

ИНСОЛЯЦИОННАЯ КОНТРАСТНОСТЬ ЗЕМЛИ И ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОЩАДИ МОРСКИХ ЛЬДОВ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

В. М. Федоров, П. Б. Гребенников

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (Москва, Российская Федерация)

Проведен анализ изменения площади морских льдов в Арктике в связи с многолетней изменчивостью инсоляции Северного полушария. Определена связь изменения площади морских льдов с изменением инсоляционной контрастности. На основе уравнения регрессии проведена оценка изменения площади морских льдов в Арктике на период до 2050 г.

Анализ полученных результатов показывает, что среднегодовая площадь морских льдов в Северном полушарии с 2017 по 2050 гг. сократится на 0,649 млн км², минимальная – на 1,105 млн км². Сокращение в 2050 г. по отношению к значениям 2017 г. составит 5,44% и 13,93% для среднегодовых и минимальных значений площади морских льдов соответственно. Сезонная амплитуда увеличится за этот период на 10,24%.

Ключевые слова: морской ледяной покров, инсоляция, солнечная радиация, климатический прогноз.

Статья поступила в редакцию 24 июля 2018 г.

Введение

Льды занимают около 6% поверхности Земли, или приблизительно 30 млн км². Основная масса льдов располагается в Арктике и Антарктике. В Северном материковом полушарии на льды суши приходится всего 20% общей площади оледенения Арктики, остальные 80% — на морские льды [1]. Сезонные изменения в оледенении суши и моря в Арктике в настоящее время происходят на площади 10—17 млн км². Летом площадь морских льдов сокращается примерно вдвое. Также приблизительно вдвое (на 46%) сокращается поступление солнечной радиации в зимнее полугодие по сравнению с летним полугодием [2].

Солнце — основной источник энергии, определяющий радиационный и тепловой баланс Земли. Солнце излучает энергию, которая обеспечивает Землю теплом и светом. Лучистая энергия Солнца является основным источником энергии для гидрометеорологических, биохимических и многих других процессов, происходящих в атмосфере, гидросфере, на земной поверхности. Энергия Солнца является важнейшим

фактором развития жизни на Земле, обеспечивающим необходимые для жизни термические условия и фотосинтез. «Солнце — единственный источник тепла, достаточно сильный для того, чтобы оказывать значительное влияние на температуру поверхности земли и воздуха» [3].

Годовой приход солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы Земли в среднем составляет $5,49 \cdot 10^{24}$ Дж. Этот приход не является постоянным во времени, он подвержен межгодовым и многолетним (долгопериодическими и короткопериодическим) вариациям. Вариации приходящей к Земле лучистой энергии в основном определяются двумя причинами, имеющими различную физическую природу: изменениями активности излучения Солнца и результатами небесно-механических процессов, вызывающих изменения элементов земной орбиты (расстояния Земля — Солнце) и наклона оси вращения.

Связь многолетней изменчивости инсоляции Земли и многолетней изменчивости площади морских льдов исследована недостаточно. Для изучения этой связи ранее нами выполнены расчеты инсоляции Земли [2; 4; 5].

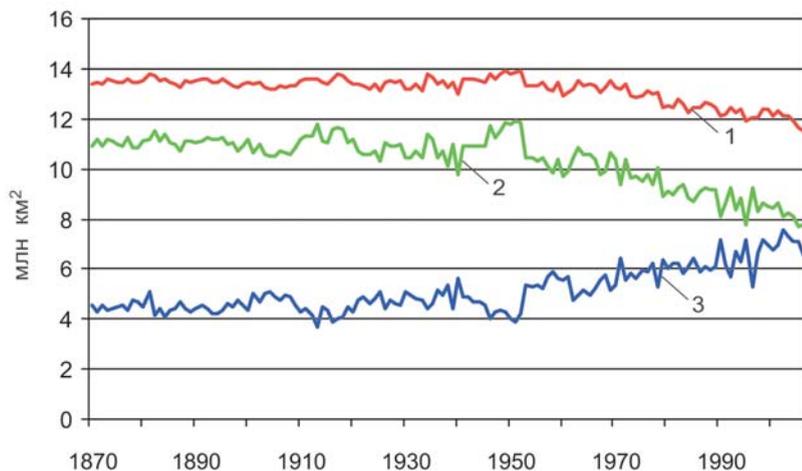


Рис. 1. Исходные данные площади морских льдов: 1 – среднегодовая площадь, 2 – минимальная площадь, 3 – сезонная амплитуда
Fig. 1. Initial data on sea ice extent: 1 – average annual, 2 – minimum, 3 – seasonal amplitude

Методика расчета инсоляции

Расчеты приходящей солнечной радиации выполнялись по данным астрономических эфемерид¹ [6] для всей поверхности Земли (без учета атмосферы) в интервале с 3000 г. до н. э. по 2999 г. н. э. Исходными астрономическими данными для расчетов инсоляции были склонение и эклиптическая долгота Солнца, расстояние от Земли до Солнца, разность хода равномерно текущего (среднего солнечного) и всемирного корректуримого времени (истинного солнечного). Поверхность Земли аппроксимировалась эллипсоидом² с длинами полуосей, равными 6 378 137 м (большие) и 6 356 752 м (малая). В общем виде алгоритм расчетов можно представить выражением

$$I_{nm}(\phi_1, \phi_2) = \int_{t_1}^{t_2} \int_{\phi_1}^{\phi_2} \sigma(H, \phi) \left(\int_{-\pi}^{\pi} \Lambda(H, t, \phi, \alpha) d\alpha \right) d\phi dt, \quad (1)$$

где I — приходящая солнечная радиация за элементарный n -й фрагмент m -го тропического года (Дж); σ — площадной множитель (м^2), с помощью которого вычисляется площадной дифференциал $\sigma(H, \phi) d\alpha d\phi$ — площадь бесконечно малой трапеции — ячейки эллипсоида; α — часовой угол (рад), ϕ — географическая широта (рад); H — высота поверхности эллипсоида относительно поверхности Земли (м); $\Lambda(H, t, \phi, \alpha)$ — инсоляция в заданный момент в заданном месте поверхности эллипсоида ($\text{Вт}/\text{м}^2$); t — время (с).

Шаги при интегрировании составляли: по долготе — 1° , по широте — 1° , по времени — $1/360$ продолжительности тропического года [7]. Значение солнечной постоянной (среднее многолетнее значение TSI) принималось равным $1361 \text{ Вт}/\text{м}^2$ [8]. Изменение активности Солнца не учитывалось. По результатам расчетов сформирована общедоступная база данных приходящей солнечной энергии во все широтные зоны Земли (протяженностью в 5°) за каждый астрономический месяц каждого года для периода от 3000 г. до н. э. до 2999 г. н. э.³ Эти данные использовались в качестве исходных значений инсоляции.

¹ NASA, Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology (JPL Solar System Dynamics) (<http://ssd.jpl.nasa.gov>).

² GRS80 — Geodetic Reference System, 1980.

³ Федоров В. М. Солнечная радиация и климат Земли // <http://www.solar-climate.com>.

Результаты и их обсуждение

Полученные значения приходящей на земной эллипсоид в отсутствие атмосферы солнечной радиации сопоставлялись с данными по динамике площади морских льдов⁴ (с 1870 по 2006 гг.) в Северном полушарии Земли [9; 10] (рис. 1).

Многолетняя изменчивость площади морских льдов в основном выражается трендами. Многолетняя изменчивость среднегодовой площади на 79%, сезонная амплитуда на 80%, минимальная площадь морских льдов на 82% определяются трендами.

Ледяной покров является результатом взаимодействия океана и атмосферы в определенных температурных условиях [11—14]. Важнейшим параметром ледяного покрова является его площадь. С течением времени эта площадь испытывает изменения, наиболее масштабными из которых являются сезонные, межгодовые и многолетние. Изучение самих изменений и причин, их вызывающих, составляет одну из наиболее актуальных задач криолитологии и морского ледоведения [12; 14—16].

Анализировались три показателя площади морских льдов Северного полушария: среднегодовое значение, летнее (минимальное) значение площади и сезонная амплитуда площади (разность между максимальной — в зимнее полугодие и минимальной — в летнее полугодие) в многолетнем режиме. Летний минимум площади морских льдов хронологически четко локализован в годовом ходе и приходится на сентябрь (осеннее равноденствие, окончание летнего полугодия в Северном полушарии). Мак-

⁴ The Climate Data Guide: Walsh and Chapman Northern Hemisphere Sea Ice. (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/walsh-and-chapman-northern-hemisphere-sea-ice>); Центр Хадли по изучению изменений климата, национального метеорологического центра Великобритании (<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs>).

Таблица 1. Значения коэффициента корреляции площади морских льдов с инсоляционной контрастностью (1870—2006 гг.), вероятность — 0,99

Площадь льдов	ИК		
	Год	Летнее полугодие	Зимнее полугодие
Среднегодовая	-0,701	-0,702	-0,053
Минимальная	-0,787	-0,786	0,080
Сезонная амплитуда	0,768	0,768	-0,079

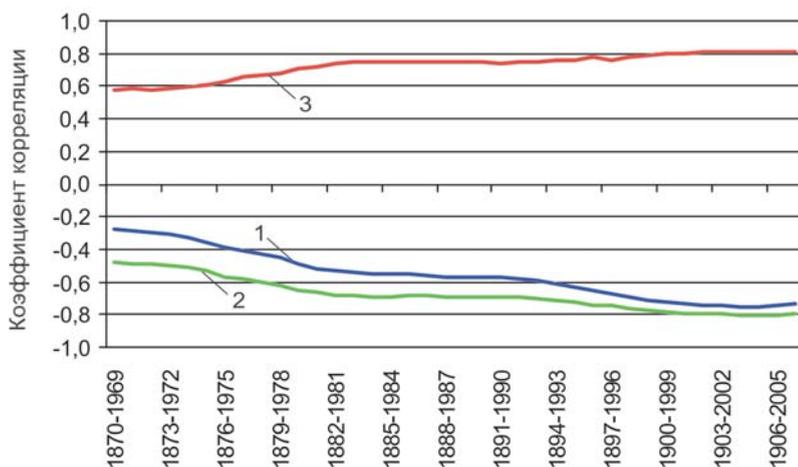


Рис. 2. Распределение значений коэффициента корреляции между показателями площади морских льдов и инсоляционной контрастностью по вековым интервалам: 1 – среднегодовая площадь, 2 – минимальная площадь, 3 – сезонная амплитуда
Fig. 2. The distribution of the correlation coefficient between the sea ice extent indices and the insolation contrast by the secular intervals: 1 – average annual, 2 – minimum, 3 – seasonal amplitude

симум более растянут во времени и отмечается с февраля по апрель (период вблизи весеннего равноденствия, окончание зимнего и начало летнего полугодия в Северном полушарии) [13]. То есть экстремальные характеристики площади морского льда характеризуются сдвигом по фазе в годовом ходе относительно экстремальных значений в поступлении солнечной радиации приблизительно на 90°.

Расчеты площади морского льда проводились на основе уравнений регрессии. Показатели площади сравнивались со значениями разности солнечной радиации, поступающей за год, летнее и зимнее полугодия в область, являющуюся источником тепла (0° с. ш. — 45° с. ш.), и поступающей в область стока тепла (45° с. ш. — 90° с. ш.). Этот показатель инсоляции назван нами инсоляционной контрастностью (ИК). Для годовых и летних значений ИК и площади морских льдов были получены высокие показатели связи с инсоляционной контрастностью. В зимнее полугодие связь всех показателей изменения площади морского льда не обнаружена (табл. 1).

Таким образом, изменение площади морских льдов тесно связано с изменением годовой и летней инсоляционной контрастности и не связано с зимней ИК.

Корреляционная связь исследовалась по рядам с постоянной продолжительностью в 100 лет (вековым интервалам) с последовательным смещением их с шагом в 1 год от начала массива (1870 г.) к концу (2006 г., последнему году в архиве). Таким образом, определялись

значения коэффициента корреляции для интервалов 1870—1969, 1871—1970 гг. и т. д., всего для 38 вековых интервалов (рис. 2).

Полученный характер распределения значений коэффициента корреляции по вековым интервалам отражает неоднородный по степени достоверности характер распределения данных по площади морского льда в исходных рядах⁵ [10]. При этом в массивах выделяются вековые интервалы (последние в массиве) с 1899—1998, 1900—1999 гг. и т. д. до 1907—2006 гг. (всего 9 интервалов), на которых значения коэффициента корреляции становятся высокими (рис. 2, табл. 2) и весьма близкими.

Изменения для 9 вековых интервалов относительно среднего для них значения по модулю составляют для среднегодовых данных 1,25%, для минимальных значений площади — 0,88%, для сезонной амплитуды площади льдов — 0,76%. Эти вековые интервалы соответствуют наиболее достоверным исходным данным [9; 10]. По критериям достоверности ледовых данных (см. рис. 1), высоких (см. рис. 2 и табл. 2) и стабильных значений коэффициента корреляции, отражающих фактическую и достоверную связь показателей ледовитости и инсоляционной контрастности (аналога межширотного градиента инсоляции), эти вековые интервалы приняты нами в качестве основы для построения уравнений регрессии.

По уравнениям линейной и полиномиальной регрессии, полученным для достоверных вековых интервалов, были рассчитаны значения показателей площади морского льда на период с 1850 по 2050 гг. Для вычислений использовались значения ИК, рассчитанные по данным солнечной радиации, приходящей на земной эллипсоид (рис. 3).

Расчет проводился по 9 уравнениям линейной (рис. 4) и 9 уравне-

⁵ <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/walsh-and-chapman-northern-hemisphere-sea-ice>

ниям полиномиальной регрессии (рис. 5), полученным для достоверных вековых интервалов для показателей площади морского льда. Значения коэффициента детерминации R^2 для полученных уравнений регрессии представлены в табл. 3.

Рассчитанные по ансамблю линейных и полиномиальных решений значения показателей площади морских льдов сравнивались с соответствующими фактическими значениями на интервале с 1899 по 2006 гг. (рис. 6). Полученный характер распределения расхождения характерен и для разности фактических и рассчитанных среднегодовых значений площади морских льдов и сезонной амплитуды. В период с 1899 по 2006 гг. отмечаются две области, в которых рассчитанные значения в среднем уступают фактическим, и разделяющая их область, в которой фактические значения превышают рассчитанные (приблизительно от 1934 до 1978 гг.). Средние расхождения фактических и рассчитанных значений, например минимальной площади морских льдов, составляют для периода с 1899 по 1933 гг. $-0,170$ млн км², для периода с 1934 по 1978 гг. $+0,356$ млн км², для периода с 1979 по 2006 гг. $-0,587$ млн км². Однако хронологические границы выделяемых областей не являются четкими.

Корреляция рассчитанных среднегодовых значений площади морских льдов с фактическими данными характеризуется значением коэффициента корреляции R , равным $0,773$. Среднее многолетнее значение площади морских льдов за период с 1899 по 2006 гг. характеризуется значением $13,1$ млн км². Среднее

Рис. 4. Связь минимальной площади морских льдов с инсоляционной контрастностью и график уравнения линейной регрессии для векового интервала 1907–2006 гг.

Fig. 4. The relationship between the minimum sea ice extent and the insolation contrast and the graph of the linear regression equation for the 1907–2006 secular interval

Таблица 2. Значения коэффициента корреляции показателей площади морских льдов и инсоляционной контрастности для достоверных вековых интервалов

Вековой интервал	Среднегодовая площадь	Минимальная площадь	Сезонная амплитуда
1899—1998	-0,718	-0,779	0,786
1900—1999	-0,727	-0,787	0,794
1901—2000	-0,737	-0,793	0,798
1902—2001	-0,744	-0,799	0,806
1903—2002	-0,749	-0,802	0,806
1904—2003	-0,754	-0,805	0,807
1905—2004	-0,752	-0,804	0,806
1906—2005	-0,750	-0,802	0,807
1907—2006	-0,741	-0,799	0,807
Среднее	-0,741	-0,797	0,802

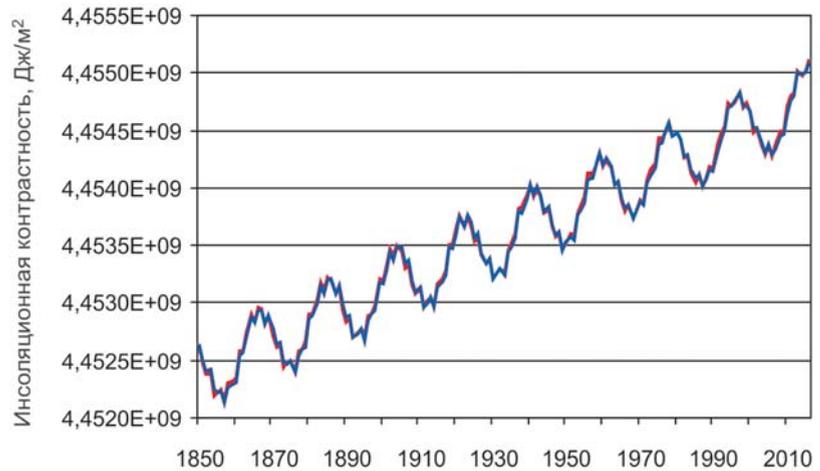


Рис. 3. Изменение годовой инсоляционной контрастности Земли и полушарий
Fig. 3. Change in the annual insolation contrast of the Earth and hemispheres

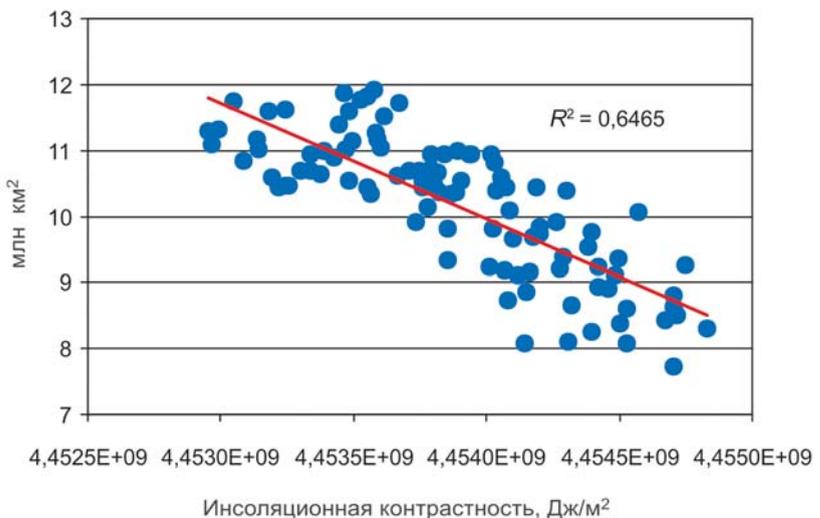


Таблица 3. Значения коэффициента детерминации для достоверных вековых интервалов (1 — линейное уравнение регрессии, 2 — полиномиальное уравнение регрессии)

Вековой интервал	Среднегодовая площадь		Сезонная амплитуда		Минимальная площадь	
	1	2	1	2	1	2
1899—1998	0,516	0,607	0,618	0,627	0,606	0,641
1900—1999	0,529	0,615	0,630	0,641	0,620	0,654
1901—2000	0,544	0,630	0,637	0,649	0,628	0,663
1902—2001	0,554	0,639	0,649	0,662	0,639	0,673
1903—2002	0,561	0,647	0,649	0,664	0,643	0,679
1904—2003	0,568	0,652	0,651	0,665	0,648	0,683
1905—2004	0,566	0,645	0,650	0,663	0,647	0,680
1906—2005	0,562	0,637	0,651	0,664	0,644	0,676
1907—2006	0,549	0,614	0,652	0,664	0,639	0,668
Среднее	0,550	0,632	0,643	0,655	0,635	0,668

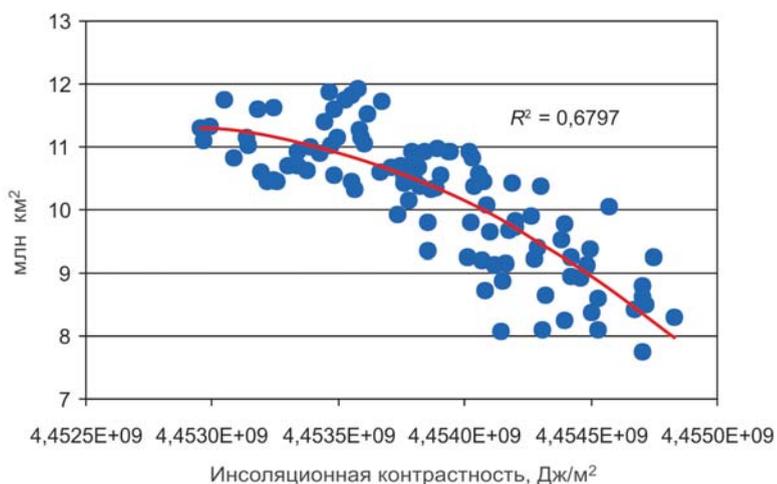


Рис. 5. Связь минимальной площади морских льдов с инсоляционной контрастностью и график полиномиального уравнения регрессии для векового интервала 1907—2006 гг.

Fig. 5. The relationship between the minimum sea ice extent and the insolation contrast and the graph of the polynomial regression equation for the 1907—2006 secular interval

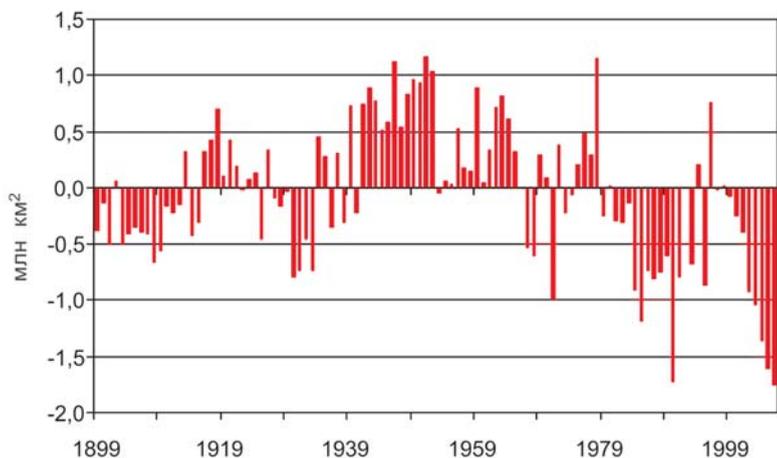


Рис. 6. Расхождение фактических и рассчитанных по ансамблю линейных и полиномиальных решений значений минимальной площади морских льдов
Fig. 6. The discrepancy between the actual and ensemble-calculated (linear and polynomial) solutions of the minimum extent of sea ice

по модулю расхождение между фактическими и рассчитанными среднегодовыми значениями площади морских льдов составляет 0,268 млн км², или 2,05% среднего многолетнего значения.

Связь рассчитанных минимальных значений площади морских льдов и фактических значений характеризуется R , равным 0,813. Среднее многолетнее значение минимальной площади морских льдов в интервале с 1899 по 2006 гг. составляет 10,17 млн км². Среднее по модулю расхождение фактических значений с расчетными характеризуется значением 0,492 млн км², что составляет 4,84% среднего за этот период значения минимальной площади.

Корреляция фактических и рассчитанных значений сезонной амплитуды характеризуется R , равным 0,813. Среднее многолетнее значение сезонной амплитуды составляет на этом интервале 5,31 млн км². Среднее по модулю значения расхождения фактических и рассчитанных по ансамблю линейных и полиномиальных решений составляет 0,416 млн км², или 7,84% величины среднего многолетнего значения сезонной амплитуды на этом интервале.

Рассчитывалась дисперсия значений показателей площади морских льдов в рядах фактических значений D_1 и в рядах разности фактических и рассчитанных (средних по ансамблю линейных

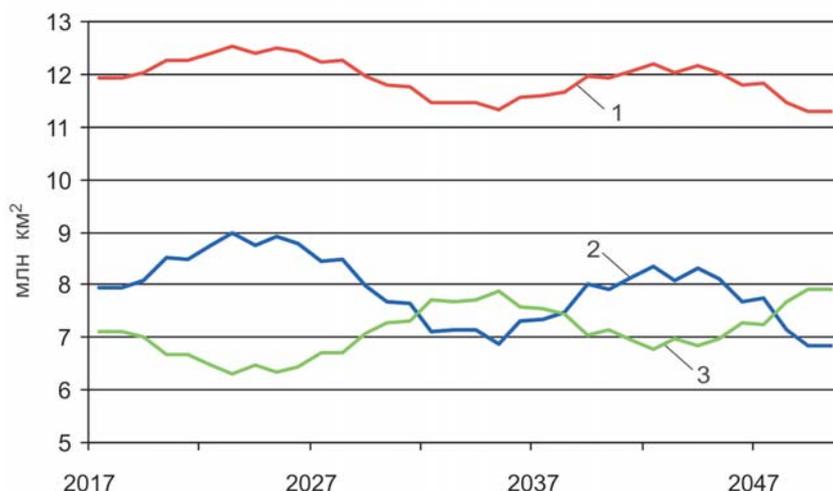


Рис. 7. Значения показателей площади морских льдов по ансамблю линейных и полиномиальных решений: 1 – среднегодовая площадь, 2 – минимальная площадь, 3 – сезонная амплитуда
 Fig. 7. The sea ice extent calculated from the ensemble of linear and polynomial solutions: 1 – average annual, 2 – minimum, 3 – seasonal amplitude

и полиномиальных решений) значений соответствующих показателей D_2 . Затем находилось отношение дисперсии в соответствующих рядах разности фактических и рассчитанных значений показателя площади морских льдов и дисперсии фактических значений D_1/D_2 . Вычитанием из единицы полученных значений и затем умножением их на 100 были рассчитаны значения (в процентах) объясняемых регрессионной моделью изменений показателя площади морских льдов. В среднегодовых значениях площади морских льдов регрессионной моделью объясняется 59,3% изменчивости. Для минимальных значений регрессионная модель объясняет 65,9% дисперсии, для сезонной амплитуды — 66,0%.

На основе уравнений регрессии были рассчитаны показатели площади морского льда на период с 2017 по 2050 гг. (по ансамблю линейных и полиномиальных решений). В диапазоне с 2017 по 2050 гг. отмечается медленное сокращение среднегодовых и минимальных значений площади морского льда и увеличение сезонной амплитуды. Однако это не происходит равномерно. На фоне медленного сокращения площади морских льдов отмечаются два четко выраженных максимума и два минимума. Максимальные значения площади морских льдов (среднегодовые и за летний сезон) приходятся на 2023 и 2025 гг., на 2042 и 2044 гг. Минимальные значения ожидаются в 2032, 2035 и 2050 гг. Сезонная амплитуда изменяется в противофазе с изменением среднегодовой и минимальной площади морских льдов (рис. 7).

Следует отметить, что мы не знаем характера обратных положительных связей, определяемых отмеченной тенденцией сокращения площади морских льдов (нагревание поверхностного слоя океана, уменьшение альбедо, увеличение содержания водяного пара в атмосфере). Это определяет необходимость мониторинга изменения площади морских

льдов для определения характера обратных связей и уточнения прогнозов с учетом их влияния на изменение площади морских льдов в Арктике.

С 1979 г. ведутся спутниковые наблюдения за изменением площади морского льда в Северном Ледовитом океане (СЛО). Имеющиеся спутниковые данные⁶ характеризуются высокими значениями коэффициента корреляции с соответствующими рядами данных реконструкции [10] и с инсоляционной контрастностью. Так, для интервала с 1979 по 2007 гг. значение R между показателями максимальной площади составляет 0,795. Корреляция между временными рядами реконструированных и спутниковых значений минимальной площади морских льдов составляет 0,943. Средние расхождения между реконструированными и спутниковыми данными определяются величинами $-0,48$ млн км² для максимальной площади и $1,81$ млн км² для минимальной площади. Завышенные значения минимальной площади в реконструкции определяются тем, что здесь расчеты ведутся относительно середины сентября. Спутниковые же данные относятся к концу сентября. Кроме того, спутниковые данные относятся к СЛО (т. е. не учитывают Северную Атлантику), а реконструкция охватывает все Северное полушарие. Корреляция спутниковых данных по максимальной площади морских льдов с инсоляционной контрастностью характеризуется значением R , равным $-0,81$, по минимальной площади — $-0,83$. Однако использование содержащих достоверную информацию спутниковых наблюдений для долгосрочного прогнозирования ограничивается небольшой продолжительностью рядов наблюдений.

⁶ Национальный центр данных снежно-ледовых ресурсов Университета Колорадо, США, город Болдер (<http://nsidc.org/data/g02135>).

Таблица 4. Рассчитанная площадь морского льда в Северном полушарии, млн км²

Модель	Максимальная площадь (март)	Минимальная площадь (сентябрь)
CGCM2	15,14	3,33
CSM_1.4	15,00	7,00
ECHAM4/OPYC3	15,62	6,03
GFDL-R30_c	15,60	5,91
HadCM3	15,33	6,22

Примечание. CGCM2 — Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis, CSM_1.4 — National Center for Atmospheric Research, ECHAM4/OPYC3 — Max-Planck Institute for Meteorology, GFDL-R30_c — Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, HadCM3 — Hadley Centre for Climate Prediction and Research.

Известны физико-математические модели (динамико-термодинамические модели общей циркуляции атмосферы и океана, а также физико-статистические модели), на основе которых рассчитывается площадь морских льдов в Северном полушарии до 2090 г. [17; 18]. В табл. 4 приведены среднегодовые значения рассчитанной максимальной и минимальной площади морских льдов по различным физико-математическим моделям за 2011—2030 гг.

Полученное нами по ансамблю линейных и полиномиальных решений расчетов значение минимальной площади морских льдов для периода 2011—2030 гг. составляет 8,29 млн км², т. е. является более консервативным, чем представленные в табл. 4 результаты модельных расчетов.

Отмечается, что полученные в результате расчета по различным моделям значения площади морских льдов имеют заметные различия как между рассчитанными по разным моделям величинами, так и между рассчитанными и наблюдающимися фактически значениями [13]. Наиболее существенные различия отмечаются для рассчитанных величин минимальной площади морских льдов. В среднем (см. табл. 4) расхождение между результатами расчетов минимальной площади морских льдов по различным моделям для периода 2011—2030 гг. составляют 0,947 млн км², или 16,6% среднего по всем моделям значения площади морских льдов (5,698 млн км²). Различия между рассчитанными по отдельным моделям результатами определяются различиями в алгоритмах расчета и используемых исходных данных. Различия между фактическими и рассчитанными значениями отражают уровень адекватности физико-математической модели.

Сводный анализ по шести моделям IPCC показывает, что минимальная (сентябрь) площадь морского льда около 1 млн км² (т. е. «свободная ото льда Арктика») будет достигнута приблизительно к 2037 г. в интервале от 2026 по 2046 гг.) [19; 20]. По полученным нами данным минимальная площадь морских льдов в 2050 г. будет составлять около 6,83 млн км².

Следует отметить, что все прогностические расчеты по моделям основаны на предполагаемых значениях температуры и (или) содержания диоксида углерода. В зависимости от задаваемых величин в соответствии с расчетными алгоритмами рассчитываются соответствующие заданным значениям температуры и содержания CO₂, значения площади морских льдов. Но поскольку заранее значения этих задаваемых параметров достоверно не известны, можно считать, что задаются они (на основе статистического анализа данных — тренда) весьма условно [13]. В наших расчетах площадь морских льдов определяется на основе связи с приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиацией, значения которой рассчитываются на прогнозируемый интервал на основе астрономических эфемерид. Эти расчеты представляются более аргументированными. Однако и при этом возникают сложности, связанные с определением формы связи приходящей радиации и площади морских льдов, которыми определяется общая проблема прогнозируемости площади морских льдов.

Заключение

Анализ полученных результатов показывает, что среднегодовая площадь морских льдов в Северном полушарии с 2017 по 2050 гг. сократится на 0,649 млн км², минимальная — на 1,105 млн км². Сокращение в 2050 г. по отношению к значениям 2017 г. составит 5,44% и 13,93% для среднегодовых и минимальных значений площади морских льдов соответственно. Сезонная амплитуда увеличится за этот период на 10,24%.

Опыт подобных прогнозных оценок изменения площади морских льдов на основе данных инсоляции может иметь теоретическое значение при разработке стратегических планов нового этапа освоения российской Арктики. Полученные результаты могут оказаться полезными в практике нефте- и газодобычи на арктическом шельфе, в развитии рыболовства, судоходства и при строительстве гидротех-

нических и иных сооружений в прибрежных районах и на островах российской Арктики.

Литература/References

1. *Корякин В. С.* Ледники Арктики. — М.: Наука, 1988. — 160 с.
2. *Koryakin V. S.* Ledniki Arktiki. [Glaciers of the Arctic]. Moscow, Nauka, 1988, 160 p. (In Russian).
3. *Fedorov V. M.* Spatial and temporal variation in solar climate of the Earth in the present epoch. *Izvestiya, Atmospheric and oceanic physics*, 2015, vol. 51, no. 8, pp. 779 — 791. DOI: 10.1134/S0001433815080034.
4. *Воейков А. И.* Климаты земного шара, в особенности России / Собр. соч. — Т. 1. — М.; Л.: АН СССР, 1948. — С. 163—671.
5. *Voeikov A. I.* Klimaty zemnogo shara, v osobennosti Rossii. [The climates of the Earth, especially Russia]. *Sobr. Soch. Vol. 1.* Moscow, Leningrad, USSR Academy of Sciences, 1948, pp. 163—671. (In Russian).
6. *Федоров В. М.* Корреляционный анализ инсоляции Земли и аномалии приповерхностной температуры // Уч. зап. Рос. гос. гидрометеор. ун-та, 2017, № 45. — С. 151—169.
7. *Fedorov V. M.* Korrelyatsionnyy analiz insolyatsii Zemli i anomalii pripoverkhnostnoy temperatury. [Correlation analysis of Earth's insolation and anomalies of near-surface air temperature]. *Uch. zap. Ros. gos. gidrometeor. un-ta*, 2017, no. 45, pp. 151—169. (In Russian).
8. *Федоров В. М.* Инсоляция Земли и современные изменения климата. — М.: Физматлит, 2018. — 232 с.
9. *Fedorov V. M.* Insolyatsiya Zemli i sovremennyye izmeneniya klimata. [Insolation of the Earth and present climate changes]. Moscow, Fizmatlit, 2018, 232 p. (In Russian).
10. *Giorgini J. D., Yeomans D. K., Chamberlin A. B., Chodas P. W., Jacobson R. A., Keeseey M. S., Lieske J. H., Ostro S. J., Standish E. M., Wimberly R. N.* JPL's On-Line Solar System Data Service. *Bull. of the American Astronomical Society*, 1996, vol. 28 (3), P. 1158.
11. *Федоров В. М.* Межгодовые вариации продолжительности тропического года // Докл. РАН. — 2013. — Т. 451, № 1. — С. 95—97.
12. *Fedorov V. M.* Mezhdogodovyye variatsii prodolzhitelnosti tropicheskogo goda. [Interannual Variations in the Duration of the Tropical Year]. *Dokl. RAN*, 2013, vol. 451, no. 1, pp. 95—97. (In Russian).
13. *Kopp G., Lean J. L.* A new, lower value of total solar irradiance: evidence and climate significance. *Geophys. Res. Lett.* 2011, vol. 38, L01706. DOI: 10.1029/2010GL045777.
14. *Walsh J. T., Chapman W. L.* 20th century sea-ice variations from observational data. *Ann. Glaciol.* 2001, vol. 33, pp. 444—448.
15. *Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B. et al.* Global analyses of surface temperature, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 2003, vol. 108 (D14), p. 4407. DOI: 10.1029/2002JD002670.
16. *Бурке А.* Морские льды. — Л.; М.: Главсевморпут, 1940. — 96 с.
17. *Burke A.* Morskie l'dy. [Sea ice]. Leningrad; Moscow, Glavsevmorput', 1940, 96 p. (In Russian).
18. *Зубов Н. Н.* Морские воды и льды. — М.: Гидрометеиздат, 1938. — 454 с.
19. *Zubov N. N.* Morskie vody i l'dy. [Sea water and sea ice]. Moscow, Gidrometeoizdat, 1938, 454 p. (In Russian).
20. *Морской лед / Под ред. И. Е. Фролова, В. П. Гаврило.* — СПб.: Гидрометеиздат, 1997. — 402 с.
21. *Morskoi led. [Sea ice].* Pod red. I. E. Frolova, V. P. Gavriilo. St. Petersburg, Gidrometeoizdat, 1997, 402 p. (In Russian).
22. *Ледяные образования морей западной Арктики / Под ред. Г. К. Зубакина.* — СПб.: АНИИ, 2006. — 272 с.
23. *Ledyanye obrazovaniya morei zapadnoi Arktiki. [Sea ice formations of the western Arctic seas].* Pod red. G. K. Zubakina. St. Petersburg, ANII, 2006, 272 p. (In Russian).
24. *Захаров В. Ф.* Льды Арктики и современные природные процессы. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 136 с.
25. *Zakharov V. F.* L'dy Arktiki i sovremennyye prirodnyye protsessy. [Sea Ice of the Arctic and modern natural processes]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1981, 136 p. (In Russian).
26. *Захаров В. Ф., Малинин В. Н.* Морские льды и климат. — СПб.: Гидрометеиздат, 2000. — 92 с.
27. *Zakharov V. F., Malinin V. N.* Morskie l'dy i klimat. [Sea ice and climate]. St. Petersburg, Gidrometeoizdat, 2000, 92 p. (In Russian).
28. *Brander K., Carmack E., Denisenko S., Drinkwater K., Hansen B., Kovacs K., Livingston P., McLaughlin F., Sakshaug E.* Marine Systems. Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2005, pp. 453—538.
29. *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P. M. Midgley (eds.). Cambridge, Cambridge Univ. Press; New York, 1535 p. DOI: 10.1017/CBO9781107415324.
30. *Wang M., Overland J. E.* A sea ice free summer Arctic within 30 years? *Geophys. Res. Lett.*, 2009, 36, L07502. DOI: 10.1029/2009GL037820.
31. *Liua J., Songb M., Hortonc R. M., Hu Y.* Reducing spread in climate model projections of a September ice-free Arctic. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 2013, vol. 110, no. 31. DOI: 10.1073/pnas.1219716110.

Информация об авторах

Федоров Владимир Михайлович, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, географический факультет, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (119991, Россия, Москва, Ленинские горы, д. 1), e-mail: fedorov.msu@mail.ru.

Гребенников Павел Борисович, инженер, географический факультет, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (119991, Россия, Москва, Ленинские горы, д. 1), e-mail: grebennikovp@list.ru.

Библиографическое описание данной статьи

Федоров В. М., Гребенников П. Б. Инсоляционная контрастность Земли и изменение площади морских льдов в Северном полушарии // Арктика: экология и экономика. — 2018. — № 4 (32). — С. 86—94. — DOI: 10.25283/2223-4594-2018-4-86-94.

INSOLATION CONTRAST OF THE EARTH AND CHANGES IN THE SEA ICE EXTENT IN THE NORTHERN HEMISPHERE

Fedorov V. M., Grebennikov P. B.

Lomonosov Moscow State University (Moscow, Russian Federation)

The article was received on July 24, 2018

Abstract

The calculations of insolation of the Earth and its hemispheres were performed with high time and spatial resolution. The analysis of changes in the extent of sea ice in the Arctic due to the long-term variability of insolation of the Northern hemisphere was carried out. The relationship between the change in sea ice extent and the change in insolation contrast was determined. The estimation of sea ice extent in the Arctic up to 2050 was made on the basis of the regression equation (linear and polynomial).

The reconstructed values of the sea ice extent were compared with satellite observations. The obtained values of the minimum sea ice extent were compared with the known results of physical and mathematical modeling. The results of calculations of the minimum extent of sea ice on various physical and mathematical models were estimated.

The analysis of the obtained ensemble results (linear and polynomial solutions) shows that the average annual area of sea ice in the Northern hemisphere will be reduced by 0.649 million km² within 2017 and 2050. The annual minimum sea ice area will be reduced by 1.105 million km² within the same time interval. The decrease in 2050 in relation to the values of 2017 will be 5.44% and 13.93% for the average annual and minimum values of sea ice area, respectively. The seasonal amplitude will increase by 10.24% during this period.

Keywords: sea ice cover, insolation, solar radiation, climate forecast.

Information about the authors

Fedorov Vladimir Mikhailovich, PhD, Leading Researcher, Geography Department, Lomonosov Moscow State University (1, Leninskie Gory, Moscow, Russia, 119991), e-mail: fedorov.msu@mail.ru.

Grebennikov Pavel Borisovich, Engineer, Geography Department, Lomonosov Moscow State University (1, Leninskie Gory, Moscow, Russia, 119991), e-mail: grebennikovp@list.ru.

Bibliographic description

Fedorov V. M., Grebennikov P. B. Insolation contrast of the Earth and changes in the sea ice extent in the Northern hemisphere. The Arctic: ecology and economy, 2018, no. 4 (32), pp. 86—94. DOI: 10.25283/2223-4594-2018-4-86-94. (In Russian).

© Fedorov V. M., Grebennikov P. B., 2018