

ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОЩАДИ МОРСКИХ ЛЬДОВ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ И ИХ ПРИЧИНЫ

В.М. Федоров

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; fedorov.msu@mail.ru*

При сравнительном анализе приходящей радиации (в отсутствие атмосферы) и аномалии приповерхностной температуры установлен эффект усиления межширотного теплообмена, определяющий повышение температуры в атмосфере и поверхностном слое океана в современную эпоху в северной полярной области. Показано усиление парникового эффекта в северной области стока тепла. Анализ изменения площади морских льдов Северного полушария в связи с приходящей солнечной радиацией выявил тесную связь между ними. На основе уравнения регрессии рассчитаны количественные показатели площади морских льдов в Северном полушарии в интервале 2014–2050 гг.

Морские льды, солнечная радиация, межширотный теплообмен, парниковый эффект

TENDENCIES IN THE CHANGE OF THE NORTHERN HEMISPHERE SEA ICE EXTENT AND THEIR REASONS

V.M. Fedorov

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; fedorov.msu@mail.ru*

The incoming solar radiation to the surface of the Earth ellipsoid (without atmosphere) was calculated. The comparative analysis of the radiation and the surface temperature anomalies allowed determination of the enhancement in the inter-latitude heat transfer. This enhancement can be responsible for the present temperature increase in the atmosphere and the upper layer of the Ocean in the North Polar Region. The increase in the greenhouse effect in the Northern area of the heat outflow is also shown. The analysis showed close relationship between the Northern Hemisphere sea ice extent and the incoming solar radiation. The quantitative estimation of the Sea ice extent in the Northern Hemisphere for the time interval 2014–2050 is made based on the regression equation.

Sea ice, solar radiation, inter-latitude heat transfer, greenhouse effect

ВВЕДЕНИЕ

Изменения в криосфере Земли связаны прежде всего с вариациями глобальной температуры – одного из основных показателей меняющегося климата. Климат – важная характеристика природной среды обитания человека и общества, поэтому исследование изменений глобального климата и вызывающих их причин является одной из актуальных проблем современного естествознания. Главным в проблеме исследования и прогнозирования изменений климата является вопрос о причинах, вызывающих эти изменения [Монин, 1979, 1982; Кондратьев, 1987; Монин, Шишков, 2000]. В XX в. отмечена тенденция повышения глобальной приповерхностной температуры, однако причины этого однозначно не установлены. Широко распространено мнение, что основной причиной изменения глобального климата является парниковый эффект, связываемый главным образом с антропогенным фактором воздействия на природу [Антропогенные изменения..., 1987; Ершов, 1997; Всемирная... организация..., 2014]. В то

же время не подвергается сомнению то, что солнечная радиация, поставляющая на Землю свет и тепло, играет большую роль в генезисе климата [Шулейкин, 1953; Лоренц, 1970; Будыко, 1974, 1980; Монин, 1979; Кондратьев, 1987; Монин, Шишков, 2000]. “Солнце – единственный источник тепла, достаточно сильный для того, чтобы оказывать значительное влияние на температуру поверхности земли и воздуха” [Воейков, 1948, с. 166].

Вариации поступающей к Земле солнечной радиации определяются двумя основными причинами, имеющими различную физическую природу. Исследования вариаций солнечной радиации, связанных с изменением физической активности Солнца, имеют давнюю историю (например, изучение пятнообразования и циклов Швабе–Вольфа, Хейла, Глейсберга). Вопрос о существовании связи между солнечной активностью и климатом в течение продолжительного времени остается дискуссионным [Эйгенсон, 1948, 1963; Кондратьев, Никольский, 1978; Витинский, 1983; Кондрать-

ев, 1987; Абдусаматов, 2009; Dudok de Wit, Watermann, 2010]. В настоящей работе представлены результаты исследований вариаций солнечного климата Земли, связанных с небесно-механическими процессами. Изменение активности Солнца при этом не учитывается.

Под солнечным климатом понимается рассчитываемое теоретически поступление и распределение солнечной радиации на верхней границе атмосферы или на поверхности земли в отсутствие атмосферы [Миланкович, 1939; Монин, 1979; Дроздов, 1989; Хромов, 2006].

Мерой солнечного климата является солнечная постоянная, представляющая поток (другие названия: плотность потока радиации, интенсивность) солнечной радиации на внешней границе атмосферы [Алисов, 1974].

Определяемые небесно-механическими процессами вариации солнечного потока традиционно (в формате представлений астрономической теории климата) исследуются на весьма продолжительных интервалах времени. При этом учитываются подверженные вековым возмущениям орбитальные элементы – долгота перигелия и эксцентриситет, а также наклон оси вращения Земли. Эти возмущения имеют значительные по продолжительности периоды вариаций [Миланкович, 1939; Шараф, Будникова, 1969; Монин, 1982; Монин, Шишков, 2000; Мельников, Смольский, 2004; Мельников, 2009; Федоров, 2014б; Brouwer, Van Woerkom, 1950; Vernekar, 1972; Berger, 1978, 1988; Berger, Loutre, 1991]. Расчеты приходящей солнечной радиации и исследования ее пространственно-временной изменчивости в связи с небесно-механическими процессами, в диапазоне периодических возмущений элементов земной орбиты и наклона оси вращения, до настоящего времени фактически не проводились. Такие исследования были начаты в Главной геофизической обсерватории имени А.И. Воейкова [Borisenkov et al., 1983, 1985], но дальнейшего развития не получили.

Автором были проведены расчеты приходящей солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы (или на поверхность эллипсоида Земли в отсутствие атмосферы). По исходным данным астрономических эфемерид (JPL Planetary and Lunar Ephemerides) DE-405/406 [Национальное... агентство..., 2014] рассчитывались значения приходящей солнечной радиации (в отсутствие атмосферы) за тропические годы, полугодия и сезоны тропического года в различных широтных зонах (протяженностью в 5° широты) земного эллипсоида в интервале от 2950 г. до н.э. до 2950 г. н.э. Точность эфемерид по расстоянию между Землей и Солнцем составляет 10^{-9} а.е. (или 0.1496 км), по времени 1 с (или 0.000 011 5 сут). Поверхность земли аппроксимировалась эллипсоидом (GRS80) с длинами полуосей, равными 6 378 137 м (большая) и 6 356 752 м (малая). Шаги при интегрировании составляли: по долготе 1°, по широте 1°, по времени 1/360 продолжительности тропического года. При расчетах учитывались изменения расстояния между Землей и Солнцем и продолжительности периода обращения Земли (тропического года) в связи с периодическими возмущениями орбитального движения Земли [Федоров, 2012, 2013, 2014а, 2015б; Fedorov, 2012, 2013, 2015]. По результатам расчетов для периода с 2950 г. до н.э. по 2950 г. н.э. была в матричной форме сформирована база данных приходящей (в отсутствие атмосферы) солнечной радиации в широтные зоны Земли (протяженностью в 5°) с шагом по времени в 1/12 тропического года [Федоров, 2014б, 2015а].

Результаты и обсуждение

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Вековые тенденции изменения глобальной температуры. Полученные значения приходящей на земной эллипсоид в отсутствие атмосферы солнечной радиации сопоставлялись с данными по аномалии температуры за период с 1850 по 2013 г. [Университет..., 2014а]. Результаты расчетов показывают, что на фоне общей тенденции сокращения приходящей к Земле (без учета атмосферы) солнечной радиации в полярных областях планеты отмечается тенденция к существенному сокращению, а в экваториальной области – к некоторому увеличению поступающей радиации (рис. 1). Таким образом, широтные контрасты в солнечном климате Земли возрастают. Следствием этого эффекта могут быть усиление меридионального переноса тепла в атмосфере от экваториальной области к полярным районам (известное как “тепловая машина первого рода” [Шулейкин, 1953]) и соответствующие изменения в температурных характеристиках глобального климата Земли.

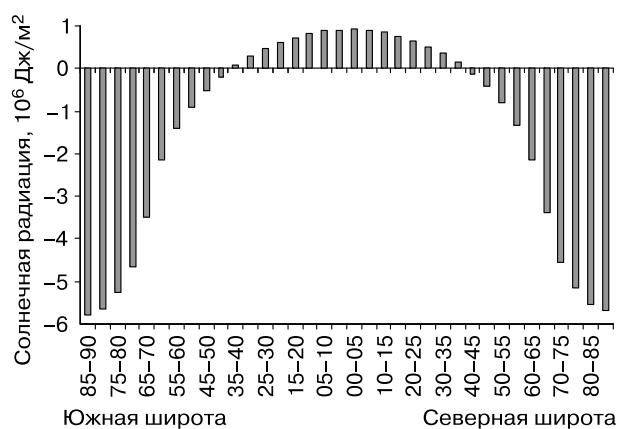


Рис. 1. Распределение разности солнечной радиации, приходящей (без учета атмосферы) в соответствующие широтные зоны Земли в 2050 и 1850 гг.

Сокращение приходящей в полярные области радиации за период с 1850 по 2050 г. определяется величиной $5.79 \cdot 10^6$ Дж/м², что составляет 0.11 % относительно среднего за этот период значения приходящей радиации для широтных зон (85–90° географической широты). Увеличение в экваториальной области значительно меньше – в районе экватора (0–5° широты) составляет $9.15 \cdot 10^5$ Дж/м² (0.007 %). Увеличение разности приходящей в эти зоны радиации в 2050 г. составит $6.70 \cdot 10^6$ Дж/м², что на 0.09 % больше, чем в 1850 г. При этом следует учитывать, что площадь областей источников тепла приблизительно в 2.7 раза превышает (из-за сферической формы Земли) площадь областей стока тепла.

Исследование температурных данных и солнечной радиации проводилось на основе корреляционного и регрессионного анализа. Корреляционная связь исследовалась по рядам с продолжительностью 100 лет (вековым интервалам) с последовательным смещением их (с шагом 1 год) от начала (1850 г.) к концу массива фактических данных аномалии температуры. Рассчитанная солнечная радиация, приходящая за тропический год к Земле (без учета атмосферы) [Федоров, 2013] и отдельным полушариям, сравнивалась с данными аномалии температуры, представленными в четырех архивах баз данных Университета Восточной Англии и метеобюро Хедли [Университет..., 2014a]. Архивы HadCRUT3 и HadCRUT4 содержат информацию о глобально-осредненной приповерхностной температуре земного шара (полученную сочетанием данных температуры воздуха для суши и температуры поверхностного слоя воды для океана). Архив CRUTEM4 включает

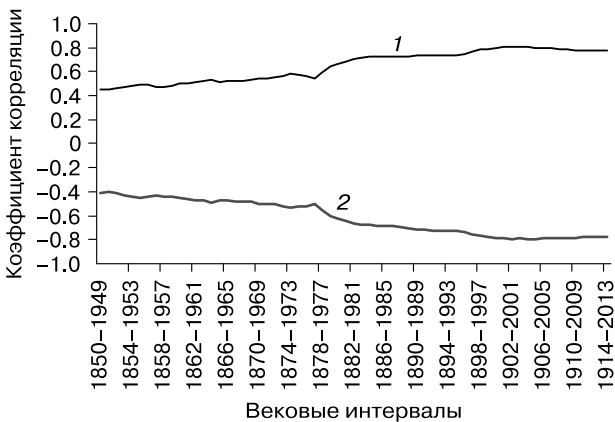


Рис. 2. Распределение значений коэффициента корреляции между разностью солнечной радиации, приходящей в экваториальные и полярные области, и аномалией приповерхностной температуры (данные HadCRUT3) (линия 1) и между приходящей к Земле солнечной радиацией и аномалией приповерхностной температуры (линия 2) по вековым интервалам.

значения аномалии температуры воздуха над суши (на высоте 2 м). Архив HadSST3 содержит данные по аномалиям температуры поверхностного слоя океана. Аномалии температуры сопоставлялись также с разностью солнечной радиации, приходящей в широтную зону от 45° с.ш. до 45° ю.ш., и радиацией, приходящей в области от 45 до 90° широты (в каждом полушарии) для Земли. Для полушарий эта разность определялась между солнечной радиацией широтных зон 0–45° и 45–90° для каждого полушария. Значения рядов, представленных на рис. 2 (массив HadCRUT3 – приповерхностная температура), имеют тесную отрицательную корреляционную связь между собой (–0.996). Сходное соотношение приходящей радиации и разности приходящей в экваториальные и полярные области радиации характерно и для каждого из полушарий.

Рассчитанные для вековых интервалов (см. рис. 2) коэффициенты корреляции (R) характеризуются высокой степенью корреляционной связи со средними для соответствующих вековых интервалов значениями показателя метеоданных (–0.961 – с приходящей радиацией, 0.931 – с разностью). Показатель метеоданных – выраженная в процентах доля поверхности земли, охваченная 5-градусными ячейками с метеоданными относительно всей земной поверхности. По результатам корреляционного анализа выделяются вековые интервалы с 1900–1999 гг. и далее до 1914–2013 гг. (см. рис. 2), на которых значения R становятся достаточно высокими (табл. 1) и близкими между собой (различие менее 1.5 %). Эти вековые интервалы соответствуют наиболее достоверным данным базы HadCRUT3 (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature>) и приняты нами в качестве основы для построения уравнений линейной регрессии приходящей солнечной радиации и аномалии температуры.

Таблица 1. Средние значения коэффициента корреляции аномалии приповерхностных температур и солнечной радиации по достоверным вековым интервалам (вероятность 0.99)

База данных	Земля		Северное полушарие		Южное полушарие	
	R_1	R_2	R_1	R_2	R_1	R_2
HadCRUT3	–0.786	0.790	–0.734	0.728	–0.783	0.805
HadSST3	–0.777	0.779	–0.702	0.687	–0.810	0.831
CRUTEM4	–0.717	0.717	–0.687	0.687	–0.714	0.715
HadCRUT4	–0.776	0.780	–0.714	0.711	–0.793	0.809
Среднее	–0.764	0.767	–0.709	0.703	–0.775	0.790

Примечание. R_1 – коэффициент корреляции с приходящей солнечной радиацией; R_2 – коэффициент корреляции с разностью солнечной радиации, приходящей в экваториальную и полярную области Северного полушария.

На основе уравнений регрессии для Земли в целом и полушарий были рассчитаны величины аномалии температуры на период с 1850 по 2050 г. Детальное сравнение рассчитанных значений аномалии температуры с исходными значениями проводилось для периода достоверных метеоданных за 1900–2013 гг. (рис. 3, 4). Коэффициент корреляции фактических величин аномалии с рассчитанными составляет 0.826 для Земли, 0.775 для Северного полушария и 0.840 для Южного полушария.

Из полученных результатов следует, что среднегодовое по модулю значение аномалии приповерхностной температуры в Южном полушарии (0.259 °C) за период с 1900 по 2013 г. превышает соответствующее значение для Северного полушария (0.237 °C). Учитывая небольшие расхождения фактических и расчетных значений в Южном полушарии (0.120 °C в Южном и 0.159 °C в Северном) и высокие значения R между аномалией и солнечной радиацией (см. табл. 1), можно утверждать, что увеличение температуры здесь в большей степени, чем в Северном полушарии, связано с механизмом межширотного теплообмена (определяемого межширотным градиентом приходящей солнечной радиации).

Представленное на рис. 4 распределение показывает, что существуют группы фактических значений аномалии (продолжительностью 28–29 лет), расположенные либо выше расчетных значений, либо ниже. Полный цикл отмеченного колебания составляет приблизительно 56–58 лет. В среднем для Земли в каждой группе 84.1 % фактических значений находятся либо выше расчетных, либо ниже. В зависимости от этого они определяются нами как “теплые” и “холодные” со-

ответственно. Для Земли в интервале с 1900 по 2013 г. выделяются четыре такие группы (эпохи): 1900–1925 гг. – “холодная”, 1926–1953 гг. – “теплая”, 1954–1985 гг. – “холодная”, 1986–2013 гг. – “теплая”. Эти группы синхронизируются с выделяемыми в типизации атмосферных процессов для Северного полушария циркуляционными эпохами [Кононова, 2009], а также сходны с интервалами различных состояний современного климата, отражающими этапы взаимодействия в системе “океан–атмосфера” [Анисимов и др., 2012].

Учитывая, что среднее (по модулю) расхождение фактических и расчетных значений аномалии приповерхностной температуры в Северном полушарии больше, чем в Южном, а также лучшую однородность (по критерию выше или ниже расчетных) в группах (88.1 % в Северном и 75.3 % в Южном полушарии), можно считать, что расхождение рассчитанных значений аномалии и фактических определяется нарушением межширотного переноса тепла механизмом теплообмена в системе “океан–материк” известного, как “тепловая машина второго рода” [Шулейкин, 1953]. Этот механизм связан с сезонной реверсивной сменой областей источников и стока тепла. Его действие ослабляет связь (корреляцию) аномалии температуры с солнечной радиацией и увеличивает расхождение расчетных значений аномалии с фактическими значениями.

С учетом полученных для эпох средних значений расхождения в качестве поправок, расхождения расчетных и фактических величин в среднем по модулю для всей Земли сокращаются до 0.101 °C, что на 11.6 % меньше, чем без учета поправки. В Северном полушарии соответствующая величина с учетом поправок составляет 0.114 °C

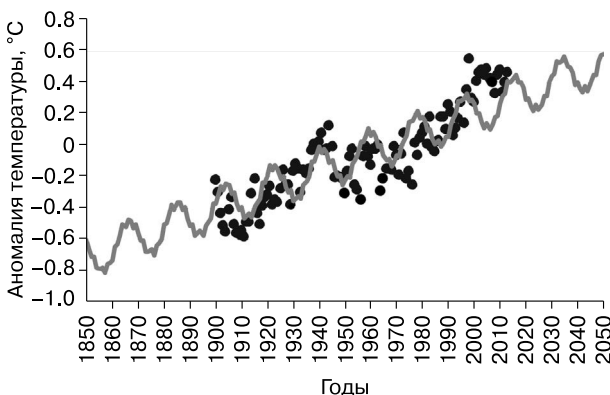


Рис. 3. Распределение рассчитанных с 1850 по 2050 г. (линия) и фактических с 1900 по 2013 г. (данные HadCRUT3) значений аномалии приповерхностной температуры (относительно среднегодового значения температуры за 1961–1990 гг.).

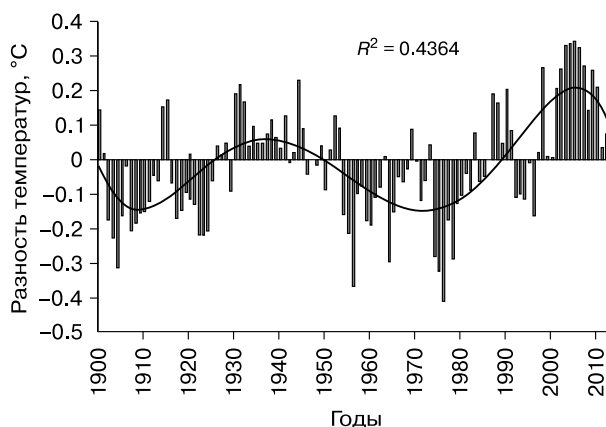


Рис. 4. Распределение разности фактических значений аномалии приповерхностной температуры и рассчитанных по уравнению линейной регрессии.

Аппроксимация – полином пятой степени; R^2 – достоверность аппроксимации.

(на 18,9 % меньше, чем без учета поправок), в Южном – 0,105 °С (на 5,9 % меньше). Увеличиваются также значения R между фактическими и расчетными величинами аномалии (для Земли в целом до 0,901, для Северного полушария до 0,885, для Южного полушария до 0,890). Известно, что механизм межширотного теплообмена наиболее интенсивно проявляется в зимние для полушарий полугодия [Шулейкин, 1953]. Проведенный анализ широтного распределения радиации по полугодиям показывает, что усиление механизма межширотного теплообмена, наоборот, более интенсивно проявляется в летние полугодия (март–август) и менее интенсивно в зимние полугодия (сентябрь–февраль).

Автором исследовалась также связь накопленной приходящей солнечной радиации (накопление рассчитывалось суммированием годовых значений приходящей радиации с 1850 по 2050 г.) с аномалией приповерхностной температуры [Федоров, 2014б]. Результаты показывают увеличение коэффициента корреляции и сокращение расхождения фактических и рассчитанных значений аномалии приповерхностной температуры. Так, коэффициенты корреляции приходящей солнечной радиации и аномалии приповерхностной температуры имеют отрицательные значения и составляют для Земли –0,775, для Северного полушария –0,733, для Южного полушария –0,776 (для рядов с 1850 по 2013 г.). В случае накопленной солнечной радиации R характеризуются положительными значениями, равными 0,805, 0,762 и 0,809 соответственно. То есть значения R при корреляции рассчитанных с учетом накопления солнечной радиации значений аномалии с фактическими значениями увеличиваются (по модулю) для Земли на 3,9 %, для Северного полушария на 4,0 %, для Южного – на 4,3 %.

Расхождение фактических и рассчитанных значений аномалии (по уравнению линейной регрессии с приходящей солнечной радиацией) составляет для Земли (без учета поправки на квазистидесятилетнее колебание) 52,3 % от модуля среднегодовой величины фактической аномалии температуры, для Северного полушария 63,2 %, для Южного – 45,8 %. При расчете аномалии приповерхностной температуры с учетом накопления радиации показатели расхождения сокращаются до 48,8, 60,3 и 43,6 % соответственно. Таким образом, расхождение фактических и расчетных значений сокращается для Земли на 6,7 %, для Северного полушария на 4,6 %, для Южного – на 4,8 %. Увеличение значений R и сокращение расхождений свидетельствует о накоплении тепла, связанного с приходящей солнечной радиацией, и влиянии этого накопления (парникового эффекта) на динамику приповерхностного температурного режима Земли.

Таким образом, для современной эпохи найден эффект усиления межширотного теплообмена (“тепловой машины первого рода”), связанный с сокращением поступления солнечной радиации в полярные районы (области стока тепла) и увеличением поступления в экваториальные (источник тепла) области Земли (т. е. с усилением межширотного градиента солнечной радиации). Эффект усиления межширотного теплообмена проявляется как в атмосфере Земли (архивы HadCRUT3 и HadCRUT4), так и в поверхностном слое океана (архив HadSST3) и определяется вековым изменением наклона оси вращения Земли [Миланкович, 1939]. Более высокие значения R и меньшие расхождения исходных значений аномалий температуры, рассчитанных с учетом накопления приходящей солнечной радиации, доказывают усиление парникового эффекта в областях стока тепла. Усиление парникового эффекта происходит, вероятно, за счет конденсации и роста содержания водяного пара в атмосфере, связанного с увеличением испарения при повышении температуры в областях стока в связи с усилением межширотного переноса тепла.

С усилением межширотного теплообмена и парникового эффекта связаны вековые тенденции увеличения аномалий приповерхностной температуры Земли в современную эпоху [Федоров, 2014б]. Следствием этого и являются современные тенденции криосферных процессов – сокращение площади морских льдов, деградация материкового оледенения и мерзлоты.

Тенденции изменения площади морских льдов в Северном полушарии. 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 [Корякин, 1988]. Сезонные изменения оледенения суши и моря в Арктике в настоящее время происходят на площади 10–17 млн км². Летом площадь морских льдов сокращается примерно вдвое, также вдвое сокращается поступление солнечной радиации в зимнее полугодие по сравнению с летним [Федоров, 2015а].

Полученные значения приходящей на земной эллипсоид без учета атмосферы солнечной радиации сопоставлялись с данными по динамике площади морских льдов (с 1870 по 2007 г.) в Северном полушарии Земли [Метеорологическое бюро..., 2014; Университет..., 2014б; Walsh, Chapman, 2001; Rayner et al., 2003]. Ледяной покров является результатом взаимодействия океана и атмосферы в определенных температурных условиях [Зубов, 1938; Бурке, 1940; Морской лед, 1997; Ледяные образования..., 2006]. Важным параметром ледяного покрова является его площадь. С течением време-

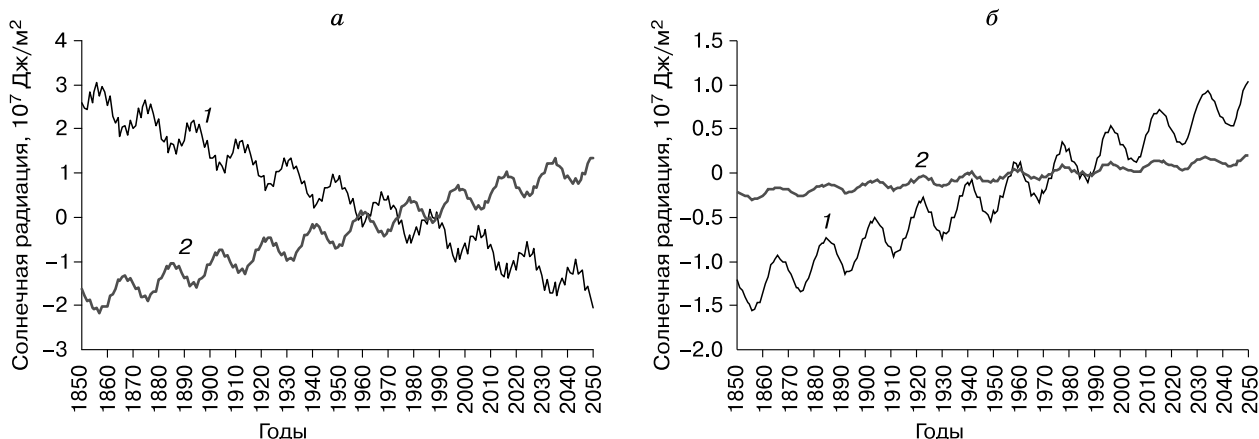


Рис. 5. Распределение значений (относительно среднего за 1961–1990 гг.) приходящей в Северное полушарие солнечной радиации (линия 1) и разности солнечной радиации, приходящей в экваториальные и полярные области Северного полушария (линия 2).

а – летнее полугодие, б – зимнее полугодие.

ни она 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 [Зубов, 1938; Захаров, 1981, 2000; Морской лед, 1997].

Автором проанализированы три показателя площади морских льдов Северного полушария: среднегодовое значение площади морских льдов, летнее (минимальное) значение площади и сезонная амплитуда (разность между максимальной в зимнее полугодие и минимальной в летнее полугодие) площади морских льдов 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). Максимум более растянут во времени и отмечается с февраля по апрель (период вблизи весеннего равноденствия, окончание зимнего и начало летнего полугодия в Северном полушарии) [Морской лед, 1997]. Таким образом, экстремальные значения площади морского льда характеризуются сдвигом по фазе в годовом ходе относительно экстремальных значений поступающей солнечной радиации приблизительно на 90° . Показатели площади морского льда сравнивались со значениями приходящей в отсутствие атмосферы в Северное полушарие (за год, зимнее и летнее полугодия) солнечной радиации (рис. 5). Сравнение проводилось также с разностью между солнечной радиацией, поступающей в широтную область $0-45^\circ$ с.ш. (являющуюся источником тепла), и солнечной радиацией, поступающей в широтную область $45-90^\circ$ с.ш. (область стока тепла).

На основе корреляционного анализа более детально исследовались: 1) связь между значениями площади морского льда [Университет..., 20146; Walsh, Chapman, 2001; Rayner et al., 2003] и солнечной радиацией, приходящей на верхнюю границу атмосферы (в Северное полушарие) за летнее полугодие; 2) связь между значениями площади морского льда и разности между солнечной радиацией, поступающей в экваториальные и полярные области Северного полушария за летнее полугодие. Это определялось тем, что, во-первых, для летнего полугодия для показателей площади морских льдов были получены более высокие значения коэффициента корреляции (табл. 2), во-вторых, в летнее полугодие отмечается большее усиление межширотного теплообмена (в многолетнем режиме), чем в зимнее полугодие.

Таблица 2. Средние значения коэффициента корреляции площади морских льдов для Северного полушария и солнечной радиации по всему ряду данных (1870–2007 гг.), вероятность 0.99

Площадь морских льдов	Летнее полугодие		Зимнее полугодие	
	R_1	R_2	R_1	R_2
Среднегодовая	0.689	-0.677	-0.671	-0.643
Минимальная	0.762	-0.749	-0.746	-0.719
Сезонная амплитуда	-0.791	0.775	0.773	-0.747
Среднее по модулю	0.747	0.734	0.730	0.703

Примечание. R_1 – коэффициент корреляции с приходящей солнечной радиацией; R_2 – коэффициент корреляции с разностью солнечной радиации, приходящей в область источника и стока тепла.

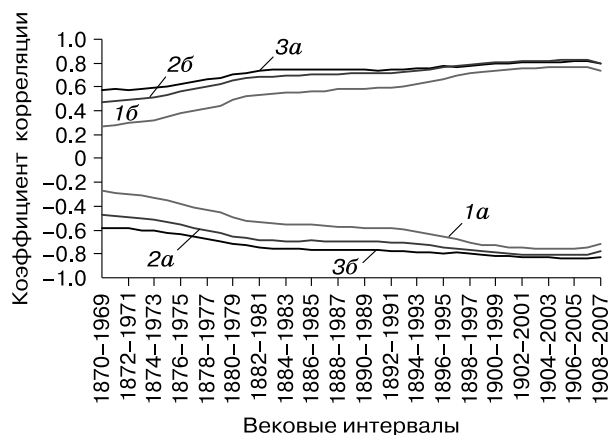


Рис. 6. Распределение значений коэффициента корреляции площади морских льдов с разностью солнечной радиации, приходящей в Северное полушарие за летнее полугодие в экваториальные и полярные области (индекс *а*), и с приходящей к Земле солнечной радиацией по вековым интервалам (индекс *б*).

1 – среднегодовая площадь, 2 – минимальная площадь, 3 – сезонная амплитуда.

Корреляционная связь исследовалась по рядам с постоянной продолжительностью в 100 лет (вековым интервалам) с последовательным смещением их от начала массива (1870 г.) к концу (2007 г., последнему в архиве, с шагом в один год). Таким образом, определялись значения коэффициента корреляции для интервалов 1870–1969, 1871–1970 и т. д., всего 39 вековых интервалов (рис. 6). Полученные распределения коэффициентов корреляции по вековым интервалам отражают неоднородный по степени достоверности характер распределения данных по площади морского льда в исходных рядах [Университет..., 2014б; Rayner et al., 2003]. При этом в массивах выделяются вековые интервалы (последние в массиве) с 1900–1999 гг. и далее до 1908–2007 гг. (всего девять интервалов), на которых значения коэффициента корреляции становятся высокими (табл. 3) и весьма близкими. Изменения для девяти вековых интервалов составляют для среднегодовых данных 1.10 % (приходящая радиация) и 0.98 % (разность), для минимальных значений площади (летнее полугодие) – 0.71 и 0.66 %, для сезонной амплитуды площади льдов – 0.65 и 0.75 %.

Эти вековые интервалы, вероятно, соответствуют наиболее достоверным исходным данным [Walsh, Chapman, 2001; Rayner et al., 2003]. По критериям достоверности ледовых данных (см. рис. 6), высоких (см. табл. 3) и стабильных значений коэффициента корреляции, отражающих фактическую и достоверную связь показателей ледовитости и солнечной радиации на верхней границе атмо-

Таблица 3. Значения коэффициента корреляции площади морских льдов и солнечной радиации по достоверным вековым интервалам (вероятность 0.99)

Вековой интервал	Среднегодовая площадь		Минимальная площадь		Сезонная амплитуда	
	R_1	R_2	R_1	R_2	R_1	R_2
1900–1999	0.7385	-0.7308	0.8047	-0.7898	-0.8189	0.7964
1901–2000	0.7455	-0.7414	0.8082	-0.7958	-0.8214	0.8011
1902–2001	0.7539	-0.7483	0.8161	-0.8025	-0.8317	0.8091
1903–2002	0.7579	-0.7533	0.8176	-0.8055	-0.8298	0.8097
1904–2003	0.7635	-0.7590	0.8210	-0.8091	-0.8314	0.8116
1905–2004	0.7707	-0.7580	0.8267	-0.8088	-0.8372	0.8115
1906–2005	0.7648	-0.7565	0.8225	-0.8079	-0.8355	0.8124
1907–2006	0.7620	-0.7479	0.8229	-0.8050	-0.8374	0.8134
1908–2007	0.7346	-0.7137	0.8006	-0.7771	-0.8247	0.7957
Среднее	0.7546	-0.7454	0.8156	-0.8002	-0.8298	0.8068

Примечание. R_1 – коэффициент корреляции с приходящей солнечной радиацией; R_2 – коэффициент корреляции с разностью солнечной радиации, приходящей в экваториальную и полярную области.

сферы (приходящей и разности), эти вековые интервалы приняты нами в качестве основы для построения уравнений регрессии.

Для составления уравнений регрессии показателей ледовитости и солнечной радиации (приходящей и разности) использовалось уравнение второй степени. Всего было построено по 9 уравнений регрессии для достоверных вековых интервалов для трех показателей площади морских льдов. Использование полинома второй степени в качестве уравнения регрессии определялось помимо более высоких показателей аппроксимации относительной линейной регрессии еще и тем фактом, что морской лед является результатом взаимодействия атмосферы и океана. То есть таяние льда происходит в результате теплообмена как с атмосферным воздухом, так и с океанической водой. Усиление межширотного теплообмена отмечается как для атмосферы, так и для поверхностного слоя океана, следовательно, при интенсивном сокращении площади морских льдов проявляются два одновременно действующих фактора, связанных с атмосферой и океаном. Полиномиальная форма уравнения регрессии отражает ускорение в характере воздействия межширотного теплообмена в атмосфере и поверхностном слое океана на динамику (сокращение) площади морского льда. Графически уравнения регрессии (средние по достоверным вековым интервалам) представлены на рис. 7.

На основе уравнений регрессии по значениям приходящей солнечной радиации выполнены расчеты показателей площади морских льдов с 1850 по 2050 г. Показатель приходящей солнечной ра-

диации выбран из-за более высоких значений коэффициента корреляции и достоверности аппроксимации по сравнению с разностью радиации (областей источника и стока тепла). Вероятно, приходящая радиация более полно отражает связь с площадью морских льдов механизма межширотного теплообмена и процесса воздействия инсоляции на лед. Известно, что таяние в результате теплообмена с атмосферой обусловлено двумя причинами: поглощением тепла прямых и рассеянных солнечных лучей, падающих на поверхность льда, и притоком тепла от более теплого воздуха (адвекцией). Таяние в результате теплообмена с океаном происходит за счет тепла, получаемого льдом от воды [Бурке, 1940]. Результаты выполненных по уравнениям регрессии расчетов показателей площади морских льдов (средние по девяти рассчитанным достоверным вековым интервалам) до 2050 г. представлены на рис. 8.

Полученные результаты свидетельствуют об ускорении сокращения площади (среднегодовой и минимальной) морских льдов. Одновременно увеличивается сезонная амплитуда, в основном за счет ускоренного сокращения летних минимальных значений площади льда. По расчетным данным, среднегодовая площадь льда составляла в 1900 г. – 13.53 млн км², в 1950 г. – 13.45, в 2000 г. – 12.41, в 2050 г. – 10.05 млн км². В 2014 г. эта величина была близка к 11.42 млн км², следовательно, к 2050 г. сокращение среднегодовой площади льда составит 12.0 % по отношению к среднегодовой

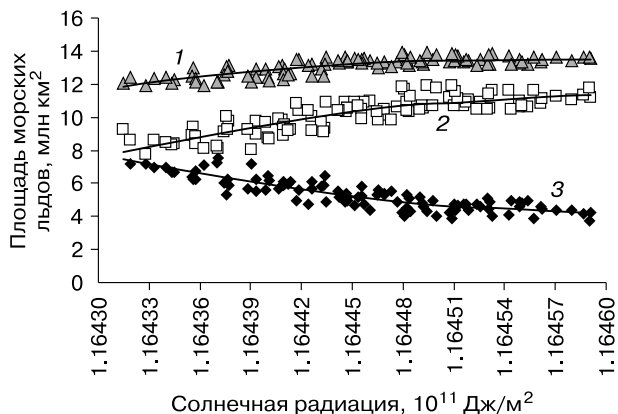


Рис. 7. Распределение среднегодовой площади морского льда (1), минимальной площади (2) и сезонной амплитуды (3) в зависимости от приходящей солнечной радиации и графики соответствующих уравнений регрессии (полином второй степени).

площади морского льда в Северном полушарии в 2014 г. Среднегодовое уменьшение площади морского льда связано с ускоренным его сокращением в летний период, а также интенсивным усилением межширотного теплообмена именно в летнее полугодие. Рассчитанная площадь морского льда в конце летнего полугодия 1900 г. составила 11.16 млн км², 1950 г. – 10.82, 2000 г. – 8.81,

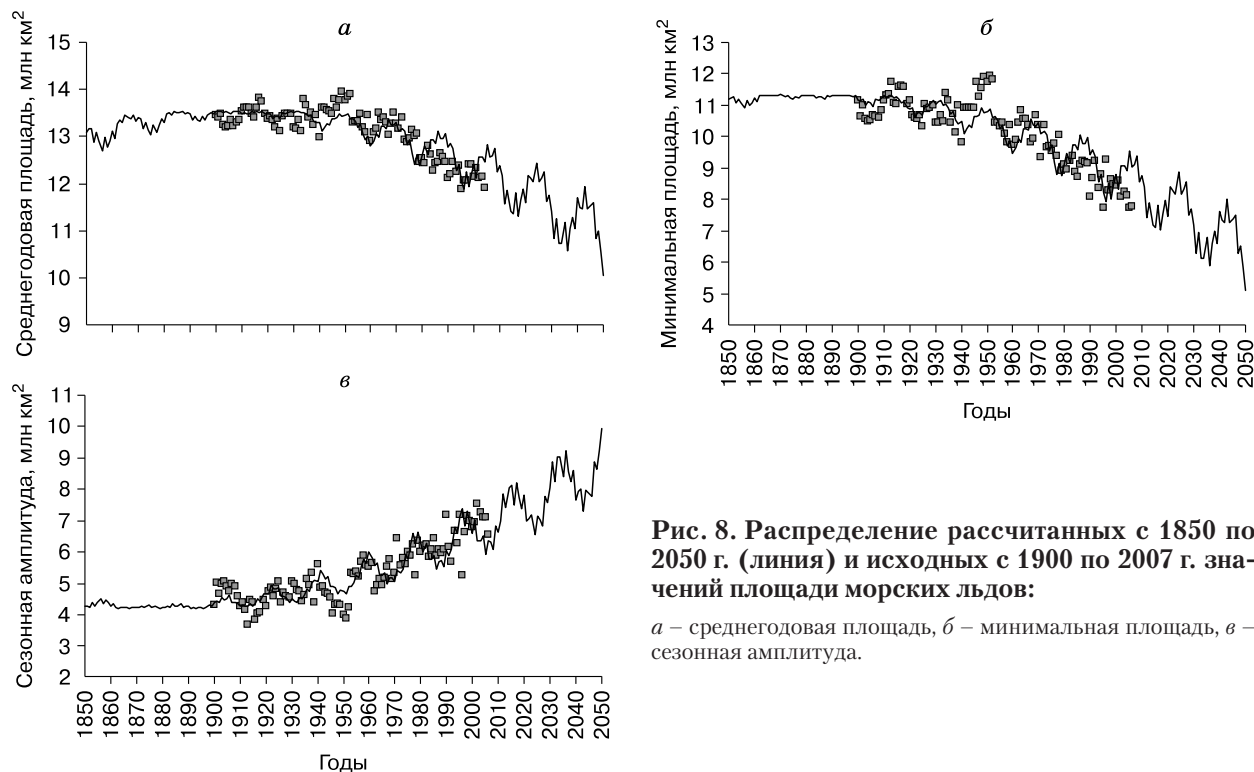


Рис. 8. Распределение рассчитанных с 1850 по 2050 г. (линия) и исходных с 1900 по 2007 г. значений площади морских льдов:

а – среднегодовая площадь, б – минимальная площадь, в – сезонная амплитуда.

2050 г. – 5.09 млн км². В 2014 г. площадь морских льдов в Северном полушарии была близка к 7.20 млн км², следовательно, ее сокращение в 2050 г. составит 29.3 % относительно 2014 г. Разница же между максимальной (в зимнее полугодие) и минимальной (в летнее полугодие) площадью морских льдов возрастет к 2050 г. относительно 2014 г. на 1.90 млн км² (на 23.6 %). В интервале с 2014 по 2050 г. ускорения, определяемые эффектом усиления межширотного теплообмена, составляют для среднегодовых значений -0.00212 млн км²/год², для минимальных -0.00326 млн км²/год², для сезонной амплитуды 0.00293 млн км²/год². Ускорение определяется как одновременным возрастающим действием двух факторов – межширотного теплообмена и парникового эффекта, так и проявлением усиления этих факторов в атмосфере и поверхностном слое океана.

На фоне вековых тенденций (см. рис. 8) проявляется близкий к 19-летнему цикл, связанный с изменением наклона оси вращения Земли в результате нутации и определяющий вариации в распределении приходящей солнечной радиации по широтам [Федоров, 2013, 2015a] и соответствующие им вариации значений площади морских льдов. Так, среднегодовая площадь льдов меняется от максимального значения в 2008 г. 12.74 млн км² до минимального в 2017 г. 11.3 млн км². Затем до 2024 г. отмечается увеличение среднегодовой площади морских льдов до 12.45 млн км² и сокращение к 2036 г. до 10.72 млн км².

Расчитанные показатели площади морского льда характеризуются высокими значениями коэффициента корреляции с исходными данными [Университет..., 20146; Rayner et al., 2003]. Для рядов с 1870 по 2007 г. коэффициент корреляции для среднегодовой площади составляет 0.773, для минимальной площади – 0.841, для сезонной амплитуды – 0.827. Расхождение исходных данных с

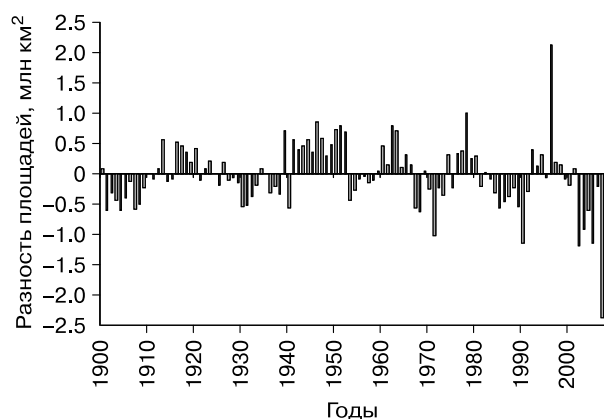


Рис. 9. Распределение разности исходных значений площади морских льдов (сезонная амплитуда) и рассчитанных по уравнению регрессии (полином второй степени).

расчетными значениями для среднегодовой площади составляет 0.270 млн км², или 2.067 % относительно среднегодового значения (за период 1870–2007 г.). Для летних минимумов расхождение равно 0.467 млн км², или 4.597 %, для сезонной амплитуды – 0.400 млн км², или 7.439 %. Распределение расхождения рассчитанных значений площади морских льдов (сезонная амплитуда) с исходными представлено на рис. 9.

На рис. 9 видно, что на фоне общей тенденции к увеличению сезонной амплитуды проявляется периодичность, связанная с наличием групп, в которых исходные значения превышают рассчитанные или уступают им. Это указывает на существование дополнительного значений периодического фактора, не учтенного (или недоучтенного) в уравнении регрессии. Спектральный анализ ряда расхождений показывает, что доминирует в спектре колебание с периодом 20 лет. На периодограмме этот максимум приходится на период, равный 18 годам. Вероятно, отмеченная периодичность определяется нутационным циклом. Аналогичная периодичность отмечается, например, в изотопно-кислородном составе льдов южной полярной области [Владимирова, Екайкин, 2014]. С учетом в качестве поправки осредненных значений расхождения для положительных и отрицательных групп (их средняя продолжительность составляет 9–10 лет, т. е. соответствует продолжительности фазы в 19-летнем цикле) величина расхождения для сезонной амплитуды сокращается с 7.439 до 5.136 % (от среднегодового значения). Коэффициент корреляции возрастает с 0.827 до 0.908. В других показателях площади морских льдов эта периодичность выражена в меньшей степени.

Расчитанные (без учета накопления солнечной радиации) данные для прогнозных сценариев, построенных на основе линейной и квадратичной формы связи солнечной радиации, поступающей (без учета атмосферы) на поверхность земного эллипсоида (в Северное полушарие), с изменением площади морского льда, представлены на рис. 10. Приведены два сценария, так как при наличии тесной связи между солнечной радиацией и площадью морского льда форма этой связи однозначно не определена.

Автором исследовались связи изменения площади морских льдов с вариациями накопленной приходящей радиации. За начало отсчета принималось значение приходящей в летнее полугодие солнечной радиации в 1870 г. (первый год в массиве данных по площади морских льдов) [Метеорологическое бюро..., 2014]. Накопление рассчитывалось последовательным суммированием летних полугодических значений приходящей солнечной радиации при расчетах в будущее и последовательным вычитанием при расчетах в прошлое.

Коэффициент корреляции (R) накопленной приходящей за летнее полугодие в Северное полу-

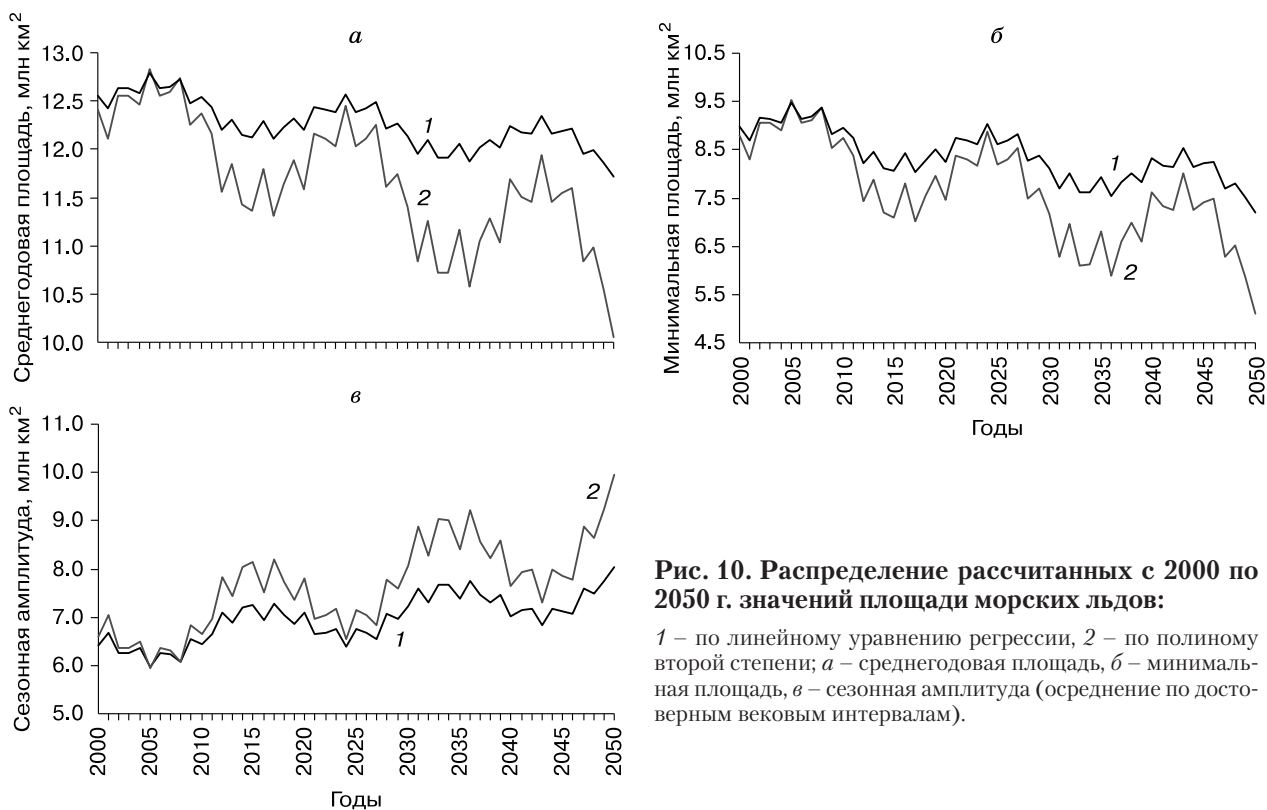


Рис. 10. Распределение рассчитанных с 2000 по 2050 г. значений площади морских льдов:

1 – по линейному уравнению регрессии, 2 – по полиному второй степени; а – среднегодовая площадь, б – минимальная площадь, в – сезонная амплитуда (осреднение по достоверным вековым интервалам).

шарие солнечной радиации с данными по площади морских льдов (1870–2007 гг.) характеризуются значениями: для среднегодовой площади –0.715, для минимальной площади –0.776, для сезонной амплитуды 0.802. Эти значения превышают полученные при корреляционном анализе площади морских льдов с приходящей солнечной радиацией без учета накопления (0.689, 0.762 и –0.791 соответственно). Значения *R*, таким образом, увеличиваются на 3.6 % для среднегодовых значений площади, на 1.8 % для минимальной (летней) площади морского льда и на 1.4 % для сезонной амплитуды.

Коэффициент корреляции фактических значений площади морского льда и рассчитанных по уравнению регрессии (полином второй степени) с учетом накопления солнечной радиации (1870–

2007 гг.) составляют для среднегодовой площади 0.882, для минимальной площади 0.900, для сезонной амплитуды 0.895. Эти значения также превышают значения *R* для периода 1870–2007 гг., полученные при корреляционном анализе рассчитанных значений площади морского льда по уравнению регрессии (полином второй степени) без учета накопления солнечной радиации (0.778, 0.841 и 0.827 соответственно). Увеличение значений *R* в этом случае составляет для среднегодовых значений 13.4 %, для минимальной площади 7.0 %, для сезонной амплитуды 8.2 %.

Сравнение расхождения рассчитанных значений площади морского льда с фактическими значениями без учета накопления солнечной радиации и с учетом ее накопления приведено в табл. 4.

Таблица 4. Расхождение фактических и рассчитанных (полином второй степени) значений площади морских льдов

Солнечная радиация (Северное полушарие, летнее полугодие)	Площадь морских льдов*					
	среднегодовая		минимальная		сезонная амплитуда	
	%	млн км ²	%	млн км ²	%	млн км ²
Без учета накопления	2.067	0.270	4.597	0.467	7.439	0.398
С учетом накопления	1.438	0.189	3.160	0.327	5.966	0.306

* В процентах от среднего многолетнего значения (1870–2007 гг.) и млн км².

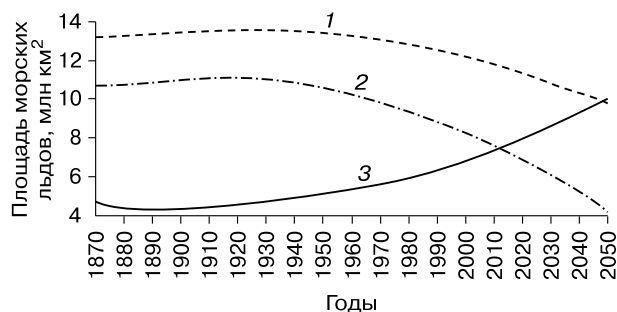


Рис. 11. Распределение рассчитанных с учетом накопления солнечной радиации по уравнению регрессии (полином второй степени) значений площади морских льдов:

1 – среднегодовая площадь, 2 – минимальная площадь, 3 – сезонная амплитуда.

Расхождение фактических и рассчитанных (с учетом накопления солнечной радиации) значений площади морских льдов сокращается. Для среднегодовой площади морского льда сокращение составляет 30.5 %, для минимальной площади 31.3 %, для сезонной амплитуды 19.8 %. Увеличение коэффициента корреляции и сокращение расхождения указывают на накопление тепла, связанного с приходящей солнечной радиацией в атмосфере и поверхностном слое Мирового океана. Более высокие оценочные характеристики, полученные для связи изменения площади морских льдов с накопленной солнечной радиацией, доказывают влияние усиления парникового эффекта на тенденцию изменения площади морских льдов.

Расчеты с учетом накопления солнечной радиации, выполненные на основе уравнения линейной регрессии по значениям продолжительного ряда данных Ж. Уолша и У. Чапмена [Walsh, Chapman, 2001], показывают, что величина среднегодовой площади морских льдов в 2050 г. составит 12.02 млн км², минимальная площадь 7.95 млн км², сезонная амплитуда 7.24 млн км². Сокращение среднегодовой площади составляет относительно 2014 г. около 3.0 %, минимальной – 8.8 %. Сезонная амплитуда увеличивается на 10.4 %. Расчеты на основе полиномиальной формы связи показывают, что среднегодовая площадь в 2050 г. характеризуется значением 9.78 млн км², минимальная – 4.16 млн км², а сезонная амплитуда увеличивается до 10.05 млн км² (рис. 11). Таким образом, сокращение среднегодовой площади относительно 2014 г. составляет 15.3 %, минимальной – 42.9 %. Сезонная амплитуда увеличивается на 31.7 %.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тесная связь многолетней изменчивости площади морских льдов с разностью солнечной радиации, поступающей в экваториальную и полярную

области Северного полушария, доказывает участие отмеченного для современной эпохи усиления межширотного теплообмена в сокращении площади морских льдов. Эффект усиления межширотного теплообмена определяется увеличением приходящей солнечной радиации в экваториальную область и сокращением солнечной радиации, поступающей в полярную область Земли [Федоров, 2015а, б]. Сокращение приходящей в полярные области солнечной радиации за период с 1850 по 2050 г. определяется величиной $5.79 \cdot 10^6$ Дж/м², что составляет 0.11 % от среднего за этот период значения приходящей солнечной радиации. Увеличение приходящей солнечной радиации в экваториальную область составляет $9.15 \cdot 10^5$ Дж/м² (или 0.07 %). Величина разности приходящей в эти области радиации в 2050 г. возрастает на $6.70 \cdot 10^6$ Дж/м², что на 0.09 % больше, чем в 1850 г. Увеличение меридионального градиента солнечной радиации (и связанного с ним термического градиента) определяется вековым изменением наклона оси вращения Земли.

Более высокие оценочные характеристики связи приходящей солнечной радиации с изменением площади морских льдов отмечаются при учете ее накопления. Значения коэффициента корреляции рассчитанных (уравнение регрессии – полином второй степени) величин площади морских льдов с исходными величинами увеличиваются на 13.4 % для среднегодовой площади, на 7.0 % для минимальной площади и на 8.2 % для сезонной амплитуды. Расхождение исходных значений и рассчитанных с учетом накопления солнечной радиации сокращается для среднегодовой площади морского льда на 30.5 %, для минимальной площади на 31.3 %, для сезонной амплитуды на 19.8 %. Это является доказательством накопления тепла (усиления парникового эффекта), связанного с приходящей солнечной радиацией в океане и атмосфере.

Таким образом, выявлены два фактора, определяющие тенденции в динамике площади морских льдов: межширотный теплообмен и парниковый эффект. Усиление парникового эффекта автор связывает с конденсацией и увеличением содержания водяного пара в атмосфере из-за повышения испарения в связи с ростом температуры в северной полярной области вследствие усиления межширотного теплообмена. То есть усиление парникового эффекта – это естественное следствие усиления межширотного теплообмена, которое определяется вековым изменением наклона оси вращения Земли. Результатом действия этих факторов является тенденция сокращения площади морских льдов в Северном полушарии.

Подобные исследования могут иметь важное практическое значение при разведке и добыче месторождений полезных ископаемых, нефте- и газо-

добыче на арктическом шельфе, для развития рыболовства, судоходства и строительства гидротехнических и иных сооружений на мерзлых грунтах. Фундаментальное изучение криосферных процессов представляется необходимым при разработке стратегических планов нового этапа освоения Российской Арктики.

Согласно полученным результатам, влияние антропогенного фактора (из-за увеличения содержания CO_2 в атмосфере в связи со сжиганием органического топлива, теплового загрязнения, увеличения содержания аэрозолей в атмосфере и, соответственно, парникового эффекта) на формирование тенденции изменения глобальной температуры и площади морских льдов в Северном полушарии представляется несущественным.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-07590).

Литература

Абдусаматов Х.И. Солнце диктует климат Земли / Х.И. Абдусаматов. СПб., Логос, 2009, 197 с.

Алисов Б.П. Климатология / Б.П. Алисов, Б.В. Полтараус. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974, 210 с.

Анисимов М.В., Бышев В.И., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н. Междекадная изменчивость термической структуры вод Северной Атлантики и ее климатическая значимость // Докл. РАН, 2012, т. 443, № 3, с. 372–376.

Антропогенные изменения климата / Под ред. М.И. Будыко, Ю.А. Израэля. Л., Гидрометеиздат, 1987, 406 с.

Будыко М.И. Изменение климата / М.И. Будыко. Л., Гидрометеиздат, 1974, 280 с.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем / М.И. Будыко. Л., Гидрометеиздат, 1980, 351 с.

Бурке А. Морские льды / А. Бурке. Л.; М., Главсевморпуть, 1940, 96 с.

Витинский Ю.И. Солнечная активность / Ю.И. Витинский. М., Наука, 1983, 192 с.

Владимирова Д.О., Екайкин А.А. Климатическая изменчивость в секторе моря Дейвиса (Восточная Антарктида) за последние 250 лет по данным геохимических исследований ледяного керна из скважины 105-й км // Проблемы Арктики и Антарктики, 2014, № 1 (99), с. 102–113.

Воейков А.И. Климаты земного шара, в особенности России // Собр. соч. М.; Л., АН СССР, 1948, т. 1, с. 163–671.

Всемирная метеорологическая организация [Электронный ресурс]. URL: http://www.wmo.int/pages/index_ru.html (дата обращения: 27.12.2014).

Дроздов О.А. Климатология / О.А. Дроздов, Н.В. Васильев, А.Н. Раевский и др. Л., Гидрометеиздат, 1989, 568 с.

Ершов Э.Д. Деградация мерзлоты при возможном глобальном потеплении климата // Соросов. образоват. журн., 1997, № 2, с. 70–74.

Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы / В.Ф. Захаров. Л., Гидрометеиздат, 1981, 136 с.

Захаров В.Ф. Морские льды и климат / В.Ф. Захаров, В.Н. Малинин. СПб., Гидрометеиздат, 2000, 92 с.

Зубов Н.Н. Морские воды и льды / Н.Н. Зубов. М., Гидрометеиздат, 1938, 454 с.

Кондратьев К.Я. Глобальный климат и его изменения / К.Я. Кондратьев. Л., Наука, 1987, 232 с.

Кондратьев К.Я., Никольский Г.А. Солнечная активность и климат // Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 3, с. 607–610.

Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / Н.К. Кононова. М., Воентехиниздат, 2009, 372 с.

Корякин В.С. Ледники Арктики / В.С. Корякин. М., Наука, 1988, 160 с.

Ледяные образования морей западной Арктики / Под ред. Г.К. Зубакина. СПб., ААНИИ, 2006, 272 с.

Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы / Э.Н. Лоренц. Л., Гидрометеиздат, 1970, 260 с.

Мельников В.П. Астрономическая теория ледниковых периодов: новые приближения / В.П. Мельников, И.И. Смутьский. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2009, 98 с.

Мельников В.П., Смутьский И.И. Астрономические факторы воздействия на криосферу Земли и проблемы их исследования // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 1, с. 3–14.

Метеорологическое бюро центра Хедли [Электронный ресурс]. URL: <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/> (дата обращения: 27.12.2014).

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата / М. Миланкович. М.; Л., ГОНТИ, 1939, 208 с.

Монин А.С. История климата / А.С. Монин, Ю.А. Шишков. Л., Гидрометеиздат, 1979, 408 с.

Монин А.С. Введение в теорию климата / А.С. Монин. Л., Гидрометеиздат, 1982, 246 с.

Монин А.С., Шишков Ю.А. Климат как проблема физики // Успехи физ. наук, 2000, т. 170, № 4, с. 419–445.

Морской лед / Под ред. И.Е. Фролова, В.П. Гаврило. СПб., Гидрометеиздат, 1997, 402 с.

Национальное аэрокосмическое агентство США. NASA, Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology (JPL Solar System Dynamics) [Электронный ресурс]. URL: <http://ssd.jpl.nasa.gov> (дата обращения: 27.12.2014).

Университет Восточной Англии и центра Хедли (метеобюро Великобритании) [Электронный ресурс]. URL: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature> (дата обращения: 27.12.2014а).

Университет штата Иллинойс (США) [Электронный ресурс]. URL: <http://arctic.atmos.uiuc.edu/SEAICE/timeseries>. 1870–2008 (дата обращения: 27.12.2014б).

Федоров В.М. Теоретический расчет межгодовой изменчивости солнечной постоянной // Астрон. вестн., 2012, т. 46, № 2, с. 184–189.

Федоров В.М. Межгодовые вариации продолжительности тропического года // Докл. РАН, 2013, т. 451, № 1, с. 95–97.

Федоров В.М. Стратегия прогнозирования возможных последствий масштабных климатических изменений // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций: Сб. материалов. XIII науч.-практ. конф. (Москва, 14–15 мая 2014 г.). М., ФКУ Центр “Антистихия” МЧС России, 2014а, с. 123–125.

Федоров В.М. Солнечная радиация и климат Земли [Электронный ресурс]. URL: <http://www.solar-climate.com> (дата обращения: 27.12.2014б).

Федоров В.М. Пространственные и временные вариации солярного климата Земли в современную эпоху // Геофиз. процессы и биосфера, 2015а, т. 14, № 1, с. 5–22.

- Федоров В.М.** Широтная изменчивость приходящей солнечной радиации в различных временных циклах // Докл. РАН, 2015б, т. 460, № 3, с. 339–342.
- Хромов С.П.** Метеорология и климатология / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 582 с.
- Шараф Ш.Г., Будникова Н.А.** Вековые изменения орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // Тр. Ин-та теорет. астрономии АН СССР, 1969, вып. 14, с. 48–84.
- Шулейкин В.В.** Физика моря / В.В. Шулейкин. М., АН СССР, 1953, 990 с.
- Эйгенсон М.С.** Солнечная активность и ее земные проявления / М.С. Эйгенсон, М.Н. Гневывшев, А.И. Оль, Б.М. Рубашев. М.; Л., Гостехтеоретиздат, 1948, 286 с.
- Эйгенсон М.С.** Солнце, погода и климат / М.С. Эйгенсон. Л., Гидрометеоздат, 1963, 276 с.
- Berger A.** Long-term variation insolation and Quaternary climatic change // J. Atmos. Sci., 1978, vol. 35, p. 2362–2367.
- Berger A.** Milankovitch theory and climate // Revs. Geophys., 1988, vol. 26, p. 624–657.
- Berger A., Loutre M.F.** Insolation values for the climate of the last 10 million years? // Quatern. Sci. Rev., 1991, vol. 10, p. 297–317.
- Borisenkov E.P., Tsvetkov A.V., Agaponov S.V.** On some characteristics of insolation changes in the past and the future // Climatic Change, 1983, No. 5, p. 237–244.
- Borisenkov E.P., Tsvetkov A.V., Eddy J.A.** Combined effects of Earth orbit perturbations and solar activity on terrestrial insolation, pt 1: Sample days and annual mean values // J. Atmos. Sci., 1985, vol. 42, No. 9, p. 933–940.
- Brouwer D., Van Woerkom A.J.J.** The secular variation of the orbital elements of the principal planets // Astronom. Paps, 1950, vol. 13, p. 81–107.
- Dudok de Wit. T., Watermann J.** Solar forcing of the terrestrial atmosphere // Geoscience, 2010, vol. 342, p. 259–272.
- Fedorov V.M.** Interannual variability of the solar constant // Solar System Res., 2012, vol. 46, No. 2, p. 170–176.
- Fedorov V.M.** Interannual variations in the duration of the tropical year // Doklady Earth Sci., 2013, vol. 451, pt 1, p. 750–753.
- Fedorov V.M.** Latitudinal variability of incoming solar radiation in various time cycles // Doklady Earth Sci., 2015, vol. 460, pt 1, p. 96–99.
- 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, No. D14, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Vernekar A.** Long-period global variations of incoming solar radiation // Series: Meteorol. Monographs. Amer. Meteorol. Soc., 1972, vol. 12, No. 34, 128 p.
- Walsh J.T., Chapman W.L.** 20th century sea-ice variations from observational data // Ann. Glaciol., 2001, vol. 33, p. 444–448.

Поступила в редакцию
1 июля 2014 г.