

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.583+551.585

Арктическое измерение глобального потепления

© 2014 г. Г.В. Алексеев

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург
alexgv@aari.ru

Arctic dimension of global warming

G.V. Alekseev

Arctic and Antarctic Research Institute, Sankt-Petersburg

Статья принята к печати 7 января 2014 г.

*Арктика, арктическое и глобальное потепление, изменения климата, перенос тепла.
Arctic, Arctic and global warming, climate change, heat transport.*

Дан обзор проявлений глобального потепления в арктической климатической системе. Особое внимание уделено морскому ледяному покрову. Арктика объединена с глобальной климатической системой циркуляцией атмосферы и океана, вносящей основной вклад в формирование энергетического баланса. Исходя из этого, с помощью специальных индексов показано, что усиление потепления в Арктике связано с ростом меридионального переноса тепла из низких широт, а зональная составляющая атмосферного переноса влияет на потепление в умеренных широтах. Кроме того, установлено, что часть современного глобального потепления также связана с ростом переноса тепла. В арктическое усиление потепления вносит вклад и увеличение приходящей к поверхности длинноволновой радиации за счёт повышения влажности и облачности в арктической атмосфере. Возрастающее отступление кромки льда в конце летнего сезона от берегов Сибири и Аляски в результате повышения летней температуры воздуха способствует прогреву верхнего слоя морской воды и усилению потепления в октябре–январе. Дана схема арктического усиления потепления в результате роста меридионального переноса из низких широт и возникающих обратных связей в арктической климатической системе.

A brief assessment of the global warming in the Arctic climate system with the emphasis on sea ice is presented. The Arctic region is coupled to the global climate system by the atmosphere and ocean circulation that provides a major contribution to the Arctic energy budget. On this basis using of special indices it is shown that amplification of warming in the Arctic is associated with the increasing of meridional heat transport from the low latitudes.

Введение

Климат Арктики формируется в условиях значительно меньшего притока тепла от Солнца по сравнению с климатом неполярных областей. Отчасти этот дефицит восполняется внутренними термодинамическими процессами, протекающими как в климатической системе в целом, так и в морской Арктике (рис. 1). Наибольший вклад в потепление арктического климата по сравнению с гипотетическим климатом при неподвижной и прозрачной атмосфере вносит адвекция тепла по направлению к полюсу. Благодаря этому процессу климат Арктики в районе Северного полюса «теплеет» почти на 60 К по сравнению с климатом при отсутствии адвекции, в то время как за счёт парникового эффекта атмосферы приповерхностная температура воздуха здесь повышается на величину, меньшую более чем в 2 раза [5].

В морской Арктике изменения климата усиливаются за счёт обратных связей, среди которых особое внимание привлекает деградация морских льдов в Северном Ледовитом океане, остро реагирующих на изменения климата. Вынос

пресной воды из Северного Ледовитого океана влияет на распространение морских льдов и термохалинную циркуляцию в прилегающей акватории Северной Атлантики, а через них — на региональный и глобальный климат. Как показывают оценки [30, 42, 68, 82], поступление тепла с атмосферной циркуляцией составляет основную часть энергетического баланса для климатической системы Земля — Атмосфера в высоких широтах Северного полушария. Летом часть поступающего тепла расходуется на таяние снега и льда и на прогрев верхнего слоя океана. Зимой, при охлаждении верхнего слоя и образовании льда, это тепло возвращается в атмосферу. Недавние оценки составляющих энергетического баланса с использованием массивов реанализа атмосферных данных ERA-40 и NCEP/NCAR для области, севернее 70° с.ш. [82], показали несколько меньший вклад атмосферного переноса и увеличение притока тепла из океана по сравнению с более ранними оценками. Это связано с сокращением площади морских льдов и увеличением летнего прогрева верхнего слоя океана.

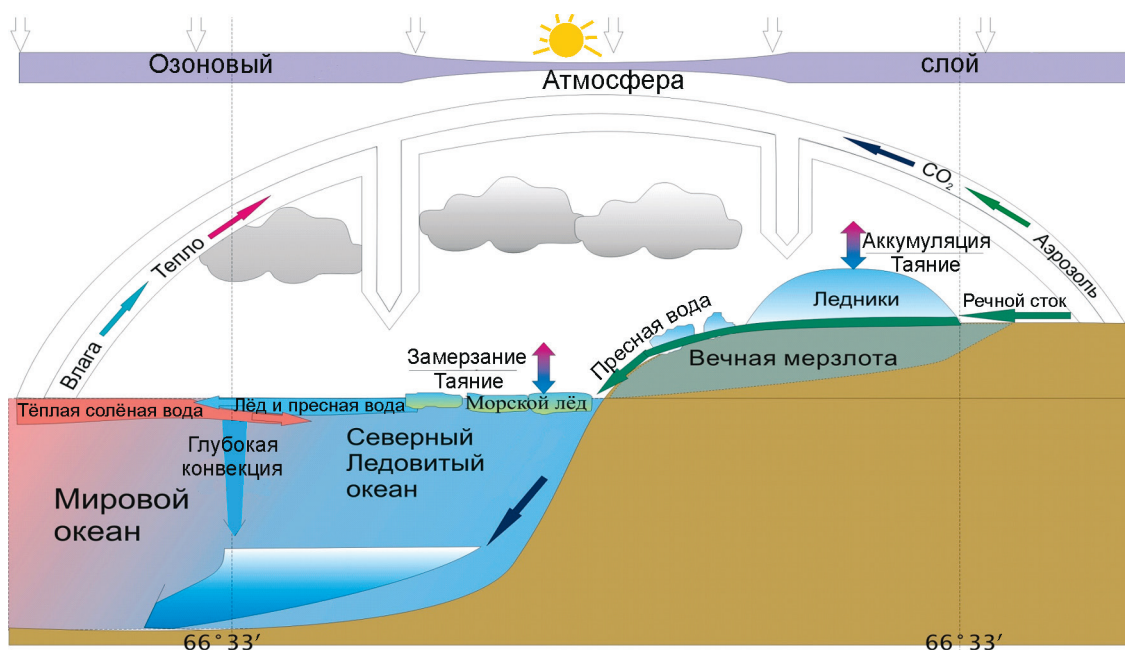


Рис. 1. Арктическая часть глобальной климатической системы [2]
 Fig. 1. Arctic part of the global climate system [2]

Наблюдаемые изменения в арктической климатической системе

Температура воздуха. В высоких широтах Северного полушария развитие потепления в 1910–1940 гг. было прервано понижением приповерхностной температуры воздуха, продолжавшимся до 1970-х годов, после которого началось современное потепление (рис. 2). Эти три стадии эволюции приповерхностной температуры воздуха образуют колебание с периодом 60–70 лет [79]. Наиболее заметно оно в области Северной Атлантики и

на прилегающей суше, поэтому его связывают с Атлантической десятилетней осцилляцией в колебаниях средней температуры воды на поверхности Северной Атлантики после удаления линейного тренда [54]. В многолетних изменениях приповерхностной температуры воздуха в Арктике на долю этого колебания приходится 37% изменчивости среднегодовой приповерхностной температуры воздуха. Наибольший вклад (от 22 до 45%) отмечается на станциях в Гренландско-Исландском районе, который и формирует в значительной

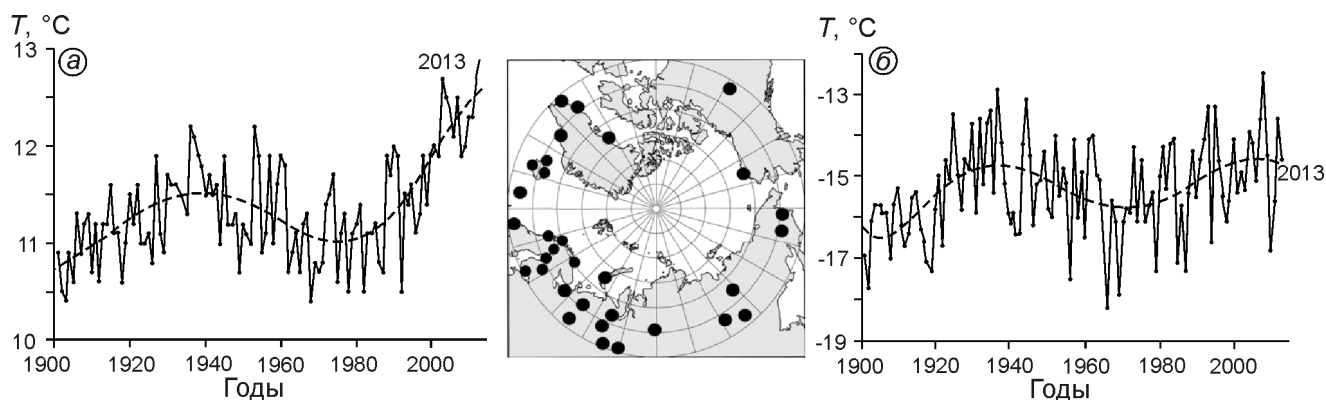


Рис. 2. Средняя по 32 станциям к северу от 60° с.ш. приповерхностная температура воздуха летом (а) и зимой (б). В центре – положение станций; пунктир – полином 6-й степени ($R^2 = 0,22$ и $0,53$ соответственно)
 Fig. 2. Average from 32 stations north to 60°N surface air temperature in summer (a) and winter (б). At the centre – map of station sites; dotted line is a six degree orthogonal polynomial approximation (coefficient of determination $R^2 = 0.22$ and 0.53 respectively)

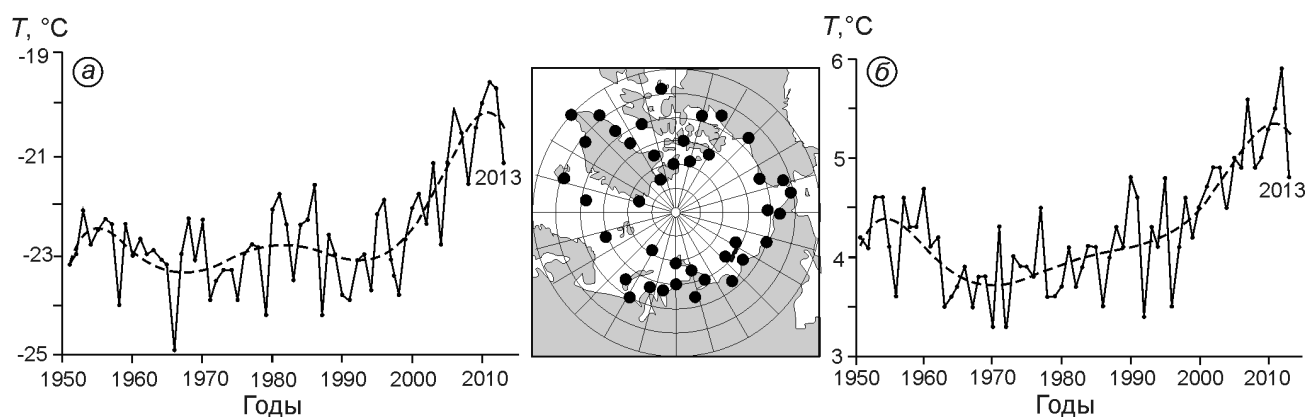


Рис. 3. Изменения средней температуры воздуха в морской Арктике за 1951–2013 гг.:

a – зимой (декабрь–февраль); *b* – летом (июнь–август); в центре – положение станций; пунктир – полином 6-й степени (R^2 равно 0,65 и 0,66 соответственно)

Fig. 3. Change of mean surface air temperature in the marine Arctic during 1951–2013 in winter (*a*) and summer (*b*); at the centre – map of station sites; dotted line is a six degree orthogonal polynomial approximation (coefficient of determination $R^2 = 0.65$ and 0.66 respectively)

степени вклад в изменения средней температуры в Арктике. Оценки вклада колебания получены путем Фурье-разложения средней температуры на 32 станциях в Арктике и на 7 станциях в Гренландско-Исландском районе [11].

Изменения температуры воздуха над областью морской Арктики, включающей в себя покрытую льдами в зимний период акваторию Северного Ледовитого океана, особенно интересны, поскольку они в первую очередь влияют на летнее таяние и зимнее разрастание ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. На рис. 3 видны быстрое повышение отрицательных зимних температур после 1991 г. и интенсивный рост положительных летних температур после 1996 г. с абсолютным рекордом в 2012 г. В 2013 г. зимняя и летняя температура в морской Арктике понизилась более чем на 1 °C по сравнению с 2012 г.

Атмосферная циркуляция. Влияние атмосферной циркуляции на изменение климата в Арктике несомненно ввиду большого вклада атмосферных переносов в формирование её энергетического баланса. Перестройка циркуляционной системы в Арктике после 1995 г. проявилась в формировании дипольной структуры [91, 93] в поле атмосферного давления. В положительной фазе арктический диполь характеризуется пониженным давлением над Карским морем и морем Лаптевых и повышенным давлением – над Канадским Арктическим архипелагом, распространяющимся на юго-восток Гренландии. В летние сезоны 2007–2012 гг. положительная фаза диполя сопровождалась увеличением летнего таяния и выноса льда. Изменение в струк-

туре атмосферной циркуляции с преобладанием циклонического режима над Арктикой повлияло на формирование климатических аномалий над прилегающими умеренными широтами, в частности привело к аномально холодным зимам в Европе и Восточной Азии [59, 72].

Солнечная радиация. Потепление в Арктике связано также с изменениями в режиме входящей солнечной радиации. При наблюдениях за входящей солнечной радиацией на арктических станциях обнаружены значимые тренды её составляющих за последние 50 лет. Полувековой тренд суммарной и прямой солнечной радиации на станциях Алерт, Резолют бей и Нунавут в Канадской Арктике показал уменьшение прямой радиации на 2,25 и 2,50% на первых двух станциях, что согласуется с уменьшением числа безоблачных дней. Средняя за год суммарная радиация выросла соответственно на 26,7 и 17,9%, главным образом, за счёт мая и июня [92]. Одна из причин этого, по мнению авторов, увеличение нисходящей длинноволновой радиации, которая способствует более раннему началу таяния и уменьшению альбедо.

Авторы исследования [56] ранее отмечали важную роль в увеличении притока нисходящей длинноволновой радиации отступления кромки арктического морского льда от берегов в летний период. Рост притока длинноволновой радиации связан с повышением влагосодержания в арктической атмосфере, которое особенно увеличилось после 1992 г., причём более всего – в летний и осенний сезоны (рис. 4). О влиянии облачности на радиа-

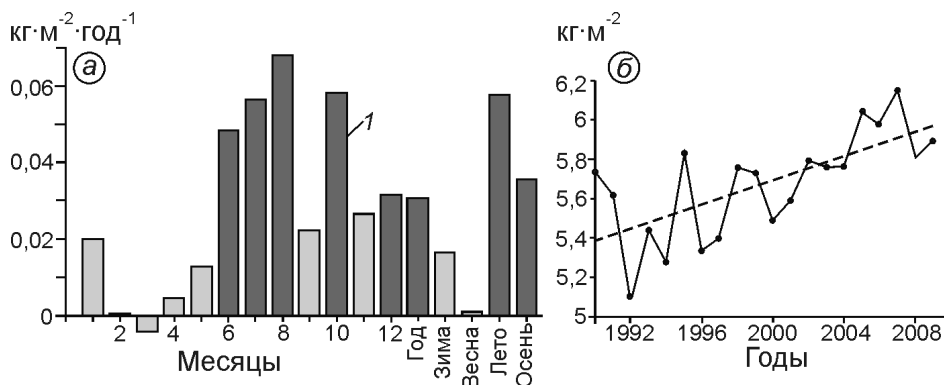


Рис. 4. Коэффициенты тренда содержания водяного пара в арктической атмосфере к северу от 70° с.ш. (а) и межгодовые изменения среднего за год содержания водяного пара (б).

l – тренд значим на уровне 95% и более; пунктир – линейный тренд 0,03053 кг м⁻² год⁻¹ (значим на 99%). Построено по данным Interim [97]

Fig. 4. Linear trend coefficients of the vapor content in the arctic atmosphere to north of 70°N and interannual variations of annual mean vapor content (b).

l – mean significant trend at 95% and more; dotted line – trend 0.03053 kg m⁻² year⁻¹ (is significant at 99%). Constructed on data from Interim [97]

ционный режим в Арктике можно судить по трендам приповерхностной температуры воздуха при разных условиях облачности. В работе [63] показано, что облака повышают приповерхностную температуру воздуха круглый год, за исключением части летнего периода.

Морской ледяной покров. Сокращение площади морского льда – самое обсуждаемое проявление современного потепления в Арктике. Наиболее ранние оценки распространения льдов относятся к акватории Гренландского, Норвежского и Баренцева морей и прилегающих районов [49, 88]. Из них видно, что в 1920–1940 гг. летняя площадь льда в области от 30° з.д. до 70° в.д. и к югу от 80° с.ш. сокращалась. Данные о летней площади льда в Сибирских арктических морях (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и часть Чукотского до Берингова пролива) есть на ледовых картах начиная с 1933 г. [64]. Ряды средней летней площади льда в этих морях восстановлены с 1924 г. [25, 38, 39]. Современный период сокращения площади арктического морского льда задокументирован по данным измерений со спутников. Составленные на основе этих данных комплекты ледовых карт и временные ряды различных характеристик морского ледяного покрова показывают изменение площади, занятой льдами в Арктике. В последние 15 лет отмечалось особенно быстрое сокращение площади льда в конце летнего периода, завершившееся самым глубоким минимумом в сентябре 2012 г. – 3,37 млн км² при среднем значении более 6 млн км² (рис. 5).

Из рис. 5 видно, что в 1997–2012 гг. в сентябре резко сократились площади, занятые морским льдом (далее площадь льда) как в Арктике в целом, так и в Сибирских арктических морях, где сентябрьская площадь льда после 1998 г. сокращалась ещё более быстрыми темпами и достигла в сентябре 2012 г. 132 тыс. км². Однако в сентябре 2013 г. площадь льда в сибирских морях увеличилась до 425 тыс. км².

Толщина льда – наиболее трудный для массовых измерений параметр морского ледяного покрова. На основе обобщения данных, собранных с подводных лодок в Арктическом бассейне, установлено уменьшение средней по бассейну толщины льда на 42% к середине 1990-х годов относительно средней величины за 1958–1977 гг. [77]. В работах [38, 40] показана возможность и приведены результаты использования для мониторинга толщины морских льдов попутных измерений с борта ледоколов и других судов, способных совершать плавание во льдах. Применение телевизионного комплекса для фиксации измерений позволило собирать обширные массивы данных о толщине льда на маршрутах, пересекающих Арктический бассейн от Земли Франца-Иосифа к Северному полюсу.

Сравнительный анализ данных попутных измерений в 1977, 1987 и 2000 гг. показал сокращение доли многолетних льдов в 2–3 раза и уменьшение их средней толщины в Арктическом бассейне к 2005–2006 гг. на 23% [40]. Недавно авторы работы [61], используя новые данные о толщине льда,

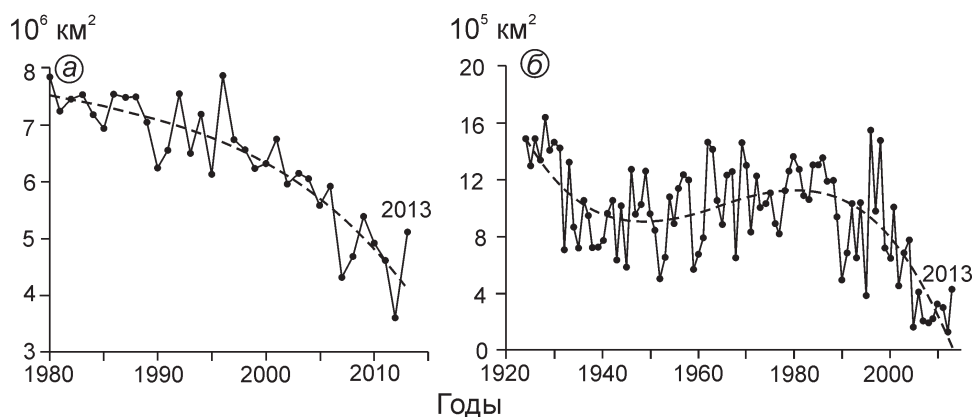


Рис. 5. Средняя за месяц площадь морского льда в сентябре в Арктике по данным NSIDC [99] в 1980–2013 гг. (а) и в сибирских арктических морях по данным ААНИИ с 1924 г. (б).

Пунктирная кривая – аппроксимация полиномом 3-й степени

Fig. 5. Monthly mean sea ice extent (SIE) in September in the Arctic on data from NSIDC [99] for 1980–2013 (a) and the same in Siberian Arctic Seas (Kara, Laptev, East-Siberian and Chuckchi Seas) on data from AARI (b).

Dotted line is a three degree orthogonal polynomial approximation

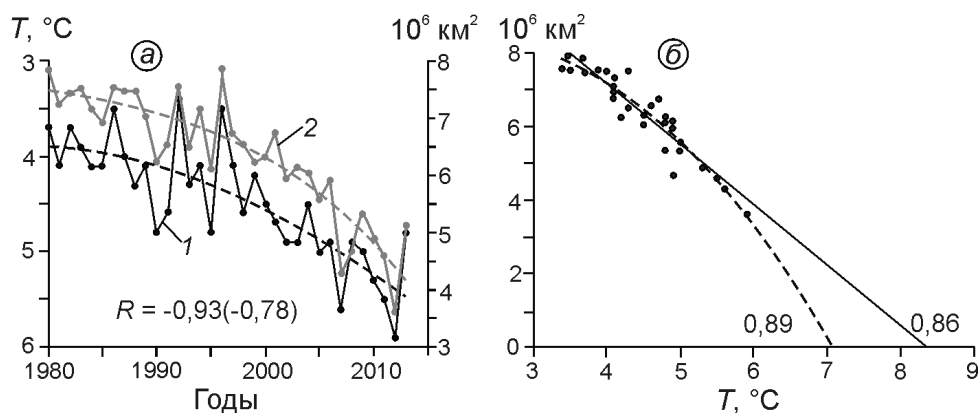


Рис. 6. а – летняя температура воздуха (1) и площадь льда в сентябре (2) в морской Арктике. Шкала температуры перевернута; пунктир – полином 3-й степени. На рисунке приведён коэффициент корреляции (R) между температурой и площадью льда, в скобках – то же, для отклонений от полинома. **б** – квадратичная (пунктир) и линейная (прямая линия) аппроксимации связи между летней температурой и площадью льда в сентябре (точки); цифры – коэффициенты детерминации

Fig. 6. а – summer surface air temperature (1) and September sea ice extent (2) in the marine Arctic. The scale of temperature is inverted; dotted line is a three degree orthogonal polynomial approximation. Insert figures are correlation coefficients between surface air temperature and sea ice extent and between their deviations from polynomials (in brackets). **б** – quadratic (dotted) and linear (straight line) approximations of connection between surface air temperature and sea ice extent; insert figures are coefficients of determination

полученные со спутника CryoSat-2, оценили объём льда для зим 2010/11 и 2011/12 гг. Сравнение с ранней (2003–2008 гг.) оценкой по данным спутника ICESat показало, что осенью объём льда уменьшился на 4292 км³, а зимой – на 1479 км³.

Факторы, влияющие на деградацию морского ледяного покрова. Очевидно, что причина резкого сокращения количества арктических льдов в конце лета связана с потеплением климата. Корреляция между изменениями летней приповерхностной

температуры воздуха и площадью, занятой морским льдом в сентябре в 1979–2013 гг., составляет $-0,93$ (рис. 6). Оценки [27] на основе моделирования изменений летней площади морского льда под влиянием потепления и атмосферной циркуляции подтвердили, что в последние десять лет сокращение обусловлено, главным образом, повышением температуры воздуха, хотя изменения циркуляции атмосферы также повлияли на сокращение площади льда [48, 53, 65, 71, 84, 91] вследствие увели-

чения экспорта льда через пролив Фрама в конце 1980-х — начале 1990-х годов.

Летнее таяние арктического морского льда в значительной степени зависит от количества приходящей солнечной радиации, поглощённой льдом и океаном. При этом количество поглощённой солнечной радиации системой лёд—океан зависит от начала таяния и слабо связано с продолжительностью таяния или сроками его окончания. Сильное влияние именно времени начала таяния обусловлено тем, что на этот период приходится максимум притока солнечной радиации, и отклонение этого момента сказывается на всём периоде таяния через влияние на альбедо. Важное значение имеют рост приходящей на поверхность длинноволновой радиации в результате увеличения влажности и облачности в арктической атмосфере, а также переход от многолетнего к однолетнему льду с меньшим альбедо. Вопрос о влиянии повышения температуры в подповерхностном слое воды в Арктическом бассейне на деградацию морского ледяного покрова в Арктике остаётся предметом обсуждения [62, 86].

Анализ рис. 6 показывает, что летняя температура воздуха интегрирует влияние всех перечисленных факторов, поскольку её повышение и колебания сопровождаются сокращением и колебаниями площади льда с коэффициентами корреляции соответственно 0,93 и 0,78. Квадратичная и линейная аппроксимации связи между изменениями температуры и площади льда объясняют почти 90% изменчивости площади льда в Арктике в сентябре 1980—2013 гг. Экстраполяция обеих аппроксимаций до исчезновения льда указывает на летнюю температуру воздуха в морской Арктике, равную 7,2 и 8,4 °С соответственно, при которой это исчезновение произойдет. Согласно квадратичной экстраполяции изменений летней температуры, приведённой на рис. 6, наступление таких летних температур можно ожидать в 2029—2037 гг., естественно, если сохранятся наблюдаемые темпы потепления. Ранее в работе [10] подобная оценка по данным до 2007 г. соответствовала периоду 2020-х годов.

Роль арктического морского льда в формировании годового цикла CO_2 . Основной причиной наблюдаемого в конце XX — начале XXI в. потепления климата считается влияние роста концентрации парниковых газов в результате деятельности человека. Вместе с тем до конца не ясна роль естественных процессов в формировании баланса парниковых газов в атмосфере. Проведённые ранее исследо-

вания позволили установить ряд особенностей в распределении концентрации CO_2 над морскими льдами [81]. Анализ сезонных колебаний концентрации CO_2 по данным глобальной сети мониторинга показал значительную изменчивость амплитуд годового хода с явной тенденцией к их возрастанию в направлении высоких широт Северного полушария [9]. Арктическое усиление амплитуды годовых колебаний концентрации CO_2 над Северным Ледовитым океаном связано с влиянием морского льда на формирование сезонного цикла [8]. Амплитуда в основном растёт за счёт увеличения зимней концентрации CO_2 , которое согласуется с ростом амплитуды сезонных колебаний распространения морского льда вследствие роста его летнего сокращения (рис. 7).

Тренды содержания CO_2 зимой и летом на Барроу и Мауна-Лоу описывают более 99% изменчивости и показывают значимую разность между трендами зимой и летом на Барроу и отсутствие таковой на океанской станции Мауна-Лоу. Такое соотношение между трендами означает рост сезонных колебаний содержания CO_2 в Арктике за счёт его ускоренного роста зимой и полного отсутствия в средних широтах океана. Обратное соотношение между трендами площади морского льда летом и зимой указывает на увеличение объёма зимнего нарастания льда в морской Арктике, что сопровождается ростом поступления CO_2 в атмосферу. Исследования показали, что образование, нарастание и изменение структуры льда в зимний сезон сопровождается увеличением выделений CO_2 и в подлёдный слой воды [47], и в атмосферу [33, 66]. Летом CO_2 из атмосферы над Арктическим бассейном поглощается опреснённой водой на поверхности разводий, трещин и каналов и расходуется на фотосинтез в верхнем слое воды и во льду [78].

Морская среда. Для формирования климата морской Арктики важно поступление тёплой и солёной воды из Северной Атлантики. Приток атлантической воды в Арктику — часть глобального океанического конвейера, связывающего океаны путём транспортировки тепла, соли и пресной воды. Воды, поступающие из Северной Атлантики, распространяются по акватории Норвежского, Гренландского и Баренцева морей и проникают в Арктический бассейн, где занимают промежуточный слой на глубинах от 100 до 800 м [36, 37]. Атлантическая вода — важный источник тепла в приатлантическом секторе Арктики и источник соли для арктических вод, подвергающихся непрерывному опреснению. Постоянный

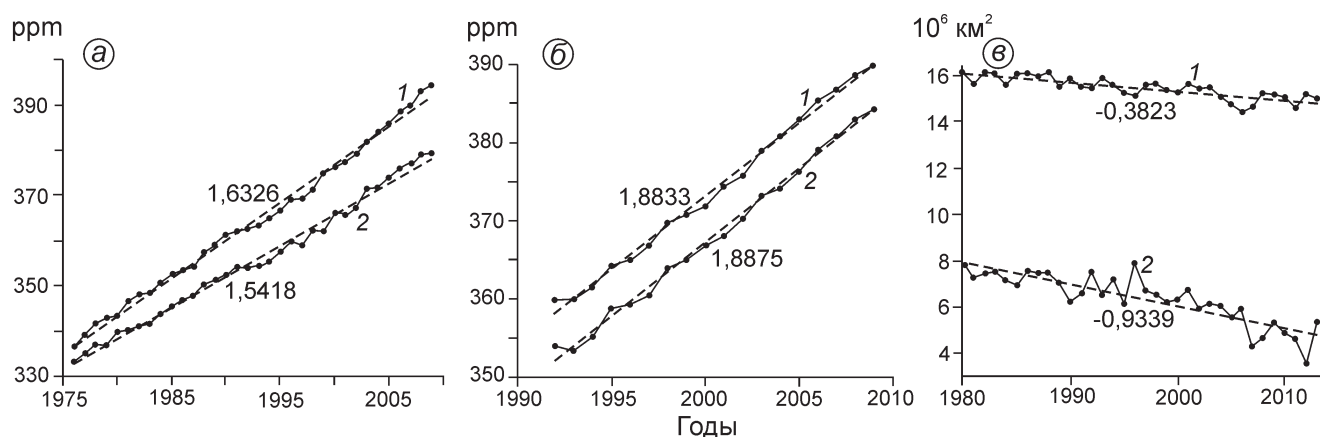


Рис. 7. Изменение содержания CO₂ на Барроу (а), на Мауна-Лоу (б) и площади морского льда в Арктике (в) зимой (1) и летом (2).

Пунктир – тренд; цифры – коэффициент тренда. Данные по CO₂ – из WDCGG [96], по площади льда – из NSIDC

Fig. 7. Change of CO₂ concentration at Barrow (a), at Mauna Low (b) and the Arctic sea ice extent (c) in winter (1) and summer (2). Dotted lines are trend; figures are trend coefficients. CO₂ data from WDCGG [96], sea ice extent data from NSIDC

приток тепла от слоя атлантической воды в верхний слой Арктического бассейна ограничивает зимнее нарастание льда, хотя о величине и распределении этого притока нет единого мнения. Таким образом, поступление воды из Атлантики – важный климатообразующий процесс в арктической климатической системе и его мониторинг должен быть составной частью всего объёма наблюдений за изменениями климата [41, 73, 74].

Обобщение океанографических данных, собранных в Арктическом бассейне с начала наблюдений, позволило выбрать районы, по которым есть наибольший объём наблюдений, и сформировать климатические ряды характеристик слоя атлантической воды. Одна из таких характеристик – максимальная температура в этом слое; для неё построены временные ряды в шести районах Арктического бассейна [11]. На рис. 8 показан временной ряд максимальной температуры в районе Северного полюса по данным измерений советских экспедиций «Север» в 1950–70-е годы [26], американской обсерватории NPEO в 2000–2011 гг. [67], судовых экспедиций на борту НЭС «Академик Федоров» и ледового лагеря «Барнео» (2012, 2013 г.).

Потепление в слое атлантической воды в Арктическом бассейне началось с пролива Фрама в конце 1980-х годов. Выделяются два этапа повышения температуры. Второй этап начался в 1997 г. Его начало прослеживается и в других районах Арктического бассейна с запаздыванием до восьми лет в районе Северного полюса. В последние годы повышенные значения температу-



Рис. 8. Максимальная температура в слое атлантической воды в районе Северного полюса

Fig. 8. Maximal temperature in layer of the Atlantic Water in the North Pole area

ры сохраняются, однако наметилась тенденция к их уменьшению, особенно заметная по данным инструментальных наблюдений в проливе Фрама [60]. Наибольшее потепление в слое атлантической воды в 1990–2000 гг. произошло в основном её потоке вдоль материкового склона. Верхняя граница слоя поднялась повсеместно, но больше всего (на 60–80 м) – в центральной части Арктического бассейна. В результате этих изменений в вертикальной структуре водных масс толщина верхнего опреснённого слоя арктической воды уменьшилась над областями максимального потепления и подъёма верхней границы слоя атлантической воды, и, как следствие, здесь сни-

зилось содержание пресной воды в слое над изохалиной 34,80 psu [11]. Произошло перераспределение пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна, в результате чего увеличилось её количество в акватории, прилегающей к островам Канадского Арктического архипелага и Аляски.

Роль циркуляции атмосферы в усилении изменений климата

Циркуляция атмосферы и океана – важнейшие внутренние процессы в климатической системе Земли, участвующие в формировании климата и его изменчивости. Многочисленные исследования, начатые ещё в 1930-е годы, показали важную роль атмосферной циркуляции в развитии региональных колебаний климата, в частности, потепления Арктики в 1930–40-е годы [17–19, 23, 48] и в современный период [3, 48, 75, 94]. Во многих работах предложены индексы для оценки влияния атмосферной циркуляции, прежде всего её зональной составляющей, на колебания погоды и климата [12, 15, 20, 24, 58, 76, 85].

Влияние зональной циркуляции на погоду и климат связано с большой разностью в теплоёмкости океана и атмосферы и с накоплением тепла в верхнем слое океана летом и последующей его передачей в атмосферу зимой. В результате обеспечивается отепляющее воздействие переносов тепла и влаги из океанических областей на погоду и климат континентальных областей, которое усиливается или ослабевает в результате колебаний атмосферной циркуляции [29, 34, 35, 57, 87]. Отепляющий эффект не ограничивается областью, в которой сосредоточен зональный перенос с океана на континент. Он проявляется как в средней температуре всего Северного полушария, так и в глобальной средней температуре [6, 7, 45, 89, 90].

Исследованию влияния на климат меридиональной составляющей переносов тепла и её колебаний под влиянием внутренней динамики атмосферы, а также естественных и антропогенных воздействий уделялось особое внимание. Многие важные результаты в этом направлении получены с использованием энергобалансовых моделей, предложенных М.И. Будыко [50] и В. Селлерсом [80]. На них были воспроизведены наблюдаемые широтные распределения дисперсий среднезональных температур, возбуждаемые колебаниями меридионального переноса тепла [21, 55, 70], и рост переноса с потеплением [16, 22], что согласуется с эмпирическими данными об увеличении вихревой активности в атмосфере при потеплении и ослаблении вихревой активности – при похолодании [32, 43].

В то же время в экспериментах с энергобалансовыми моделями не отмечалось влияния меридионального переноса на среднюю температуру рассматриваемой климатической системы, которая оставалась неизменной в диапазоне изменений меридионального переноса: от полного отсутствия до мгновенного выравнивания контрастов температуры между экватором и полюсом [69]. Такой результат – следствие линейного приближения для параметризации зависимости уходящей длинноволновой радиации от температуры, которое позволяет воспроизвести многие характеристики климата [13, 31, 69], но противоречит распределению дисперсии среднезональных значений измеряемой уходящей длинноволновой радиации. В работах [1, 4, 7, 44] показано, что нелинейная зависимость этого параметра от температуры приводит к повышению средней температуры в случае усиления меридионального переноса тепла. Отметим, что средние потери тепла с уходящей длинноволновой радиацией при этом не изменяются.

Индексы влияния зонального и меридионального переноса тепла. При усилении и зонального, и меридионального переноса тепла пространственные контрасты приповерхностной температуры воздуха уменьшаются, а при ослаблении переносов, наоборот, возрастают. На этом основании были предложены [6, 7] индексы для оценки влияния колебаний переносов на среднюю приповерхностную температуру воздуха в отдельных широтных зонах, на полушарии и Земле в целом.

Индекс для зонального переноса

$$D_Z = \frac{1}{2\pi(\sin \phi_2 - \sin \phi_1)} \int_{\phi_1}^{\phi_2} \cos \phi \int_0^{2\pi} (T_{\phi\lambda} - T_{\phi})^2 d\lambda d\phi$$

характеризует неоднородность распределения приповерхностной температуры воздуха T вдоль широтных кругов по долготе λ в интервале широт $[\phi_1, \phi_2]$.

Индекс для меридионального переноса

$$D_M = \left\langle (T_{\phi} - \langle T_{\phi} \rangle)^2 \right\rangle_{\phi}, T_{\phi} = \langle T_{\phi\lambda} \rangle_{\lambda}, \langle T_{\phi} \rangle = \langle T_{\phi} \rangle_{\phi}$$

характеризует неоднородность вдоль меридиана от экватора до полюса. Угловые скобки означают осреднение по широте $\langle \cdot \rangle_{\phi}$, $0 \leq \phi \leq \pi/2$ или по долготе $\langle \cdot \rangle_{\lambda}$, $0 \leq \lambda \leq 2\pi$.

Индекс совместного влияния зонального и меридионального переносов определён как

$$D = (D_Z + D_M)^{0.5}.$$

Корреляция между индексами D_Z , D_M , D , NAO, AO и средней приповерхностной температурой воздуха в разных областях и сезонах по данным NCEP (Н) и модели ECHAM (М) за 1948–2009 гг.*

Индекс		32,5–65,5° с.ш.				67,5–87,5° с.ш.				Северное полушарие			
		зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
D_Z	Н	-0,84	-0,53	0,48	-0,60	-0,26	-0,26	0,17	-0,13	-0,66	-0,49	0,50	-0,40
	М	-0,73	-0,48	0,31	-0,53	0,14	0,08	0,15	0,06	-0,42	-0,26	0,15	-0,33
D_M	Н	-0,68	-0,69	-0,66	-0,78	-0,83	-0,91	-0,70	-0,86	-0,66	-0,62	-0,19	-0,78
	М	-0,51	-0,55	-0,39	-0,34	-0,68	-0,72	-0,39	-0,69	-0,41	-0,43	0,30	-0,15
D	Н	-0,83	-0,76	-0,28	-0,84	-0,50	-0,52	-0,29	-0,59	-0,77	-0,71	0,06	-0,76
	М	-0,77	-0,64	-0,21	-0,48	-0,41	-0,61	-0,29	-0,58	-0,53	-0,45	0,35	-0,23
NAO		0,40	-0,06	-0,15	-0,09	0,40	0,05	-0,41	-0,17	0,30	-0,0	-0,21	-0,17
AO		0,41	0,28	0,18	0,26	0,27	0,15	-0,12	0,0	0,20	0,14	0,01	0,08

*95%-й уровень значимости коэффициентов корреляции составляет $\pm 0,25$. Жирным шрифтом в каждой колонке выделены максимальные коэффициенты корреляции.

Средний квадрат отклонения приповерхностной температуры воздуха от соответствующих средних в формулах для D_Z и D_M входит и в определение доступной потенциальной энергии в атмосфере [14, 28]. Изменения доступной потенциальной энергии соответствуют увеличению или уменьшению кинетической энергии атмосферы или интенсивности атмосферной циркуляции. Таким образом, предложенные индексы, рассчитываемые как показатели крупномасштабной неоднородности распределения приповерхностной температуры воздуха вдоль широтных кругов и вдоль меридиана от экватора до полюса, характеризуют изменения интенсивности атмосферных переносов, стремящихся уменьшить пространственные контрасты температуры.

Связь между изменениями индексов D_Z , D_M , D и средней температуры воздуха. В таблице приведены оценки корреляции предложенных индексов и средней приповерхностной температуры воздуха в разные сезоны 1948–2009 гг., рассчитанные по данным NCEP [98] и по данным модели ECHAM [95]. Дополнительно рассчитана корреляция между приповерхностной температурой воздуха и индексами NAO и AO. Из таблицы видна значимая связь индексов и средней приповерхностной температуры воздуха во всех рассмотренных областях. Рассчитанные по данным модели индексы и приповерхностные температуры воздуха также связаны между собой, хотя и слабее. Связь с зональным индексом D_Z наиболее сильна зимой в средних широтах, где в это время года контрасты температуры между океаном и сушей и зональный перенос в атмосфере максимальны. Связь между средней температурой и индексом D_M сильнее всего в высоких широтах во все сезоны года в

соответствии с основным вкладом меридионального переноса тепла в их энергетический баланс.

Средняя температура Северного полушария сильнее всего связана с суммарным индексом D , за исключением лета, когда зональный перенос оказывает обратное по сравнению с зимой влияние на среднюю температуру умеренных широт и при этом растёт роль радиационного нагревания суши. Изменения средней глобальной температуры значимо коррелируют с индексами D_M и D , причём со вторым индексом коэффициент корреляции выше. Все отмеченные корреляции между средними за сезон индексами и температурой сохраняются и для средних за год значений. На рис. 9 показаны изменения среднегодовых значений индекса D_M и средней температуры высоких широт Северного полушария и глобальной. Видно обратное соответствие как между крупномасштабными междесятилетними, так и межгодовыми колебаниями обеих рядов.

Количественные оценки вклада переносов в потепление в 1969–2008 гг. Используя отмеченную связь между предложенными индексами и средней температурой разных областей, можно оценить вклад отражаемых индексами процессов в потепление этих областей после 1969 г. В этот год были отмечены самые низкие средние температуры в зимний период в средних широтах Северного полушария, после чего началось повышение температуры воздуха. К основным процессам, которые отражают индексы, относятся переносы тепла (явного и скрытого) в результате циркуляции атмосферы, непосредственно влияющие на изменения зональных и меридиональных контрастов температуры воздуха. Кроме того, некоторый вклад в изменения температурных контрастов вносят пе-

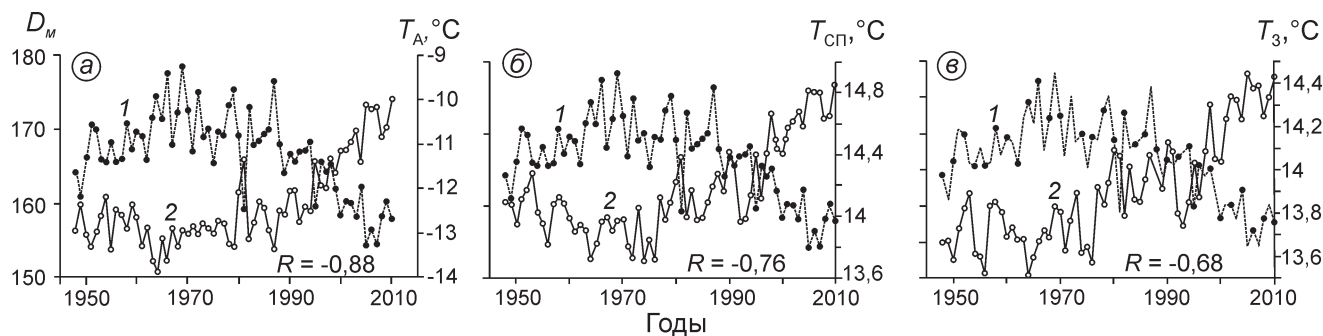


Рис. 9. Изменения среднегодовых значений индекса меридионального переноса тепла в Северном полушарии (1) и средней температуры воздуха (2), рассчитанные по данным NCEP:

a – в Арктике (67,5–87,5° с.ш.); *б* – в Северном полушарии; *в* – на Земле в целом; *R* коэффициенты корреляции между рядами за период 1948–2010 гг.

Fig. 9. Change of annual mean index of meridional heat transport in the Northern hemisphere (1) and annual mean surface air temperature (2) in different areas of the globe produced from NCEP:

a – in the Arctic (67.5 – 87.5°N); *б* – in the Northern Hemisphere; *в* – in the globe; *R* are the correlation coefficients between time series for 1948–2010

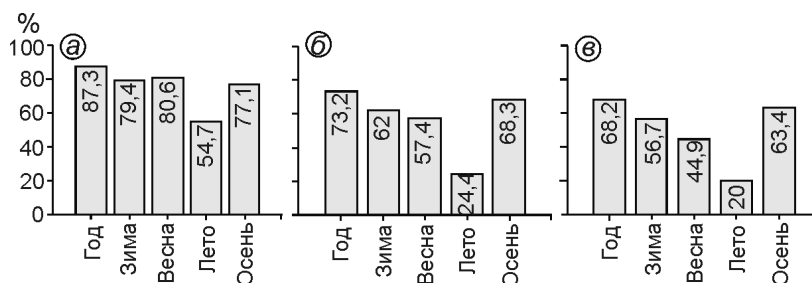


Рис. 10. Вклад усиления меридионального переноса C_M в тренд средней температуры воздуха в 1969–2008 гг., рассчитанный по данным реанализа NCEP:

a – в Арктике (67,5–87,5° с.ш.); *б* – в Северном полушарии; *в* – на Земле в целом

Fig. 10. Contributions of meridional heat transport amplification to the trend of mean surface air temperature for 1969–2008 calculated on data from NCEP:

a – in the Arctic (67.5–87.5°N); *б* – in the Northern Hemisphere; *в* – in the globe

ренос тепла океанской циркуляцией (для меридиональных контрастов) и обратные связи, возникающие при усилении или ослаблении переносов. Поскольку вклад обратных связей в формирование контрастов также есть следствие усиления переносов, то можно считать индексы показателями влияния переносов на среднюю температуру рассматриваемых областей.

Оценить влияние меридионального переноса на потепление (тренд средней температуры) можно в соответствии со следующими формулами:

$$T_M = \beta_{DT} D_M; T_M = \beta_{DT} (\alpha_M t + D'_M);$$

$$\alpha_{MT} = \beta_{DT} \alpha_M; \alpha_T = \alpha_{MT} + \alpha_{RT},$$

где β – коэффициент регрессии; α_M – коэффициент тренда D_M ; α_T – коэффициент тренда температуры, α_{MT} – тренд, связанный с D_M ; α_{RT} – тренд, связанный с другими причинами.

Вклад переноса в тренд температуры определён как $C_M = \alpha_{MT} \alpha_T^{-1} \cdot 100\%$. Результаты расчёта C_M даны на рис. 10. Из него видно, что рост индекса меридионального переноса в Северном полушарии вносит основной вклад в тренд средней температуры в высоких широтах, который составляет около 80% во все сезоны, кроме лета, и почти 90% – в тренд средней за год температуры. Этот вклад составляет основную часть трендов средней за сезоны (кроме лета) и за год температуры Северного полушария и более половины тренда глобальной температуры, средней за год, зиму и осень.

Аналогичные оценки сделаны для зональных переносов (рис. 11). Они указывают на наибольший вклад роста индекса зонального переноса в тренд средней температуры воздуха в умеренных широтах Северного полушария зимой (59,3%) и в холодную половину года (53,6%). Максимальный

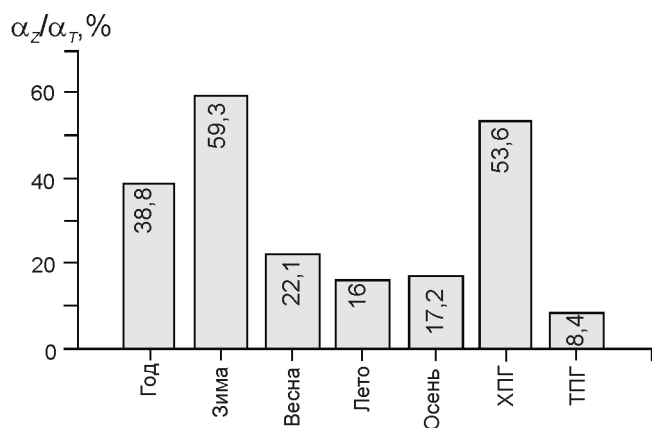


Рис. 11. Оценки вклада усиления зонального переноса в повышение средней температуры воздуха в умеренных широтах 32,5–65° с.ш. в 1969–2008 гг.

ХПГ – «холодная» половина года (октябрь–март); ТПГ – «тёплая» половина года (апрель–сентябрь)

Fig. 11. Contributions of zonal heat transport amplification to the trend of mean SAT in the middle latitudes for 1969–2008 calculated on data from NCEP.

ХПГ – «cold» half of year (October–March); ТПГ – «warm» half of year (April–September)

вклад в тренд средней температуры воздуха Северного полушария составляет около 40% зимой, а для глобальной температуры – около 30%. Определяющий вклад роста индекса меридионального переноса в повышение средней температуры воздуха в высоких широтах (см. рис. 10) и приведённые ранее оценки роли адвекции тепла в атмосфере в энергетическом балансе высоких широт Северного полушария однозначно указывают на увеличение атмосферного переноса тепла (явного и скрытого) как на основную причину так называемого арктического усиления современного потепления.

Ранее было показано [3, 5], что изменчивость приповерхностной температуры воздуха зимой в период полярной ночи зависит от изменчивости притоков энергии с циркуляцией атмосферы:

$$\sigma_T = 0,25T_0\sigma_Q/Q_0,$$

где T_0 и Q_0 – соответственно климатические значения температуры и притока энергии в полярную область; σ – средние квадратичные отклонения соответствующих величин от климатических норм.

Поскольку в многолетнюю изменчивость приповерхностной температуры воздуха основной вклад вносят долгопериодные изменения, включая тренд, то он в первую очередь также зависит от изменений циркуляции атмосферы. Сделанный вывод об определяющей роли адвекции тепла в усилении потепления в Арктике подтверждён в

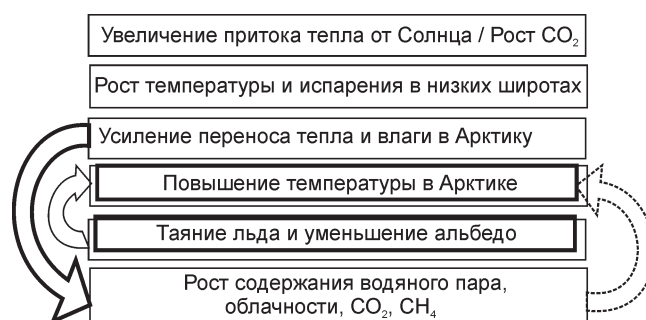


Рис. 12. Схема формирования усиления потепления и обратных связей в арктической климатической системе

Fig. 12. The scheme of warming amplification and feedbacks in the Arctic climate system

работах [46, 51, 52], авторы которых использовали энергобалансовые модели и модели общей циркуляции атмосферы. Хотя многие исследователи разделяют точку зрения о решающей роли в развитии и усилении арктического потепления адвективного переноса тепла и влаги в высокие широты, исследования в этом направлении продолжаются [83].

Основная причина остающихся расхождений в оценке причин усиления арктического потепления связана с тем, что усиление циркуляции и переносов ведёт к появлению положительных обратных связей, которые принимаются за главные причины усиления. К этим обратным связям, прежде всего, относятся сокращение площади и сплошности морского льда и увеличение пространств открытой воды в конце летнего периода, которые уменьшают альбедо и увеличивают летнее накопление тепла в океане. Другая важная обратная связь характеризуется ростом притока длинноволновой радиации к поверхности с увеличением поступления влаги в высокие широты при усилении меридионального переноса. На рис. 12 дана качественная схема формирования усиления потепления в результате роста меридионального переноса и обратных связей в арктической климатической системе. Количественный же вклад притока тепла и вызванных им обратных связей в арктическое усиление потепления до конца ещё не ясен и его предстоит оценить как по данным наблюдений, так и по результатам экспериментов с глобальными моделями климата.

Выводы

В многолетних изменениях приповерхностной температуры воздуха в Арктике с 1901 по 2013 г. выделяется колебание с периодом 60–70 лет, соответствующее Атлантической междесятилетней

осцилляции в температуре воды на поверхности Северной Атлантики. На долю этого колебания приходится 37% изменчивости среднегодовой приповерхностной температуры воздуха в Арктике. Наибольший вклад (от 22 до 45%) отмечается на станциях в Гренландско-Исландском районе, который и формирует вклад Атлантической междесятилетней осцилляции в изменения средней температуры в Арктике. Изменения приповерхностной температуры воздуха над областью морской Арктики, включающей в себя покрытую льдами в зимний период акваторию Северного Ледовитого океана, характеризуются быстрым повышением зимних температур после 1991 г. и быстрым ростом летних температур после 1996 г. с абсолютным максимумом в 2012 г. В 2013 г. зимняя и летняя температуры в морской Арктике понизились более чем на 1 °C по сравнению с 2012 г.

В последние 15 лет происходило особенно быстрое сокращение арктического морского ледяного покрова в конце летнего периода, завершившееся самым глубоким минимумом в сентябре 2012 г. (3,37 млн км²) при среднем значении более 6 млн км². В арктических морях Сибири сентябрьская площадь льда после 1998 г. сокращалась ещё быстрее и составила в сентябре 2012 г. 132 тыс. км². Однако в сентябре 2013 г. площадь льда здесь увеличилась до 425 тыс. км².

Летняя приповерхностная температура воздуха интегрирует влияние разных факторов на сокращение площади льда в сентябре, поэтому долгопериодная составляющая изменений приповерхностной температуры воздуха и межгодовые отклонения от неё согласованы с соответствующими изменениями площади льда с коэффициентами корреляции –0,93 и –0,78 соответственно. Один из влияющих факторов сокращения площади – увеличение притока длинноволновой радиации к поверхности за счёт роста влагосодержания в арктической атмосфере, которое стало особенно заметно после 1992 г., более всего в летний и осенний сезоны. Квадратичная и линейная аппроксимации связи между изменениями температуры и площади льда объясняют почти 90% изменчивости площади льда в Арктике в сентябре за 1980–2013 гг. Их экстраполяция до исчезновения льда указывает на летнюю температуру воздуха в морской Арктике, равную 7,2 и 8,4 °C для квадратичной и линейной аппроксимаций соответственно, при которой это исчезновение произойдёт. Наступление таких летних температур можно ожидать с 2029 по 2037 г., естественно, при сохранении наблюдаемых темпов потепления.

Увеличение объёма зимнего нарастания льда из-за усиления его летнего таяния ведёт к росту сезонных колебаний содержания CO₂ в атмосфере Арктики в результате ускоренного роста концентрации CO₂ зимой по сравнению с летним сезоном. В средних широтах над океаном содержание CO₂ зимой и летом растёт с одинаковой скоростью.

Потепление в слое атлантической воды в Арктическом бассейне началось с пролива Фрама в конце 1980-х годов; выделяются два этапа. Второй этап повышения температуры в проливе начался в 1997 г. Начало потепления прослеживается и на других участках Арктического бассейна с запаздыванием до восьми лет в районе Северного полюса. В последние годы повышенные значения температуры сохраняются, однако наметилась тенденция к их уменьшению.

Наибольшее потепление в слое атлантической воды в 1990–2000-е годы произошло в её основном потоке вдоль материкового склона, а верхняя граница слоя поднялась повсеместно, но более всего (на 60–80 м) в центральной части Арктического бассейна. Поэтому в вертикальной структуре водных масс толщина верхнего опреснённого слоя уменьшилась над областями подъёма верхней границы слоя атлантической воды и увеличилась в акватории, прилегающей к островам Канадского Арктического архипелага и Аляски.

Наибольший вклад в потепление арктического климата вносит атмосферный перенос тепла по направлению к полюсу. При усилении переносов тепла пространственные контрасты приповерхностной температуры воздуха уменьшаются, а при ослаблении переносов – возрастают. На этом основании были предложены индексы для оценки влияния колебаний переносов на среднюю приповерхностную температуру воздуха в отдельных широтных зонах, на полушарии и на Земле в целом.

Связь средней приповерхностной температуры воздуха с индексом зонального переноса наиболее сильна зимой в средних широтах Северного полушария, где в это время года контрасты температуры между океаном и сушей и зональный перенос в атмосфере максимальны. Наибольший вклад в рост индекса зонального переноса в тренд средней температуры воздуха в умеренных широтах Северного полушария вносит зимой (59,3%) и в холодную половину года (53,6%).

Индекс меридионального переноса сильнее всего связан со средней температурой в высоких широтах Северного полушария. Рост индекса ме-

ридионального переноса вносит основной вклад в тренд средней температуры в высоких широтах, составляющий около 80% во все сезоны, кроме лета, и почти 90% – в тренд средней за год температуры. Этот вклад определяет и основную часть трендов средней за сезоны (кроме лета) и за год температуры Северного полушария, и более половины тренда глобальной температуры, средней за год, зиму и осень.

Приведённые оценки указывают на увеличение атмосферного переноса тепла (явного и скрытого) как на основную причину современного усиления потепления Арктики. Остающиеся расхождения в оценке причин усиления связаны с тем, что усиление циркуляции и переносов ведёт к появлению положительных обратных связей, которые принимаются за главные причины усиления.

Представлена качественная схема формирования усиления потепления в результате роста меридионального переноса и обратных связей в арктической климатической системе. Количественный же вклад притока тепла и вызванных им обратных связей в арктическое усиление ещё до конца неясен и его предстоит оценить как по данным наблюдений, так и по результатам экспериментов с глобальными моделями климата.

Благодарности. Автор благодарит Н.Е. Иванову за проведение расчётов по массивам данных о приповерхностной температуре воздуха, С.И. Кузьмину – за подготовку данных расчётов по модели ECHAM, Н.Е. Харланенкову – за проведение расчётов и помощь в оформлении рукописи статьи. Рецензентов статьи – за полезные замечания. Метеорологические данные арктических станций собраны Е.И. Александровым, массивы реанализа ERA-40 и Interim получены с сайта ECMWF. Данные реанализа NCEP обеспечены NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA на сайте <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Данные о площади льдов в арктических морях предоставлены В.Ф. Захаровым, В.П. Карклиным и А.В. Юлиным, данные о льдах в Северном полушарии получены с сайта NSIDC. Данные климатических моделей созданы разработчиками моделей и собраны участниками Программы диагноза и сравнения климатических моделей (PCMDI) в архиве CMIP3, который поддерживается управлением науки Министерства энергетики США.

Использованы результаты исследований, выполненных при поддержке Минобрнауки (проект 2011-16-420-1-002), РФФИ (09-05-00232-а) и в рамках ЦНТП Росгидромета (1.3.2.1).

Литература

1. Алексеев Г.В. Взаимодействие океана и атмосферы как термодинамический процесс // Тр. ААНИИ. 1982. Т. 383. С. 25–34.
2. Алексеев Г.В. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6–21.
3. Алексеев Г.В. Роль циркуляции атмосферы и других факторов в формировании климата Арктики // Формирование и динамика современного климата Арктики / Под ред. Г.В. Алексеева. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. С. 27–46.
4. Алексеев Г.В., Подгорный И.А., Священников П.Н. Адвективно-радиационные колебания климата // ДАН. 1990. Т. 315. № 4. С. 824–827.
5. Алексеев Г.В., Подгорный И.А. Роль адвекции и других факторов в формировании полярного климата // Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. / Под ред. Б.А. Крутских. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. С. 4–18.
6. Алексеев Г.В., Подгорный И.А., Священников П.Н. Колебания отепляющего влияния океанов на глобальный климат // ДАН. 1991. Т. 320. № 1. С. 70–73.
7. Алексеев Г.В., Священников П.Н. Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и северного полушария. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 159 с.
8. Алексеев Г.В., Нагурный А.П. Роль морского льда в формировании годового цикла двуокиси углерода в Арктике // ДАН. 2007. Т. 417. № 4. С. 541–544.
9. Алексеев Г.В., Нагурный А.П., Макитас А.П., Иванов Н.Е., Шутилин С.В. Роль морского льда в формировании годового цикла двуокиси углерода в высокоширотной морской Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Вып. 77. С. 28–36.
10. Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е. Морские льды Северного полушария в связи с изменениями климата в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
11. Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Харланенкова Н.Е. Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века // Метеорологические и геофизические исследования. М.: Европейские издания, 2011. С. 3–25.
12. Блинова Е.Н. Гидродинамическая теория волн давления и центров действия атмосферы // ДАН. 1943. Т. 39. С. 284–287.
13. Будыко М.И. Изменение климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 280 с.
14. Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы / Под ред. Л.Т. Матвеева. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 327 с.
15. Вангенгейм Г.Я. О колебаниях атмосферной циркуляции над северным полушарием // Изв. АН СССР. География и геофизика. 1946. Т. 10. Вып. 5. С. 405–416.
16. Васюта Ю.В., Мохов И.И., Петухов В.К. Чувствительность малопараметрических моделей климата к изменению характеристик меридионального переноса тепла // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 2. С. 115–125.
17. Визе В.Ю. Причины потепления Арктики // Советская Арктика. 1937. № 1. С. 3–12.
18. Виттельс Л.А. Циклоны северных морей и потепление Арктики // Метеорология и гидрология. 1946. № 5. С. 32–40.

19. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 280 с.
20. Груза Г.В. Интегральные характеристики общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 146 с.
21. Демченко П.Ф. Аналитическая модель широтного хода дисперсии и спектров флуктуаций зонально-осредненной температуры // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1984. Т. 20. С. 144–150.
22. Демченко П.Ф., Зубарев А.П. Оценки низкочастотной изменчивости среднезональных температур, вызванной флуктуациями меридионального переноса тепла // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. С. 917–924.
23. Дзердзевский Б.Л. К вопросу о потеплении Арктики // Изв. АН СССР. Сер. геофизическая и географическая. 1943. № 2. С. 60–69.
24. Дзердзевский Б.Л., Монин А.С. Типовые схемы общей циркуляции атмосферы и индекс циркуляции // Изв. АН СССР. Сер. геофизическая и географическая. 1954. № 6. С. 6–12.
25. Захаров В.Ф. Внутривековые изменения в распространении морских арктических льдов в XX столетии // Формирование и динамика современного климата Арктики / Под. ред. Г.В. Алексеева. СПб.: Гидрометеоиздат, 2004. С. 112–159.
26. Константинов Ю.Б., Грачев К.И. Высокоширотные воздушные экспедиции «Север» (1937, 1941–1993 гг.) / Под ред. В.Т. Соколова. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 176 с.
27. Кулаков М.Ю., Макинас А.П., Шутилин С.В. AARI–ЮСМ – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 6–18.
28. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 259 с.
29. Марчук Г.И., Скиба Ю.Н. Численный расчет сопряженной задачи для моделей термического взаимодействия атмосферы с океаном и континентом // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1976. Т. 12. № 5. С. 16–24.
30. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В. Радиационный баланс Земли, ключевые аспекты. М.: Наука, 1988. 216 с.
31. Мохов И.И., Петухов В.К. Параметризация уходящей длинноволновой радиации для климатических моделей. М.: Препринт Ин-та физики атмосферы АН СССР, 1978. 34 с.
32. Мохов И.И., Мохов О.И., Петухов В.К., Хайрулин Р.Р. Влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность в атмосфере // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1992. Т. 28. № 1. С. 11–26.
33. Недашковский А.П., Макинас А.П. Эмиссия CO₂ в атмосферу при образовании арктического морского льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 35–44.
34. Николаев Ю.В. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы и формирование аномалий погоды. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 51 с.
35. Семенов В.Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на Европейской территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 146 с.
36. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 190 с.
37. Трешников А.Ф., Баранов Г.И. Структура циркуляции вод в Арктическом бассейне. Л.: Гидрометеоиздат, 1972.
38. Фролов И.Е. Океанография и морской лед. Серия: Вклад России в Международный полярный год 2007/2008. М.; СПб.: изд. ООО «Паульсен», 2011. 431 с.
39. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
40. Фролов С.В., Федяков В.Е., Третьяков В.Ю., Клейн А.Э., Алексеев Г.В. Новые данные об изменении толщины льда в Арктическом бассейне // ДАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 104–108.
41. Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х., Поляков И.В., Прошутинский А.Ю., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана // ДАН. 2009. Т. 429. № 5. С. 688–690.
42. Хрол В.П. Атлас энергетического баланса северной полярной области. Л.: Гидрометеоиздат, 1992. 52 с.
43. Agee E.M. Trends in cyclone and anticyclone frequency and comparison with periods of warming and cooling over the Northern Hemisphere // Journ. of Climate. 1991. V. 4. № 2. P. 263–267.
44. Alekseev G.V., Podgorny I.A. Simulation of advective global climate fluctuations // Research activities in atmospheric and oceanic modeling / C.J. Boer. GAS/JSC Working Group in Numerical Experimentation. 1990. Report 14. WMO/TD. 332. P. 7.24–7.25.
45. Alekseev G.V., Podgorny I.A. Modelling the effect of ocean's heating on global climate fluctuations // Research activities in atmospheric and oceanic modeling / C.J. Boer. GAS/JSC Working Group in Numerical Experimentation. 1992. Report 17. WMO/TD. 467. P. 7.62–7.63.
46. Alexeev V.A., Langen P.L., Bates J.R. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in «ghost forcing» experiments without sea ice feedbacks // Climate Dynamics. 2005. doi:10.1007/s00382-005-0018-3.
47. Anderson L.G., Falck E., Jones E.P., Jutterström S., Swif J. Enhanced uptake of atmospheric CO₂ during freezing of seawater: A field study in Storfjorden, Svalbard // Journ. of Geophys. Research. 2004. № 109. C06004. doi:10.1029/2003JC002120.
48. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early-twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism // Journ. of Climate. 2004. № 17. P. 4045–4057.
49. Brinck Løyning T., Dick C., Goodwin H., Pavlova O., Vinje T., Kjærli G., Villinger T. ACSYS historical ice chart archive (1553–2002) // International ACSYS/CliC Project Office. 2003.
50. Budyko M.I. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth // Tellus. 1969. V. 212. P. 611–619.
51. Cai M. Dynamical amplification of polar warming // Geophys. Research Letters. 2005. № 32. L22710. doi:10.1029/2005GL024481.
52. Cai M. Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part I: A dry radiative-transportive climate model // Climate Dynamics. 2006. № 26. P. 661–675. doi:10.1007/s00382-005-0104-6.
53. Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowsky T. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation // Journ. of Climate. 2000. № 13. P. 2671–2696.
54. Enfield D. B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. // Geophys. Research Letters. 2001. № 28. P. 2077–2080.

55. Flannery B.P. Energy-balance models incorporating transport of thermal and latent energy // *Journ. of Atmospheric Sciences*. 1984. № 41. P. 414–421.
56. Francis J.A., Hunter E., Key J.R., Wang X. Clues to variability in Arctic minimum sea ice extent // *Geophys. Research Letters*. 2005. № 32. L21501. doi:10.1029/2005GL024376.
57. Hurrell J.W., Van Loon H. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation // *Climatic Change*. 1997. № 36. P. 301–326.
58. Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. An Overview of the North Atlantic Oscillation, in *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* / Eds.: J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck. Washington: American Geophysical Union, D.C., 2013. P. 1–35. doi:10.1029/134GM01.
59. Inoue Jun, Masatake E. Hori, Koutarou Takaya. The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly // *Journ. of Climate*. 2012. № 25. P. 2561–2568. URL: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00449.1>.
60. Jeffries M.O., Richter-Menge J.A., Overland J.E. Arctic Report Card. 2012. <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard>.
61. Laxon S., Peacock N., Smith D. High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region // *Nature*. 2013. V. 425. P. 947–950.
62. Lenn Y.D., Wiles P.J., Torres-Valdes S., Abrahamsen E.P., Rippeh T.P., Simpson J.H., Bacon S., Laxon S.W., Polyakov I., Ivanov V., Kirillov S. Vertical mixing at intermediate depths in the Arctic boundary current // *Geophys. Research Letters*. 2009. № 36. L05601. doi:10.1029/2008GL036792.
63. Liu Y., Key J.R., Wang X. The Influence of Changes in Cloud Cover on Recent Surface Temperature Trends in the Arctic // *Journ. of Climate*. 2008. V. 21. P. 705–715.
64. Mahoney A.R., Barry R.G., Smolyanitsky V., Fetterer F. Observed sea ice extent in the Russian Arctic, 1933–2006 // *Journ. of Geophys. Research*. 2008. № 113. C11005. doi:10.1029/2008JC004830.
65. Maslanik J., Drobot S., Fowler C., Emery W., Barry R. On the Arctic climate paradox and the continuing role of atmospheric circulation in affecting sea ice conditions // *Geophys. Research Letters*. 2007. № 34. L03711. doi:10.1029/2006GL028269.
66. Miller L.A., Carnat G., Else B.G.T., Sutherland N., Papakyriakou T.N. Carbonate system evolution at the Arctic Ocean surface during autumn freeze-up // *Journ. of Geophys. Research*. 2011. № 116. C00G04. doi:10.1029/2011JC007143.
67. Morison J.H., Aagaard K., Falkner K.K., Hatakeyama K., Moritz R., Overland J.E., Perovich D., Shimada K., Steele M., Takizawa T., Woodgate R. North Pole Environmental Observatory Delivers Early Results // *Transactions. American Geophysical Union*. 13 August 2002. V. 83. № 33. P. 357, 360–361.
68. Nakamura N., Oort A.H. Atmospheric heat budgets of the Polar Regions // *Journ. of Geophys. Research*. 1988. № 93 (D8). P. 9510–9524.
69. North G.R., Cahalan R.F., Coakley J.A. Energy balance climate models // *Review Geophysics and Space Physics*. 1981. V. 19. № 1. P. 91–121.
70. North G.R., Moeng F.J., Bell T.L., Cahalan R.F. Latitudinal dependence of the variability of sonal mean // *MWR*. 1982. V. 110. № 5. P. 319–326.
71. Ogi M., Rigor I.G., McPhee M.G., Wallace J.M. Summer retreat of Arctic sea ice: Role of summer winds // *Geophys. Research Letters*. 2008. № 35. L24701. doi:10.1029/2008GL035672.
72. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *Journ. of Geophys. Research*. 2010. 115, D21111. doi:10.1029/2009JD013568.
73. Polyakov I.V., Timokhov L., Walsh D., Dmitrenko I., Colony R.L., Johnson M., Carmack E., Hutchings J.K. A long-term circulation and water mass monitoring program for the Arctic Ocean // *EOS Transactions*. 2003. V. 84. P. 281–285.
74. Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F. Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the Last 100 Years // *Journ. of Climate*. 2004. № 17. P. 4485–4497.
75. Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // *Journ. of Geophys. Research*. 1997. № 102 (C6). P. 12,493–12,514. doi:10.1029/97JC00738.
76. Rossby C.G. Relations between variations in the intensity of the zonal circulation and displacement of the semipermanent centers of action // *Journ. of Marine Research*. 1939. № 2. P. 38–55.
77. Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A. Thinning of the Arctic sea ice cover // *Geophys. Research Letters*. 1999. V. 26 (23). P. 3469–3472.
78. Rysgaard S., Glud R.N., Sejr M.N., Bendtsen J., Christensen P.B. Inorganic carbon transport during sea ice growth and decay: A carbon pump in polar seas // *Journ. of Geophys. Research*. 2007. № 112. C03016. doi:10.1029/2006JC003572.
79. Schlesinger M.E., Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // *Nature*. 1994. № 367. P. 723–726.
80. Sellers W.D. A climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere system // *Journ. of Applied Meteorology*. 1969. № 8. P. 392–400.
81. Semiletov I., Makshtas A., Akasofu S.-I., Andreas E.L. Atmospheric CO₂ balance: The role of Arctic sea ice // *Geophys. Research Letters*. 2004. № 31. L05121. doi:10.1029/2003GL017996.
82. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Steele M., Zhang J., Trenberth K.E. The large-scale energy budget of the Arctic // *Journ. of Geophys. Research*. 2007. № 112. D11122. doi:10.1029/2006JD008230.
83. Serreze M., Barry R. Processes and impacts of Arctic Amplification: A research synthesis // *Global and Planetary Change*. 2011. V. 77. № 1–2. P. 85–96.
84. Stroeve J.C., Maslanik J., Serreze M.C., Rigor I., Meier W., Fowler C. Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010 // *Geophys. Research Letters*. 2011. № 38. L02502. doi:10.1029/2010GL045662.
85. Thompson D.W.J., Wallace J.M. The Arctic Oscillations signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophys. Research Letters*. 1998. № 25. P. 1297–1300.
86. Timmermans M.-L., Toole J., Krishfield R., Winsor P. Ice-Tethered Profiler observations of the doublediffusive staircase in the Canada Basin thermocline // *Journ. of Geophys. Research*. 2008. № 113.
87. Van Loon H., Williams J. The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface: Part 1. Winter Mon // *Weather Review*. 1976. № 104. P. 365–380.
88. Vinje T. Anomalies and trends of sea ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998 // *Journ. of Climate*. 2001. V. 14. № 3. P. 255–267.

89. Wallace J.M., Zhang Y., Renwick J.A. Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends // *Science*. 1995. V. 270. P. 780–783.
90. Wallace J.M., Zhang Y., Bajuk L. Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature // *Journ. of Climate*. 1996. № 9. P. 249–260.
91. Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // *Geophys. Research Letters*. 2009. № 36. L05706. doi:10.1029/2008GL036706.
92. Weston S.T., Bailey W.G., McArthur L.J.B., Hertzman O. Interannual solar and net radiation trends in the Canadian Arctic // *Journ. of Geophys. Research*. 2007. № 112. D10105. doi:10.1029/2006JD008000.
93. Wu Bingyi, Wang Jia, Walsh John E. Dipole Anomaly in the Winter Arctic Atmosphere and Its Association with Sea Ice Motion // *Journ. of Climate*. 2006. V. 19. P. 210–225.
94. Zhang X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R., Comiso J.C. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system // *Geophys. Research Letters*. 2008. № 35. L22701. doi:10.1029/2008GL035607.
95. <http://www.mpimet.mpg.de>. ECHAM. The atmospheric general circulation model ECHAM-4. 2009.
96. <http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg>. WDCGG. World Data Centre for Greenhouse Gases. 2009.
97. http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily. ECMWF Interim Reanalysis Data Archive. 2010.
98. <http://www.esrl.noaa.gov/psd>. NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA. 2010.
99. http://nsidc.org/data/seaice_index/index.html. NSIDC. National Snow and Ice Data Center. Sea Ice Index. 2013.

Summary

A brief assessment of the global warming in the Arctic climate system with the emphasis on sea ice is presented. The Arctic region is coupled to the global climate system by the atmosphere and ocean circulation that provides a major contribution to the Arctic energy budget. On this basis using of special indices it is shown that amplification of warming in the Arctic is associated with the increasing of meridional heat transport from the low latitudes. At the same time, the zonal heat transport influences the warming in the middle latitudes. Moreover global warming is partly associated with an increase of the heat transport. Increase of incoming longwave radiation also contributes to the arctic warming due to an increase of humidity and cloudiness in the Arctic atmosphere. From October to January the warming is additionally amplified by retreat of ice edge from the Siberian and Alaska coast and the consequent heating of expanded volume of sea water. The scheme of the Arctic amplification in response to the increasing meridional heat and moisture transport from low latitudes and originated feedbacks in the Arctic climate system is presented.