

Межгодовая изменчивость площади морского льда регионов Антарктики

В. Н. Малинин¹, П. А. Вайновский²

¹ *Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, 192007, Россия
E-mail: malinin@rshu.ru*

² *ООО «Прогноз», Санкт-Петербург, 197022, Россия*

Представлены результаты анализа формирования трендов и частотной структуры максимальной, минимальной и среднегодовой площади распространения морского льда (ПРМЛ) различных регионов Южного полушария за период 1979–2017 гг. по спутниковым данным. Вклад трендов среднегодовых значений ПРМЛ в дисперсию исходных временных рядов отдельных регионов составляет 6–13 %. Поэтому межгодовому ходу ПРМЛ не свойственны длительные инерционные изменения, что затрудняет их математическое описание. Показано, что в характере межгодовой изменчивости морского льда в Антарктике много загадок. Дискуссионным является вопрос повышения ПРМЛ до 2014 г., и ещё более загадочным видится его быстрое уменьшение, когда за три года (2015–2017) ПРМЛ Антарктики уменьшилась на 2 млн км². Выявлено, что формирование межгодовых колебаний морского льда в разных секторах Антарктики происходит в основном под действием локальных условий. Сектор морей Беллинсгаузена и Амундсена (МБА) является единственным регионом в Антарктике, где идёт сокращение ПРМЛ. Анализ частотной структуры временных рядов ПРМЛ после исключения тренда показал, что они представляют стационарный случайный процесс, развивающийся по типу модели «белый шум». Но поскольку на белый шум приходится 90 % дисперсии временных рядов ПРМЛ Антарктики, то качественное описание межгодовой изменчивости площади морского льда детерминированными моделями становится невозможным.

Ключевые слова: морской лёд, климат, Антарктика, тренды, атмосферная циркуляция, циркумполярная глубинная вода

Одобрена к печати: 28.04.2020

DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-3-187-201

Введение

Морской лёд представляет собой наиболее чувствительную компоненту глобальной климатической системы. Известно, что площадь морского льда в Арктике стремительно уменьшается, периодически ставя новые зимние и летние рекорды по минимальной площади. Совсем иная ситуация в Антарктике, где до 2014 г. отмечался рост площади ледяного покрова, причём вопрос о причинах её увеличения до настоящего времени остаётся дискуссионным. Как было отмечено на заседании рабочей группы по изменчивости антарктического морского льда в Южном океане (Antarctic..., 2017), «наблюдаемые данные по морскому льду в Антарктике часто представляются удивительными и загадкой для науки о глобальном изменении климата».

Для глобального климата характерным является быстрый рост глобальной температуры воздуха (ТВ), который за последние 40 лет (1979–2018) составлял 0,19 °C/10 лет (http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata_v3/GLB.Ts+dSST.txt). В северной полярной области (СПО) ТВ росла в 3,5 раза быстрее (0,67 °C/10 лет), в южной полярной области (ЮПО) ТВ тоже увеличилась, но заметно медленнее (0,14 °C/10 лет). Если в СПО площадь морского льда за 40-летний период (1979–2018) уменьшалась со скоростью –0,55 млн км²/10 лет, что объяснимо ускорением роста ТВ, то в ЮПО она до 2014 г. повышалась со скоростью 0,15 млн км²/10 лет (рис. 1, см. с. 188). По-видимому, не случайно известный специалист в области морского льда К.Л. Паркинсон утверждает, что увеличение площади морского льда в Антарктике до сих пор остаётся загадкой (Parkinson, 2014, 2019).

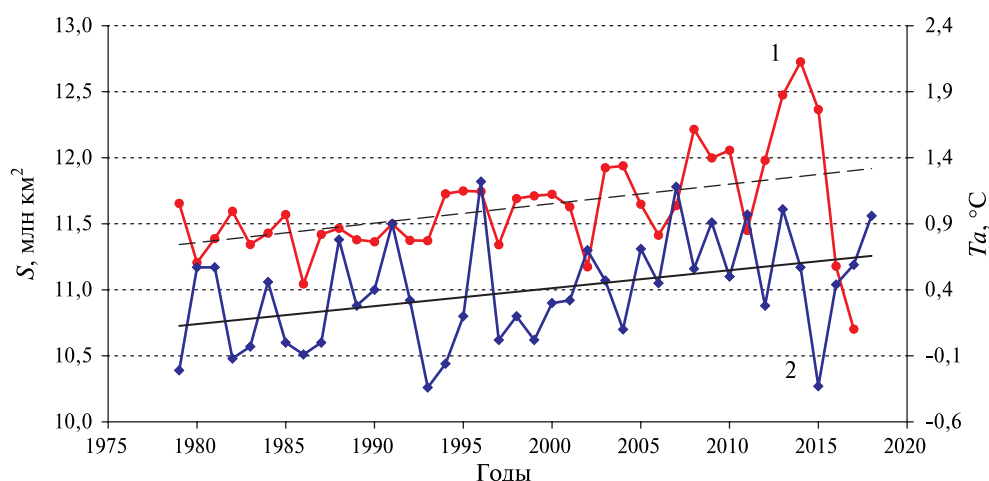


Рис. 1. Межгодовой ход площади распространения морского льда в Антарктике (1) (в 10^6 км²/год) по данным архива <https://neptune.gsfc.nasa.gov/csb/index.php?section=59> за период 1979–2017 гг. и аномалий средней годовой температуры воздуха для южной полярной области (90–64° ю. ш.) (2) по данным архива http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata_v3/GLB.Ts+dSST.txt

Если для Арктики климатические модели в рамках проекта CMIP5 (Coupled Model Inter-comparison Project, Международный проект сравнения климатических моделей) позволяют получить сравнительно разумные оценки изменчивости площади распространения морского льда (ПРМЛ) и даже используются для его прогноза на длительную перспективу (Семенов и др., 2017), то для Антарктики модели CMIP5 показывают лишь, что площадь морского льда будет уменьшаться в ответ на рост концентрации парниковых газов. По мнению многих исследователей, главной причиной неудовлетворительного описания современных трендов площади антарктического морского льда в климатических моделях стало обстоятельство, что они зависят главным образом от естественной внутренней изменчивости в системе «атмосфера–океан–лёд» и в значительно меньшей степени — от антропогенной роли концентрации парниковых газов (Antarctic..., 2017; Mahlstein et al., 2013; Polvani, Smith, 2013; Turner et al., 2013; Zunz et al., 2013).

В этом случае становится очевидным, что ряд факторов, которые могут работать на увеличение ПРМЛ, либо плохо описываются, либо вообще не учитываются в климатических моделях. К таким факторам, например, относятся неравномерное в пространстве распределение верхнего слоя прибрежных вод и хаотическое формирование новых полыней. Заметную роль в повышении распределения играют рост откалывания айсбергов (Малинин, 2012), усиление придонного таяния шельфовых ледников (Bintanja et al., 2013; Hellmer, 2004) и рост числа снегопадов (Goosse, Zunz, 2014; Liu, Curry, 2010). В результате действия этих факторов происходит усиление термохалинной стратификации и уменьшение вертикального океанического переноса тепла к поверхности, что приводит к возрастанию интенсивности формирования морского льда.

Безусловно, большое влияние на колебания ледяного покрова оказывают динамические процессы в океане и атмосферная циркуляция (Goosse, Zunz, 2014; Holland, Kwok, 2012; Turner, Overland, 2009; Zhang, 2013 и др.). Одним из основных параметров, характеризующих интенсивность атмосферной циркуляции, является индекс Антарктического колебания (ААК). Известно несколько вариантов расчёта данного индекса (Gong, Wang, 1999; Marshall, 2003 и др.). Индекс ААК служит показателем усиления (ослабления) интенсивности зонального переноса воздушных масс. Его повышение (уменьшение) приводит к усилению (ослаблению) зональной компоненты ветра на величину от 1 до 2 м/с. В настоящее время постоянную поддержку имеет аналог индекса ААК — южная круговая мода (*англ.* Southern Annular Mode — SAM), которая рассчитывается непосредственно по данным метеорологических станций на 40 и 65° ю. ш. (Marshall, 2003). SAM считается основным параметром изменчивости

атмосферной циркуляции и оказывает большое влияние на климатический режим Южного океана. Значимые положительные тренды в индексе SAM отмечаются в тёплый период и в среднем за год. Это означает усиление западных ветров вокруг Антарктиды. В работах (Holland, Kwok, 2012; Zhang, 2013) по моделированию системы «морской лёд – океан» было показано, что наблюдаемое усиление западного ветра увеличивает объём морского льда.

Альтернативная точка зрения на рост ПРМЛ высказана в работе (Алексеев и др., 2019). В ней выполнен расчёт широтного положения Антарктического полярного фронта (АПФ) за период 1979–2016 гг., который можно рассматривать как «границу распространения поверхностной распреснённой водной массы на север и, соответственно, возможного распространения морского льда». При этом выявлена значимая отрицательная корреляция ($r = -0,70$) между АПФ и ПРМЛ в сентябре, т. е. с увеличением площади морского льда АПФ сдвигается к северу.

Как видно на *рис. 1*, начиная с 2014 г. в ЮПО отмечается беспрецедентное уменьшение площади морского льда. Если в 2014 г. она была максимально высокой (12,72 млн км²), то уже в 2017 г. ПРМЛ составила 10,70 млн км², т. е. за 3 года уменьшилась на 2,02 млн км², или почти на 16 %. Для сравнения укажем, что в СПО за 40 лет ПРМЛ уменьшилась на 1,89 млн км². Максимально быстро уменьшение площади льда шло в секторе морей Амундсена и Беллинсгаузена (25 %), в то время как в западно-тихоокеанском секторе она уменьшилась лишь на 4 %. Очень неравномерно этот процесс протекал в течение года. Величину ПРМЛ, отнесенную к общей рассматриваемой площади (моря, региона, океана) и выраженную в процентах, называют ледовитостью. Минимальная ледовитость (в марте) в ЮПО сократилась почти на 45 %, а максимальная (в сентябре) — лишь на 9 %. В 2018 г. падение ПРМЛ ЮПО прекратилось, её годовая оценка составила 10,8 млн км², т. е. она очень близка к 2017 г. Что будет дальше — покажет время.

В настоящее время существуют противоречивые суждения о причинах столь стремительного уменьшения площади морского льда в ЮПО. Так, К. Л. Паркинсон (Parkinson, 2019) указывает, что в пяти исследованиях высказано пять отличающихся друг от друга предположений уменьшения ПРМЛ, которые в основном связаны с атмосферными факторами. На наш взгляд, это не могло произойти без активного участия океана. В работе (Lovel, Terray, 2016) достаточно убедительно показано стремительное нагревание Южного океана (0–65° ю. ш.), вследствие чего тренд теплосодержания его вод в слое 0–2000 м за период 2000–2014 гг. составил $(7,44 \pm 3,31) \cdot 10^{21}$ Дж/год. В Северном океане (0–65° с. ш.) тренд в теплосодержании $((0,97 \pm 3,28) \cdot 10^{21}$ Дж/год) был в 7,7 раз ниже. Вероятно, в 2014 г. Южный океан оказался настолько тёплым, что дальнейшее повышение ПРМЛ ЮПО стало просто невозможным. А поскольку потепление океана не прекращается, то, скорее всего, процесс уменьшения ПРМЛ также будет продолжаться.

Вероятно, это не последние предположения и они будут возникать в дальнейшем из-за проблемы в понимании *генезиса* колебаний ПРМЛ, которая, на наш взгляд, является центральной. Значительным препятствием в понимании генезиса является то, что на ледяной покров Антарктики влияет большое число разнонаправленных физических процессов, понимание которых затруднено, в том числе из-за почти полного отсутствия длительных регулярных гидрометеорологических наблюдений на побережье и тем более — в прибрежных водах материка.

Поэтому неудивительно, что взгляды исследователей на один и тот же факт (процесс, явление) могут кардинально расходиться. Достаточно очевидно, что без использования дистанционных методов измерений при анализе изменчивости характеристик морского льда не обойтись. Общедоступность непрерывно пополняемых спутниковых данных делает их важным источником информации об изменениях в состоянии морского льда (Иванов и др., 2013; Шалина, Бобылев, 2017), получившим широкое распространение в исследованиях изменений климата полярных регионов. При этом важно, что пассивная спутниковая радиометрия позволяет получать самые точные и достоверные по сравнению с другими климатическими характеристиками оценки изменчивости и статистических трендов параметров ледяного покрова (Семенов и др., 2017).

Отметим, что если за рубежом исследованиям межгодовой изменчивости площади морского льда в Антарктике уделяется очень большое внимание, то отечественных работ по данной тематике крайне мало. Достаточно сказать, что даже на конференции, посвящённой 100-летию Арктического и антарктического научно-исследовательского института (2–4 марта 2020 г.) не было ни одного доклада по морскому льду в Антарктике. Цель данной работы состоит в описании (обзоре) современного состояния изученности межгодовой изменчивости площади морского льда разных регионов ЮПО, а также в выявлении её закономерностей статистическими методами.

Исходные материалы

Благодаря программе, финансируемой Министерством обороны США, с октября 1978 г. осуществляется непрерывное измерение параметров ледяного покрова северной и южной полярных областей, начатая спутником Nimbus-7 (1978–1987) с помощью микроволнового радиометра SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer), которое продолжается по настоящее время на спутниках серии DMSP (Defence Ministry Satellite Program F8, F11, F13, F15, F17, приборы SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager, специальный микроволновой датчик/имиджер) и SSMIS (Special Sensor Microwave Imager Sounder). Применяемые в рамках этой программы сканирующие многоканальные микроволновые радиометры позволяют эффективно распознавать покрытую льдом поверхность и открытую воду с пространственным разрешением 25 км. Радиометр SSMIS предоставляет информацию о ледяном покрове и в настоящее время. Измерения в микроволновом диапазоне по сравнению с видимым и инфракрасным диапазонами спектра обладают тем важным преимуществом, что данные о морской поверхности доступны при наличии облачности и любой освещённости, в том числе в течение полярной ночи.

Содержательные обзоры источников погрешностей в алгоритмах и методах восстановления параметров ледяного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров даются в работах (Заболотских, 2019; Тихонов и др., 2016). В настоящее время в оперативных центрах обработки, хранения и распространения спутниковых данных используется довольно большое число алгоритмов: NASA Team (NT), Bootstrap, улучшенная версия NT (NT2), NORSEX, Svendsen (SVE), ASI, VASIA2 и ряд других, в том числе гибридные алгоритмы, состоящие из нескольких простых. Отметим, что алгоритм VASIA2, разработанный российскими учёными (Тихонов и др., 2015), отличается от зарубежных аналогов тем, что его основой являются не экспериментальные данные, а теоретическая модель излучения системы «морская поверхность – ледяной покров – снежный покров – атмосфера». Каждому алгоритму спутниковой микроволновой радиометрии свойственны ошибки (неопределённости), подробный обзор которых приводится в публикации (Тихонов и др., 2016). Причиной неопределённостей является то, что в алгоритмах используются эмпирические зависимости и погоночные коэффициенты, т. е., по сути, пренебрегается физикой процесса. В статье (Ivanova et al., 2014) выполнено сравнение между собой 11 алгоритмов. Используя каждый из этих алгоритмов, авторы рассчитали среднегодовую площадь ледяного покрова Арктики за периоды 1979–2012 и 1992–2012 гг. Результаты показали, что разница в площади ледяного покрова, определяемой с помощью этих алгоритмов, может достигать 1,3 млн км², тогда как графики изменения площади ледяного покрова за рассматриваемые периоды в зависимости от алгоритма показывают её уменьшение от 0,534 до 0,978 млн км² за декаду. Отсюда видно, что степень расхождения между алгоритмами велика, но если их оценки сравнивать с фактическими данными морского льда, то расхождения уже не столь велики. Как отмечается в работе (Тихонов и др., 2016), анализ определения сплочённости ледяного покрова по разным алгоритмам, сравнение результатов между собой, с данными оптического диапазона и радиолокационными снимками, а также с данными визуальных корабельных наблюдений показывают, что погрешность современных алгоритмов составляет 10 %. В период летнего таяния и осеннего замерзания в районах кромки льда эта погрешность сильно увеличивается, достигая иногда 50 %.

В настоящее время наиболее известными центрами, распространяющими спутниковые продукты по сплочённости морского льда, являются (Заболотских, 2019):

- Национальный центр данных по исследованию снега и льда США (National Snow and Ice Data Center — NSIDC, <http://nsidc.org/>);
- служба поддержки пользователей JAXA GCOM-W1 Data Providing Service, данные предоставлены в свободном доступе на сайте <http://gcom-w1.jaxa.jp/>;
- Европейская межправительственная организация спутниковой метеорологии (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites — EUMETSAT), основной сайт, на котором представлены продукты — <http://www.osi-saf.org/>.

В данной работе для оценок площади морского льда в Антарктике применялся продукт Центра космических полётов НАСА имени Годдарда (*англ.* NASA's Goddard Space Flight Center — GSFC; НАСА — Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства, *англ.* NASA — National Aeronautics and Space Administration) и Национального ледового центра США (*англ.* National Ice Center — NIC). Отметим, что достоинства и недостатки алгоритма NASA Team (NT), используемого для оценок сплочённости морского льда в этих центрах, достаточно хорошо известны (Алексеева и др., 2018; Заболотских, 2019; Тихонов и др., 2016; Meier, 2005 и др.). Детальное сравнение NT-алгоритма с данными оперативных ледовых карт, выполненное авторами работы (Agnew, Howell, 2003), показало значительное расхождение (до 44 %) в оценках сплочённости морского льда в летнее время, в то время как зимние погрешности при оценке сплочённости сплошных льдов составили ~10 %.

Несмотря на наличие заметных погрешностей, именно дистанционные методы измерений являются главным источником данных для изучения морского льда в полярных регионах. Основными параметрами, получаемыми в результате обработки спутниковых данных, являются площадь морского льда (ПМЛ, *англ.* sea ice area) и площадь распространения (протяжённости) морского льда (ПРМЛ, *англ.* sea ice extent). ПМЛ представляет собой интегральную площадь океана, покрытую морскими льдами, а ПРМЛ — это площадь внутри границы 15%-й сплочённости (концентрации) морских льдов (Семенов и др., 2017). Суточные и среднемесячные данные о ПМЛ и ПРМЛ находятся в свободном доступе на сайте NASA (<https://neptune.gsfc.nasa.gov/csb/index.php?section=59>) для 9 различных районов Северного и 5 секторов Южного полушарий с октября 1978 г. по декабрь 2017 г. В число этих секторов входят: моря Росса, Беллинсгаузена и Амундсена, Уэдделла, сектор Индийского океана, сектор западной части Тихого океана. Указанное районирование по площади морских льдов вызывает определённые возражения. Например, громадные акватории Индийского океана и западной части Тихого океана, прилегающие к Антарктиде, на более мелкие регионы не делятся. Данное обстоятельство следует иметь в виду при анализе изменчивости ПРМЛ.

Анализ трендов

Хотя результаты расчётов линейных трендов ледовитости Антарктики за различные периоды времени приводятся в большом числе публикаций, количественные оценки их сравнения отсутствуют, поскольку коэффициент тренда зависит от площади морского льда. В данной работе используется индекс тренда, который представляет собой отношение размаха тренда ($a_1 n$) к его среднему значению (X_{cp}) и выражается в условных единицах (Малинин, Гордеева, 2015):

$$I_{тр} = \frac{a_1 n}{X_{cp}} \times 100, \quad (1)$$

где a_1 — коэффициент уравнения линейного тренда ($X = a_1 t + a_0$), характеризующий скорость изменения X в единицу времени t ; n — период времени в годах. Индекс тренда — безразмерная величина, что очень удобно для сравнения характеристик разной размерности и даже одной размерности, но значительно различающихся по абсолютной величине. Это полностью

относится к спутниковым данным ПРМЛ ЮПО. Действительно, из *табл. 1*, в которой представлены статистические оценки трендов ледовитости для секторов ЮПО, видно, что коэффициенты тренда a_1 для ПРМЛ в Индийском океане в сентябре и марте идентичны, в то время как индексы тренда $I_{тр}$ различаются на порядок (3,1 и 43,5). Отметим, что в *табл. 1* R^2 — это доля дисперсии исходного ряда, описываемая трендом. В соответствии с критерием Стьюдента при $\alpha = 0,05$ получим приближённое критическое значение $R_{кр}^2 \approx 0,10$. При $R^2 > R_{кр}^2$ тренд считается значимым.

Таблица 1. Характеристики линейного тренда ПРМЛ для различных регионов южной полярной области ($a_1, \times 10^5 \text{ км}^2/\text{год}$) за период 1979–2017 гг.

Сектор	Сентябрь			Март			Год		
	R^2	a_1	Индекс тренда	R^2	a_1	Индекс тренда	R^2	a_1	Индекс тренда
Моря Беллинсгаузена и Амундсена	0,01	0,024	4,2	0,45	−0,119	−84,2	0,13	−0,044	−11,9
Индийский океан	0,02	0,030	3,1	0,11	0,033	43,5	0,06	0,029	6,1
Море Росса	0,09	0,078	7,4	0,00	0,012	3,9	0,12	0,069	9,3
Море Уэдделла	0,00	−0,001	−0,04	0,28	0,169	42,2	0,08	0,062	5,6
Западная часть Тихого океана	0,00	0,004	0,7	0,16	0,047	37,6	0,12	0,031	10,1
Южная полярная область	0,13	0,007	0,15	0,09	0,142	13,6	0,18	0,147	4,9

Примечание: значимые тренды выделены полужирным шрифтом.

Из-за минимальной межгодовой изменчивости линейные тренды максимальных значений ПРМЛ незначимы для всех секторов ЮПО. В марте тренды значимы, исключая море Росса. Однако если в распределении коэффициентов тренда какие-либо закономерности не выражены, то согласно индексу тренда уменьшение ПРМЛ в морях Беллинсгаузена и Амундсена идёт в 2 раза быстрее, чем накопление морского льда в других секторах ЮПО. В среднем за год рост площади ледяного покрова в ЮПО происходит в 3,7 раз медленнее, чем его сокращение в СПО (Малинин, Вайновский, 2019). Отметим, что в течение 1979–2014 гг. в море Росса отмечался самый большой положительный тренд в ПРМЛ, а затем в течение 3 лет шло уменьшение ПРМЛ с максимальной скоростью в ЮПО. В результате этого окончательный тренд за период 1979–2017 гг. исчез.

Согласно *табл. 1*, вклад тренда среднегодовых значений ПРМЛ ЮПО в дисперсию исходного временного ряда составляет 18 %, а средний индекс тренда равен 4,9, в то время как аналогичные оценки для среднегодовых значений ПРМЛ СПО соответственно составляют 88 % и 18,3 (Малинин, Вайновский, 2019). Итак, *принципиальное отличие ЮПО от СПО состоит в том, что межгодовому ходу ПРМЛ ЮПО не свойственны ярко выраженные длительные инерционные изменения, что значительно затрудняет их математическое описание.*

Дополнительно к оценкам линейных трендов выполнен расчёт нелинейных трендов до 4-й степени. Для сентябрьских значений ПРМЛ значимыми оказались только нелинейные тренды ПРМЛ для моря Росса. Для минимальных значений ПРМЛ увеличение R^2 до тренда 4-й степени для всех секторов, исключая море Росса, в том числе для всей ЮПО, составило только 0,03–0,04. Для моря Росса R^2 тренда 2-й степени оказался равным 0,17. При дальнейшем увеличении степени рост R^2 составлял сотые доли единицы. Из графика межгодовых значений ПРМЛ моря Росса следует, что в марте проявляется тенденция к повышению ПРМЛ до 2001 г. и затем — такая же тенденция к уменьшению ПРМЛ. Поэтому в результате исключения трендов временные ряды ПРМЛ становятся стационарными.

Специального внимания заслуживает тренд ПРМЛ в секторе морей Беллинсгаузена и Амундсена. Это единственный регион в ЮПО, где идёт сокращение ПРМЛ. На *рис. 2* (см. с. 193) приводится годовой ход индексов тренда ПРМЛ для данного сектора. Если

с января по май происходит сильное сокращение площади морского льда, то затем вплоть до января тренды ПРМЛ близки к нулю. Вследствие этого изменчивость площади морского льда уже полностью носит случайный характер. Это связано с тем, что коэффициенты детерминации в данный период года являются незначимыми ($R^2 < 0,10$). В остальных секторах, за исключением моря Уэдделла, тренды положительные практически в течение всего года. Для моря Уэдделла мы имеем картину, противоположную сектору МБА. Если в первую половину года отмечаются довольно сильные положительные индексы трендов, то во вторую половину года они отсутствуют.

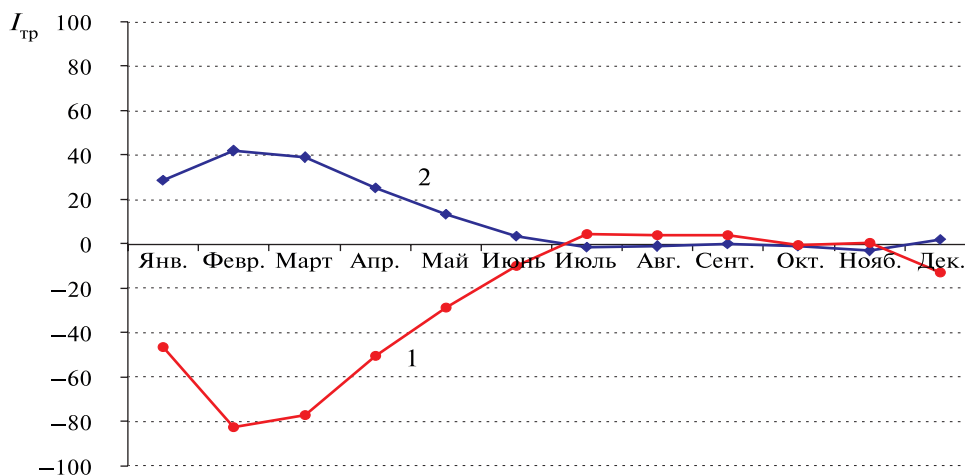


Рис. 2. Внутригодовой ход индексов тренда $I_{тр}$ ПРМЛ морей Беллингаузена и Амундсена (1) и Уэдделла (2) за 1979–2017 гг.

До настоящего времени нет убедительного объяснения такого сезонного характера трендов (Holland, 2014). Дело в том, что связность (одинаковость) межгодовой изменчивости ледовитости разных секторов ЮПО является слабой. Как следует из табл. 2, даже без исключения трендов корреляция для большинства секторов ЮПО оказывается незначимой (по критерию Стьюдента при уровне значимости $\alpha = 0,05$ критическое значение: $r_{кр} \approx 0,33$). При исключении трендов корреляция значима только для моря Уэдделла и МБА. По сути, формирование межгодовых колебаний площади морского льда в разных секторах происходит в основном под действием локальных условий, что существенно затрудняет их объяснение. Близкий вывод сделан и в работе (Lefebvre, Goosse, 2008), согласно которой изменчивость морского льда в Южном океане носит главным образом региональный характер, поэтому каждый сектор должен рассматриваться отдельно.

Таблица 2. Распределение выборочных коэффициентов корреляции между ПРМЛ разных секторов Южного полушария в марте (нижний треугольник) и в сентябре (верхний треугольник) за 1979–2017 гг.

Сектор	1	2	3	4	5	6
1. Море Уэдделла	1,00	-0,13	-0,18	0,02	-0,50	0,28
2. Индийский океан	0,19	1,00	-0,01	0,06	0,08	0,51
3. Западная часть Тихого океана	0,35	0,09	1,00	0,05	-0,12	0,31
4. Море Росса	0,03	0,00	0,13	1,00	-0,36	0,53
5. Моря Беллингаузена и Амундсена	-0,46	-0,20	-0,45	0,02	1,00	-0,02
6. Южное полушарие	0,67	0,28	0,48	0,67	-0,08	1,00

Примечание: значимые тренды выделены полужирным шрифтом.

Хотя море Уэдделла и МБА отделены друг от друга высоким Антарктическим п-овом, на межгодовые колебания ледовитости в них определённое влияние могут оказывать одни и те же факторы. Вероятно, такими факторами оказываются атмосферная циркуляция и Антарктический п-ов. На *рис. 3* приводится сопоставление индекса SAM и ПРМЛ в МБА за летний сезон (январь–март). Нетрудно видеть, что при усилении зональной циркуляции ПРМЛ уменьшается. Корреляция между SAM и ПРМЛ в МБА значима ($r = -0,48$). Очевидно, при усилении западных ветров происходит смещение морских льдов в сторону побережья Антарктического п-ова, где и сосредотачивается основная масса льда. Из-за Антарктического п-ова ветер в восточной части моря приобретает почти южное направление и выносит за пределы моря в большем количестве морской лёд, где он быстро тает. Одновременно с этим в море Уэдделла должен усиливаться ветер северных направлений, который не выпускает морской лёд из моря.

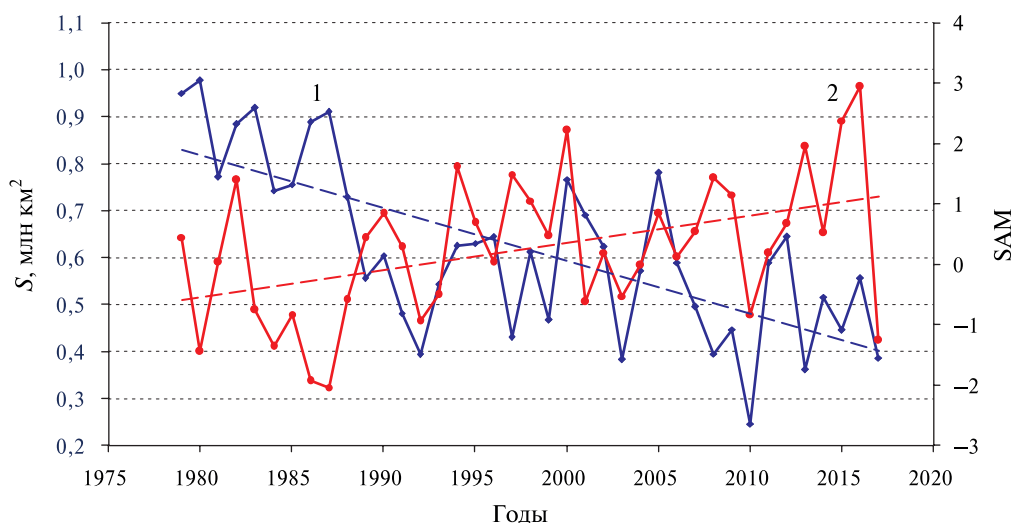


Рис. 3. Сопоставление ПРМЛ в морях Беллинсгаузена и Амундсена (1) и индекса SAM (2) за летний сезон (январь – март) 1979–2017 гг.

В зимний период тренд в SAM отсутствует, межгодовая изменчивость ПРМЛ в море Уэдделла и МБА носит практически случайный характер. Помимо SAM на межгодовую изменчивость ПРМЛ моря Беллинсгаузена воздействуют такие локальные факторы, как центр низкого давления моря Амундсена (*англ.* Amundsen Sea Low — ASL) и особенно — циркумполярная глубинная вода (*англ.* Circumpolar Deep Water — CDW). Фактор ASL играет заметную роль в изменчивости климата Западной Антарктиды и прилегающей океанической среды. В частности, он контролирует меридиональные ветры в районе Западной Антарктиды. В последние десятилетия отмечалась тенденция к углублению ASL. В результате усиления циклонической активности более тёплый воздух распространяется на юг и вытесняет холодный воздух на север, что способствует уменьшению ПРМЛ в море Беллинсгаузена (Turner et al., 2016).

Формирование CDW связано с поступлением тёплых вод с севера. Ближе всего этот тёплый поток подходит к берегам Антарктиды в МБА, поскольку с других сторон Антарктида защищена от субтропического пояса Африканско-Атлантическим хребтом и Южно-Тихоокеанским поднятием. В работе (Sallee, 2018) показано, что верхняя зона 0–1000 м в Южном океане в пределах Антарктического циркумполярного течения и к северу от него в последнее десятилетие быстро нагревается со скоростью 0,1–0,2 °C/10 лет. Вблизи побережья Антарктиды CDW поднимается вверх, повышая температуру поверхностных вод и уменьшая ледовитость. Максимальные оценки отрицательного тренда годовой концентрации морского льда отмечаются у побережья Антарктического п-ова (Stammerjohn et al., 2016). В работе (Steig et al., 2012) высказано предположение, что усиленный приток CDW на континентальный шельф, приводящий к большему таянию морского льда, связан с усилением западных ветров, т. е.

одновременно CDW является ответственной за таяние шельфовых ледников (Bintanja et al., 2013 и др.).

О значительном воздействии CDW на потепление западного побережья Антарктического п-ова говорится в работе (Масленников, 2003). Согласно исследованию (Данилов и др., 2003), максимальное потепление (соответственно 0,76 и 0,55 °C/10 лет) отмечалось на станциях Ротера и Фарадей/Вернадский, расположенных в западной части Антарктического п-ова. Авторы связывают его с повышением повторяемости меридиональных процессов и сокращением площади морского льда в море Беллинсгаузена за счёт тёплых глубинных вод, что позволяет тёплым циклонам с севера ещё дальше проникать на юг. Близкое суждение высказано в работе (Turner et al., 2012), согласно которой потепление на станции Фарадей/Вернадский обусловлено уменьшением морского льда у побережья и углублением ASL. В публикации (Jacobs, Comiso, 1997) показано, что ПРМЛ моря Беллинсгаузена имеет значимую отрицательную корреляцию с температурой приземного воздуха на западной стороне Антарктического п-ова, которая растёт со скоростью 0,58 °C/10 лет с середины 1940-х гг. По нашим данным, корреляция ТВ Антарктиды с ПРМЛ МБА в марте за 1979–2012 гг. составляет $r = -0,48$, т.е. является значимой. Итак, можно уверенно утверждать о преобладающей роли CDW в уменьшении ПРМЛ моря Беллинсгаузена и потеплении западной стороны Антарктического п-ова.

Частотная структура площади распространения морского льда

Как было показано выше, после исключения тренда временные ряды ПРМЛ являются стационарными, т.е. к ним применимы методы теории случайных функций. Расчёт гармоник для временных рядов ПРМЛ секторов ЮПО для марта, сентября и в среднем за год показал, что все гармоники являются незначимыми, т.е. дают малый вклад в дисперсию ПРМЛ. По сути, это означает, что межгодовые колебания ледовитости должны носить случайный характер. Чтобы в этом убедиться, была проведена дополнительная проверка. Она состояла в расчёте частных автокорреляционных функций мартовских рядов ПРМЛ, имеющих максимальную межгодовую изменчивость. Из распределения частных коэффициентов автокорреляции до сдвига $\tau = 10$ лет следует, что их оценки для всех секторов ЮПО не выходят за пределы доверительных интервалов при уровне значимости $\alpha = 0,05$ (рис. 4).

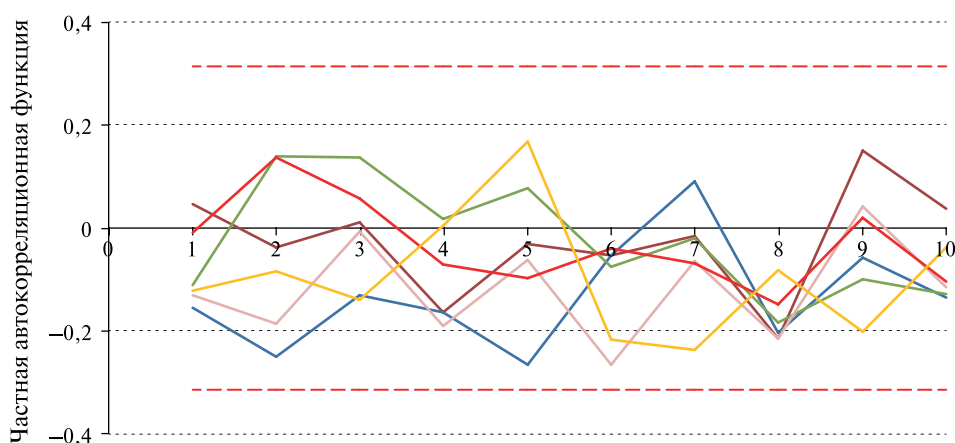


Рис. 4. Распределение частных автокорреляционных функций для ПРМЛ различных секторов ЮПО в марте для временного сдвига $\tau = 10$ лет. Горизонтальные линии — доверительные интервалы при уровне значимости $\alpha = 0,05$

Если коэффициенты частной автокорреляции являются незначимыми на всех сдвигах, исключая нулевой, то, следовательно, стационарный случайный процесс развивается

по типу модели «белый шум». Это полностью относится к временным рядам ПРМЛ ЮПО. Согласно *табл. 1*, на белый шум приходится в среднем 90 % дисперсии временных рядов ПРМЛ. Полученные результаты проливают свет на неудовлетворительное описание ПРМЛ ЮПО климатическими моделями (Antarctic..., 2017 и др.). Действительно, *поскольку на белый шум приходится доминирующая доля дисперсии временных рядов ПРМЛ ЮПО, то качественное описание межгодовой изменчивости площади морского льда детерминированными моделями становится невозможным*. Совершенно иная ситуация отмечается в СПО, где белый шум описывает примерно 10 % дисперсии временных рядов ПРМЛ (Малинин, Вайновский, 2019). Очевидно, поэтому точность описания морского льда в Арктике моделями общей циркуляции атмосферы и океана, особенно в рамках проекта CMIP5, оказывается довольно высокой (Семенов и др., 2017).

Заключение

В статье рассмотрены особенности формирования и распределения трендов максимальной, минимальной и среднегодовой площади распространения морского льда (ПРМЛ) для секторов южной полярной области за период 1979–2017 гг. и выполнен их сравнительный анализ с помощью безразмерного индекса тренда. Как было указано выше, повышение ПРМЛ в Антарктике до 2014 г. часто представляется удивительным и становится загадкой для науки о глобальном изменении климата. Загадкой является и стремительное уменьшение ледовитости южной полярной области (ЮПО) за 2015–2017 гг. За три года она сократилась на 2 млн км², в то время как уменьшение ПРМЛ северной полярной области (СПО) за 40 лет составило 1,9 млн км². Уже высказано пять отличающихся друг от друга возможных причин уменьшения ПРМЛ, в основном атмосферного происхождения. С большой вероятностью сокращение площади морского льда является следствием стремительного потепления Южного океана, которое за период 2005–2014 гг. было в 7,7 раз сильнее потепления океана в Северном полушарии. Возможно, 2014 г. — это точка перехода от длительной тенденции увеличения ПРМЛ ЮПО к её уменьшению.

Единственный регион в Антарктике, где идёт уменьшение ПРМЛ, — это сектор морей Беллинсгаузена и Амундсена. В первую половину года (январь — июнь) здесь происходит сильное сокращение ПРМЛ, причём во вторую половину (июль — декабрь) тренды отсутствуют. Очевидно, уменьшение ПРМЛ связано с целым рядом факторов атмосферного и океанического происхождения. К атмосферным факторам относятся индексы SAM и ASL, способствующие уменьшению ПРМЛ в МБА. Однако уверенно можно утверждать о преобладающей роли циркумполярной глубинной воды (CDW) в сокращении ПРМЛ в морях Беллинсгаузена и Амундсена и потеплении западной стороны Антарктического п-ова. Ближе всего тёплый поток CDW подходит к берегам Антарктиды в морях Амундсена и Беллинсгаузена, на шельфе которых он поднимается вверх, повышая температуру поверхностных вод и уменьшая площадь морского льда, что способствует потеплению западной стороны Антарктического п-ова.

Анализ частотной структуры межгодовой изменчивости ПРМЛ всех секторов ЮПО после исключения линейных трендов показал, что временные ряды ПРМЛ соответствуют стационарному случайному процессу, развивающемуся по типу модели «белый шум». Но поскольку на белый шум приходится примерно 90 % дисперсии временных рядов ПРМЛ ЮПО, то качественное описание изменчивости площади морского льда детерминированными моделями становится невозможным. Совершенно иная ситуация отмечается в СПО, где белый шум описывает чуть более 10 % дисперсии временных рядов ПРМЛ. Вследствие этого точность описания морского льда в Арктике климатическими моделями, особенно в рамках проекта CMIP5, оказывается довольно высокой.

«Поведение» межгодовой изменчивости ледовитости в СПО и ЮПО свидетельствует о принципиальных различиях между Южным и Северным Ледовитым океанами, которые представляют собой разные термодинамические системы. *Антарктика — это Арктика, вывернутая наизнанку*. Различия, прежде всего, связаны с их географическим положением.

В отличие от глубокого и открытого Южного океана Северный Ледовитый океан часто рассматривают как мелководный средиземноморский бассейн Атлантического океана. Если в Арктику есть свободный доступ тёплого Североатлантического течения и его продолжений, то самое мощное в океане Антарктическое циркумполярное течение препятствует проникновению на юг тёплых вод с севера. Если Арктика окружена почти со всех сторон сушей, то материк Антарктида, наоборот, окружён глубоководным океаном. Если Арктический бассейн покрыт в основном паковым (многолетним) льдом, то в Антарктике лёд почти исключительно однолетний. Поэтому «поведение» климатической системы Антарктики кардинально отличается от климата Арктики.

Значительным препятствием в понимании причин изменчивости ПРМЛ Антарктики является то, что изучение большого числа разнонаправленных физических процессов, действующих на ледяной покров, затруднено из-за почти полного отсутствия длительных гидрометеорологических наблюдений на побережье и тем более — в прибрежных водах материка. Поэтому большинство публикаций носит описательный характер, а взгляды исследователей на один и тот же факт или процесс рассматриваются в основном в рамках предположений (гипотез) и могут значительно расходиться. Однако загадки для того и существуют, чтобы их разгадывать.

Литература

1. *Алексеев Г. В., Глок Н. И., Вязилова А. Е., Иванов Н. Е., Харланенкова Н. Е., Смирнов А. В.* Влияние температуры поверхности океана в тропиках на антарктический морской лёд в период глобального потепления // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 2. С. 213–221.
2. *Алексеева Т. А., Тихонов В. В., Фролов С. В., Раев М. Д., Репина И. А., Соколова Ю. В., Афанасьева Е. В., Шарков Е. А., Сероветников С. С.* Сравнение сплоченности ледяного покрова по данным спутниковой микроволновой радиометрии с данными визуальных судовых наблюдений // *Исслед. Земли из космоса*. 2018. № 6. С. 65–76.
3. *Данилов А. И., Лагун В. Е., Клепиков А. В., Катцов В. М., Вавулин С. Б.* Текущие изменения климата Антарктики и сценарии его будущих изменений // *Арктика и Антарктика*. 2003. № 2. С. 114–125.
4. *Заболотских Е. В.* Обзор методов восстановления параметров ледяного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров // *Изв. Российской акад. наук. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55. № 1. С. 128–151.
5. *Иванов В. В., Алексеев В. А., Алексеева Т. А., Колдунов Н. В., Репина И. А., Смирнов А. В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // *Исслед. Земли из космоса*. 2013. № 4. С. 50–65.
6. *Малинин В. Н.* Уровень океана: настоящее и будущее. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2012. 260 с.
7. *Малинин В. Н., Вайновский П. А.* К сравнению характеристик межгодовой изменчивости площади морского льда Северного и Южного полушарий // *Ученые записки Российского гос. гидрометеоролог. ун-та*. 2019. № 57. С. 77–90.
8. *Малинин В. Н., Гордеева С. М.* Изменчивость влагосодержания атмосферы над океаном по спутниковым данным // *Исслед. Земли из космоса*. 2015. № 1. С. 3–11.
9. *Масленников В. В.* Климатические колебания и морская экосистема Антарктики. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 295 с.
10. *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.
11. *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.
12. *Тихонов В. В., Раев М. Д., Шарков Е. А., Боярский Д. А., Репина И. А., Комарова Н. Ю.* Спутниковая микроволновая радиометрия морского льда полярных регионов: Обзор // *Исслед. Земли из космоса*. 2016. № 4. С. 65–84.
13. *Шалина Е. В., Бобылев Л. П.* Изменение ледовых условий в Арктике согласно спутниковым наблюдениям // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2017. Т. 14. № 6. С. 28–41.
14. *Agnew T., Howell S.* The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data // *Atmosphere-Ocean*. 2003. V. 41. No. 4. P. 317–331.

15. Antarctic Sea Ice Variability in the Southern Ocean–Climate System: Proc. Workshop / eds. Thomas K., Macalady A., Washington D. C.: National Academies Press, 2017. 82 p.
16. *Bintanja R., Van Oldenborgh G. J., Drijfhout S. S., Wouters B., Katsman C. A.* Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion // *Nature Geosciences*. 2013. V. 6(5). P. 376–379.
17. *Gong D., Wang S.* Definition of Antarctic oscillation index // *Geophysical Research Letters*. 1999. V. 26. P. 459–462.
18. *Goosse H., Zunz V.* Decadal trends in the Antarctic sea ice extent ultimately controlled by ice–ocean feedback // *The Cryosphere*. 2014. V. 8(2). P. 453–470. DOI: 10.5194/tc-8-453-2014.
19. *Hellmer H. H.* Impact of Antarctic ice shelf basal melting on sea ice and deep ocean properties // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31(10). L10307. DOI: 10.1029/2004GL019506.
20. *Holland P. R.* The seasonality of Antarctic sea ice trends // *Geophysical Research Letters*. 2014. V. 41. P. 4230–4237. DOI: 10.1002/2014gl060172.
21. *Holland P. R., Kwok R.* Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift // *Nature Geosciences*. 2012. V. 5. P. 872–875. DOI: 10.1038/ngeo1627.
22. *Ivanova N. O., Johannessen 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. Geoscience Remote Sensing*. 2014. V. 52. No. 11. P. 7233–7246.
23. *Jacobs S., Comiso J.* Climate Variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas // *J. Climate*. 1997. V. 10. P. 697–709.
24. *Lefebvre W., Goosse H.* An analysis of the atmospheric processes driving the large-scale winter sea ice variability in the Southern Ocean // *J. Geophysical Research*. 2008. V. 113. C02004. DOI: 10.1029/2006JC004032.
25. *Liu J., Curry J. A.* Accelerated warming of the Southern Ocean and its impacts on the hydrological cycle and sea ice // *Proc. National Academy of Sciences*. 2010. V. 107. No. 34. P. 14987–14992.
26. *Llovel W., Terray L.* Observed southern upper-ocean warming over 2005–2014 and associated mechanisms // *Environmental Research Letters*. 2016. V. 11. 124023.
27. *Mahlstein I., Gent P. R., Solomon S.* Historical Antarctic mean sea ice area, sea ice trends, and winds in CMIP5 simulations // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2013. V. 118(11). P. 5105–5110.
28. *Marshall G. J.* Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses // *J. Climate*. 2003. V. 16. P. 4134–4143.
29. *Meier W. N.* Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic peripheral seas // *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing*. 2005. V. 43. No. 6. P. 1324–1337.
30. *Parkinson C. L.* Global Sea Ice Coverage from Satellite Data: Annual Cycle and 35-Yr Trends // *J. Climate*. 2014. V. 27. P. 9377–9382.
31. *Parkinson C. L.* A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic // *PNAS*. 2019. V. 116 No. 29. P. 14414–14423.
32. *Polyani L. M., Smith K. L.* Can natural variability explain observed Antarctic sea ice trends? New modeling evidence from CMIP5 // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40(12). P. 3195–3199.
33. *Sallee J. B.* Southern Ocean warming // *Oceanography*. 2018. V. 31(2). P. 52–62.
34. *Stammerjohn S. E., Maksym T., Massom R. A., Lowry K. E., Arrigo K. R., Yuan X., Raphael M., Randall-Goodwin E., Sherrell R. M., Yager P. L.* Seasonal sea ice changes in the Amundsen Sea, Antarctica, over the period of 1979–2014 // *Elementa: Science of the Anthropocene*. 2016. V. 3. 000055. DOI: 10.12952/journal.elementa.000055 elementascience.org.
35. *Steig E. J., Ding Q., Battisti D. S., Jenkins A.* Tropical forcing of Circumpolar Deep Water Inflow and outlet glacier thinning in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2012. V. 53(60). P. 19–28.
36. *Turner J., Overland J.* Contrasting climate change in the two polar regions // *Polar Research*. 2009. V. 28(2). P. 146–164. DOI: 10.1111/j.1751-8369.2009.00128.x.
37. *Turner J., Maksym T., Phillips T., Marshall G. J., Meredith M. P.* Impact of changes in sea ice advance on the large winter warming on the western Antarctic Peninsula // *Intern. J. Climatology*. 2012. V. 33. P. 852–861.
38. *Turner J., Bracegirdle T. J., Phillips T., Marshall G. J., Hosking J. S.* An initial assessment of Antarctic sea ice extent in the CMIP5 models // *J. Climate*. 2013. V. 26(5). P. 1473–1484.
39. *Turner J., Hosking J. S., Marshall G. J., Phillips T., Bracegirdle T. J.* Antarctic sea ice increase consistent with intrinsic variability of the Amundsen Sea Low // *Climate Dynamics*. 2016. V. 46. No. 7–8. P. 2391–2402.
40. *Zhang J.* Modeling the impact of wind intensification on Antarctic sea ice volume // *J. Climate*. 2013. V. 27. P. 202–214. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00139.1.
41. *Zunz V., Goosse H., Massonnet F.* How does internal variability influence the ability of CMIP5 models to reproduce the recent trend in Southern Ocean sea ice extent? // *The Cryosphere*. 2013. V. 7(2). P. 451–468. DOI: 10.5194/tc-7-451-2013.

Interannual variability in sea ice area of the Antarctic regions

V. N. Malinin¹, P. A. Vainovsky²

¹ Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg 192007, Russia
E-mail: malinin@rshu.ru

² LLC "Prognoz", Saint Petersburg 197022, Russia

The results of the analysis of formation of trends and frequency structure of the maximum, minimum and average annual sea ice extent (SIE) of various regions of the Southern Hemisphere for the period 1979–2017 inferred from satellite data are presented. The contribution of average annual SIE trends to the variance of the initial time series of individual regions is 6–13 %. Therefore, long-term inertial changes are not characteristic of the interannual course of SIE, thus complicating their mathematical description. It is shown that the character of interannual variability of sea ice in the Antarctic has many mysteries. A debating point is SIE increase until 2014, its rapid degradation being even more mysterious with the Antarctic SIE reduction by 2 million km² during 3 years (2015–2017). It has been revealed that the formation of interannual fluctuations in sea ice in different sectors of the Antarctic occurs mainly under the influence of local conditions. The sector of the Bellingshausen and Amundsen Seas is the only region in the Southern Hemisphere where SIE is reducing. An analysis of the frequency structure of SIE time series following the trend elimination has shown that they represent a stationary random process developing according to the type of "white noise" model. But since the "white noise" accounts for 90 % of the variance of the SIE time series of the Antarctic, the qualitative description of the interannual variability of the sea ice area by deterministic models becomes impossible.

Keywords: sea ice, climate, Antarctic, trends, atmospheric circulation, circumpolar deep water

Accepted: 28.04.2020

DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-3-187-201

References

1. Alekseev G. V., Glock N. I., Vyazilova A. E., Ivanov N. E., Kharlanenkova N. E., Smirnov A. V., Vliyanie temperatury poverkhnosti okeana v tropikakh na antarkticheskii morskoi led v period global'nogo po-tepleniya (The effect of ocean surface temperature in the tropics on the Antarctic sea ice during global warming), *Led i Sneg*, 2019, Vol. 59, No. 2, pp. 213–221.
2. Alekseeva T. A., Tikhonov V. V., Frolov S. V., Raev M. D., Repina I. A., Sokolova Yu. V., Afanasyeva E. V., Sharkov E. A., Serovetnikov S. S., Sravnenie splochnosti ledyanogo pokrova po dannym sputnikovoi mikrovolnovoi radiometrii s dannymi vizual'nykh sudovykh nablyudenii (Comparison of the cohesion of the ice cover according to satellite microwave radiometry with the data of visual ship observations), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2018, No. 6, pp. 65–76.
3. Danilov A. I., Lagun V. E., Klepikov A. V., Kattsov V. M., Vavulin S. B., Tekushchie izmeneniya klimata Antarktiki i stsenarii ego budushchikh izmenenii (Current Antarctic climate changes and scenarios of its future changes), *Arktika i Antarktika*, 2003, No. 2, pp. 114–125.
4. Zabolotskikh E. V., Obzor metodov vosstanovleniya parametrov ledyanogo pokrova po dannym sputnikovykh mikrovolnovykh radiometrov (A review of methods for reconstructing ice cover parameters from satellite microwave radiometers), *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Fizika atmosfery i okeana*, 2019, Vol. 55, No. 1, pp. 128–151.
5. Ivanov V. V., Alekseev V. A., Alekseeva T. A., Koldunov N. V., Repina I. A., Smirnov A. V., Arkticheskii ledyanoi pokrov stanovitsya sezonnyim? (Does Arctic ice cover become seasonal?), *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*, 2013, No. 4, pp. 50–65.
6. Malinin V. N., *Uroven' okeana: nastoyashchee i budushchee* (Ocean level: present and future), Saint Petersburg: RGGMU, 2012, 260 p.
7. Malinin V. N., Vainovsky P. A., K sravneniyu kharakteristik mezhgodovoi izmenchivosti ploshchadi morskogo l'da Severnogo i Yuzhnogo polusharii (Comparison of the characteristics of interannual variability in the area of sea ice in the Northern and Southern Hemispheres), *Uchenye zapiski Rossiiskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*, 2019, No. 57, pp. 77–90.
8. Malinin V. N., Gordeeva S. M., Izmenchivost' vlagosoderzhaniya atmosfery nad okeanom po sputnikovym dannym (The variability of the atmospheric moisture content over the ocean according to satellite data), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2015, No. 1, pp. 3–11.

9. Maslennikov V. V., *Klimaticheskie kolebaniya i morskaya ekosistema Antarktiki* (Climatic fluctuations and the marine ecosystem of the Antarctic), Moscow: VNIRO, 2003, 295 p.
10. Semenov V. A., Martin T., Berens L. K., Latif M., Astafyeva E. S., *Izmeneniya ploshchadi arkticheskikh morskikh l'dov v ansamblyakh klimaticheskikh modelei CMIP3 i CMIP5* (Changes in the area of Arctic sea ice in the ensembles of climatic models CMIP3 and CMIP5), *Led i Sneg*, 2017, Vol. 57, No. 1, pp. 77–107.
11. Tikhonov V. V., Raev M. D., Sharkov E. A., Boyarskiy D. A., Repina I. A., Komarova N. Yu., *Monitoring morskogo l'da polyarnykh regionov s ispol'zovaniyem sputnikovoi mikrovolnovoi radiometrii* (Monitoring of sea ice in the polar regions using satellite microwave radiometry), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2015, Vol. 12, No. 5, pp. 150–169.
12. Tikhonov V. V., Raev M. D., Sharkov E. A., Boyarskiy D. A., Repina I. A., Komarova N. Yu., *Sputnikovaya mikrovolnovaya radiometriya morskogo l'da polyarnykh regionov: Obzor* (Satellite microwave radiometry of sea ice in the polar regions: Overview), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2016, No. 4, pp. 65–84.
13. Shalina E. V., Bobylev L. P., *Izmenenie ledovykh uslovii v Arktike soglasno sputnikovym nablyudeniyam* (Change in ice conditions in the Arctic according to satellite observations), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2017, Vol. 14, No. 6, pp. 28–41.
14. Agnew T., Howell S., *The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data*, *Atmosphere-Ocean*, 2003, Vol. 41, No. 4, pp. 317–331.
15. *Antarctic Sea Ice Variability in the Southern Ocean-Climate System: Proc. Workshop*, Thomas K., Macalady A. (eds.), Washington, D. C.: National Academies Press, 2017, 82 p.
16. Bintanja R., Van Oldenborgh G. J., Drijfhout S. S., Wouters B., Katsman C. A., *Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion*, *Nature Geoscience*, 2013, Vol. 6(5), pp. 376–379.
17. Gong D., Wang S., *Definition of Antarctic oscillation index*, *Geophysical Research Letters*, 1999, Vol. 26, pp. 459–462.
18. Goosse H., Zunz V., *Decadal trends in the Antarctic sea ice extent ultimately controlled by ice-ocean feedback*, *The Cryosphere*, 2014, Vol. 8, No. 2, pp. 453–470.
19. Hellmer H. H., *Impact of Antarctic ice shelf basal melting on sea ice and deep ocean properties*, *Geophysical Research Letters*, 2004, Vol. 31, L10307.
20. Holland P. R., *The seasonality of Antarctic sea ice trends*, *Geophysical Research Letters*, 2014, Vol. 41, pp. 4230–4237.
21. Holland P. R., Kwok R., *Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift*, *Nature Geoscience*, 2012, Vol. 5, pp. 872–875.
22. Ivanova N. O., Johannessen 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. Geoscience Remote Sensing*, 2014, Vol. 52, No. 11, pp. 7233–7246.
23. Jacobs S., Comiso J., *Climate Variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas*, *J. Climate*, 1997, Vol. 10, pp. 697–709.
24. Lefebvre W., Goosse H., *An analysis of the atmospheric processes driving the large-scale winter sea ice variability in the Southern Ocean*, *J. Geophysical Research*, 2008, Vol. 113, C02004.
25. Liu J., Curry J. A., *Accelerated warming of the Southern Ocean and its impacts on the hydrological cycle and sea ice*, *Proc. National Academy of Sciences*, 2010, Vol. 107, No. 34, pp. 14987–14992.
26. Llovel W., Terray L., *Observed southern upper-ocean warming over 2005–2014 and associated mechanisms*, *Environmental Research Letters*, 2016, Vol. 11, 124023.
27. Mahlstein I., Gent P. R., Solomon S., *Historical Antarctic mean sea ice area, sea ice trends, and winds in CMIP5 simulations*, *J. Geophysical Research*, 2013, Vol. 118, No. 11, pp. 5105–5110.
28. Marshall G. J., *Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses*, *J. Climate*, 2003, Vol. 16, pp. 4134–4143.
29. Meier W. N., *Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic peripheral seas*, *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing*, 2005, Vol. 43, No. 6, pp. 1324–1337.
30. Parkinson C. L., *Global Sea Ice Coverage from Satellite Data: Annual Cycle and 35-Yr Trends*, *J. Climate*, 2014, Vol. 27, pp. 9377–9382.
31. Parkinson C. L., *A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic*, *PNAS*, 2019, Vol. 116, No. 29, pp. 14414–14423.
32. Polvani L. M., Smith K. L., *Can natural variability explain observed Antarctic sea ice trends? New modeling evidence from CMIP5*, *Geophysical Research Letters*, 2013, Vol. 40, No. 12, pp. 3195–3199.
33. Sallee J. B., *Southern Ocean warming*, *Oceanography*, 2018, Vol. 31, No. 2, pp. 52–62.
34. Stammerjohn S. E., Maksym T., Massom R. A., Lowry K. E., Arrigo K. R., Yuan X., Raphael M., Randall-Goodwin E., Sherrell R. M., Yager P. L., *Seasonal sea ice changes in the Amundsen Sea, Antarctica, over the period of 1979–2014*, *Elementa: Science of the Anthropocene*, 2016, Vol. 3, 000055, DOI: 10.12952/journal.elementa.000055 elementascience.org.

35. Steig E. J., Ding Q., Battisti D. S., Jenkins A., Tropical forcing of Circumpolar Deep Water Inflow and outlet glacier thinning in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Annals of Glaciology*, 2012, Vol. 53, No. 60, pp. 19–28.
36. Turner J., Overland J., Contrasting climate change in the two polar regions, *Polar Research*, 2009, Vol. 28, No. 2, pp. 146–164.
37. Turner J., Maksym T., Phillips T., Marshall G. J., Meredith M. P., Impact of changes in sea ice advance on the large winter warming on the western Antarctic Peninsula, *Intern. J. Climatology*, 2012, Vol. 33, pp. 852–861.
38. Turner J., Bracegirdle T. J., Phillips T., Marshall G. J., Hosking J. S., An initial assessment of Antarctic sea ice extent in the CMIP5 models, *J. Climate*, 2013, Vol. 26, No. 5, pp. 1473–1484.
39. Turner J., Hosking J. S., Marshall G. J., Phillips T., Bracegirdle T. J., Antarctic sea ice increase consistent with intrinsic variability of the Amundsen Sea Low, *Climate Dynamics*, 2016, Vol. 46, No. 7–8, pp. 2391–2402.
40. Zhang J., Modeling the impact of wind intensification on Antarctic sea ice volume, *J. Climate*, 2013, Vol. 27, pp. 202–214.
41. Zunz V., Goosse H., Massonnet F., How does internal variability influence the ability of CMIP5 models to reproduce the recent trend in Southern Ocean sea ice extent? *The Cryosphere*, 2013, Vol. 7, No. 2, pp. 451–468.