

Палеогляциология

УДК 551.583.7

doi:10.15356/2076-6734-2016-2-221-234

История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем

© 2016 г. И.И. Борзенкова

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия
irena_borzen@mail.ru

History of sea ice in the Arctic basin: Lessons from the past for future

I.I. Borzenkova

State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia
*irena_borzen@mail.ru**Article accepted for publication on January 24, 2016***Keywords:** *Arctic, current global warming, history of sea icing, last 65 million years, sea ice, the Cenozoic time.*

Summary

The process of the sea ice formation in the Arctic Ocean is analyzed for the period of the last 65 million years, i.e. from the Paleocene to the present time. Appearance of sea ice in the high latitudes is demonstrated to be caused by the negative trend in global temperatures due to decreasing of the CO₂ concentration in the ancient atmosphere. Formation of seasonal and perennial ice cover in the limited area near the Pole could take place during the mid-Neogene period, about 12–13 Ma ago. However, areas of the sea icing could be obviously changed for this time during periods of the climate warming and cooling. Permanent sea ice had been formed in the early Pleistocene, i.e. about 2.0–1.8 Ma ago only. Paleoclimatic reconstructions, based on the indirect data and modeling simulation for the Holocene optimum (10–6 ka ago) and for the Last Interglacial period (the isotopic substage in the marine cross-section 5e, about 125–127 ka ago) had shown that rising of global temperatures by 1.0–1.5 °C resulted in strong decreasing of the sea ice area, and the perennial ice cover became the seasonal one. Relatively small changes in the incoming solar radiation originating during the spring-summer time due to the orbital factors played the role of a trigger for onset of the melting process. Further on, the process could be enhanced owing to difference in the albedo between the ice cover and open water. Recently, the rapid shortening of the sea ice area is noted, and in some parts of the Arctic Ocean the area is twice cut down as compared with the normal. In 2015, the record low area of the winter sea ice was observed, and therewith the maximum of the ice area shifted to the earlier period (by 15 days) as compared with the period of 1981–2010. The winter fluctuations of the sea ice areas are as much important as the summer ones, since they are the best indicators of the present-day global warming. Thus, it can be supposed that some mechanism of replacing the perennial sea ice by the seasonal ones has been started up, that is the natural process of transition from seasonal ices to the next stage that is the ice-free Arctic. On the assumption that increasing of the CO₂ concentration will continue despite the efforts to reduce emissions of greenhouse gases into the atmosphere, and the radiation forcing will approach to doubling of the CO₂ content, one of the scenarios of the past can be realized now.

*Статья принята к печати 24 января 2016 г.***Ключевые слова:** *Арктика, история образования морских льдов, кайнозой, морские льды, последние 65 млн лет, современное глобальное потепление.*

Быстрое сокращение площади морских льдов в Арктике в последние десятилетия обусловлено их реакцией на повышение глобальной температуры. Морские льды – прекрасный индикатор состояния глобальной климатической системы как в историческое время, так и в отдалённом прошлом. Анализ исторических данных показывает, что современное сокращение площади и толщины морских льдов в Арктике беспрецедентно за последние 1450 лет. На основе синтеза морских, континентальных и других косвенных данных рассматривается история образования морского оледенения Арктики за последние 65 млн лет, от раннего палеогена до голоцена. Сокращение площади морских льдов в Арктике, уменьшение их толщины и увеличение площади одногодичного льда свидетельствуют, что запущен механизм замещения многолетних льдов сезонными. Это – естественное состояние перехода от сезонных льдов к следующему этапу – безлёдной Арктики.

Введение

Морской лёд как часть глобальной климатической системы — наиболее чувствительная её компонента к изменению как внешних, так и внутренних факторов [3, 5, 7, 12, 19]. В последнее время льды Арктического бассейна привлекают особое внимание, что связано с быстрым сокращением их площади и уменьшением толщины [11, 15, 28, 35, 36, 46, 47, 57, 58]. Сокращение площади морских льдов в Арктике началось ещё в середине прошлого столетия. С 1979 по 1996 г. скорость сокращения была относительно небольшой и составляла всего 2–3% за 10 лет, а с середины 1990-х годов прошлого столетия увеличилась до 10–12% за десятилетие. Известно, что площадь морских льдов испытывает значительные сезонные колебания, достигая 15×10^6 км² к концу зимнего сезона (март) и уменьшаясь практически в 2 раза до 7×10^6 км² к началу сентября. За последние десятилетия площадь морских льдов к концу тёплого сезона сократилась ещё значительно, а в отдельные годы даже вдвое по сравнению с климатической нормой [57, 59].

Изменение площади морских льдов влияет не только на изменение альbedo подстилающей поверхности, но и на изменение альbedo системы Земля–Атмосфера, усиливая изменение температуры в высоких широтах не менее чем вдвое по сравнению с изменением глобальной температуры. Уменьшение площади морских льдов в Северном Ледовитом океане влияет на энергетический обмен между атмосферой и океаном, на глубинную, термохалинную циркуляцию и, в конечном счёте, определяет условия увлажнения и гидрологический цикл в высоких широтах. В связи с ростом глобальной температуры, увеличение которой будет сохраняться и в ближайшие десятилетия, возникает вопрос о возможности сокращения площади морских льдов до минимальной величины и превращения большей части Арктического бассейна в регион с преобладанием сезонного ледяного покрова.

Оценки, сделанные по моделям климата, не исключают такого сценария в будущем. Так, по модели Института Макса Планка в Гамбурге (ECHAMS/МРЮМ семейство моделей СМIP5), сценарий свободного ото льда Арктического бассейна в летнее время возможен при

концентрации CO₂ в атмосфере, равной или несколько превышающей 500 ppmv и при температуре воздуха выше –5 °C [45, 46]. Численные эксперименты с климатической моделью Института вычислительной математики и геофизики СО РАН подтвердили сокращение площади морского льда в Северном Ледовитом океане при повышении глобальной температуры и региональных температур в высоких широтах с учётом поступления тёплых атлантических и тихоокеанских вод в бассейн [8].

Получено достаточно хорошее согласование между модельными расчётами и данными наблюдений за изменением площади льда в Северном Ледовитом океане с 1948 по 2013 г. В рамках численного эксперимента удалось смоделировать и минимальные значения площади льдов, характерные для 2005, 2007 и 2012 г. [8]. Существует ещё ряд модельных расчётов, оценивающих возможное сокращение площади постоянных льдов в Северном Ледовитом океане при разных сценариях изменения концентрации CO₂ в атмосфере [46]. Хотя модельные расчёты позволяют оценить влияние внешних факторов на устойчивость ледяного покрова, мы рассматриваем альтернативный подход для оценки состояния морских льдов в будущем при сценарии дальнейшего роста концентрации CO₂ в атмосфере и увеличении глобальной температуры. При таком подходе предлагается использовать косвенные свидетельства о состоянии морского ледяного покрова в Арктике за историческое время и за более отдалённые геологические эпохи.

Морские льды в Арктике в современную эпоху и в историческом прошлом

Рост глобальной температуры за последние 30 лет наиболее отчётливо проявился в высоких широтах, где изменения температуры воздуха превышали изменения средней глобальной температуры в 2 раза и более, достигая 2–3 °C по сравнению с климатической нормой [31]. Как следствие повышения температуры воздуха и температуры поверхности воды [1, 2, 9], площадь морских льдов в отдельных районах Северного Ледовитого океана сократилась практически вдвое по сравнению с климатиче-

Таблица 1. Изменение общей площади морского льда (sea ice extent) в Арктическом бассейне по спутниковым данным с 2007 по 2015 г. [По материалам 15, 28, 40, 48, 57, [http://nsidc.org/arcticseaicenews/2015/09/-](http://nsidc.org/arcticseaicenews/2015/09/)]

Годы	Площадь, $n \times 10^6$ км ²	Дата в сентябре
2007	4,17	18
2008	4,59	20
2009	5,13	13
2010	4,63	21
2011	4,33	11
2012	3,41	16
2013	4,77	13
2014	5,03	17
2015	4,41	11

ской нормой. По спутниковым данным отрицательный тренд площади морских льдов с 1979–2001 гг. составлял -7% за 10 лет, а за последние 13 лет увеличился в 2 раза до значений -14% за 10 лет [33, 35, 40, 46, 57]. Минимальные площади льда отмечаются в конце летнего сезона. В табл. 1 приведены данные о площади льда в сентябре за период с 2007 по 2015 г.

Вместе с сокращением площади льдов уменьшается их толщина. В разных частях акватории Северного Ледовитого океана эти изменения заметно отличаются, но в среднем по бассейну уменьшение толщины льда за последние десятилетия составило около 1,0–1,5 м [33, 40]. Наблюдения по спутниковым данным CryoSat-2 с 2010 по 2014 г. показали, что толщина льда более чувствительна к изменению температуры воды, чем предполагалось ранее [35–38, 59]. Небольшое снижение температуры в 2013 г. привело к росту толщины льда осенью по сравнению с относительно стабильным значением толщины весной [33, 59].

Спутниковые наблюдения позволили оценить изменение периода продолжительности таяния морского льда в разных частях Северного Ледовитого океана. В среднем для всего бассейна продолжительность периода таяния увеличивается со скоростью пять дней за 10 лет; в отдельных частях Арктики этот показатель составляет 11 дней за 10 лет и более. Наибольшее увеличение периода таяния отмечается в Чукотском море и море Бофорта [57]. Этот показатель в значительной степени определяет суммы поглощённой солнечной радиации, количество

которой зависит от площади открытых участков воды из-за разности в величине альbedo водной поверхности и льда. Отрицательный тренд в значениях альbedo -9% за 10 лет, характерный для последних десятилетий в Арктике и наблюдаемый с мая по сентябрь, сильнее всего выражен в морях Бофорта, Восточно-Сибирском и Чукотском. Хотя максимальные тренды альbedo характерны для конца летнего сезона, наибольшие положительные тренды поглощённой солнечной радиации отмечаются в июне, когда продолжительность солнечного сияния и приходящая солнечная радиация максимальны [33, 58]. В результате этих процессов температура поверхности воды в Полярном бассейне и прилегающих морях увеличилась за последнее время с 0,5 до 1,5 °С. Получаемая при этом дополнительная энергия позволяет стаивать до 1,3 м льда в течение тёплого сезона [57, 58].

Первые данные о повышении температуры поверхности воды в Арктике представлены в работе Г.В. Алексева ещё в конце 1990-х годов [2]. Начиная с 1982 г., температура поверхности воды в летний период между июнем и сентябрём увеличилась в среднем на 1,4 °С, наибольший рост отмечается в конце августа – начале сентября и в некоторых частях Арктики составляет 3 °С и более [1, 9]. Скорость увеличения температуры поверхности воды с 2000 по 2012 г. составляла 0,58 °С за 10 лет по сравнению с величиной 0,38 °С за 10 лет, характерной для 1982–1999 гг. В целом для Полярного бассейна положительный тренд в изменении температуры поверхности воды в летнее время статистически значим на 95%-м уровне [52, 58].

В настоящее время, согласно данным исследований [33, 58], область наибольшей аккумуляции тепла с июля по октябрь охватывает значительную часть акватории морей Лаптева, Восточно-Сибирского, Бофорта и Чукотского. В этих районах температура воды выросла более чем на 1 °С, что привело к уменьшению толщины льда в разных частях этих морей от 0,97 до 1,3 м за период 2007–2011 гг. по сравнению с 1982–2011 гг. Увеличение температуры поверхности воды, устойчивый отрицательный тренд альbedo, рост кумулятивного тепла за счёт дополнительного поглощения солнечной радиации – всё это способствовало сокращению площади многолетних льдов и

увеличению площади однолетних льдов. Если в 1980-х годах многолетние льды составляли около 70% общей площади зимнего льда, то к концу 2012 г. их доля равнялась всего 20% [57]. Наибольшие изменения в площади многолетних льдов произошли в морях Бофорта и Чукотском, где за последние пять лет толщина льда сократилась с 2,5 до 1,6 м [48].

В 2015 г. площадь морских льдов оказалась почти на 2 млн км² меньше по сравнению со средним значением за последние 20 лет. Рекорд принадлежит 2012 г., когда площадь льдов составляла 3,41 млн км², в 2015 г. она была несколько больше и равнялась 4,41 млн км² (см. табл. 1). Однако особенность 2015 г. – резкое изменение толщины льдов в морях Чукотском и Бофорта. В море Бофорта в результате таяния однолетнего льда образовалась огромная полынья. В 2015 г. отмечалась и рекордно низкая площадь морских льдов в зимнее время, причём максимум площади льда сместился на более раннее время и наступил на 15 дней раньше по сравнению с периодом 1981–2010 гг. Зимние колебания площади льдов важны не менее летних, так как они служат наилучшими индикаторами современного глобального потепления. Следовательно, можно предположить, что запущен механизм замещения многолетних льдов сезонными. Это – естественное состояние перехода от сезонных льдов к следующему этапу – безлёдной Арктики [33].

Анализ спутниковой информации свидетельствует об устойчивой тенденции к сокращению площади морских льдов за последние 25 лет. К сожалению, количественные оценки состояния морского льда за XX в. и более ранний период отрывочны и часто носят качественный характер. В то же время анализ косвенных данных о состоянии морского льда за последние столетия позволяет сделать вывод, что все потепления в прошлом сопровождались сокращением площади морского льда, однако во время похолоданий, наоборот, площадь их увеличивалась и условия судоходства ухудшались. Хорошо известное «потепление Арктики» в 1930-х годах позволило начать научные исследования на дрейфующих станциях. Сведения о состоянии морских льдов в высоких широтах Северного полушария за последние тысячелетия носят в основном качественный характер, хотя неодно-

кратно предпринимались попытки реконструкции границ распространения льдов во время тёплой аномалии средних веков (IX–XIII вв.) и похолодания «малого ледникового периода» (МЛП) между 1450–1850 гг. Для этой цели использовались записи морских журналов и морских лоций, а также письменные источники, в том числе литературные памятники [14].

Развитие новых технологий, в первую очередь изотопных и биохимических исследований применительно к глубоководным осадкам и морской микрофауне, позволили получить не только качественные, но и количественные оценки состояния морского оледенения в Полярном бассейне за историческое время [24, 27, 32, 62]. На основе обобщения косвенных и прямых свидетельств Киннард с коллегами сделал вывод, что современное сокращение площади льдов в Арктическом бассейне беспрецедентно за последние 1450 лет [34].

В последнее время для реконструкции состояния морских льдов в прошлом используют различные биомаркеры, основанные на геохимических, изотопных и биохимических анализах остатков микрофлоры и морской микрофауны. Эти методы разработаны применительно к специфическим видам диатомовых, обитающих при температурах воды ниже 0 °С. На основе современных видов, живущих при температурах воды ниже –1,5 °С, разработан количественный показатель – так называемый маркер IP25, который используется для анализа микрофауны глубоководных колоннок из разных районов Северного Ледовитого океана. С его помощью исследовались глубоководные колонки из морей Карского, Лаптевых и других районов Северного Ледовитого океана, что позволило реконструировать условия возникновения постоянных или сезонных морских льдов за поздний плейстоцен и голоцен [62–64]. Кроме того, широко используются данные о присутствии в морских осадках остатков фораминифер, остракод, различных видов фитопланктона [24, 27]. Комплексное использование материалов микрофауны и данных о наличии в глубоководных осадках следов ледового разноса (ice-rafted debris, IRD) позволяет получить достоверные данные о состоянии морских льдов в Северном Ледовитом океане за весь плейстоцен и поздний плиоцен (последние 3,6 млн лет) [16, 63, 64].

История морских льдов в Северном Ледовитом океане в дочетвертичное время

Для реконструкции климатических условий на протяжении кайнозоя (последние 65 млн лет) используют изотопные, микрофаунистические и палеофлористические данные, полученные

на основе анализа морских глубоководных кернов и континентальных разрезов из прибрежных районов. На рис. 1 представлены обобщённые палеотемпературные кривые поверхностных (кривая 1) и придонных вод (кривая 2), полученные на основе изотопного анализа планктонной и бентосной микрофауны. Кривая 1, полученная

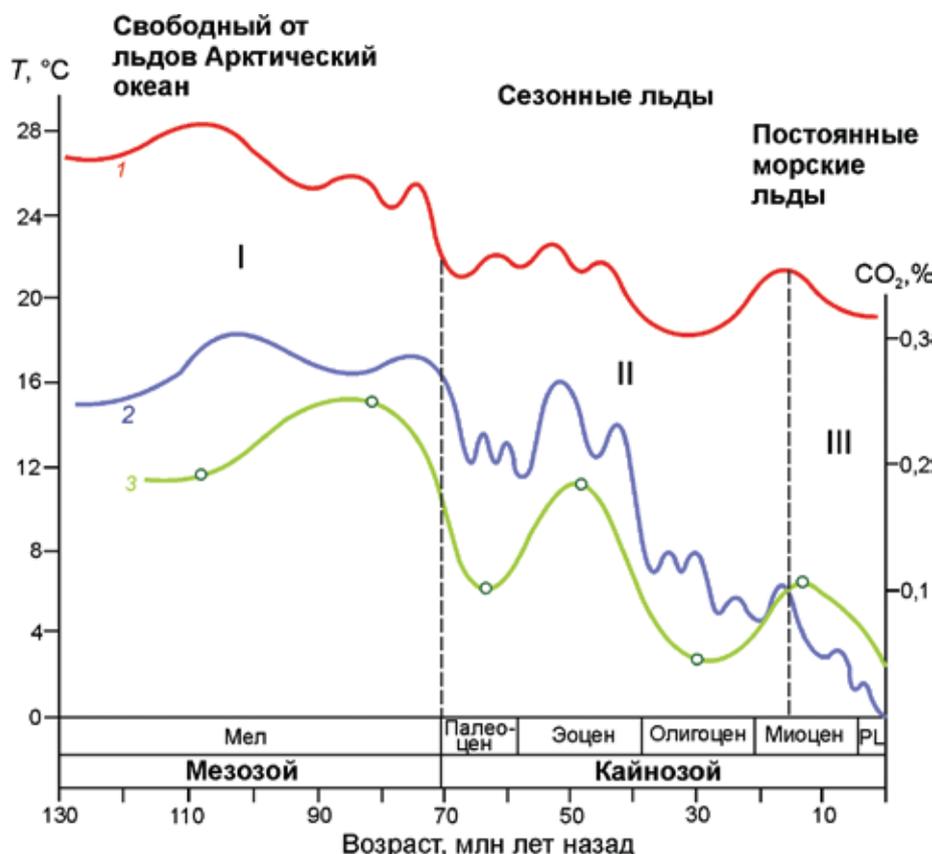


Рис. 1. Палеотемпературы поверхностных морских вод и глубинных вод за последние 130 млн лет, полученные по данным кислородно-изотопного анализа планктонной (кривая 1) и бентосной (кривая 2) фауны глубоководных скважин из разных районов Мирового океана [4, 5].

Кривая 1 получена автором на основе обобщения кислородно-изотопных данных о температуре воды в низких широтах; кривая 2 характеризует изменение температуры воды в высоких широтах; кривая 3 показывает изменение концентрации CO_2 в атмосфере за последние 130 млн лет, %. Данные приводятся по работам [7, 18]. I–III – климатические режимы, преобладающие на Земле на протяжении последних 130 млн лет: I – «парниковый» (или «оранжерейный») климатический режим с отсутствием льдов в высоких широтах обоих полушарий или с минимальным их количеством в отдельные холодные интервалы; II – переходный климатический режим, когда возможен сезонный или постоянный морской лёд в высоких широтах во время похолоданий; III – ледниковый климатический режим современного типа с наличием как сезонных, так и постоянных морских льдов [5, 18]

Fig. 1. Palaeotemperatures of surface and deep sea waters over the last 130 million years obtained by means of the oxygen-isotopic analysis of planktonic (curve 1) and benthos (curve 2) faunas in cores taken the deep-sea offshore wells in different regions of the World Ocean, summarized in [4, 5].

The curve 1 characterizes the temperature changes in low latitudes; the curve 2 shows the same in high latitudes; curves 3 presents changes of the CO_2 concentrations in the atmosphere over the last 130 million years, %, after [7, 18]. I–III are the dominant climates on the Earth over the last 130 million years: I – the «greenhouse» climatic regime without sea ice in high latitudes, or with minimal icing, between 130 and 70 millions the years ago; II – the transient climatic regime, when seasonal or permanent sea ice could be formed at high latitudes during short cooling periods; III – the glacial climatic regime similar to the present one with presence of both seasonal and perennial sea ices [5, 18]

по данным изотопного анализа планктонных фораминифер, характеризует изменение температуры поверхности воды в экваториальных широтах; кривая 2 – изменение температуры придонных вод, что соответствует изменению температуры в высоких широтах и характеризует общий тренд глобальной температуры.

В раннем кайнозое, палеоцене и эоцене температура поверхности воды в высоких широтах изменялись в пределах 12–18 °С, а температурный градиент Полюс–Экватор был в 2–2,5 раза меньше современного [4, 5, 66]. В конце мела и начале кайнозоя (65–50 млн лет назад) Северный Ледовитый океан из-за особенностей палеогеографии был частично изолированным бассейном с преобладанием пресной воды и с температурами не ниже 15 °С. По данным остатков микрофауны температура поверхности воды в высоких широтах изменялась от 18 до 23 °С [43, 50, 51, 55, 61]. Из-за отсутствия связи Полярной области с Северной Атлантикой Северный Ледовитый океан в это время напоминал бассейн с процессами, характерными скорее для внутреннего моря, бессточного «озера» или морского эстуария, чем для типично «морского» бассейна. Большое количество осадков, выпадающих в высоких широтах в раннем кайнозое, и значительный сток рек, впадающих в этот палеобассейн, способствовали сохранению низкой солёности воды, сильной стратификации водной колонки и развитию анаэробных процессов [43, 44, 47, 51]. На низкую солёность воды указывает большое количество остатков свободно плавающей водоросли *Azolla*, чувствительной к увеличению солёности и обитающей практически в пресных, слабосолёных или стоячих водах [44, 50, 60, 61]. В настоящее время этот вид встречается только в достаточно тёплых и пресных водах каналов, прудов и на заливах рисовых полей.

До недавнего времени глубоководное бурение в акватории Северного Ледовитого океана было ограничено только пистонными кернами, которые позволяли получить информацию за плейстоцен и частично поздний плиоцен. Отсутствие глубоководных кернов за весь кайнозой и более раннее время не позволяло сделать однозначный вывод о времени появления сезонных или постоянных морских льдов в этом регионе. Первый глубоководный морской

кern был поднят в 250 км от Северного полюса (88° с.ш.) в рамках Международного проекта ACEX (Arctic Coring Expedition) в 2004 г. [50, 53–55]. Комплексный анализ осадков этого керна показал, что сезонный морской лёд в Арктическом бассейне, возможно, появился уже в среднем эоцене [53, 55]. Данные диатомового анализа по остаткам *Synedropsis spp.*, обнаруженным в осадках и датированных временем около 47–46 млн л.н., показали, что сезонный лёд в небольшом количестве мог появиться в океане около 46 млн л.н. и сохраняться в холодный сезон непосредственно около полюса в течение нескольких столетий. Об этом свидетельствуют не только данные диатомового анализа, но и наличие в морских осадках следов ледового разноса (IRD) [53]. Не исключено, что появление сезонного морского льда в конце эоцена могло быть только в сравнительно короткий холодный эпизод на фоне тёплых условий, характерных для «оранжерейного типа» климата того времени. Вероятно, этот холодный эпизод был связан с особенностью палеогеографии Арктического бассейна, а не с изменением климатических факторов.

Анализ глубоководного керна показал наличие длительного перерыва (хиатуса) в осадконакоплении керна APЕХ между ~44,4 и ~18,2 млн л.н., что затрудняет восстановление непрерывной истории Полярного бассейна на его разных временных этапах [49]. Формирование пролива Фрама около 17 млн л.н. и появление связи с Северной Атлантикой существенно изменили палеогеографию и палеоокеанологию этого района. Данные глубоководного бурения показали, что около 36,5–37 млн л.н. резко снизилась температура воды в высоких широтах, что свидетельствует о начале формирования глубинных вод в Мировом океане. Начиная с этого времени глобальная климатическая система вступает в переходный период от очень тёплого климата «оранжерейного» типа к климату «ледникового» типа, который характеризуется наличием морских льдов (сезонных или постоянных), а также континентальным или подземным оледенением в высоких широтах обоих полушарий. Примерно с этим же периодом связано появление первого горного оледенения в Антарктиде и циркумполярного течения вокруг Антарктиды. В Северном полушарии

первые горные ледники на северо-востоке Азии, на севере Канады и на островах Северного Ледовитого океана датируются 12–10 млн л.н. [5, 43, 65, 66]. Можно полагать, что в это время уже существовали сезонные морские льды в северном Полярном бассейне.

Косвенные свидетельства состояния морских льдов в неогене (последние 20–24 млн лет) основаны на данных об изменении континентальной растительности на побережье Северного Ледовитого океана. Верхняя часть (164 м) глубоководной колонки АРЕХ позволяет восстановить историю полярной области за последние 14 млн лет [23]. Данные геохимического анализа этой части керна приводят к выводу о наличии постоянных морских льдов в районе Северного полюса, по крайней мере, в последние 13 млн лет. Могли ли существовать льды ранее, сказать трудно из-за наличия хиатуса в 26 млн лет в этом керне. Вопрос о площади распространения морских льдов также остаётся открытым из-за ограниченного объёма данных. Очевидно, что первоначально пролив Фрама был значительно уже современного, что затрудняло поступление достаточного количества солёных вод в Полярный бассейн.

Реконструкция климата последнего тёплого периода неогена (климатического оптимума плиоцена, около 4,3–3,3 млн л.н.), основанная на косвенных морских микрофаунистических и палеоботанических данных континентальных разрезов, показала, что средняя годовая глобальная температура превышала современную на 3,6 °С. Летние температуры воздуха были выше современных на 8–10 °С, зимние – на 15 °С и более [5, 65, 66]. Согласно данным анализа морской микрофауны, во время климатического оптимума плиоцена могли существовать только сезонные морские льды, а наличие постоянных морских льдов было возможно только на ограниченной площади вблизи полюса [66].

Превращению Северного Ледовитого океана из мелководного и солоноватого бассейна в глубоководный морской солёный бассейн способствовали открытие пролива Беринга около 3,5 млн л.н. и закрытие Панамского пролива между Северной и Южной Америкой около 3,3–3,2 млн л.н. Формирование Гольфстрима и свободное проникновение тёплой солёной воды далеко на север, вплоть до Гренландии,

существенно изменило климатическую обстановку в этом районе. Усиление процессов циклогенеза способствовало увеличению осадков, что привело к появлению постоянных ледниковых покровов Гренландии и на островах Северной Америки. Можно предположить, что с появлением континентального оледенения Гренландии около 3,0–2,5 млн л.н. площадь постоянных морских льдов в океане значительно увеличилась, а сезонные льды были характерны только для прибрежных районов. Однако отсутствие непрерывных данных глубоководного бурения не позволяет сделать однозначный вывод о времени появления постоянных морских льдов на большей части акватории Северного Ледовитого океана.

Данные прибрежных разрезов Гренландии свидетельствуют о возможности существенного сокращения площади морского оледенения в Северном Ледовитом океане во время потеплений позднего плиоцена и раннего плейстоцена. По данным Фандера [25], во время потепления около 1,7–1,6 млн л.н. граница древесной растительности могла смещаться к северу не менее чем на 2500 км, в район современной полярной пустыни, на что указывают находки стволов чёрной ели и лиственницы в разрезах формации Мыс Копенгаген на севере Гренландии на широте 80°. По данным этого же автора, летние температуры могли превышать современные не менее чем на 6 °С, а годовые суммы осадков – на 200–300 мм. Фандер считает, что это был последний этап «безлёдной» Арктики, дальнейшее снижение глобальной температуры способствовало формированию постоянных морских льдов в Северном Ледовитом океане.

Отличительная особенность климата плейстоцена – чередование оледенений и межледниковий. Во время последних площадь морских льдов значительно сокращалась не только в летние, но и в зимние месяцы [30]. Обширный эмпирический материал, полученный для наиболее тёплой части последнего межледниковья (подстадия 5е в морском разрезе), показал, что между 127–125 тыс. л.н. летняя граница морских льдов смещалась к северу на 500 км, а в зимнее время она проходила севернее современной на 800 км [13, 20, 22, 29, 30, 39, 43, 47].

Исследование морских и континентальных кернов позволило установить, что минималь-

ная площадь морских льдов в голоцене была между 10 и 6 тыс. л.н. [26, 56]. Данные Фандера и коллег [26] подтверждают, что минимальное количество льда в Арктическом бассейне отмечалось между 8,5 и 6,0 тыс. л.н., когда граница ледяного покрова Гренландии отступала в глубь острова на 1000 км. По данным работ [32, 47], во время потепления в середине голоцена северо-восточная часть Гренландии могла быть свободна ото льда в летнее время. Однако не все авторы разделяют мнение Фандера о минимальном распространении или даже отсутствии морских льдов в Арктическом бассейне в летнее время в оптимуме голоцена [24].

Обсуждение результатов

Несмотря на то, что появилось большое число работ, касающихся всестороннего исследования глубоководного керна, поднятого в районе Северного полюса в рамках проекта АРЕХ, вопрос о времени появления сезонных, а затем и постоянных морских льдов в Северном Ледовитом океане остаётся в значительной степени дискуссионным. Это связано как с отсутствием достаточного количества независимой информации, так и с несовершенством методов реконструкций. Именно поэтому мы предприняли попытку обобщить имеющиеся климатические реконструкции для Северного полушария для разных временных интервалов за последние 65 млн лет, позволяющие оценить изменение глобальной температуры и изменение температуры воздуха в Полярном бассейне для шести временных срезов: 1) ранний палеоцен, около 60 млн л.н. [5]; 2) оптимум эоцена около 52 млн л.н. [5]; 3) оптимум плиоцена, 4,3–3,3 млн л.н. [5, 65]; 4) оптимум последнего межледниковья, 127–125 тыс. лет [13]; 5) максимум последнего оледенения, 21–19 тыс. лет [5]; 6) оптимум голоцена, 7–6 тыс. лет [5, 13]. Для этих целей использовались авторские реконструкции температуры воздуха для раннего палеоцена, оптимума эоцена, потепления среднего плиоцена и максимума последнего похолодания, а также карты-реконструкции для последнего межледниковья и среднего голоцена, представленные в Атласе-монографии [13]. Аномалии глобальной

температуры для каждого временного интервала были получены путём осреднения по широтным зонам аномалий температур с учётом площади широтных зон [5].

На рис. 2 представлена зависимость между аномалиями глобальных температур и аномалиями температур воздуха в широтной зоне 80–70° с.ш. для указанных выше временных интервалов кайнозоя. Подобная зависимость была впервые получена в работе Миллера и коллег [42], где величины аномалий глобальной температуры и аномалий температуры воздуха в высоких широтах получены с помощью моделей климата. Анализ данных табл. 2 и рис. 2 показывает, что во все временные эпохи кайнозоя изменения температуры в высоких широтах превышали изменения глобальной температуры не менее чем вдвое как во время потеплений, так и во время похолоданий. Красные точки – область безлёдной Арктики – относятся к климату раннего палеоцена; жёлтая точка характеризует климат середины плиоцена, когда преобладали сезонные льды; зелёные точки относятся к межледниковьям (подстадия 5е в морском разрезе и потепление среднего голоцена), когда большую часть океана занимали сезонные морские льды, а постоянные льды имели ограниченную площадь только в районе полюса; синяя точка – постоянные морские льды максимальной толщины во время максимума последнего оледенения.

Как видно из рис. 1, процесс глобального похолодания, начавшийся на границе мезозоя и кайнозоя около 70 млн л.н., был обусловлен изменением газового состава атмосферы, прежде всего уменьшением концентрации CO_2 в атмосфере [7]. Если в палеоцене и эоцене климат Земли сохранял ещё черты, свойственные «оранжерейному» климатическому режиму, то начиная с похолодания на границе эоцен/олигоцен около 38 млн л.н. глобальная климатическая система вступает в длительный переходный этап к «ледниковому» климатическому режиму современного типа [5, 7, 66].

Отличительные черты «оранжерейного» климатического режима – высокая концентрация CO_2 в атмосфере, не менее чем в 5 раз превышающая современную, перепад температур Полюс–Экватор в 2–2,5 раза меньше современного, отсутствие постоянного ледяного по-

Таблица 2. Аномалии средней годовой температуры воздуха в широтной зоне 70–80° с.ш. и аномалии глобальной температуры относительно современных значений, полученные путём осреднения циркумполярных карт – реконструкций для разных эпох кайнозоя

Эпохи	$\Delta T(70-80^\circ \text{ с.ш.}), ^\circ\text{C}$	$\Delta T_{\text{глобальная}}, ^\circ\text{C}$
Ранний палеоцен, около 60 млн лет [5]	20,7	6,9
Оптимум эоцена, около 55–50 млн лет [5]	12,3	9,7
Оптимум плиоцена, 4,3–3,3 млн лет [5, 65, 66]	10,3	3,6
Последнее межледниковье, подстадия 5е, 127–125 тыс. лет [13]	7,3	1,5
Максимум вюрмского оледенения, 21–19 тыс. лет [5]	–12,3	–4,6
Оптимум голоцена, 10–6 тыс. лет [13]	3,7	1,2

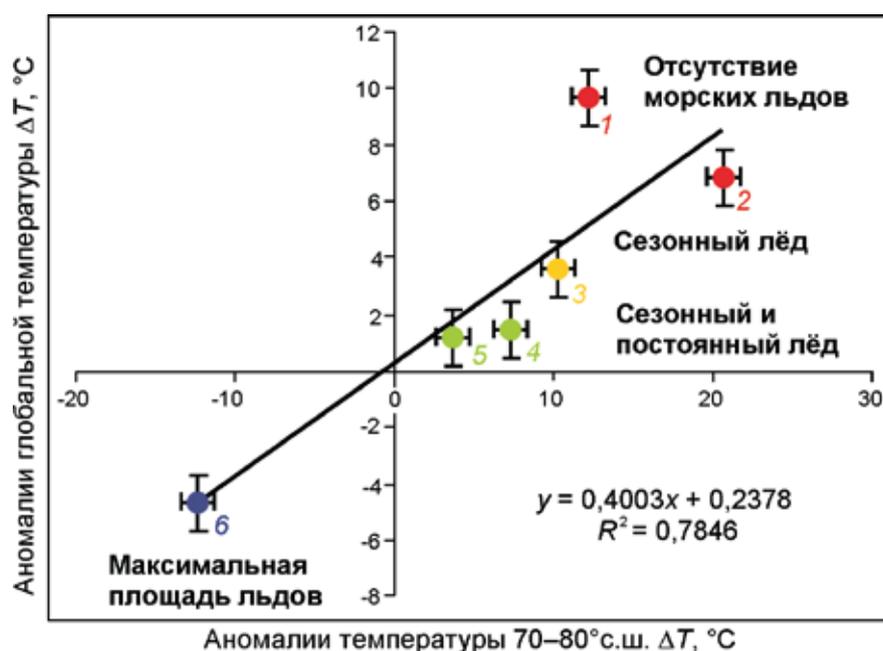


Рис. 2. Зависимость между аномалиями глобальной температуры ($^\circ\text{C}$) и аномалиями температур в высоких широтах (между 80–70° с.ш.) для разных временных срезов за последние 65 млн лет:

точки 1 и 2 характеризуют изменение температуры в раннем палеоцене (1) и эоцене (2), между 60–55 млн л.н.; точка 3 относится к оптимуму плиоцена, около 4,3–3,3 млн л.н.; точка 4 характеризует изменение температуры во время последнего межледниковья (изотопная подстадия 5е в морском разрезе, 127–125 тыс. л.н.); точка 5 относится к потеплению раннего голоцена 10–6 тыс. л.н.; точка 6 – к максимальному похолоданию вюрмского оледенения, около 21–19 тыс. л.н.

Fig. 2. Relationship between the global temperature anomalies ($^\circ\text{C}$) and the temperature anomalies in high latitudes (between 80 and 70° N) for different time periods during the last 65 million years:

the points 1 and 2 are related to the temperature changes in the Early Paleocene (1) and Eocene (2), between 60–55 Ma ago; point 3 – the Pliocene optimum, about 4.3–3.3 Ma ago; point 4 – the Last Interglacial (about 127–125 ka ago, substage 5e in the marine cross-section); point 5 – the warming early Holocene, about 10–6 ka ago; point 6 – the Last Glacial Maximum, near 21–19 ka ago

крова в полярных областях обоих полушарий. Хотя анализ осадков керна из Полярного бассейна, полученного в рамках проекта бурения АРЕХ, показал наличие ледового разгона, который указывает на присутствие морского льда в середине эоцена, можно рассматривать этот эпизод как кратковременное холодное собы-

тие на фоне стабильного и очень тёплого климата. Можно предположить, что появление морского льда в Северном Ледовитом океане в это время было связано с изменением в приходе солнечной радиации в результате изменения орбитальных факторов на фоне некоторого снижения концентрации CO_2 . Несомненно,

что особенность палеогеографии Полярного бассейна как закрытого, мелководного и практически пресноводного могла способствовать появлению морского льда в районе полюса в холодное время года.

Кроме того, наличие длинного перерыва (хиатуса) в осадконакоплении керна АРЕХ между 44 и 18 млн лет есть отражение непрерывной цепи драматических климатических событий в Полярном бассейне, обусловленных быстрым снижением концентрации CO_2 , понижением глобальной температуры и изменением палеогеографии этой области. В результате этих процессов произошёл переход от «оранжерейного» к «ледниковому» климатическому режиму современного типа, отличительные особенности которого — появление холодных глубинных вод в океане и криосферы на континентах. Всё это вызвало формирование постоянных морских льдов в полярных областях обоих полушарий.

Особенно интересны климатические и ландшафтные реконструкции для последнего тёплого этапа неогена — оптимума плиоцена, около 4,3–3,3 млн л.н. [5, 65, 66]. Концентрация CO_2 в атмосфере в этот период практически вдвое превышала её доиндустриальное значение и составляла около 550 ppmv. Это содержание CO_2 в атмосфере практически совпадает с модельными оценками, сделанными в работе [45], и представляет собой пороговое значение концентрации CO_2 в атмосфере, после которого возможны таяние постоянных морских льдов и превращение их в сезонные, одногодичные. Данные о растительности на побережье Северного Ледовитого океана, более высокий уровень Мирового океана и летние температуры воздуха, превышающие современные на 5–6 °С во время потепления среднего плиоцена, показывают, что большая часть акватории океана была покрыта одногодичными льдами. Дальнейшее снижение концентрации CO_2 в атмосфере до 300–280 ppmv стало основной причиной понижения глобальной температуры, что привело к колебаниям климата «плейстоценового» типа, когда чередования холодных эпизодов (оледенений) и тёплых (межледниковий) были обусловлены изменениями в приходе солнечной радиации за счёт колебаний параметров земной орбиты.

Моделирование климатических условий прошлого, в частности климата среднего голоцена (10–6 тыс. л.н.) [56] и климата последнего межледниковья (127–125 тыс. л.н.) [30], когда в качестве граничных условий использовались данные палеоклиматических реконструкций, показало, что основным радиационным фактором, определяющим изменение температуры во время этих тёплых интервалов, было увеличение количества солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы в весенне-летнее время. Оказалось, что изменение параметров земной орбиты (прецессии и наклона земной оси), определяющих приход солнечной радиации к земной поверхности, оказывает наибольшее влияние на климат высоких широт в тёплый период года за счёт увеличения продолжительности солнечного сияния в этих широтах.

Известно, что количество солнечной радиации, поступающей в высокие широты во время полярного дня, сравнимо с количеством радиации, получаемой низкими широтами. По оценкам Берже с коллегами [17, 56], в начале голоцена, около 10 тыс. л.н., количество коротковолновой солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы на широте 80° с.ш. за счёт изменения астрономических факторов, превышало современное на 5 Вт/м², при том, что в целом для Земного шара её количество оставалось неизменным. По оценкам моделей климата, радиационный форсинг при удвоении концентрации CO_2 составляет примерно 3,5 Вт/м² [17]. Порядок величин от влияния этих двух факторов довольно близкий, хотя влияние солнечной радиации на термический режим зависит также от изменения облачности и альбедо. Данные глубоководного бурения в Северном Ледовитом океане, позволяющие оценить состояние морских льдов, показывают, что граница льдов во время последнего межледниковья и в середине голоцена смешалась к северу на несколько сотен километров и на большей части океанской акватории морские льды были сезонными [20, 22, 29, 39].

Можно предположить, что относительно небольшие изменения в приходе солнечной радиации в весенне-летний период во время межледниковий и в середине голоцена выступали в качестве триггера для начала процесса таяния арктических льдов. В дальнейшем

этот процесс усиливался из-за увеличения площади свободных ото льда поверхностей ввиду разности альбедо водной поверхности и льда. При дальнейшем развитии процесса потепления площадь льда в летнее время сокращалась до минимальных значений и система переходила в устойчивое состояние при наличии только сезонных льдов. Такие процессы были характерны не только для всех межледниковий, но, по-видимому, и для тёплых межстадиалов плейстоцена.

Заключение

Современное повышение глобальной температуры на $0,8 \pm 0,2$ °C [31] сильнее всего проявилось в изменении криосферы и, прежде всего, в состоянии морских льдов в Северном полушарии [35, 40, 59]. За последние десятилетия площадь морских льдов к концу тёплого сезона значительно сокращалась – в отдельные годы в 2 раза по сравнению с климатической нормой. Хотя модельные расчёты позволяют оценить влияние внешних факторов на устойчивость морских льдов в Северном Ледовитом океане для сценария дальнейшего роста концентрации CO₂ в атмосфере, остаётся ещё много неопределённостей, связанных с динамикой морских льдов.

Основываясь на анализе данных за историческое время и более отдалённые эпохи прошлого, установлено, что морские льды более чувствительны к относительно небольшим изменениям внешних факторов, чем это предполагали ранее. Эмпирические данные и модельные расчёты для среднего голоцена (между 10 и 8,5 тыс. л.н.) и максимума потепления последнего межледниковья (127–125 тыс. л.н.) показали, что сравнительно небольшие изменения в суммах приходящей солнечной радиации в весенне-летний период привели к кардинальным изменениям в состоянии морских льдов, когда на большей части акватории Арктики постоянные льды замещались сезонными. Небольшой рост приходящей солнечной радиации из-за увеличения продолжительности солнечного сияния выступал в роли триггера для начала таяния морских льдов; в дальнейшем процесс усиливался за счёт влияния альбедо открытых

водных поверхностей. Если во время межледниковий плейстоцена роль триггера играла солнечная радиация, то для более ранних эпох основным фактором, определяющим состояние морского оледенения, было изменение концентрации CO₂ и других парниковых газов.

Вопрос, насколько должна повыситься температура воздуха в высоких широтах, чтобы процесс таяния морского льда стал необратимым, – ключевой в свете современных изменений климата. Такие оценки сделаны уже сравнительно давно, ещё в начале 1960-х годов, когда для этих целей использовались достаточно простые теплобалансовые расчёты [6, 10]. В частности, расчёты, сделанные в работе [10], показали, что при положительной аномалии летней температуры равной 4 °C морской лёд может превратиться в сезонный уже через четыре года. Отметим, что подобный вывод был позднее сделан Мерсером по наблюдениям за таянием льдов в Южном полушарии [41]. Палеоклиматические данные для оптимума плиоцена и последнего межледниковья, когда температуры воздуха в высоких широтах превышали современные на 4–5 °C, показывают, что на большей части акватории Северного Ледовитого океана преобладали сезонные льды. Если предположить, что рост концентрации CO₂ будет продолжаться, несмотря на принимаемые меры по сокращению выбросов парниковых газов в атмосферу, и радиационный форсинг приблизится к величине, характерной для удвоения содержания CO₂, то может осуществиться один из сценариев, имевший место в прошлом.

Литература

1. Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 53–68.
2. Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.Ц. Поступление необычайно теплых атлантических вод в Арктический бассейн // ДАН. 1997. Т. 356. № 3. С. 401–403.
3. Анисимов О.А., Жирков А.Ф., Шерстюков А.Б. Современные изменения криосферы и природной среды в Арктике // Арктика. XXI век. Естественные науки. 2015. Т. 2. № 3. С. 24–47.
4. Борзенкова И.И. О глобальном тренде температуры в кайнозое // Метеорология и гидрология. 1981. № 12. С. 25–36.

5. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозойе. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 246 с.
6. Будыко М.И. Полярные льды и климат // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. № 6. С. 3–10.
7. Будыко М.И. Эволюция биосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 487 с.
8. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якишина Д.Ф. Численное моделирование состояния вод и морской лёд в Северном Ледовитом океане // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 81–92. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-81-92.
9. Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Ю., Туткова Т.Б. Влияние притока тёплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 73–82. doi: 10.15356/2076-6734-2015-3-73-82.
10. Зубенко Л.И. Влияние аномалий температуры на ледяной покров Арктики // Метеорология и гидрология. 1963. № 6. С. 25–30.
11. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
12. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А. Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 53–62.
13. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен и голоцен: Атлас-монография / Ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2009. 119 с.
14. Стурлусон С. Младшая Эдда. Л.: Наука, 1970. 254 с.
15. Arntsen A.E., Song A.J., Perovich D.K., Richter-Menge J.A. Observations of the summer breakup of an Arctic sea ice cover // Geophys. Research Letters. 2015. V. 42. P. 8057–8063.
16. Belt S.T., Müller J. The Arctic sea ice biomarker IP₂₅: a review of current understanding, recommendations for future research and applications in palaeo sea ice reconstructions // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 79. 1 November. P. 9–25.
17. Berger M., Brandefelt J., Nilsson J. The sensitivity of the Arctic sea ice to orbitally induced insolation changes: a study of the mid-Holocene Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 2 and 3 simulations // Clim. Past. 2013. V. 9. P. 969–982.
18. Borzenkova I.I. Determination of global climate sensitivity to the gas composition of the atmosphere from paleoclimatic data // Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana. Proc. of the RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 2003. V. 39. № 2. P. 197–202.
19. Borzenkova I.I. Environmental indicators of recent global warming // Environmental indices: Systems analysis approach / Eds: Y. Pykh, D.E. Hyatt, R.J.M. Lenz. Oxford: EOLSS Publ. Co. Ltd. Baldwin House, 1999. P. 455–465.
20. Brigham-Grette J., Hopkins D.M. Emergent marine record and paleoclimate of the last interglacial along the Northwest Alaskan coast // Quaternary Research. 1995. V. 43. P. 159–173.
21. Brinkhuis H., Schouten S., Collinson M.E., Sluijs A., Sinninghe Damsté J.S., Dickens G.R., Huber M., Cronin T.M., Onodera J., Takahashi K., Bujak J.P., Stein R., van der Burgh J., Eldrett J.S., Harding I.C., Lotter A.F., Sangiorgi F., van Konijnenburg-van Cittert H., de Leeuw J.W., Matthiessen J., Backman J., Moran K. & the 302 Scientists. Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // Nature. 2006. V. 441. 1 June. P. 606–609.
22. CAPE-Last Interglacial Project Members. Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change // Quaternary Science Reviews. 2006. V. 25. P. 1383–1400.
23. Darby D. A. Arctic perennial ice cover over the last 14 million years // Paleoceanography. 2008. V. 23. PA1S07. doi:10.1029/2007PA001479.
24. de Vernal A., Gersonde R., Goosse H., Seidenkrantz M.S., Wolff E.W. Sea ice in the paleoclimate system: the challenge of reconstructing sea ice from proxies – an introduction // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 79. P. 1–8.
25. Funder S. Forested Arctic. Evidence from North Greenland // Geology. 1985. V. 13. № 8. P. 542–546.
26. Funder S., Goosse H., Jepsen H., Kaas E., Kjær K., Korsgaard N., Larsen N., Linderson H., Lyså A., Möller P., Olsen J., Willerslev E. A 10,000-year record of Arctic Ocean sea-ice variability – View from the beach // Science. 2011. V. 333. № 6043. P. 747–750.
27. Gersonde R. Quaternary sea ice reconstruction: Proxy data and modeling // Eos. 2014. V. 95. № 46. P. 422.
28. Giles K.A., Laxon S.W., Ridout A.L. Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. № 22. L22502.
29. Herman Y., Hopkins D.M. Arctic oceanic climate in Late Cenozoic time // Science. 1980. V. 209. № 4456. P. 557–562.
30. Herold N., Yin Q.Z., Karami M.P., Berger A. Modelling the climatic diversity of the warm interglacials // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 56. P. 126–141.
31. IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis / Eds.: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge Univ. Press, 2014. 1535 p.
32. Jakobsson M., Ingólfsson Ó., Long A.J., Spielhagen R.F. The dynamic Arctic // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 92. P. 1–8.

33. Kapsch M.-L., Graverson R.G., Economou T., Tjernström M. The importance of spring atmospheric conditions for predictions of the Arctic summer sea ice extent // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 5288–5296.
34. Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G. Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years // *Nature*. 2011. V. 479. № 7374. P. 509–512.
35. Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // *Journ. of Geophys. Research*. 2009. V. 114. C07005.
36. Kwok R., Untersteiner N. The thinning of Arctic sea ice // *Phys. Today*. 2011. V. 64. P. 36–41. doi:10.1063/1.3580491.
37. Laxon S., Peacock N., Smith D. High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region // *Nature*. 2003. V. 425. № 6961. P. 947–950.
38. Laxon S.W., Giles K.A., Ridout A.L., Wingham D.J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C., Hendricks S., Krishfield R., Kurtz N., Farrell S., Davidson M. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume // *Geophys. Research Letters*. 2013. V. 40. № 4. P. 732–737.
39. Lozhkin A.V., Anderson P.M. The last interglaciation of northeast Siberia // *Quaternary Research*. 1995. V. 43. P. 147–158.
40. Meier W.N., Stroeve J., Barrett A., Fetterer F. A simple approach to providing a more consistent Arctic sea ice extent time series from the 1950s to present // *Cryosphere*. 2012. V. 6. № 6. P. 1359–1368.
41. Mercer J.H. West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect – a threat disaster // *Nature*. 1978. V. 271. P. 321–325.
42. Miller G.H., Alley R.B., Brigham-Grette J., Fitzpatrick J.J., Polyak L., Serreze M.C., White J.W.C. Arctic amplification: can the past constrain the future? // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 1779–1790.
43. Miller G.H., Brigham-Grette J., Alley R.B., Anderson L., Bauch H.A., Douglas M.S.V., Edwards M.E., Eliash S.A., Finney B.P., Fitzpatrick J.J., Funder S.V., Herbert T.D., Hinzman L.D., Kaufman D.S., MacDonald G.M., Polyak L., Robock A., Serreze M.C., Smol J.P., Spielhagen R., White J.W.C., Wolfe A.P., Wolff E.W. Temperature and precipitation history of the Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 1679–1715.
44. Moran K., Backman J., Backman H., Clemens S.C., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Pälike H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D.C., Stein R., St John K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J., Frank M., Kubik P., Jokat W., Kristoffersen Y. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. V. 441. № 7093. P. 601–605.
45. Notz D., Haumann F.A., Haak H., JungCLAUS J.H., Marotzke J. Arctic sea-ice evolution as modeled by Max Planck Institute for meteorology's Earth system model // *Journ. Adv. Model. Earth Syst.* 2013. V. 5. P. 173–194. doi:10.1002/jame.20016.
46. Overland J.E., Wang M. When will the summer Arctic be nearly sea ice free? // *Geophys. Research Letters*. 2013. V. 40. P. 2097–2101.
47. Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T., Brigham-Grette J., Cronin T.M., Darby D.A., Dyke A.S., Fitzpatrick J.J., Funder S., Holland M., Jennings A.E., Miller G.H., O'Regan M., Savelle J., Serreze M., St. John K., White J.W.C., Wolff E. History of sea ice in the Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 1757–1778.
48. Richter-Menge J.A., Farrel S.L. Arctic sea ice conditions in spring 2009–2013 prior to melt // *Geophys. Research Letters*. 2013. V. 40. № 22. P. 5888–5893.
49. Sangiorgi F., Brumsack H.-J., Willard D.A., Schouten S., Stickley C.E., O'Regan M., Reichart G.-J., Sinninghe Damste J.S., Brinkhuis H. A 26 million year gap in the central Arctic record at the greenhouse-icehouse transition: Looking for clues // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S04. doi:10.1029/2007PA001477.
50. Sluijs A., Rohl U., Schouten S., Brumsack H.-J. Arctic late Paleocene-early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene-Eocene thermal maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302) // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S11. doi:10.1029/2007PA001495.
51. Sluijs A., Schouten S., Pagani M., Woltering M., Brinkhuis H., Sinninghe Damsté J.S., Dickens G.R., Huber M., Reichart G.J., Stein R., Matthiessen J., Lourens L.J., Pedentchouk N., Backman J., Moran K. Sub-tropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum // *Nature*. 2006. V. 441. P. 610–613.
52. Spielhagen R.F., Werner K., Sørensen S.A., Zamelczyk K., Kandiano E.S., Budéus G., Husum K., Marchitto T.M., Hald M. Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic water // *Science*. 2011. V. 331. № 6016. P. 450–453.
53. St. John K. Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: Terrigenous sands on the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S05. doi:10.1029/2007PA001483.
54. Stickley C.E., Koç N., Pearce R.B., Kemp A.E.S., Jordan R.W., Sangiorgi F., St. John K. Variability in the length of the sea ice season in the Middle Eocene // *Geology*. 2012. V. 40. № 8. P. 727–730.

55. *Stickley C.E., St John K., Koç N., Jordan R.W., Passchier S., Pearce R.B., Kearns L.E.* Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris // *Nature*. 2009. V. 460. 16 July. P. 376–379.
56. *Stranne C., Jakobsson M., Göran Björk G.* Arctic Ocean perennial sea ice breakdown during the Early Holocene insolation maximum // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 92. P. 123–132.
57. *Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay L.E., Malanik J., Barrett A.P.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis // *Climate Change*. 2012. V. 110. № 3–4. P. 1005–1027.
58. *Stroeve J. C., Markus T., Boisvert L., Miller J., Barrett A.* Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 1216–1225.
59. *Tilling R.L., Ridout A., Shepherd A., Wingham D.J.* Increased Arctic sea ice volume after anomalously low melting in 2013 // *Nature Geoscience*. 2015. V. 8. P. 643–646.
60. *Weijers J.W.H., Schouten S., Sluijs A., Brinkhuis H., Sinninghe Damsté J.S.* Warm arctic continents during the Palaeocene–Eocene thermal maximum // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 261. P. 230–238.
61. *Weller P., Stein R.* Paleogene biomarker records from the central Arctic Ocean (Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302): Organic carbon sources, anoxia, and sea surface temperature // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S17.
62. *Wolff E.W., Gersonde R., de Vernal A.* Reconstructing past sea ice // *PAGES*. 2014. V. 22. № 1.
63. *Xiao X., Fahl K., Müller J., Stein R.* Sea-ice distribution in the modern Arctic Ocean: Biomarker records from trans-Arctic Ocean surface sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 155. P. 16–29.
64. *Xiao X., Fahl K., Stein R.* Biomarker distributions in surface sediments from the Kara and Laptev seas (Arctic Ocean): indicators for organic-carbon sources and sea-ice coverage // *Quaternary Science Reviews*. 2013. V. 79. 1 November. P. 40–52.
65. *Zubakov V.A., Borzenkova I.I.* Pliocene palaeoclimates: past climates as possible analogues of mid-twenty-first century climate // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1988. V. 65. № 1–2. P. 35–49.
66. *Zubakov V.A., Borzenkova I.I.* Global palaeoclimate of the Late Cenozoic. Ser. *Developments in Paleontology*, 12. Elsevier: Amsterdam–New York–Oxford–Tokyo, 1990. 456 p.

Энциклопедия «Вода России»

Научно-популярная энциклопедия «Вода России» Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации – комплексный источник информации о водных ресурсах и водном хозяйстве Российской Федерации. В ней представлены энциклопедические и статистические материалы о водных объектах и водном хозяйстве России, 2D- и 3D-фотографии российских рек и озёр, каналов и водохранилищ, ледников. Статьи о крупнейших водных объектах – реках, озёрах, водохранилищах, болотах, каналах, ледниковых системах и др. включены в раздел «*Водные объекты и гидротехнические сооружения*». Для удобства навигации по разделу предлагаются алфавитный указатель, тематический рубрикатор, а также поиск по регионам России или бассейновым округам.

Авторы статей Энциклопедии – сотрудники ведущих научных учреждений России, среди которых – географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Государственный гидрологический институт, Институт водных проблем РАН, Институт озероведения РАН, Институт географии РАН и др. Координирует проект Консультативный совет Энциклопедии, в который входят и представители Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации.

Раздел «Ледники и снежники» содержит 20 статей по оледенению крупных ледниковых систем России (Новая Земля, Северная Земля, Камчатка, Кавказ, Алтай, Урал и др.) и статью по самому большому в России леднику Эрмана на Камчатке. В каждой статье приводятся история исследований, общая характеристика оледенения района, сведения о колебаниях ледников и краткие описания отдельных ледников. Тексты сопровождаются фотографиями.

На сайте можно зарегистрироваться и оценить представленные статьи, а также создавать новые, загружать фотографии и прочие материалы.

Прямая ссылка на Энциклопедию в формате <http://water-rf.ru>