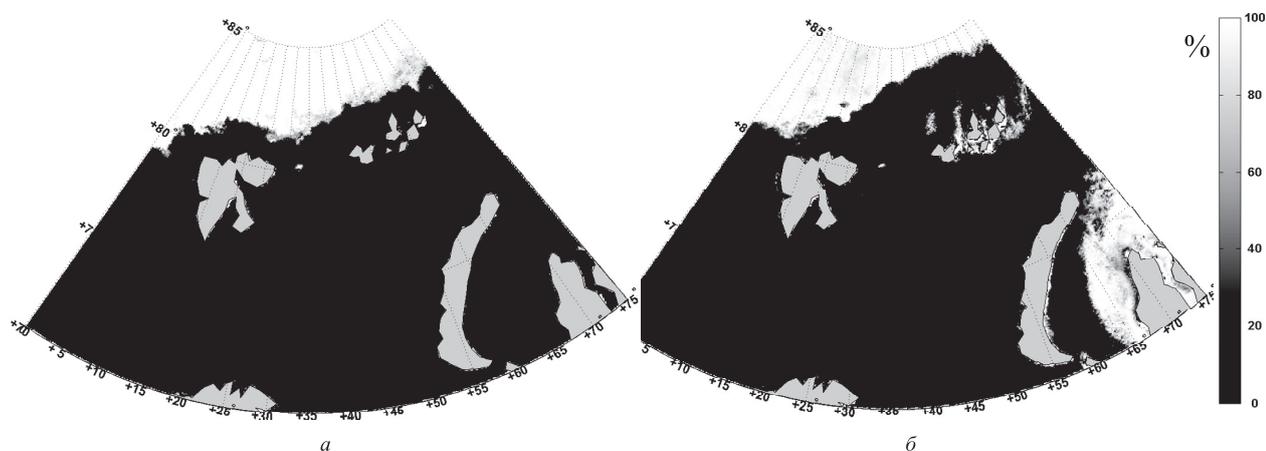


Рис. 8. Среднедневная сплоченность морского льда в Баренцевом море: а) — 12 сентября 2016 г.; б) — 24 декабря 2016 г.

Анализ ледовых условий зимой 2016/2017 г.

Зимой 2016/2017 г. ледовитость Баренцева моря носила аномальный характер. Комбинация причин — приток атлантических вод, штормовой ветер и аномалии температуры воздуха — привели к ситуации, когда минимальная площадь льда в Баренцевом море сохранялась весь октябрь 2016 г. По ежедневным данным о сплоченности ледяного покрова, полученным на основании измерений радиометра AMSR2, летне-осенний минимум площади льда в море (~8,8 тыс. км²) наблюдался в этом сезоне 6 октября, в то время как во всей Арктике летне-осенний минимум зафиксирован 10 сентября. Изменения площади морского льда и площади ледяного покрова в Баренцевом море с сентября 2016 по конец января 2017 г. представлены на рис. 7.

Также имеет место сильный северо-восточный дрейф льда в ноябре, результатом которого стало уменьшение площади морского льда с ~50 тыс. км² в начале месяца до 9,3 тыс. км² 19 ноября, что на 0,6 тыс. км² меньше, чем минимальная площадь льда Баренцевом море в сентябре (9,9 тыс. км²). Второе резкое уменьшение площади льда наблюдалось во второй половине декабря, когда площадь льда в середине декабря за 10 дней уменьшилась на более чем 160 тыс. км² — с ~200 тыс. км² до 38 тыс. км². Анализ полей ветра, как модельных (по данным реанализа Era-Interim), так и скаттерометрических (по данным инструмента ASCAT на спутнике Metop В), не позволяет связать наблюдаемую аномалию с воздействием ветра.

Сплоченность морского льда в Баренцевом море в день сентябрьского и декабрьского минимумов этой зимы представлена на рис. 8.

Из рис. 8 можно сделать вывод, что льда в декабре больше только за счет его образования вблизи архипелага Земли Франца-Иосифа. В северной же части Баренцева моря декабрьское

положение кромки еще севернее, чем сентябрьское. По сути дела, три традиционных месяца замерзания не привели к увеличению площади морского льда на севере моря.

Причины подобного аномального поведения, вероятно, следует искать еще и в условиях, складывавшихся предыдущей зимой. Если обычно лед в Арктике нарастает вплоть до середины или даже конца марта, то зимой 2015/2016 г. наблюдалось уменьшение площади ледяного покрова в феврале. Серия интенсивных внетропических циклонов, включая зимний циклон Jonas в конце января 2016 г. принесла большое количество тепла и влаги в Арктику. В результате период таяния начался почти на месяц раньше, чем в предыдущие годы. Данные наблюдений зимы 2016/2017 г. дают основания предположить, что положительная обратная связь между ранним таянием и поздним замерзанием приведет к дальнейшему росту тренда в уменьшении площади ледяного покрова в Баренцевом море. Базовая концепция этой связи сформулирована в статье (Stroeve et al., 2012), а в исследовании (Ivanov et al., 2016) эта концепция развита и расширена на район поступления теплых атлантических вод к северу от Шпицбергена. Описанный в статье (Ivanov et al., 2016) механизм положительной обратной связи также справедлив и для Баренцева моря, поскольку факторы, определяющие его действие, идентичны в обоих районах поступления атлантических вод в Северный Ледовитый океан.

Заключение

В настоящем исследовании на основании использования данных многолетних наблюдений спутниковых микроволновых радиометров рассчитаны климатические тренды в уменьшении ледяного покрова и площади морского льда в Баренцевом море и проведен анализ его пространственно-временной изменчивости за 37 лет — с 1978 по 2015 г. и в течение текущей зимы 2016/2017 г. Общий тренд в уменьшении площади морского льда в Баренцевом море за 37 лет составил приблизительно 8800 км^2 в год, а в уменьшении площади ледяного покрова — 9540 км^2 в год.

Изучение ежедневных карт сплоченности морского льда с разрешением 6×6 км позволило сделать вывод, что для раннего периода наблюдений характерна высокая сплоченность ледяного покрова в течение всей зимы, однако в последние годы сплоченность у северной кромки моря снизилась, что, вероятно, связано с уменьшением толщины льдов и их разбивании сильными зимними ветрами.

Анализ ледяного покрова Баренцева моря за текущую зиму 2016/2017 г. показал, что минимальная площадь льда в Баренцевом море сохранялась весь октябрь. При этом устойчивое нарастание ледяного покрова началось лишь в 20-х числах декабря при положении северной кромки моря, характерном для сентября. С большой долей вероятности это связано с ледовыми условиями, складывающимися в предыдущую зиму: зимой 2015/2016 г. интенсивные атлантические циклоны принесли в Арктику такое количество тепла, что период таяния начался почти на месяц раньше, чем в предыдущие годы. Для детальной количественной оценки влияния различных факторов на пространственно-временную изменчивость

ледяного покрова в Баренцевом море требуется анализ данных о температуре океана и атмосферы, приводном ветре, частоты и интенсивности циклонов.

Исследования, представленные в данной статье, выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00122).

Литература

1. *Зубакин Г.К.* Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 160 с.
2. *Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
3. *Митник Л.М., Митник М.Л.* Калибровка и валидация — необходимые составляющие микроволновых радиометрических измерений со спутников серии Метеор-М № 2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 1. С. 95–104.
4. *Смирнов В.Г., Бушуев А.В., Захваткина Н.Ю., Лоцилов В.С.* Спутниковый мониторинг морских льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Т. 85. № 2. С. 62–76.
5. *Тихонов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Репина И.А., Комарова Н.Ю.* Мониторинг морского льда полярных регионов с использованием спутниковой микроволновой радиометрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 5. С. 150–169.
6. *Árthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B.* Quantifying the Influence of Atlantic Heat on Barents Sea Ice Variability and Retreat // J. Climate. 2012. Vol. 25. No. 13. P. 4736–4743.
7. *Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J.* Determination of sea ice parameters with the Nimbus 7 SMMR // J. Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012). 1984. Vol. 89. No. D4. P. 5355–5369.
8. *Cavalieri D.J., Parkinson C.L.* Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // Cryosphere. 2012. Vol. 6. No. 4. P. 881–889.
9. *Comiso J.C.* Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations // J. Geophysical Research: Oceans (1978–2012). 1983. Vol. 88. No. C12. P. 7686–7704.
10. *Comiso J.C.* Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover // J. Climate. 2012. Vol. 25. No. 4. P. 1176–1193.
11. *Comiso J.C., Cavalieri D.J., Markus T.* Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data // IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing. 2003. Vol. 41. No. 2. P. 243–252.
12. *Deser C., Teng H.* Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007 // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35. No. 2. DOI: 10.1029/2007GL032023.
13. *Divine D.V., Dick C.* Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas // J. Geophysical Research: Oceans. 2006. Vol. 111. No. C1. DOI: 10.1029/2004JC002851.
14. *Francis J.A., Hunter E.* Drivers of declining sea ice in the Arctic winter: A tale of two seas // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34. No. 17. DOI: 10.1029/2007GL030995.
15. *Herbaut C., Houssais M.-N., Close S., Blazot A.-C.* Two wind-driven modes of winter sea ice variability in the Barents Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2015. Vol. 106. P. 97–115.
16. *Ivanov V.V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandø A.B., Smedsrud L.H., Sмирнов А.В.* Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback // J. Physical Oceanography. 2016. Vol. 46. P. 1437–1456. DOI: 10.1175/JPO-D-15-0144.1.
17. *Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T., Tonboe R.T.* Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms // IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing. 2014. Vol. 52. No. 11. P. 7233–7246.
18. *Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjaer G., Brucker L., Shokr M.* Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges // Cryosphere. 2015. Vol. 9. P. 1797–1817.
19. *Kaleschke L., Lüpkes C., Vihma T., Haarpaintner J., Bochert A., Hartmann J., Heygster G.* SSM/I sea ice remote sensing for mesoscale ocean-atmosphere interaction analysis // Canadian J. Remote Sensing. 2001. Vol. 27. No. 5. P. 526–537.
20. *Koenigk T., Brodeau L.* Ocean heat transport into the Arctic in the twentieth and twenty-first century in EC-Earth // Climate Dynamics. 2014. Vol. 42. No. 11. P. 3101–3120.
21. *Kwok R.* Outflow of Arctic Ocean sea ice into the Greenland and Barents Seas: 1979–2007 // J. Climate. 2009. Vol. 22. No. 9. P. 2438–2457.
22. *Markus T., Cavalieri D.J.* An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm // IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing. 2000. Vol. 38. No. 3. P. 1387–1398.
23. *Meier W., Fetterer F., Savoie M., Mallory S., Duerr R., Stroeve J.* NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 2. Boulder, Colorado, USA: National Snow and Ice Data Center, 2013.
24. *Nakanowatari T., Sato K., Inoue J.* Predictability of the Barents Sea Ice in Early Winter: Remote Effects of Oceanic and Atmospheric Thermal Conditions from the North Atlantic // J. Climate. 2014. Vol. 27. No. 23. P. 8884–8901.
25. *Onarheim I.H., Eldevik T., Árthun M., Ingvaldsen R.B., Smedsrud L.H.* Skillful prediction of Barents Sea ice cover // Geophysical Research Letters. 2015. Vol. 42. P. 5364–5371.

26. Sandø A.B., Nilsen J.E.Ø., Gao Y., Lohmann K. Importance of heat transport and local air-sea heat fluxes for Barents Sea climate variability // *J. Geophysical Research*. 2010. Vol. 115. No. C7. DOI: 10.1029/2009JC005884.
27. Simmonds I., Keay K. Extraordinary September Arctic sea ice reductions and their relationships with storm behavior over 1979–2008 // *Geophysical Research Letters*. 2009. Vol. 36. No. 19. DOI: 10.1029/2009GL039810.
28. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Reviews Geophysics*. 2013. Vol. 51. No. 3. P. 415–449. DOI: 10.1002/rog.20017.
29. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // *J. Geophysical Research: Oceans* (1978–2012). 2008. Vol. 113. No. C2. DOI: 10.1029/2005JC003384.
30. Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O.M., Johannessen J.A., Campbell W.J., Gloersen P., Cavalieri D., Mätzler C. Norwegian remote sensing experiment: Evaluation of the Nimbus 7 scanning multichannel microwave radiometer for sea ice research // *J. Geophysical Research: Oceans* (1978–2012). 1983. Vol. 88. No. C5. P. 2781–2791.
31. Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // *Climatic Change*. 2012. Vol. 110. No. 3. P. 1005–1027.
32. Svendsen E., Mätzler C., Grenfell T.C. A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz // *Intern. J. Remote Sensing*. 1987. Vol. 8. No. 10. C. 1479–1487.
33. Teleti P.R., Luis A.J. Sea Ice Observations in Polar Regions: Evolution of Technologies in Remote Sensing // *Intern. J. Geosciences*. 2013. Vol. 4. No. 7. DOI: 10.4236/ijg.2013.47097.
34. Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Y. A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // *Advances in Space Research*. 2015. Vol. 56. No. 8. P. 1578–1589.
35. Wentz F.J., Schabel M. Precise climate monitoring using complementary satellite data sets // *Nature*. 2000. Vol. 403. No. 6768. P. 414–416.

Spatial and temporal variability of the Barents Sea ice retrieved from satellite passive microwave radiometer data

E.V. Zabolotskikh, A.G. Myasoedov

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg 195196, Russia
E-mail: liza@rshu.ru

The results of the analysis of spatial and temporal variability of sea ice in the Barents Sea from satellite passive microwave radiometer data of low and medium resolution are discussed in this paper. The sea ice area and sea ice extent decrease trends are obtained for the period of 37 years. The sea ice dynamics in the Barents Sea in the winter of 2016–2017 is analyzed. It is shown that for the early years, high sea ice concentration is observed in the sea for the whole season whereas for the past years, open sea ice edge is observed in the north. The analysis of the Barents Sea ice in the winter of 2016–2017 has shown that the minimum sea ice area was lasting during the whole October. The sea ice cover started to grow steadily only in January. The reasons for such untypical dynamics relate to wind regime, atmospheric and oceanic circulation, extratropical cyclone activity in the current and previous periods. Additional research is needed to reveal the importance of each of the factors.

Keywords: sea ice, Barents Sea, satellite passive microwave radiometer data, spatial and temporal variability

Accepted: 21.06.2017
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-195-208

References

1. Zubakin G.K., *Krupnomasshtabnaya izmenchivost sostoyaniya ledyanogo pokrova Severo-Evropetskogo basseina* (Large scale sea ice state variability in the Northern Seas), Leningrad: Gydrometeoizdat, 1987, 160 p.
2. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Alexeeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V., *Arktichesky ledyanoi pokrov stanovitsya sezonnyy? (Is the Arctic sea ice getting seasonal character?)*, *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*, 2013, No. 4, pp. 50–65.
3. Mitnik L.M., Mitnik M.L., Kalibrovka I validatsiya — neobhodimye sostavlyayushchie mikrovolnovykh radiometricheskikh izmereny so sputnikov serii Meteor-M No. 2 (Calibration and Validation — are the requirements for passive microwave radiometer measurements from the Meteor-M series satellite measurements), *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 13, No. 1, pp. 95–104.
4. Smirnov V.G., Bushuev A.V., Zahvatkina N.Yu., Loschilov V.S., *Sputnikovy monitoring morskikh ldov (Satellite monitoring of the sea ice)*, *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2010, Vol. 85, No. 2, pp. 62–76.

5. Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Y., Monitoring morskogo lda polyarnykh regionov s ispolzovaniem sputnikovoi mikrovolnovoi radiometrii (Polar region sea ice monitoring using satellite passive microwave radiometer data), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2015, Vol. 12, No. 5, pp. 150–169.
6. Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B., Quantifying the Influence of Atlantic Heat on Barents Sea Ice Variability and Retreat, *J. Climate*, 2012, Vol. 25, No. 13, pp. 4736–4743.
7. Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J., Determination of sea ice parameters with the Nimbus 7 SMMR, *J. Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 1984, Vol. 89, No. D4, pp. 5355–5369.
8. Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010, *Cryosphere*, 2012, Vol. 6, No. 4, pp. 881–889.
9. Comiso J.C., Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations, *J. Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 1983, Vol. 88, No. C12, pp. 7686–7704.
10. Comiso J.C., Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover, *J. Climate*, 2012, Vol. 25, No. 4, pp. 1176–1193.
11. Comiso J.C., Cavalieri D.J., Markus T., Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data, *IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing*, 2003, Vol. 41, No. 2, pp. 243–252.
12. Deser C., Teng H., Evolution of Arctic Sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007, *Geophysical Research Letters*, 2008, Vol. 35, No. 2. DOI:10.1029/2007GL032023.
13. Divine D.V., Dick C., Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2006, Vol. 111, No. C1. DOI: 10.1029/2004JC002851.
14. Francis J.A., Hunter E., Drivers of declining sea ice in the Arctic winter: A tale of two seas, *Geophysical Research Letters*, 2007, Vol. 34, No. 17. DOI: 10.1029/2007GL030995.
15. Herbaut C., Houssais M.-N., Close S., Blaizot A.-C., Two wind-driven modes of winter sea ice variability in the Barents Sea, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2015, Vol. 106, pp. 97–115.
16. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandø A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A.V., Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback, *J. Physical Oceanography*, 2016, Vol. 46, pp. 1437–1456. DOI: 10.1175/JPO-D-15-0144.1.
17. Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms, *IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing*, 2014, Vol. 52, No. 11, pp. 7233–7246.
18. Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjaer G., Brucker L., Shokr M., Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges, *Cryosphere*, 2015, Vol. 9, pp. 1797–1817.
19. Kaleschke L., Lüpkes C., Vihma T., Haarpaintner J., Bochert A., Hartmann J., Heygster G., SSM/I sea ice remote sensing for mesoscale ocean-atmosphere interaction analysis, *Canadian J. Remote Sensing*, 2001, Vol. 27, No. 5, pp. 526–537.
20. Koenigk T., Brodeau L., Ocean heat transport into the Arctic in the twentieth and twenty-first century in EC-Earth, *Climate Dynamics*, 2014, Vol. 42, No. 11, pp. 3101–3120.
21. Kwok R., Outflow of Arctic Ocean sea ice into the Greenland and Barents Seas: 1979–2007, *J. Climate*, 2009, Vol. 22, No. 9, pp. 2438–2457.
22. Markus T., Cavalieri D.J., An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm, *IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing*, 2000, Vol. 38, No. 3, pp. 1387–1398.
23. Meier W., Fetterer F., Savoie M., Mallory S., Duerr R., Stroeve J., *NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration*, Version 2. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center, 2013.
24. Nakanowatari T., Sato K., Inoue J., Predictability of the Barents Sea Ice in Early Winter: Remote Effects of Oceanic and Atmospheric Thermal Conditions from the North Atlantic, *J. Climate*, 2014, Vol. 27, No. 23, pp. 8884–8901.
25. Onarheim I.H., Eldevik T., Årthun M., Ingvaldsen R.B., Smedsrud L.H., Skillful prediction of Barents Sea ice cover, *Geophysical Research Letters*, 2015, Vol. 42, pp. 5364–5371.
26. Sandø A.B., Nilsen J.E.Ø., Gao Y., Lohmann K., Importance of heat transport and local air-sea heat fluxes for Barents Sea climate variability, *J. Geophysical Research*, 2010, Vol. 115, No. C7. DOI: 10.1029/2009JC005884.
27. Simmonds I., Keay K., Extraordinary September Arctic sea ice reductions and their relationships with storm behavior over 1979–2008, *Geophysical Research Letters*, 2009, Vol. 36, No. 19. DOI: 10.1029/2009GL039810.
28. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A., The role of the Barents Sea in the Arctic climate system, *Reviews Geophysics*, 2013, Vol. 51, No. 3, pp. 415–449. DOI: 10.1002/rog.20017
29. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, *J. Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 2008, Vol. 113, No. C2. DOI: 10.1029/2005JC003384.
30. Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O.M., Johannessen J.A., Campbell W.J., Gloersen P., Cavalieri D., Mätzler C., Norwegian remote sensing experiment: Evaluation of the Nimbus 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer for sea ice research, *J. Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 1983, Vol. 88, No. C5, pp. 2781–2791.
31. Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P., The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis, *Climatic Change*, 2012, Vol. 110, No. 3, pp. 1005–1027.
32. Svendsen E., Mätzler C., Grenfell T.C., A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz, *Intern. J. Remote Sensing*, 1987, Vol. 8, No. 10, pp. 1479–1487.
33. Teleti P.R., Luis A.J., Sea Ice Observations in Polar Regions: Evolution of Technologies in Remote Sensing, *International Journal of Geosciences*, 2013, Vol. 4, No. 7. DOI: 10.4236/ijg.2013.47097.
34. Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Y., A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data, *Advances in Space Research*, 2015, Vol. 56, No. 8, pp. 1578–1589.
35. Wentz F.J., Schabel M., Precise climate monitoring using complementary satellite data sets, *Nature*, 2000, Vol. 403, No. 6768, pp. 414–416.