DOI: 10.21513/2410-8758-2016-1-43-63

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ПЕРЕНОСОВ ТЕПЛА И ВЛАГИ НА ПОТЕПЛЕНИЕ В АРКТИКЕ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Г.В. Алексеев¹⁾*, С.И. Кузмина²⁾, А.В. Уразгильдеева^{1),3)}, Л.П. Бобылев²⁾

 ¹⁾ ГНЦ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Россия, 199397, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38; *gvalex2@mail.ru
²⁾ Научный центр им. Нансена «Нансен-Центр», Россия, 199034, г. Санкт-Петербург, 14 линия В. О., д. 7, оф. 49
³⁾ Санкт-Петербургский государственный университет, Россия, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9.

Резюме. Целью работы является оценка роли атмосферных переносов тепла и влаги в формировании изменчивости температурного режима в высоких широтах Арктики в зимний сезон, включая усиление потепления в последние два десятилетия. Для этого выполнены расчеты атмосферных переносов тепла и влаги через параллель 70° с. ш. в область 70–90° с. ш. на различных изобарических уровнях по данным реанализа ERA/Interim за 1979-2014 гг. Показано, что основной приток явного и скрытого тепла в зимний период поступает через атлантическую часть 70-ой параллели от 0 до 80° в.д. в слое от поверхности до 750 гПа с максимумом на 1000 гПа. Колебания атмосферного притока через эти «ворота» объясняют более 40% изменений средней по области 70-90° с. ш. приповерхностной температуры воздуха зимой в период наибольшего роста температуры с 1997 по 2014 г. В пространственном распределении его влияния на зимнюю приповерхностную температуру выделяется область от Норвежского до Восточно-Сибирского моря с максимумами над Баренцевым и Карским морями, простирающимися вплоть до Северного полюса.

Ключевые слова. Арктика, климат, потепление, атмосферный перенос тепла.

IMPACT OF ATMOSPHERIC HEAT AND MOISTURE TRANSPORT ON ARCTIC WARMING IN WINTER

G. V. Alekseev¹)*, S. I. Kuzmina²), A. V. Urazgildeeva¹),³, L. P. Bobylev²)

¹⁾ Arctic and Antarctic Research Institute,
38, Beringa st., 199397, Saint Petersburg, Russia; *gvalex2@mail.ru
²⁾ Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre.
7, office 49, Vasilievsky Island, 14th Line, 199034, Saint Petersburg, Russia
³⁾ Saint Petersburg State University,
7–9, Universitetskaya nab., 199034, Saint Petersburg, Russia

Summary. The objective of the study is to assess the role of atmospheric heat and moisture transport in the temperature variations in the Arctic in winter, in particular, in the enhancement of warming over two recent decades. Atmospheric transport across 70N into 70–90N area at different pressure levels is quantified using ERA/Interim reanalysis data for 1979–2014. It is shown that the main inflow

of sensible and latent heat in winter comes through 0–80E Atlantic latitudinal segment within the layer between the surface and 750 hPa; maximum is observed at 1000 hPa. This inflow explains more than 40% of variability of mean winter surface air temperature in the 70–90N area over the period of maximum temperature increase of 1997–2014. The impact on surface air temperature in winter is most pronounced in the area from the Norwegian Sea to the East Siberian Sea and has maxima over the Barents and Kara Seas' area extending to the North Pole.

Keywords. Arctic, climate, warming, atmospheric heat transport.

Введение

Движения воздуха и воды в атмосфере и океане, возникающие вследствие неодинакового по широте притока тепла от Солнца к поверхности Земли, преобразуются под влиянием вращения планеты и распределения суши и океанов в наблюдаемую сложную систему циркуляции, которая составляет главный внутренний механизм формирования климата. Характерные пространственные и временные масштабы циркуляции в обеих средах отличаются на порядок, в соответствии с различием их основных термодинамических параметров, что отражается и в их влиянии на формирование изменений климата.

На межгодовые колебания в наибольшей степени влияет атмосферная циркуляция, которая формируется системой крупномасштабных циркуляционных ячеек, струй и вихрей с характерными масштабами, определяемыми фундаментальными параметрами планеты и ее атмосферы (Лоренц, 1970; Голицын, 1973; Монин, 1982; Дымников, Филатов, 1990; Мохов, 1993). Влияние обеспечивается атмосферными переносами тепла и влаги из областей избыточного нагревания в низких широтах, которые помимо постоянной составляющей содержат значительную переменную часть, ответственную за формирование колебаний климата.

Исследования, начатые еще в 1930-е годы, показали важную роль атмосферной циркуляции в развитии региональных колебаний климата, в частности, потепления Арктики в 1930–40-е годы (Визе, 1937; Дзерзеевский, 1943; Виттельс, 1946). В настоящее время интерес к роли переносов тепла и влаги в атмосфере усилился в связи с проблемой арктического усиления глобального потепления.

Начало исследований в этом направлении можно отнести к работам М.И. Будыко (Budyko, 1969) и В. Селлерса (Sellers, 1969), в которых были использованы энергобалансовые модели климата (ЭБМ), включавшие параметризованный перенос тепла к полюсу. В 1970–80-е годы ЭБМ нашли применение во многих работах, где были воспроизведены наблюдаемые широтные распределения дисперсии среднезональных температур с полярным усилением, возбуждаемые колебаниями меридионального переноса явного и скрытого тепла (для краткости просто «тепла» — МПТ), показано влияние МПТ на чувствительность климатической системы к внешним воздействиям и рост МПТ с потеплением климата, что согласуется с эмпирическими данными о росте вихревой активности в атмосфере при потеплении и ее осла-

блении при похолодании (Мохов и др., 1992). Однако в этих экспериментах с ЭБМ не отмечено влияния МПТ на среднюю полушарную или глобальную температуру воздуха.

В работах (Алексеев и др., 1990; Алексеев, Священников, 1991; Alekseev, Podgorny, 1990) впервые показано на простых примерах и в экспериментах с ЭБМ, что нелинейная зависимость уходящей длинноволновой радиации (УДР) от температуры приводит к повышению средней температуры при усилении МПТ, и обратно; при этом средние потери тепла с УДР остаются неизменными. У экватора основной вклад в повышение температуры относительно прозрачной атмосферы вносит парниковый эффект, а у полюса МПТ. Эксперименты со случайными колебаниями МПТ показали уменьшение разности температуры между экватором и полюсом и повышение средней температуры при положительных отклонениях МПТ и противоположные изменения при отрицательных отклонениях.

В дальнейшем выводы об определяющей роли адвекции тепла атмосферной циркуляцией в усилении потепления в Арктике были подтверждены в работах (Alexeev et al, 2005; Cai, 2005; 2006) с использованием энергобалансовых моделей и модели общей циркуляции атмосферы. В работе (Alexeev et al., 2005) в упрощенной модели климатической системы без альбедной обратной связи задавалась аномалия ТПО в тропиках, в результате чего усиливался меридиональный перенос тепла и влаги в высокие широты и возрастал приток длинноволновой радиации к поверхности.

В работе (Cai, 2006) в радиационно-транспортной модели климата было воспроизведено полярное усиление потепления в результате роста меридионального переноса в атмосфере, вызванного парниковым воздействием. Также отмечена роль обратной связи, связанной с УДР по Стефану-Больцману, которая компенсирует динамическую отрицательную обратную связь и ведет к усилению глобального потепления.

Хотя в настоящее время многие исследователи разделяют точку зрения о важной роли переноса тепла и влаги в высокие широты в развитии арктического усиления, тем не менее, по-прежнему считается, что основные причины усиления остаются неизвестными (Graversen et al., 2008).

В обзоре (Serreze, Barry, 2011) отмечено, что усиление является внутренним явлением в глобальной климатической системе, которое связано с множеством причин, действующих в широком спектре пространственных и временных масштабов. Они включают сокращение площади льда, влияющее на потоки между океаном и атмосферой; атмосферный и океанический перенос тепла, облачный покров и водяной пар, изменяющие приток длинноволновой радиации к поверхности; загрязнение поверхности снега, льда и аэрозоли; и другие.

Оценки вклада различных факторов в развитие арктического усиления по результатам экспериментов с глобальными моделями климата также не дают однозначного ответа на вопрос о роли атмосферных переносов. Например, в статье (Kay et al., 2012) использован ансамбль моделей климата разной сложности для исследования роли обратных связей и переноса энергии к полюсу в усилении реакции арктического климата на удвоение CO₂. Авторы этой работы нашли, что локальные обратные связи более важны для объяснения равновесного отклика приповерхностного климата Арктики и разброса в реакциях моделей климата, чем перенос тепла к полюсу.

Между тем в работе (Hwang, Frierson, 2010) было отмечено, что в большинстве современных глобальных моделей получается рост направленного к полюсу потока энергии по мере глобального потепления, но со значительным разбросом между моделями. Причиной роста является увеличение влажности воздуха при однородном антропогенном потеплении, а разброс связан с различием в учете влияния облачности.

Позднее Hwang et al. (2011) также на основе глобальных и энергобалансовой моделей нашли, что в моделях с большим арктическим усилением действует более сильная альбедная и длинноволновая радиационная обратные связи, но лишь слабый рост или даже уменьшение переноса энергии в Арктику. Они полагают, что усиление потепления в Арктике ослабляет температурный градиент экватор-полюс и уменьшает перенос тепла, уменьшение которого частично компенсируется ростом переноса влаги и транспортом тепла в океане. Авторы считают, что важную роль играют локальные обратные связи, влияющие на температурный градиент и через него на перенос энергии.

Недавно (Pithan, Mauritsen, 2014) на основе анализа результатов расчетов с использованием глобальных моделей климата СМІР5 пришли к выводу, что температурная обратная связь является преобладающим фактором в арктическом усилении, а альбедо играет второстепенную роль. Эта связь базируется на меньшей чувствительности уходящего длинноволнового излучения к изменениям температуры в высоких широтах, по сравнению с низкими широтами.

Graversen et al., (2014) по результатам глобальных моделей семейства CCSM4 оценили вклад обратной связи потепления и вертикального градиента температуры в арктическое усиление в 15%, а на долю альбедной обратной связи отнесли 40% усиления. Ранее Winton (2006) использовал 12 моделей климата из AR4 для оценки роли форсингов и обратных связей в глобальном и арктическом потеплении под влиянием роста CO_2 в атмосфере и показал, что альбедная обратная связь не является определяющим фактором в арктическом усилении и межмодельном разбросе оценок потепления. С другой стороны, (Miller et al., 2007), используя глобальную модель климата, обратили внимание на положительную обратную связь, вызванную ростом содержания водяного пара в арктической атмосфере в результате повышения температуры воздуха и увеличивающую приток длинноволновой радиации (ДВР) к поверхности на 30 Вт/м² к 2060 году.

Ансамбль расчетов по глобальной модели климата EC-Earth2.3 при сценарии RCP8.5 был использован в работе (Koenigk et al., 2013), чтобы оценить, когда в Арктике летом морской лед может исчезнуть. При этом обнаружилось увеличение притока атлантической воды в Баренцево море и его сильное влияние на лед и температуру воздуха в регионе, в то время как меридиональный перенос тепла в атмосфере в Арктику уменьшился. Несколько ранее (Jungclaus, Koenigk, 2010) исследовали роль атмосферного и океанического переносов тепла в Арктику по результатам глобальной модели климата института Макса Планка в формировании арктического климата. Они также нашли, что аномалии океанического переноса тепла влияют на ледяной покров и на атмосферные поля в Баренцевом море. При этом аномалии атмосферного переноса противоположны аномалиям океанического переноса.

Ранее Held (2001) на основании моделирования показал, что циркуляция в атмосфере и океане действуют согласованно, поэтому аномалии атмосферного и океанического переноса имеют одинаковый знак. Противоположный вывод был сделан ранее Бьеркнесом (1964), полагавшим, что аномалии должны компенсировать одна другую для сохранения постоянства радиационного баланса на верхней границе атмосферы. Это предположение названо «компенсацией Бьеркнеса» и послужило стимулом для целого ряда исследований.

Недавние результаты (Farneti, Vallis, 2013) указывают, что компенсация возникает в результате эффективного переноса в атмосфере, реагирующего на изменения в океане, а не вследствие требования сохранения фиксированного радиационного баланса на верхней границе атмосферы. Ранее Van der Swaluw et al. (2007) нашли, что в высоких широтах (60–80° с. ш.) океан воздействует на атмосферу, и максимум этого воздействия приходится на 70° с. ш., при этом океан опережает атмосферу на 1 год.

Hill et al. (2015), исследуя влияние аномалий температуры воды на поверхности океана (ТПО) в тропиках на меридиональный перенос, указали на усиление вихревого переноса при потеплении, влияние которого, однако, ослабляется усиливающимися аномалиями ТПО в высоких широтах. Кроме того, отмечено ослабление циркуляции Хэдли в противоположность выводам работы (Huang, Mcelroy, 2014), в которой исследовались термодинамические свойства циркуляций Хэдли и Ферреля по натурным данным за 1979–2010 гг. и найдено увеличение мощности циркуляции Хэдли в согласии с ростом ТПО в тропиках и много большее увеличение в циркуляции Ферреля.

Не менее противоречивы, чем модельные результаты, имеющиеся оценки роли атмосферных переносов тепла и влаги в усиление потепления в Арктике, выполненные по данным реанализов и аэрологических наблюдений. В статье (Graversen et al., 2008) исследована вертикальная структура изменений температуры воздуха в Арктике по данным реанализа ERA-40 и найдено наибольшее усиление роста температуры выше поверхности, которое авторы относят на счет влияния атмосферного переноса. Причем это влияние заметнее в летнюю половину года.

Полученные ранее оценки атмосферного переноса по данным наблюдений также подтверждали это положение (Graversen, 2006). При этом атмосферный перенос через 60° с. ш. был усилен в последние десятилетия за исключением января и февраля, а переносы с апреля по октябрь объясняли существенную часть трендов температуры. Хотя авторы этих работ делают заключение, что атмосферный приток тепла является важным фактором потепления в Арктике, их результаты не убедительны, поскольку зимой, когда атмосферный при-

ток является основным источником энергии для Арктики, такой связи они не обнаружили.

Авторы работ (Screen, Simmonds, 2010; Screen et al., 2012) по данным реанализа ERA/Interim установили, что тренды температуры воздуха максимальны у поверхности и поэтому считают, что главная роль в усилении потепления в Арктике принадлежит сокращению площади морского льда, а увеличение содержания водяного пара в атмосфере в результате сокращения ледяного покрова может усилить потепление летом и в начале осени. Однако, тренды среднемесячной температуры воздуха в Арктике не подтверждают усиления в эти месяцы, а показывают максимальное усиление поздней осенью и в начале зимы (Bekryaev et al., 2010, Serreze et al., 2011; Алексеев и др., 2011).

Mayer, Haimberger (2012) также по данным ERA/Interim нашли значительное влияние Эль-Ниньо на региональные энергетические бюджеты, но слабые колебания глобального переноса к полюсам, близкие по величине к неопределённостям в расчетах.

В работе (Соркина, Эзау, 2011) представлены результаты расчетов меридионального переноса энергии через 70° с.ш. по данным радиозондирования атмосферы на 26 аэрологических станциях за 1992–2007 гг. Получено, что основной перенос энергии в рассматриваемую область происходит в слое средней тропосферы — нижней стратосферы, а в нижней тропосфере перенос направлен из Арктики. Переносы в сторону полюса сосредоточены около 160° в. д. и 50° з. д., а в обратном направлении — в Атлантическом секторе от 20° до 90° в. д. и около 120° з. д. При этом в период с 1992 по 2007 гг. меридиональный перенос энергии в Арктику ослабевал.

Выполненный обзор модельных и эмпирических оценок роли различных факторов в арктическом усилении потепления показал широкий разброс выводов: от отрицания роли атмосферных переносов до признания их вклада. Целью настоящей работы является оценка вклада атмосферных переносов тепла и влаги в формирование изменчивости температурного режима высокоширотной Арктики в зимний сезон, включая усиление потепления в последние два десятилетия. Для этого выполняются расчеты атмосферных переносов тепла и влаги через 70°с. ш. в область 70–90° с. ш. на различных уровнях и сопоставляются с изменениями приповерхностной температуры воздуха. Также используются имеющиеся интегральные оценки переносов тепла и влаги через 70°с. ш. В конечном итоге оценивается вклад атмосферных переносов явного и скрытого тепла на различных уровнях в формирование изменчивости и трендов средней температуры воздуха в области 70–90° с. ш. за 1979–2014 гг.

Материалы и методы исследования

Для исследования использованы данные реанализа ERA/Interim (Dee et al., 2011) за 1979–2014 гг., включающие характеристики термодинамического состояния глобальной атмосферы с высоким разрешением по времени и пространству, а также интегральные (по вертикали от поверхности до уровня 1 гПа) оценки переносов тепла и влаги в направлении полюсов. В работе использовались среднемесячные данные из области от 60 до 90° с. ш., включавшие значения температуры воздуха, содержания водяного пара, меридиональной составляющей скорости ветра в узлах регулярной сетки с разрешением 1° по долготе и 1° по широте на изобарических поверхностях от 1000 до 100 гПа с дискретностью 50 гПа. Также были использованы оценки интегральных (полных) меридиональных переносов тепла и влаги через единичную вертикаль от поверхности до 1 гПа и интегральное (от поверхности до 1 гПа) содержание водяного пара в каждом узле сетки.

Исследование выполнялось в несколько этапов. На первом этапе выполнялись расчеты среднемесячных значений полных переносов тепла и влаги через вертикальную «стену» по 70° с. ш., по имеющимся в ERA/Interim оценкам интегральных (полных) меридиональных переносов тепла и влаги через единичную вертикаль от поверхности до 1 гПа. Затем полученные значения сопоставлялись со средней температурой воздуха в области 70–90° с. ш. на разных уровнях, включая приповерхностную температуру воздуха (ПТВ), и с полным содержанием водяного пара по данным, также содержавшимися в ERA/Interim. В бюджетных расчетах полных меридиональных переносов энергии в область 70–90°с. ш. (Nakamura, Oort, 1988; Overland et al., 1996; Serreze et al., 2007; Соркина, Эзау, 2011) используется формула

$$M\Pi \Im 70 = \iint C_p \overline{\langle vT \rangle} \frac{dp}{g} dx, + \iint L \overline{\langle vq \rangle} \frac{dp}{g} dx + \iint \overline{\langle vz \rangle} \frac{dp}{g} dx, \qquad (1)$$

где v — меридиональная компонента скорости ветра (м с⁻¹); q — удельная влажность (кг кг⁻¹); x — ось координат, направленная по параллели 70° с. ш. на восток; p — давление (Па); C_p — удельная теплоемкость влажного воздуха при постоянном давлении, равная 1005 (Дж(кг К)⁻¹); g — ускорение свободного падения, 9.80665 (м с⁻²); L — удельная теплота парообразования, 2.50 × 10⁶ (Дж кг⁻¹), $\langle .. \rangle$ — осреднение вдоль круга широты, черта сверху — осреднение по времени.

Последний член в правой части формулы (1) представляет перенос потенциальной энергии, который в наши расчеты не включен, поскольку цель работы состоит в оценке влияния атмосферного переноса тепла на изменения температуры воздуха в области 70–90° с.ш., а не энергии в целом. Геопотенциал изобарической поверхности зависит от средней температуры нижележащего слоя атмосферы, поэтому его перенос показывает влияние переноса тепла на изменения потенциальной энергии атмосферы внутри области. Выполненное сравнение переносов показало значимую положительную корреляцию (более 0.60) между переносами геопотенциала и тепла, поэтому добавление переноса геопотенциала не усилит влияние переноса тепла на температуру воздуха в рассматриваемой области.

На следующем этапе оценивался вклад полных переносов явного и скрытого тепла через отдельные участки «стены», выделенные на основе анализа распределений вдоль кругов широты температуры воздуха, содержания водяного пара, меридиональной скорости ветра, в изменчивость средней температуры воздуха на разных уровнях, включая ПТВ, в разные месяцы. Для оценки влияния переносов на отдельных уровнях на среднюю температуру воздуха на разных уровнях и содержание водяного пара в области 70–90°с. ш. с учетом выделенных участков «стены» выполнялись расчеты переменной части в формуле (1). Расчеты произведений температуры воздуха (T, °K), содержания водяного пара (Q) и меридиональной составляющей ветра (V), осредненных на участках «стены», позволяют получить переменные части переносов тепла (TV) и водяного пара (QV) на изобарических уровнях в виде:

$$\langle TV \rangle_{pgmk}$$
 is $\langle QV \rangle_{pgmk}$, (2)

где p — изобарическая поверхность, g — год, m — месяц, k = участок «стены», $\langle ... \rangle$ — осреднение вдоль участка 70-ой параллели.

Многолетние ряды среднемесячных значений, рассчитанных по формулам (2), сопоставлялись с рядами среднемесячных значений средней температуры и среднего содержания водяного пара в области 70–90° с. ш. Оценивался их вклад в изменчивость, а также тренды температуры и содержания водяного пара в зимний сезон.

На заключительном этапе выполнялись оценки атмосферных переносов явного и скрытого тепла через выделенные участки «стены» по физически полной формуле (1), исследовалась вертикальная структура атмосферных переносов, включающая построение вертикальных профилей меридиональной составляющей скорости ветра, переносов явного и скрытого тепла, оценивался их вклад в тепловой баланс области и пространственное распределение влияния переносов на изменчивость ПТВ.

Результаты

Полные переносы через «стену» по 70° с. ш. по данным ERA/Interim

В табл. 1 приведены результаты сопоставления межгодовых изменений среднемесячных значений полных переносов тепла $\langle TV \rangle$ и водяного пара $\langle QV \rangle$ через «стену» по 70° с.ш., рассчитанных путем осреднения вдоль 70-ой параллели данных ERA/Interim о меридиональных переносах тепла и влаги через единичную вертикаль от поверхности до 1 гПа на каждой долготе с шагом 1°, и средней температуры воздуха на разных уровнях в области 70–90°с. ш.

Приведенные в табл. 1 оценки показывают, что значимая корреляция (выделена жирным шрифтом) между полными переносами тепла $\langle TV \rangle$ и средней температурой отсутствует во все месяцы и в среднем за зиму. При этом тренды $\langle TV \rangle$ за 1979–2014 гг. отрицательны при положительном тренде температуры.

Перенос влаги $\langle QV \rangle$ значимо коррелирует со средней температурой с января по март и в ноябре. С мая по октябрь корреляция незначима или близка к нулю. Перенос $\langle QV \rangle$ также коррелирует со средним интегральным содержанием водяного пара $\langle Q \rangle$ в области 70–90° с. ш. (последняя строка в табл. 1). Таблица 1. Коэффициенты корреляции между оценками среднемесячных величин полных меридиональных переносов тепла и водяного пара через 70° с. ш. и средней температуры воздуха в области 70-90° с. ш. на разных уровнях за 1979-2014 гг. (корреляция значимая на 95%-м уровне: 0.32)

Зима,	Зима, ДЯФ		0.17	0.57	0.58	0.48	0.67
	12	0.06	0.00	0.29	0.18	0.18	0.41
	11	0.23	0.24	0.59	0.60	0.55	0.70
	10	0.10	0.16	0.29	0.32	0.38	0.46
	6	0.29	0.34	0.04	0.12	0.15	0.19
	8	-0.11	-0.01	-0.10	-0.01	-0.22	-0.24
AILUI	7	-0.09	-0.07	-0.01	0.03	-0.39	-0.28
Mec	9	-0.28	-0.11	-0.13	-0.02	-0.22	-0.07
	5	0.14	0.17	0.34	0.32	-0.09	0.27
	4	0.21	0.24	0.53	0.59	0.44	0.50
	3	-0.02	-0.13	0.45	0.38	0.21	0.55
	2	0.06	0.01	0.54	0.57	0.54	0.66
	-	0.33	0.27	0.58	0.54	0.38	0.65
E	Т на уровне		1000 гПа	Поверхн.	1000 гПа	925 гПа	$\langle \delta \rangle$
F	Перенос		(11)		XIC/	(21)	

Несмотря на различие в оценках связи между переносами тепла и влаги со средней температурой воздуха, между переносами существует достаточно тесная зависимость (табл. 2) почти во все месяцы за исключением июля-сентября. Кроме того, среднее интегральное содержание водяного пара и средняя температура воздуха тесно связаны между собой в течение всего года. Сильное различие между влиянием переносов тепла и влаги на колебания средней температуры в области к северу от 70° с. ш. представляется странным, поскольку переносы значимо коррелированы во все месяцы кроме июля-сентября с максимумом 0.74 в январе, а содержание водяного пара и средняя температура в области 70–90° с. ш. тесно связаны между собой (за зимние месяцы с коэффициентом корреляции 0.92).

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между оценками полных меридиональных переносов тепла и водяного пара через 70° с. ш. Вторая строка — между содержанием водяного пара и ПТВ в области 70–90° с. ш.

Корреляция	Месяцы									Зима,			
между:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	ДЯФ
$\langle \mathrm{TV} \rangle$ и $\langle \mathrm{QV} \rangle$	0.74	0.60	0.68	0.55	0.44	0.45	0.23	0.28	0.30	0.60	0.72	0.43	0.68
$\langle \mathbf{Q} \rangle$ и $\langle \mathbf{T} \mathbf{п} \mathbf{o} \mathbf{b} \rangle$	0.90	0.89	0.81	0.86	0.90	0.78	0.82	0.83	0.81	0.76	0.83	0.88	0.92

Полные переносы через атлантические и тихоокеанские «ворота»

Для выяснения причины отмеченных расхождений и отсутствия влияния притока явного тепла на среднюю температуру, рассмотрим распределения отклонений средних многолетних значений температуры воздуха и содержания водяного пара от соответствующих среднеширотных значений для всех месяцев года на поверхности 1000 гПа в области 60–90° с. ш. Оказалось, что в холодную часть года с октября по апрель выделяются две области положительных отклонений обеих характеристик. На рис. 1 показаны распределения отклонений температуры и содержания водяного пара для января.



Рисунок 1. Отклонения среднемноголетних значений температуры воздуха, К (а) и содержания водяного пара, кг/кг, × 10⁻³ (б) на поверхности 1000 гПа в январе в области 60–90° с. ш.

Видно, что одна область начинается в Северной Атлантике и через 0–80° в.д. на 70° с.ш. простирается за Северный полюс. Другая область начинается в северной части Тихого океана и в полосе 200–230° в.д. распространяется через Аляску до моря Бофорта. Заметим, что ранее повышенная температура воздуха в этих областях отмечалась в работе Serreze et al. (2011) на изобарической поверхности 925 гПа.

Вторая составляющая при расчете потоков — меридиональный ветер (V) на 70° с.ш. — определяет направление переносов. Среднемноголетние распределения отклонений среднемесячных значений меридиональной составляющей скорости ветра от среднего вдоль 70° с.ш. на 1000 гПа показывают практически одинаковое распределение во все месяцы с положительными значениями в области 10–130° в. д. и экстремумами у западного (положительные значения) и восточного (отрицательные значения) берегов Гренландии.

В области 200–230° в.д. отмечаются небольшие положительные значения V в октябре, а во все остальные месяцы отмечается лишь ослабление отрицательных значений. Если рассматривать отклонения меридиональной составляющей ветра в этом районе от среднего значения на 60 и 65° с.ш., то отклонения будут положительными, что подтверждает ограниченное Аляской и прилегающим прибрежным районом моря Бофорта влияние тихоокеанских потоков тепла и влаги на Арктику севернее 70° с.ш.

Оценим влияние средних потоков тепла $\langle TV \rangle$ и водяного пара $\langle QV \rangle$ через атлантические (соответствующие величины пометим индексом «1») и тихоокеанские (пометим индексом «2») «ворота» на 70° с. ш. на среднюю температуру на поверхности 1000 гПа в области 70–90° с. ш. за зимние месяцы с декабря по февраль (табл. 3). Оценки переносов через «ворота», рассчитанные по полным переносам из ERA/Interim, показали значимую корреляцию между $\langle TV \rangle_1$ и $\langle QV \rangle_1$ и средней температурой воздуха с коэффициентами 0.41 и 0.50, соответственно. Корреляция между $\langle TV \rangle_2$ и $\langle QV \rangle_2$ и средней температурой воздуха незначима. Напомним, что корреляция между полным потоком $\langle TV \rangle$ через 70° с. ш. и средней температурой (табл. 1) отсутствовала во все месяцы.

Таблица 3. Коэффициенты корреляции между средними зимними переносами $\langle TV \rangle_1$ и $\langle QV \rangle_1$ через участок «стены» от 0 до 80° в.д. по 70°с. ш.

и средней температурой воздуха на поверхности 1000гПа в области 70–90° с. ш. в зимние месяцы 1980–2014 гг.

Средние переносы за	Т на 1000 гПа				
зиму (ДЯФ)	Январь	Февраль	Зима		
$\langle TV \rangle_1$	0.32	0.52	0.41		
$\langle QV \rangle_1$	0.42	0.64	0.50		

Из таблицы можно видеть появление значимой связи между переносом $\langle TV \rangle_1$ и средней температурой воздуха, а также запаздывание изменений температуры относительно изменений зимних переносов $\langle TV \rangle_1$ и $\langle QV \rangle_1$, которое подтверждается также максимумом корреляции между январскими значениями переносов и средней температурой в феврале.

Таким образом, оценка полного переноса тепла через атлантические «ворота» на 70° с.ш. от 0 до 80° в.д. обнаруживает его влияние на колебания температуры воздуха в высокоширотной Арктике. Однако полученная оценка объясняет менее 20° изменчивости средней температуры, что недостаточно для подтверждения ведущей роли атмосферного переноса в формировании ее изменчивости в зимние месяцы. Возможно, это обстоятельство связано с вертикальной структурой переноса, которая не учитывается в просуммированном по вертикали потоке, поэтому рассмотрим влияние переносов на отдельных уровнях.

Связь переносов через «ворота» и температуры воздуха на разных уровнях

Упрощенные расчеты переносов на отдельных изобарических поверхностях в виде произведений температуры воздуха (*T*), содержания водяного пара (Q) и меридиональной составляющей ветра (*V*), осредненных на отрезках 0–80° в. д. и 200–230° в. д. 70-й параллели, позволяют получить приближенные оценки переносов явного тепла $\langle TV \rangle_{pgmk}$ и водяного пара $\langle QV \rangle_{pgmk^2}$ где *p* — изобарическая поверхность, *g* — год, *m* — месяц, *k* = 1 или 2 для переносов через 0–80° в. д. или через 200–230° в. д., соответственно.

Расчеты были выполнены за каждый год с 1979 по 2014 г. для всех изобарических поверхностей, всех месяцев, а также рассчитаны средние значения за каждую зиму (декабрь-январь). Ниже представлены результаты сравнения средних за зиму переносов через оба отрезка на 70° с. ш. в сопоставлении со средней температурой воздуха, содержанием водяного в области 70–90° с. ш., а также оценки трендов и вклада переносов в тренды средней температуры и содержания водяного пара за 1980–2014 гг. (табл. 4). В таблице приведены только коэффициенты корреляции между оценками переносов и средней температурой на поверхности 1000 гПа, для которой отмечаются максимумы

Таблица 4. Коэффициенты корреляции (95%-й уровень: 0.32), коэффициенты нормированного на среднеквадратическое отклонение линейного тренда (95%-й уровень: 0.2017), оценки вклада переносов тепла и влаги через 70° с. ш. через атлантические (1) и тихоокеанские (2) «ворота» в тренды средней температуры на 1000гПа и содержания водяного пара (для средних за декабрь-февраль)

Характеристика на поверхности 1000 гПа	Коэффициент корреляции с (Т)	Коэффициент корреляции с (Q)	Тренд, ед./10 лет	Вклад в тренд(Т), %	Вклад в тренд (Q),%
$\langle T \rangle$	1.00*	0.92	0.6548	_	_
$\langle TV \rangle_1$	0.60	_	0.2094	20.8	_
$\langle TV \rangle_2$	0.35	_	0.0791	4.8	_
$\langle TV \rangle 1 + \langle TV \rangle_2$	0.62	_	0.2103	19.9	_
$\langle QV \rangle_1$	0.66	0.77	0.2650	27.0	90.4
$\langle QV \rangle_2$	0.35	0.48	0.0674	3.8	6.4
$\langle QV \rangle_1 + \langle QV \rangle_2$	0.61	0.76	0.2189	20.4	74.0

* Жирным шрифтом выделены значимые оценки.

корреляции, близкие к значениям коэффициентов корреляции с температурой на поверхности.

Тесная связь (коэффициент корреляции 0.60 и выше) этих средних с потоками через «атлантические ворота» на разных изобарических поверхностях отмечается на нижних уровнях от поверхности до 750 гПа между $\langle QV \rangle_1$ и $\langle Q \rangle$, а между $\langle TV \rangle_1$ и $\langle T \rangle$ только на 1000 гПа, что указывает на основной вклад переносов в нижнем слое атмосферы в изменения средних температуры и содержания водяного пара в зимний период.

Оценки, приведенные в таблице, указывают, во-первых, на совпадение по знаку трендов переносов через атлантические «ворота» и трендов средних значений температуры и содержания водяного пара зимой в области 70–90° с. ш. Во-вторых, они показывают, что вклады переносов тепла и водяного пара на уровне 1000 гПа через атлантические «ворота» в изменчивость средней температуры воздуха зимой составляют до 36 и 44%, соответственно. Их вклад в тренд средней зимней температуры за 1980–2014 гг. оценивается в 21% и 27%, соответственно.

Вклад переноса водяного пара через эти «ворота» в изменчивость полного его содержания зимой в области 70–90° с. ш. составляет 59% и объясняет 90% тренда за 1980–2014 гг. Вклад переносов через тихоокеанские «ворота» в изменчивость средней температуры и содержания водяного пара в области 70–90° с. ш. заметен только для водяного пара (23% в изменчивость и 6% в тренд среднего за зиму содержания водяного пара).

Влияние зимних (декабрь-февраль) переносов через атлантические «ворота» на поверхности 1000 гПа на изменчивость средней за январь-февраль температуры воздуха у поверхности (рис. 2) оценивается коэффициентами корреляции 0.70 и 0.75 для тепла и водяного пара, что соответствует их вкладу в тренд температуры 34% и 40% за 1980–2014 гг. Отметим, что оценки корреляции переносов тепла и средней температуры указывают на запаздывание реакции температуры. Например, корреляция между переносом тепла



Рисунок 2. Нормированные значения средней температуры воздуха у поверхности в январе-феврале (1) и оценок переноса тепла (2) и водяного пара (3) на поверхности р = 1000 гПа в декабре-феврале. R — коэффициенты корреляции между температурой и переносами

в январе и средней температурой в феврале составляет 0.59 против 0.45 между их январскими значениями.

Из рисунка 2 видно ускорение роста температуры и оценок переносов после 1997 года. Согласованность между переносами и средней температурой в этот период сохраняется, а вклады в тренд средней температуры увеличиваются до 38 и 48% соответственно.

Вертикальная структура переносов и их влияние на распределение изменений температуры воздуха

Выше использовались приближенные оценки переносов на отдельных изобарических поверхностях в виде произведений $\langle TV \rangle_{pgmk}$ для явного тепла и $\langle QV \rangle_{pgmk}$ для водяного пара, позволившие показать влияние переносов на колебания и тренды средней температуры воздуха. Расчет переносов явного и скрытого тепла по физически полным формулам (1) позволит оценить приток тепла на единицу площади области к северу от 70° с. ш. Рассчитывались средние по атлантическому, тихоокеанскому участкам и по всей 70-ой параллели зимние (ДЯФ) переносы через вертикальную единичную площадку на отдельных изобарических поверхностях явного (JT, Вт м⁻²) и скрытого (JQ, Вт м⁻²) в виде:

$$(J_T)_{pgk} = (C_p \rho < TV >)_{pgk} \bowtie (J_Q)_{pgk} = (L \rho < QV >)_{pgk},$$
(3)

где $C_p = 1005 \ \text{Дж}(\text{кг K})^{-1}; L = 2.50 \times 10^6 \text{Дж кг}^{-1}; \rho$ — плотность воздуха, кг м⁻³; Q — содержание водяного пара (кг кг⁻¹); V — меридиональная составляющая скорости ветра, м с⁻¹; p — изобарическая поверхность, g — год, m — месяц, k = 1 или 2 для переносов через 0–80° в. д. или через 200–230° в. д., соответственно.

На рис. 3 показаны вертикальные профили меридиональной составляющей скорости ветра, переноса явного и скрытого тепла, осредненных вдоль круга 70° с.ш. (1), атлантической (2) и тихоокеанской (3) его частей.



Рисунок 3. Вертикальные профили меридиональной составляющей скорости ветра (а), переноса явного (б) и скрытого (в) тепла, осредненных вдоль 70 с. ш. (1), атлантической (2) и тихоокеанской (3) ее частей.

Из рисунка следует, что средний атмосферный приток явного и скрытого тепла через 70-ую параллель сосредоточен в нижних слоях атмосферы (до 750 гПа), и основная его часть проходит в высокоширотную Арктику через атлантические «ворота». Значительные межгодовые колебания переносов через эту часть широтного круга на фоне постепенного роста видны на диаграммах, представленных на рис. 4. Межгодовые колебания переносов в виде чередующихся максимумов и минимумов соответствуют 5–7-ми летней цикличности.



Рисунок 4. Распределение средних за зиму осредненных на участке 0–80° в. д. переносов явного, Вт/м² × 10⁵ (а) и скрытого, Вт/м² × 10⁵ (б) тепла через вертикальную единичную площадку на изобарических уровнях за 1980–2015 гг.

Оценка среднего за зиму притока тепла на единицу поверхности к северу от 70° с.ш. в результате притока явного тепла в слое 0–1.5 км через атлантические «ворота», рассчитанная по среднему профилю переноса на рис. 36, получена равной 101 Вт/м². Учитывая поступление скрытого тепла, эта величина сопоставима с оценкой полного притока энергии в бюджетных оценках для зимы (Serreze et al., 2007). Однако следует иметь в виду, что в бюджете



Рисунок 5. Пространственное распределение коэффициентов корреляции между зимним (ДЯФ) переносами явного (а) и скрытого (б) тепла через атлантические «ворота» на уровне 1000 гПа и температурой воздуха у поверхности.

оценивается дивергенция потока в область, а в нашем случае рассматривается только поступление тепла, часть которого может выноситься из области через другие участки «стены» по 70° с.ш.

Пространственное распределение влияния притока тепла через атлантические «ворота» на зимнюю температуру воздуха в рассматриваемой области можно видеть из распределения коэффициентов корреляции между изменениями температуры воздуха и переносов явного и скрытого тепла (рис. 5). Обширная область влияния притоков распространяется от Норвежского моря через Северный полюс до Восточно-Сибирского моря. В ней выделяются две области наибольшего влияния над Баренцевым и Карским морями, простирающиеся в сторону моря Лаптевых и в северном направлении вплоть до Северного полюса.

Обсуждение и выводы

Полученные в работе результаты подтвердили предположения В. Ю. Визе (1937), исследовавшего причины потепления Арктики в 1930-е годы, об определяющей роли усиления атмосферной циркуляции и связанного с ним притока тепла в потеплении арктического климата. Нашли подтверждения и теоретические оценки полярного усиления колебаний климата вследствие роста атмосферного меридионального переноса тепла, полученные 1990-х — в начале 2000-х годов (Алексеев и др., 1990; Alexeev et al, 2005; Cai, 2005).

Более поздние исследования арктического усиления на глобальных моделях климата и путем расчетов атмосферного меридионального притока тепла (МПТ) в Арктику по данным наблюдений и реанализов до сих пор не дали однозначную оценку роли различных факторов в его развитии. Несмотря на согласующиеся оценки решающего вклада атмосферного МПТ в энергетический бюджет Арктики к северу от 70° с. ш. в зимний период, полученные во всех выполненных расчетах (Nakamura, Oort, 1988; Overland et al., 1996; Serreze et al., 2007) не найдена связь между повышением температуры воздуха и колебаниями атмосферного МПТ в Арктику зимой. Более того, имеющиеся модельные и эмпирические оценки указывают на уменьшение атмосферного МПТ в противоположность росту температуры воздуха (Соркина, Эзау, 2011; Hwang et al., 2011; Kay et al., 2012; Koenigk et al., 2013;), либо на отсутствие значимых изменений МПТ (Graversen, 2006; Mayer, Haimberger, 2012).

Причина расхождений с полученными в данной работе оценками влияния МПТ на изменения температуры воздуха и усиление потепления в Арктике зимой состоит в том, что в наших оценках учтены особенности распределения МПТ вдоль 70° с. ш и по вертикали, а в других работах рассчитывался осредненный по кругу широты и по всей толще атмосферы меридиональный перенос энергии. Поскольку направление переносов определяется меридиональной составляющей ветра, при расчете полного притока явного тепла в интегральную оценку большой вклад вносит перенос холодного воздуха из Евразии через 80–150° в. д., где зимой преобладает направление ветра с юга

на север. В результате рассчитанные колебания полного переноса явного тепла зимой, как показывают оценки в табл. 1, не связаны с изменениями средней температуры воздуха в области к северу от 70° с.ш., а его тренд противоположен тренду температуры за исследуемый период 1980–2014 гг.

Интегральный перенос скрытого тепла, в отличие от переноса явного тепла, значимо влияет на среднюю температуру воздуха зимой (табл. 1), поскольку содержание водяного пара зимой над континентальными частями широтного круга 70° с. ш. намного меньше, чем над морскими участками. В результате перенос через континентальные участки 70-ой параллели вносит незначительный вклад в колебания полных переносов скрытого тепла.

Анализ отклонений среднемноголетних значений среднемесячных температур воздуха и содержания водяного пара на разных уровнях от средних по кругам широты в области 60–90° с.ш. выделил две области положительных отклонений, которые появляются в результате поступления более теплого и влажного воздуха из прилегающих районов Атлантического и Тихого океанов. Участки 70-ой параллели, проходящие через эти области, названы атлантическими и тихоокеанскими «воротами» для атмосферных притоков явного и скрытого тепла в высокоширотную Арктику.

Заметим, что в распределениях полных МПТ вдоль 70°с. ш. в работе (Overland et al., 1996) отмечен основной поток МПТ через Баренцево и Гренландское моря. Serreze et al., (2007) нашли основной приток энергии в Арктику зимой в районе 120–180° в.д. и $60-70^\circ$ з.д. В работе (Соркина, Эзау, 2011) выделены аномальные переносы *в* Арктику на 160° в.д. и 50° з.д., а *из* Арктики около 120° з.д. и от 20 до 90° в.д.

Наши оценки показывают, что основной МПТ в Арктику зимой поступает через атлантические «ворота» между 0 и 80° в.д. в слое от поверхности до 750 гПа и с максимумов на 1000 гПа (рис. 3), что отличается от выводов предыдущих исследований (Overland et al., 1996; Соркина, Эзау, 2011) об основном МПТ на более высоких уровнях. Колебания МПТ через эти «ворота» объясняют более 40% изменений (тренда) средней температуры воздуха зимой у поверхности в области 70–90° с. ш. в период наибольшего роста температуры с 1997 по 2014 гг. Отмечено также большее влияние МПТ на температуру в последующий месяц.

В пространственном распределении влияния МПТ через атлантические «ворота» на зимнюю приповерхностную температуру (рис. 5) выделяется область от Норвежского моря до Восточно-Сибирского моря с максимумами влияния над Баренцевым и Карским морями, простирающимися в сторону моря Лаптевых и в северном направлении вплоть до Северного полюса. В этой области на северо-востоке Карского моря в январе и феврале 2012 года отмечались максимальные положительные аномалии ПТВ в зимний период, достигавшие 16 °C (Доклад, 2013).

Полученные оценки подтверждают большой вклад атмосферного МПТ через атлантические «ворота» в колебания и тренды средней приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в высокоширотной Арктике в зимние сезоны 1980–2014 гг., который увеличивался по мере усиления потепления после

1997 года. Остающаяся часть изменчивости зимней ПТВ и ее тренда, необъясняемая вкладом атмосферного МПТ, может быть отнесена к влиянию роста приходящей длинноволновой радиации на поверхности при увеличении притока водяного пара, а также к зашумленности среднемесячных данных о МПТ и ПТВ синоптической изменчивостью. Дальнейшие исследования позволят оценить влияние этих причин, а также оценить роль МПТ и других факторов в формировании летнего усиления потепления в высокоширотной Арктике.

Статья подготовлена по результатам работы по гранту РФФИ 15–05– 03512.

Благодарности

Авторы благодарят Г.С. Голицына и И.И. Мохова за полезные советы, рецензентов за замечания, способствовавшие уточнению результатов, и разработчиков реанализа ERA/Interim за возможность использовать данные, размещенные на сайте http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/erainterim.

Список литературы

Алексеев Г.В., Подгорный И.А., Священников П.Н. 1990. Адвективно-радиационные колебания климата. — ДАН СССР, т. 315, № 4, с. 824–827.

Алексеев Г.В., Священников П.Н. 1991. Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и северного полушария. — Л, Гидрометеоиздат, 159 с.

Алексеев Г.В., Н.Е. Иванов, А.В. Панюшков, Н.Е. Харланенкова. 2011. Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века. Том «Метеорологические и геофизические исследования». — М., Европейские издания, стр. 3–25.

Визе В.Ю. 1937. Причины потепления Арктики. — Советская Арктика, № 1, с. 1–7.

Виттельс Л. А. 1946. Циклоны северных морей и потепление Арктики. — Метеорология и гидрология, № 5, с. 32–40.

Голицын Г.С. 1973. Введение в динамику планетных атмосфер. — Л., Гидрометеоиздат, 109 с.

Дзердеевский Б.Л. 1943. К вопросу о потеплении Арктики. — Изв. АН СССР, сер. геофизическая и географическая, № 2, с. 60–69.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год. — Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), 2013. http://www.meteorf.ru.

Дымников В. П., Филатов А. Н. 1990. Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов — Л., Гидрометеоиздат, 236 с. Лоренц Э.Н. 1970. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. — Л., Гидрометеоиздат, 259 с.

Монин А.С. 1982. Введение в теорию климата. — Л., Гидрометеоиздат, 247 с.

Мохов И.И. 1993. Диагностика структуры климатической системы — СПб., Гидрометеоиздат, 1993, 270 с.

Мохов И.И., Мохов О.И., Петухов В.К., Хайрулин Р.Р. 1992. Влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность в атмосфере. — Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 28. № 1, с. 11–26.

Сорокина С. А., Эзау И. Н. 2011. Меридиональный поток энергии в Арктике по данным архива радиозондирования IGRA. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 47, № 5, с. 622–633.

Alekseev G.V., Podgorny I.A. 1990. 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.

Alexeev V.A., P.L. Langen, J.R. Bates. 2005. Polar amplification of surface warming on an aqua planet in «'ghost forcing'» experiments without sea ice feedbacks. — Climate Dynamics, vol. 24, No 7–8, p. 655–666.

Bekryaev R. V., I. V. Polyakov and V.A. Alexeev. 2010. Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming. — Journal of Climate, vol. 23, p. 3888–3906.

Bjerknes J. 1964. Atlantic air-sea interaction. — Adv. Geophys., vol. 10, p. 1–82.

Budyko M. I. 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. — Tellus, vol. 21, p. 611–619.

Cai, M. 2005. Dynamical amplification of polar warming. — Geophys. Res. Lett., vol. 32, No 22.

Cai, M. 2006. Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part I: A dry radiative-transportive climate model. — Climate Dynamics, vol. 26, No 7, p.661–675.

Dee, D. P., and 35 co-authors. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. — Quart. J.R. Meteorol. Soc., vol. 137, No 656, p. 553–597.

Farneti R., Vallis G.K.. 2013. Meridional energy transport in the coupled atmosphere-ocean system: Compensation and partitioning. — J. Climate, vol. 26, No 18, p. 7151–7166. Graversen, R. G.2006. Do changes in the midlatitude circulation have any impact on the Arctic surface air temperature trend? — J. Climate, vol. 19, p. 5422–5438. doi: 10.1175/JCLI3906.1

Graversen R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E., Svensson G. 2008. Vertical structure of recent Arctic warming. — Nature, vol. 451, p.53–56.

Graversen R.G., Langen P.L., Mauritsen T. 2014. Polar Amplification in CCSM4: Contributions from the Lapse Rate and Surface Albedo Feedbacks. — J. Climate, vol. 27, p. 4433–4450.

Held I. M. 2001. The partitioning of the poleward energy transport between the tropical ocean and atmosphere. — Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 58, No 8, p. 943–948.

Huang J., McElroy M.B. 2014. Contributions of the Hadley and Ferrel Circulations to the Energetics of the Atmosphere over the Past 32 Years. — J. Climate, vol. 27, p. 2656–2666.

Hwang, Y.-T., Frierson D. 2010. Increasing Atmospheric Poleward Energy Transport with Global Warming. — Geophys. Res. Lett., vol. 37, L17704, doi:10.1029/2011GL048546.

Hwang, Y.-T., Frierson D. M. W., Kay J. E. 2011. Coupling between Arctic feedbacs and changes in poleward energy transport. — Geophys. Res. Lett., vol. 38, L17704, doi:10.1029/2011GL048546.

Hill S. A., Ming Yi, Held I. M. 2015. Mechanisms of Forced Tropical Meridional Energy Flux Change. — J. Climate, 28, p. 1725–1742. doi:10.1175/JCLI-D-14–00165.1.

Jungclaus J. H., Koenigk T. 2010. Low-frequency variability of the arctic climate: the role of oceanic and atmospheric heat transport variations. — Climate Dynamics, vol. 34, No 1–2, p. 265–279.

Kay J., M. Holland, C.M. Bitz, E. Blanchard-Wrigglesworth, A. Gettelman, A.J. Conley, and D.A. Bailey. 2012. The influence of local feedbacks and northward heat transport on the equilibrium Arctic climate response to increased greenhouse gas forcing. — Journal of Climate, vol. 25, p. 5433–5450.

Koenigk T., Brodeau L., Graversen R.G., Karlsson J., Svensson G., Tjernström M., Willén U., Wyser K. 2013. Arctic climate change in 21st century CMIP5 simulations with EC-Earth. — Climate Dynamics, vol. 40, No 11–12, p. 2719– 2743.

Mayer M., Haimberger L. 2012. Poleward Atmospheric Energy Transports and Their Variability as Evaluated from ECMWF Reanalysis Data. — J. Climate, vol. 25, No 2, p. 734–752.

Miller J. R., Y. Chen, G.L. Russell, and J.A. Francis.2007. Future regime shift in feedbacks during Arctic winter. — Geophys. Res. Lett., 34, L23707, doi:10.1029/2007GL031826.

Nakamura, N., and A. H. Oort 1988. Atmospheric heat budgets of the polar regions. — J. Geophys. Res., 93(D8), p. 9510–9524.

Overland J.E., Turlet P. and Oort A.H. 1996. Regional variations of moist static energy flux into the Arctic. — J. Climate, vol. 9, p. 54–65.

Pithan F., Mauritsen T. 2014. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. — Nature Geosciences, vol. 7, p. 181–184.

Sellers W.D. 1969. A global climatic model based on energy balance of the Earth-atmosphere system. — J. Appl. Meteorol., vol. 8, p. 392–400.

Screen J.A., Simmonds I. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. — Nature, v. 464, p. 1334–1337. doi:10.1038/nature09051.

Screen J.A., Deser C., Simmonds I. 2012. Local and remote controls on observed Arctic warming. — Geophysical Research Letter, vol. 39, No 10, L10709. doi:10.1029/2012GL051598.

Serreze M., Barry, R. 2011. Processes and impacts of Arctic Amplification: A research synthesis. — Global and Planetary Change, vol. 77, No 1–2, p.85–96.

Serreze M. C., BarrettA. P., and CassanoJ. J. (2011). Circulation and surface controls on the lower tropospheric air temperature field of the Arctic. — J. Geophys. Res., 116, D07104, doi:10.1029/2010JD015127.

Serreze M. C., Barrett A. P., Slater A. G., Steele M., Zhang J., Trenberth K. E. 2007. The large-scale energy budget of the Arctic. — Journal Geophysical Research, No 112, D11122. doi:10.1029/2006JD008230.

Van der Swaluw E., Drijfhout S., Hazeleger W. 2007. Bjerknes compensation at high northern latitudes: the ocean forcing the atmosphere. — J. Climate, vol. 27, No 24, p. 6023–6032.

Winton M. 2006. Amplified Arctic climate change: what does surface albedo feedback have to do with it? — Geophysical Research Letters, vol. 33, L03701. doi:10.1029/2005GL025244.

Статья поступила в редакцию 08.02.2016