DOI: 10.21513/2410-8758-2018-1-84-111 УДК 551. (583+513)

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА СЕВЕРЕ ЕВРАЗИИ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ВАРИАЦИЙ КРУПНОМАСШТАБНОЙ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

В.В. Попова

Институт географии РАН,
Россия, 109017, Москва, Старомонетный пер., 29; valeria_popova@mail.ru

Реферат. Оценки, полученные с применением множественной пошаговой регрессии, показывают, что наблюдаемые с середины XX в. на севере Евразии изменения температуры воздуха в приповерхностном слое, включая продолжительные направленные тенденции (тренды), квазипериодические флуктуации и экстремумы, могут быть объяснены аномалиями нескольких циркуляционных мод. С этими же циркуляционными модами связано формирование региональной структуры и сезонные особенности изменчивости температуры на севере Евразии. В смене фаз современного потепления, включая резкий рост зимней температуры с конца 1960-х – начала 1970-х гг. и паузу в потеплении с середины 1990-х – начале 2000-х гг., проявляются различия в режиме центров действия атмосферы (ЦДА) и их влияние на изменчивость температуры. Это позволяет говорить о смене режимов крупномасштабной циркуляции. Меридиональная циркуляция в начале 1970-х годов сменилась зональной циркуляцией, связанной с возросшей ролью североатлантических ЦДА, т.е. с NAO. С середины 1990-х годов вновь возрастает интенсивность меридиональной циркуляции, которая в этот период, в отличие от 1950–1970 гг., связана с полярными широтами восточной Атлантики и прилегающим сектором Северного Ледовитого океана, т.е. с центрами действия Scand. Циркуляционные условия летнего сезона с конца 1980-х – начала 1990-х гг., сопровождаемые ростом повторяемости аномалий температуры, пиком которого стали экстремумы 2010, 2012 гг. и 2016 гг., могут быть охарактеризованы как ослабление зональной циркуляции. Таким образом, примерно совпадающие по времени разнонаправленные изменения температуры на севере Евразии в зимний и летний сезон связаны с ослаблением зональной циркуляции, которая в первом случае приводит к аномально холодным зимам, а во втором – к аномальной жаре и засухам.

Ключевые слова. Северная Евразия, крупномасштабная циркуляция, индексы, температура воздуха, изменчивость, тренды, экстремумы, множественная пошаговая регрессия.

PRESENT-DAY CHANGES IN CLIMATE IN THE NORTH OF EURASIA AS A MANIFESTATION OF VARIATION OF THE LARGE-SCALE ATMOSPHERIC CIRCULATION

V.V. Popova

Institute of Geography RAS,
29, Staromonetnyi, 109017, Moscow, Russia; valeria_popova@mail.ru

Summary. The estimates obtained using multiple stepwise regression show that changes in air temperature in the near-surface layer, including long-term tendencies

(trends), quasi-periodic fluctuations and extremes, observed from the mid-20th century in the north of Eurasia can be explained by the anomalies of several circulation modes. The same circulation modes are responsible for the formation of a regional structure and seasonal features of the temperature variability in the north of Eurasia. An influence of changes in circulation mode regime and their impact on temperature variation are detected in switches of recent global warming phases, including abrupt rise of winter temperature since the late 1960s - early 1970s, and hiatus of warming from the mid-1990s to the early 2000s. The latter indicates the changes in macro-scale atmospheric circulation regimes: in the beginning of 1970s, meridional circulation was changed for zonal circulation associated with the increased role of the North Atlantic Oscillation. Since the mid-1990s, the intensity of meridional circulation increased again, but in this period, unlike in 1950-1970, it was associated with the polar latitudes of the eastern Atlantic and the adjacent sector of the Arctic Ocean, i.e., with the Scand action centers. Macro-scale atmospheric circulation conditions of the summer season since the end of 1980s – beginning of 1990s, accompanied by increased frequency of temperature anomalies with the extremes of 2010, 2012 and 2016, can be interpreted as weakening of westerly circulation. Thus, almost simultaneous, although asynchronous, tendencies in the North Eurasia temperature course in winter and summer seasons relate to weakening of westerly circulation, which in the first case leads to abnormally cold winters, and in the second one to anomalous heat and drought.

Keywords. North Eurasia, macro-scale circulation, indices, air temperature, variability, trends, extremes, multiple stepwise regressions.

Введение

Характерное для современного глобального потепления распределение тенденций приповерхностной температуры и осадков в 1901–2012 гг. (Climate Change, 2013), с максимальным по величине ростом годовых значений температуры – до 2.5°C на юге Сибири, в Забайкалье, Приморье и на юге Европейской территории России (ЕТР), и осадков – до 100 мм на северо-востоке Восточно-Европейской равнины и в Западной Сибири, свидетельствует об определяющем вкладе севера Евразии в изменения климата Северного полушария (СП). Отсюда, основные этапы потепления климата на севере Евразии с начала XX столетия совпадают с ходом средней температуры по полушарию. Согласно данным Второго Оценочного доклада (2014), постепенное потепление на территории России зафиксировано уже с конца XIX столетия. В первом десятилетии 1900-х гг. тенденция изменилась, но к началу 1920-х гг. рост температуры продолжился, последовала эпоха так называемого потепления Арктики – период 1930–40-х годов, когда повышение температуры было особенно заметно в северных широтах и достигало 0.8°C (за период инструментальных наблюдений). Затем наблюдалось некоторое снижение температуры (в среднем, около 0.3°C), которое иногда выделяется как период похолодания 1950–60-х годов (Груза, Ранькова, 2003). После некоторой стабилизации температурного режима в 1970-е годы, с начала 1980-х годов средняя

годовая температура воздуха в России устойчиво повышается до середины 1990-х – начала 2000-х годов. Рост годовой температуры в этот период соответствует современному глобальному потеплению и в среднем по территории России составляет примерно 1°С. С середины 1990-х в течение почти 20 лет, согласно данным инструментальных наблюдений (Второй оценочный доклад Росгидромета, 2014), на севере Евразии увеличивается повторяемость аномально холодных зим, что отразилось в замедлении темпов роста приземной температуры в масштабе полушария (IPCC, 2013) и позволило говорить о паузе в глобальном потеплении. Причины этого явления связывают как с сокращением площади арктических морских льдов и повышением температуры поверхности океана на севере Атлантики (Семенов В.А., 2015; Semenov, Latif, 2015; Petoukhov, Semenov, 2010), так и с аномалиями в распределении теплосодержания верхних слоев Тихого океана (England, et al., 2014; Trenberth and Fasullo, 2013).

Вторая половина XX столетия, таким образом, отличается наиболее резкими за период инструментальных наблюдений изменениями температурного режима как в глобальном масштабе, так и в масштабе субконтинента. Именно в этот период зафиксированы наиболее ощутимые изменения подстилающей поверхности, вызванные потеплением, и обладающие способностью обратного влияния на климат, в числе которых – резкое сокращение площади арктического льда и повышение теплосодержания верхних слоев океана (Climate Change, 2013; Семенов В.А., 2015; Semenov, Latif, 2015; Petoukhov, Semenov, 2010). Таким образом, более чем 60-летний период, включающий вторую половину XX в. и начало XXI в., представляет особый интерес для изучения роли циркуляционных факторов в происходивших климатических изменениях, их пространственной и временной структуры, а также сезонных особенностей.

Наиболее характерным процессом в режиме атмосферной циркуляции, определяющим частоту, интенсивность и другие параметры атмосферных образований, является усиление и ослабление зонального переноса. В зоне высоких широт зимний сезон отличается наиболее интенсивной зональной циркуляцией – ведущим климатообразующим фактором в это время года, формирующим как средний климатический режим, так и поля климатических аномалий (Hurrell, 1996, 1995; Thompson and Wallace, 1998; Thompson et al., 2000; Zveryaev, Gulev, 2009.). Влияние процессов усиления и ослабления зонального переноса отчетливо проявляется в региональной структуре климатических аномалий зимней температуры на севере Евразии (Попова, Шмакин, 2010; Попова, 2009 и др.).

Интенсивность зонального переноса в атмосфере, в свою очередь, зависит от градиента давления между субтропиками и субполярными широтами. В масштабе современных климатических изменений помимо сезонных вариаций, связанных с радиационным прогревом субполярных широт зимой и летом, зональный градиент давления может испытывать изменения вследствие изменения состава атмосферы, стратосферных процессов (Christiansen, 2003; Graf, 1995; King et al., 2010; Thejll, 2003; Zhou et al., 2001), резкого

сокращения площади арктического льда и аномалий температуры поверхности океана, наблюдающихся в период современного потепления (Semenov, Latif, 2015; Семенов В.А., 2015), а также процессов в экваториальной зоне Тихого океана – Эль-Ниньо и Ла-Нинья (Мохов, 2011; England, et al., 2014; Trenberth and Fasullo, 2013). В летний сезон зональный перенос воздушных масс ослабевает в силу сезонного уменьшения градиента давления между полюсом и тропиками, возрастает значение центров действия атмосферы (ЦДА), ответственных за активизацию межширотного обмена, и снижается роль циркуляционных мод, описывающих усиление западной циркуляции, в частности Северо-Атлантического колебания (Попова 2009).

Цель данной работы – представить картину изменений климата зимнего и летнего сезонов на Севере Евразии с середины прошлого столетия в контексте аномалий крупномасштабной атмосферной циркуляции и оценить ее вклад в изменчивость температуры приземного воздуха с учетом аномалий и трендов разного временного и регионального масштаба. Изучение связи продолжительных тенденций (трендов), а также аномалий и экстремумов температуры с изменениями циркуляционных индексов по версии Northern Hemisphere Teleconnection Patterns (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc), описывающих особенности переноса воздушных масс как в регионе непосредственной локализации соответствующих ЦДА, так и их удаленное влияние (Barnston and Livezey, 1987; Hurrell, 1996; Бардин и др., 2015) позволяет рассматривать эти климатические изменения с точки зрения механизмов общей циркуляции атмосферы и их вклада в глобальные изменения климата. Получение таких представлений необходимо для понимания закономерностей формирования региональных климатических аномалий в эпоху глобального потепления. Весьма важными представляются вопросы о том, в какой мере изменения крупномасштабной циркуляции объясняют особенности современного потепления на севере Евразии, в частности, фазы резкого роста зимней температуры в 1970-1990-х гг. и его последующего замедления, а также резкий рост летней температуры с 1980-1990 –х гг., и можно ли трактовать эти изменения как смену циркуляционных режимов.

Данные и методы

В работе использовались данные измерений температуры воздуха в регулярной сетке температуры приземного воздуха CRUTEM 4 (www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature) для территории 40–75º с.ш., 20–180º в.д. за 1950–2016 гг., а также центра климатических исследований Университета Делавэр (http://climate.geog.udel.edu/~climate/index.shtml) за период с 1950 по 2012 гг. по ячейкам, расположенным на суше Северного полушария от 40 до 75º с.ш.. Исходные данные с разрешением 0.5x0.5 градуса были переинтерполированы в сетку с меняющимся шагом по долготе, обеспечивающим равные площади ячеек (соответствующие разрешению 5x5 градусов на средней широте выбранного пояса 57.5° с.ш.), согласно алгоритму расчета поправок для перехода от географических координат к прямоугольным,

приведенному в (Серапинас, 2001). Поскольку март в средних и высоких широтах является по существу зимним месяцем, а региональная структура зимней температуры сохраняет устойчивый характер вплоть до начала весны (Попова и Шмакин, 2010), сезонное осреднение охватывало четыре месяца с декабря по март. При анализе температуры летнего сезона на севере Евразии за более длительный период (включающий экстремально жаркое лето в Западной Сибири в 2016 гг.) использовались данные о температуре приземного воздуха CRUTEM 4.5.0.0. (https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature/) с разрешением 5x5 градуса для территории 40–75º с.ш., 0–180º в.д. за 1950-2016 гг.

Для описания изменений крупномасштабной циркуляции атмосферы использовался индекс Арктического колебания (Arctic Oscillation – AO) (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/20thC_Rean/timeseries/monthly/AO), за 1950-2015 гг., представляющий собой первую моду разложения по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) поля высоты геопотенциала 1000 гПа Северного полушария (Thompson and Wallace, 1998). Также анализировались циркуляционные индексы из архива Northern Hemisphere Teleconnection Patterns (1950-2012 гг.), мониторинг которых проводится Центром прогнозов климата NOAA на основе данных реанализа NCEP/NCAR о колебаниях поля геопотенциала на уровне 500 гПа. Этот способ описания атмосферной циркуляции даёт наиболее полное представление о механизмах поля давления внетропической зоны Северного полушария, включая его региональные структуры – центры действия атмосферы (ЦДА). Помимо NAO, в систему которых, как известно, входит Исландская депрессия и Азорский антициклон, в качестве основных составляющих изменчивости поля давления над Евразией выделяются и другие ЦДА: Тихоокеанско-Североамериканский (Pacific-North American – PNA), Западно-Тихоокеанский (West Pacific – WP), Восточно-Атлантический (East Atlantic – EA), Скандинавский (Scandinavian – Scand), Восточно-Атлантический – Западно-Российский (East Atlantic – West Russia – EAWR), Полярно- Евразийский (Polar-Eurasia – Pol) и др. Индекс NAO, описывающий колебания меридионального градиента давления на севере Атлантики, являются показателями интенсивности зональной циркуляции на севере Евразии. К такого рода показателям следует отнести также индексы EA и Pol, с характерным широтным распределением очагов разного знака. Scand, напротив, отражает колебания блокировки зонального переноса над Северной Евразией, его положительная фаза характеризуется мощным антициклональным очагом с центром на севере Скандинавии и депрессией над Сибирью. Система этих атмосферных образований обеспечивает вторжение арктического воздуха на Западную Сибирь и центральную Сибирь при положительных аномалиях этого индекса. Для Северо-Тихоокеанского сектора режимы усиления и блокировка зонального переноса отражаются, соответственно, индексами WP и PNA. Индекс WP описывает интенсивность зонального переноса между Алеутской депрессией и Гонолульским антициклоном, при этом для северо-востока Евразии с ним связано усиление меридиональной составляющей. Для положительной (отрицательной) фазы WP характерны очаги пониженного (повышенного) давления на севере Дальнего Востока, а

также, в силу телеконнекции, на ЕТР. Положительной (отрицательной) фазе EAWR соответствует область пониженного (повышенного) давления и противоположная аномалия температуры на востоке ЕТР и западе Сибири. В пространственной неоднородности изменений температуры и аккумуляции снега выявляются региональные структуры, обусловленные проявлением этих циркуляционных мод. Об этом свидетельствуют результаты, полученные для крупных регионов и СП в целом (Попова, Шмакин, 2010; Popova, 2007), а также особенности циклонической активности, связанные ведущими модами атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе (Бардин и др., 2015). Существенная роль перечисленных ЦДА была выявлена в отношении региональных тенденций изменения температуры зимы и лета на территории России и прилегающих государств (Попова, 2009). Все циркуляционные индексы Northern Hemisphere Teleconnection Patterns с месячным разрешением тестировались на их вклад в изменчивость температуры приземного воздуха на суше внетропической зоны.

Рассматривалась средняя температура на севере Евразии (40-75º с.ш., 0-180 в.д.), а также температура в регулярной сетке и пространственное распределение ее изменчивости. Применение пошаговой множественной регрессии позволило получить количественные оценки независимого вклада каждого из циркуляционных индексов в межгодовую изменчивость температуры, а также ее низкочастотную составляющую, т.е. тренд. Для зимнего сезона оценки были выполнены для разных временных периодов. В том числе: период до начала 1970-х гг. (примерный рубеж, от которого отсчитывается начало современного глобального потепления; период наиболее быстрого роста глобальной температуры с 1968 по 1997 гг.; период 1996-2012 гг., характеризующийся замедлением потепления. При рассмотрении летнего сезона анализировались периоды до и после начала роста температуры – с 1980-1990-х гг.

Поскольку характерный масштаб возмущений, описываемых рассматриваемыми циркуляционными модами достигает 20-30 дней (Athanasiadis and Ambaum, 2009; Benedict et al., 2004; Rennert and Wallace, 2009), для анализа изначально использовались месячные значения циркуляционных индексов. Это позволило избежать скоррелированности, которая возникает между некоторыми индексами в среднесезонном обобщении, а также выявить наиболее значимые из зимних (декабрь-март) месяцев с точки зрения связи между циркуляцией и температурой. Для зимы наиболее информативными в этом отношении оказались индексы NAO и Scand в среднем за январь-февраль (NAO_{I-II}, $Scand_{I-II}$), а также индекс PNA в среднем за январь-февраль (PNA_{I-II}).

Колебания интенсивности зональной циркуляции и изменения климата на севере Евразии

Многолетние колебания индекса АО (I_{AO}) в 1872-2016 гг. (рис. 1) указывают на существенную разницу в величинах и дисперсии между летними (июнь-август) и зимними (декабрь-март) значениями – стандартное отклонение составляет 0.34 и 0.90, соответственно. Такие сезонные различия законо-

мерны и демонстрируют ослабление зональной циркуляции в летний сезон, связанное с уменьшением градиента давления между полюсом и экватором. Интересно отметить, что весьма близкое соотношение наблюдается в изменчивости температуры лета и зимы на севере Евразии (рис. 1б) – 0.52 и 1.26, соответственно. По-видимому, это совпадение не случайно, его следует рассматривать как свидетельство интегральной зависимости аномалий температуры приземного воздуха от вариаций интенсивности зонального переноса.

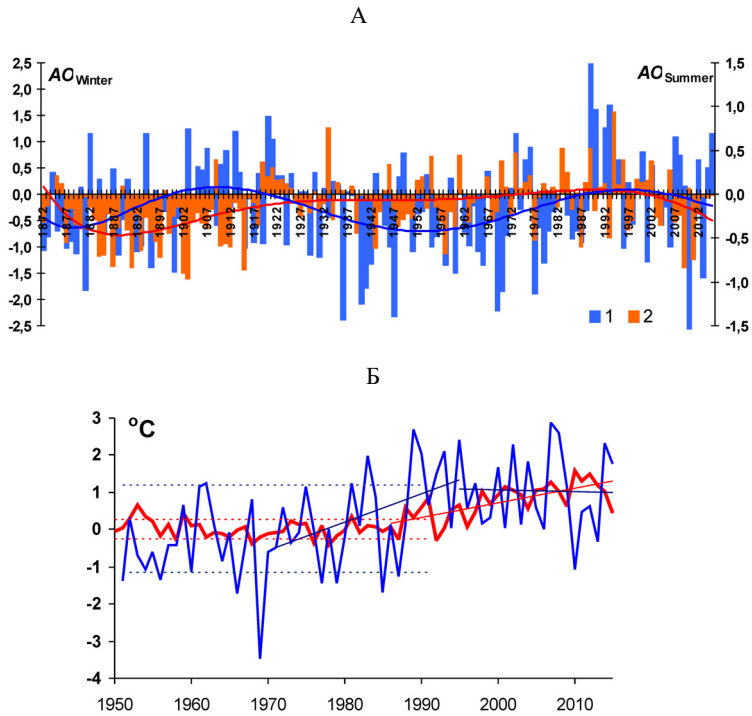

Рисунок 1. Изменения индекса Арктического колебания, АО, 1872-2016 гг., (а), и температуры на севере Евразии (40-75º с.ш.; 0-180º в.д.), (б), 1950-2016 гг., в среднем за (1) зиму (декабрь-март) и (2) лето (июнь-август)

В многолетних изменениях прослеживаются периоды аномалий индекса и направленных тенденций (рис. 1а). В начале прошлого столетия положительная фаза зимнего I_{AO} и одновременный рост этого индекса в летний сезон отмечались в период 1905-1930 гг., известный как потепление 1930-1940-х гг. В последующие 30-40 лет для зимнего I_{AO} наступает длительная негативная фаза. После незначительного снижения летних значений индекса в 1930-1960-е гг. с середины 1960-х до середины 1990-х отмечается его рост. Одновременно (с небольшим запаздыванием) на фоне высокой междекадной изменчивости происходит рост зимнего I_{AO}. Для севера Евразии этот период характеризуется интенсивным ростом зимней температуры (рис. 1б). С середины 1990-х гг. до 2010 гг. наблюдается одновременное для обоих сезонов снижение I_{AO}. Зимой этот период сопровождается увеличением повторяемости холодных зим на севере Евразии (рис. 1б), что отразилось в ходе средней

годовой температуры СП и стало поводом для его определения как «пауза в потеплении». Низкочастотные изменения I_{AO} (рис. 1), таким образом, показывают, что периоды роста (падения) средней температуры на севере Евразии и в СП в целом совпадают с его положительными (отрицательными) фазами, из чего следует, что глобальные климатические изменения тесно связаны с интенсивностью зонального переноса.

Помимо смены тенденций, которые выделяются в многолетних колебаниях индекса АО, существенные изменения могут происходить и в пространственной структуре его поля. Это следует из выводов (Zhang et al., 2008), которые, применив скользящее ЭОФ анализа поля приземного давления для месяцев холодного полугодия, продемонстрировали трансформацию трипольной структуры АО, характерной для 1986-1994 гг., в дипольную в 1995-2000 и в 2001-2006 гг. При этом, согласно результатам (Zhang et al., 2008), центр приполярной депрессии последовательно сдвигается на восток – к концу 1990-х гг. на север Скандинавии, а к середине 2000-х гг. – в Сибирь. Эти изменения связываются с резким снижением концентрации морского льда в европейском и сибирском секторах Северного ледовитого океана. Столь значимое перемещение центров действия ЦДА, очевидно, способны менять направления воздушных потоков и режим атмосферной циркуляции в масштабе всего полушария, но особенно существенны эти изменения для севера Евразии и территории России.

В целом за 125-летний период тренд I_{AO} положительный, хотя для зимнего сезона он несущественный как по величине изменения, так и по вкладу в общую изменчивость. В случае I_{AO} летнего сезона тренд более заметен, его величина близка к стандартному отклонению и составляет около 10% от общей изменчивости. Несмотря на то, что в многолетнем ходе I_{AO} отражаются все стадии современного потепления, его изменчивостью можно объяснить только чуть более 20% средней по суше внетропической зоны СП температуры зимнего сезона. Для севера Евразии величина общей изменчивости средней зимней температуры и I_{AO} достигает 48%, что говорит о преимущественном влиянии АО на вытянутом по широте пространстве этого субконтинента (Thompson and Wallace, 1998). Пространственная неоднородность влияния усиления/ослабления зонального переноса, выражаемого в колебаниях I_{AO}, указывает на необходимость рассмотрения показателей циркуляции в области ЦДА, «контролирующих» направление регионального переноса воздушных масс на севере Евразии.

В зимний период более 80% изменчивости АО описывается циркуляционными индексами NAO (I_{NAO}), EAWR (I_{EAWR}), PNA (I_{PNA}), Scand (I_{Scand}) по версии Northern Hemisphere Teleconnection Patterns (табл.1). Основная доля связана с I_{NAO} (62%) и I_{EAWR} (9%), и около 10% – с I_{PNA} и I_{Scand} в противофазе. Это означает, в первую очередь, что основным показателем интенсивности зонального переноса для внетропической зоны СП, в частности для Евразии является I_{NAO}. В то же время, аномалии АО и NAO не всегда совпадают, что связано с усилением межширотного обмена, описываемым I_{PNA} и I_{Scand} и имеющим определенную региональную привязку, что в очень незна-

чительной степени отражается в колебаниях АО (табл. 1). Очевидно, это свидетельствует о значимости региональных циркуляционных мод и ЦДА в формировании крупномасштабных аномалий циркуляции, влияющих на обширные регионы севера Евразии, включая территорию России.

Таблица 1. Параметры множественной регрессионной зависимости между средним за зиму (декабрь-февраль) I_{AO} и индексами циркуляции Northern Hemisphere Teleconnection Patterns

индексы	***B***	***err.***	***R***	***R^2%***	***t(N=60)***	***p***
NAO	0.97	0.08	0.79	62	12.25	0.00
EAWR	0.46	0.10	0.84	71	4.73	0.00
PNA	-0.32	0.07	0.88	77	-4.48	0.00
Scand	-0.36	0.10	0.90	81	-3.59	0.00

Примечание. B – коэффициенты регрессии, err. – стандартная ошибка,
R– накопленный коэффициент корреляции,
R^2 % – накопленная доля объясненной изменчивости,
N – количество степеней свободы,
t – критерий Стьюдента.

Центры действия атмосферы и циркуляционные индексы, значимые для севера Евразии, и их вклад в формирование климатических аномалий

Зима. Анализ зависимости между колебаниями средней температуры на севере Евразии за декабрь-март ($T_{ERS(XII\text{-}III)}$) и циркуляционными индексами указывает на тесную связь (табл. 2) температурных аномалий с вариациями крупномасштабной циркуляции практически на всех временных масштабах (Popova, 2007; Попова, Шмакин 2010; Попова и др., 2011). В целом за 1951-2010 гг. (табл. 2) около 70% изменчивости $T_{ERS(XII\text{-}III)}$ связаны с вариациями средних за январь-февраль циркуляционных индексов – NAO, Scand и PNA (рис. 2а). Наибольшая доля дисперсии $T_{ERS(XII\text{-}III)}$ за рассматриваемый период в целом связана с NAO (41%) и Scand (24%). Пространственное распределение вклада этих индексов в изменчивость температуры, суммарного и для каждого индекса в отдельности, рассчитанные по методу пошаговой множественной регрессии на основе точечных данных о температуре (рис. 3) отражает их роль в региональном распределении температурных аномалий. С положительной фазой NAO связаны тёплые зимы вдоль арктического побережья севера Евразии, включая Восточную Сибирь, хотя наиболее тесная линейная корреляция наблюдается на севере Европы. Область влияния Scand с выраженной меридиональной составляющей показывает, что этот ЦДА «ответственен» за активизацию межширотного обмена воздушных масс и формирование температурных аномалий, простирающихся от центральной Сибири через юго-восток вплоть до субтропиков Причерноморья.

Таблица 2. Параметры множественной регрессионной зависимости между средней температурой на севере Евразии (за декабрь-март) и индексами атмосферной циркуляции в разные периоды за 1951-2010 гг.

индексы	*B*	*Err.*	*R накопленный*	*R^2%(накопленная и индивидуальная)*		*t(N)*	*p*
1951-2010 гг. *(N=56)*							
NAO_{I+II}	1.03	0.13	0.64	41	41	7.74	0.00
$Scand_{I+II}$	-0.87	0.14	0.80	64	24	-6.33	0.00
PNA_{I+II}	0.36	0.14	0.83	68	4	2.66	0.01
1951-1970 гг. *(N=16)*							
$Scand_{I+II}$	-1.18	0.25	0.61	37	37	-4.73	0.00
NAO_{I+II}	0.93	0.22	0.78	61	24	4.21	0.00
PNA_{I+II}	0.66	0.22	0.87	75	14	2.94	0.01
1971-1995 гг. *(N=23)*							
NAO_{I+II}	1.24	0.18	0.79	63	63	6.85	0.00
$Scand_{I+II}$	-0.70	0.18	0.89	78	16	-4.00	0.00
1996-2010 гг. *(N=14)*							
$Scand_{I+II}$	-0.98	0.25	0.74	55	55	-3.86	0.00

Примечание. B – коэффициенты регрессии, err. – стандартная ошибка,
R– накопленный коэффициент корреляции,
R^2 % – накопленная доля объясненной изменчивости,
N – количество степеней свободы,
t – критерий Стьюдента.

Оценки связи между $T_{ERS\ (XII\text{-}III)}$ и циркуляционными индексами NAO, PNA и Scand, проведенные по 11-летним скользящим периодам (рис. 2б) показывают, что вклад этих индексов в изменчивость температуры значительно меняется во времени. До начала 1970-х гг. за пределы доверительного интервала выходит только корреляция с индексом Scand (хотя в отдельные 11-летия его величина становится статистически незначимой); с начала 1970-х происходит существенный рост вклада NAO, который с конца 1970-х до середины 1990 практически не опускается ниже порога значимости; затем, с середины 1990-х резко увеличивается связь с Scand.

Существенные различия во вкладе каждого из указанных индексов в изменчивости температуры от периода к периоду находят подтверждение и в регрессионных оценках для разных временных периодов, полученных как для суши Северного полушария в целом (Попова и др., 2011), так и для средней температуры на севере Евразии (табл. 2). В изменчивости $T_{ERS(XII\text{-}III)}$ до начала 1970-х годов заметно выделяется Scand, его вклад 37% примерно равен суммарному вкладу NAO (24%) и PNA (14%). С начала 1970-х до середины 1990-х годов происходит существенный рост роли NAO – до 41%, и ослабления влияния Scand (до 16%). С середины 1990-х годов картина меняется – резко, до 55% увеличивается вклад Scand и сокращается до незначимых величин роль NAO. В ходе средней температуры зимы на севере Евразии

выделенные периоды, как отмечалось выше, отличаются резким ростом с начала с 1970-х годов и его замедлением со второй половины 1990-х годов.

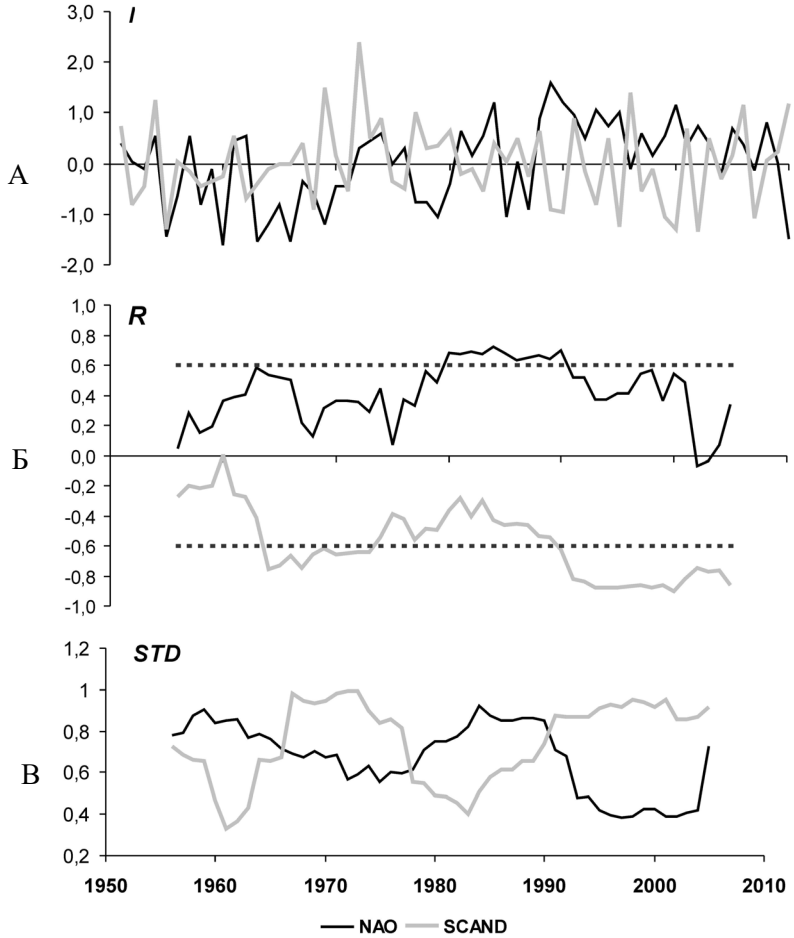

Рисунок 2. Многолетние изменения индексов NAO и Scand (в среднем за январь–февраль) *а, коэффициентов линейной корреляции с изменениями зимней температуры, б, и стандартного отклонения (б) по 11-летним скользящим периодам (в). Горизонтальными пунктирными линиями (б) показан доверительный интервал (p≤ 0,05)*

Изменение роли NAO и Scand в колебаниях температуры демонстрируют поля их общей дисперсии, рассчитанные на основе точечных данных о температуре (рис. 4). Пространственное распределение суммарной дисперсии для 1951–1970, 1968–1997 и 1996–2010 гг. заметно отличается по локализации очагов и их площади. Выраженная зональная структура с преобладающим вкладом NAO в изменчивость средней температуры характерна для 1968–1997 гг. В этот период область с величиной объясняемой циркуляционными индексами дисперсии более 50% распространяется на всю умеренную зону, затрагивая подавляющую часть арктического бассейна. Последние 15 лет, когда основной вклад связан со Scand, при этом его влияние распространяется гораздо дальше на юг, запад и на восток по сравнению с 1951–1970 гг.

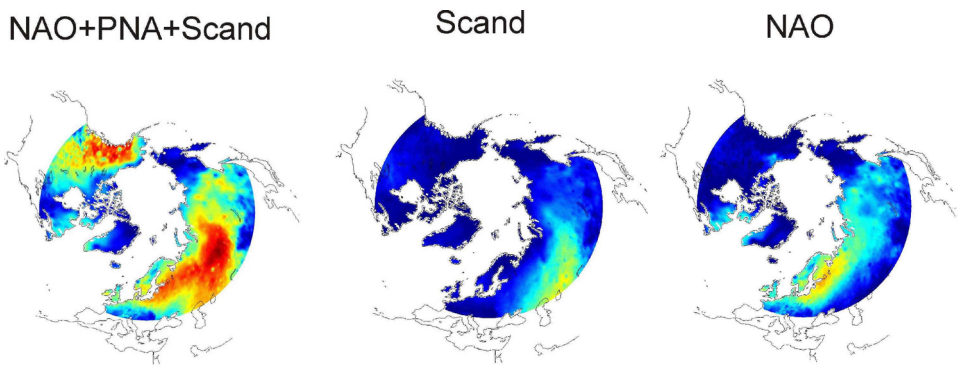

Рисунок 3. Вклад крупномасштабной циркуляции (в долях от общей дисперсии) в изменчивость зимней температуры (в среднем за декабрь–март) в 1951–2010 гг.

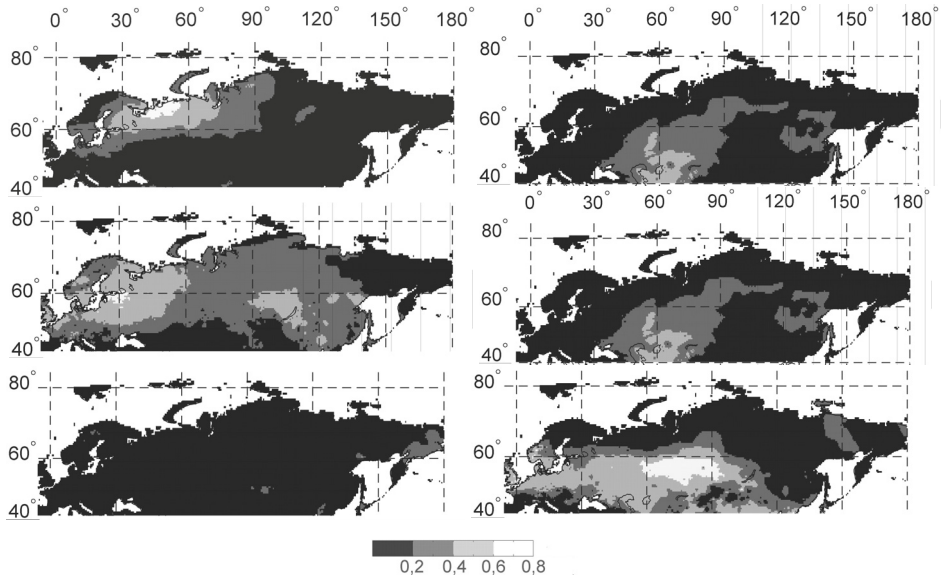

Рисунок 4. Доля изменчивости зимней температуры воздуха (декабрь–март), объяснённой колебаниями NAO и SCAND (в долях от единицы) в разные периоды с 1951 по 2010 г.

Особый интерес вызывает вопрос о вкладе циркуляционных индексов в низкочастотную составляющую колебаний, т.е. тренды. С этой точки зрения рассматривались изменения температуры $T_{СП}$ в 1968-1997 гг., т.е. в период наиболее быстрого роста – 0.6°C/10 лет (рис. 5а). Сопоставление наблюдаемых изменений $T_{СП}$ с рассчитанными (по регрессионной зависимости между $T_{СП}$ и циркуляционными индексами) показывает очень близкое воспроизведение тренда и флуктуаций разного масштаба (рис. 5а). Остаток изменчивости, полученный после вычитания колебаний (рис. 5в), связанных только с индексом NAO, показывает, что с ним связаны половина тренда – около 0.3°C/10 лет) и квазидесятилетние колебания. Удаление изменчивости, связанной с колебаниями Scand и PNA (рис. 5д), приводит к удалению тренда и сглажива-

нию высокочастотной изменчивости. Таким образом, тренд $T_{СП}$ в 1968-1997 гг. практически полностью описывается циркуляционными индексами: около половины скорости линейных изменений $T_{СП}$ связаны с NAO, и примерно по одной четверти – со Scand и PNA.

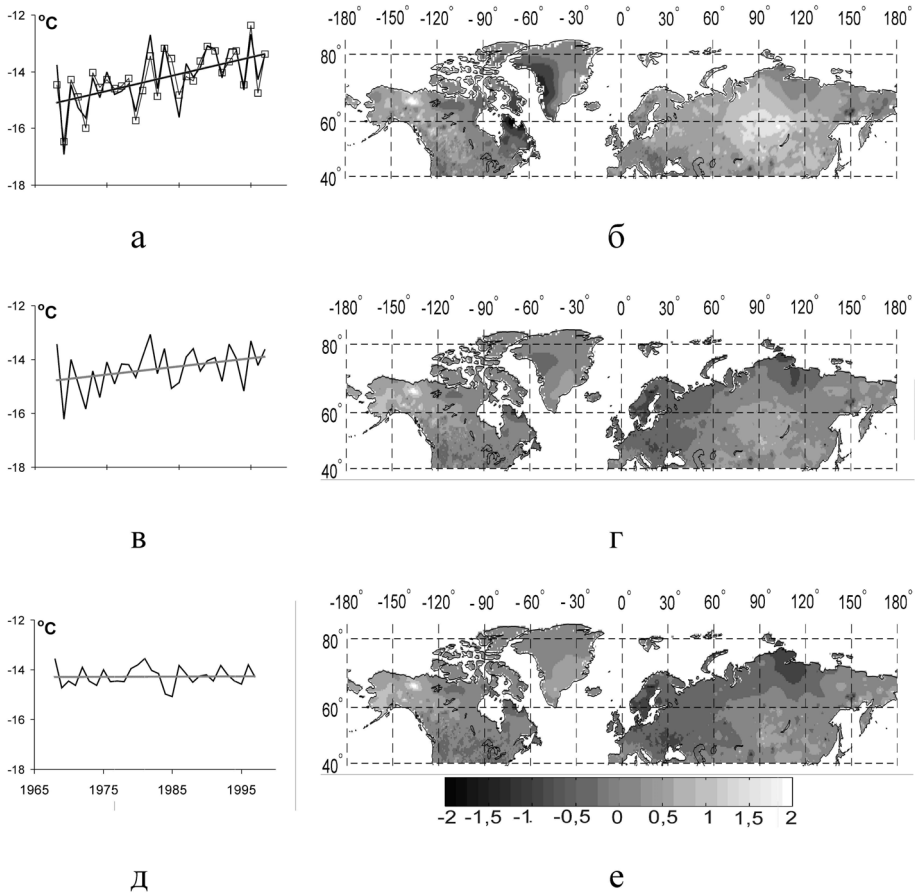

Рисунок 5. Тренд температуры суши внетропической зоны Северного полушария в 1968-1997 гг. и его связь с индексами NAO, Scand и PNA

а – многолетний ход температуры суши внетропической зоны СП в среднем за декабрь-март по данным наблюдений, черная кривая, и рассчитанный на основе регрессионной зависимости, серая кривая с маркерами; в – наблюденный ход температуры после удаления изменчивости, связанной с индексом NAO; д – то же после удаления тренда, связанного с NAO, Scand и PNA; б – распределение коэффициента линейного тренда температуры в среднем за декабрь-март в 1968-1997 гг. по данным наблюдений; г – то же после удаления изменчивости, связанной с NAO; е – то же после удаления изменчивости, связанной с NAO, Scand и PNA

Пространственное распределение тренда зимней температуры в 1968-1997 гг., (рис. 5б), а также его изменение после удаления тренда, связанного с ростом индекса NAO (рис. 5г), в основном, совпадает с полученными ранее оценками (Hurrell, 1996; IPCC 2007; Thompson and Wallace, 1998). Основные очаги тренда температуры (до 1-2ºС за 10 лет) в центре Сибири и области противоположной тенденции (до 1.5ºС) на западном побережье Гренландии и

северо-востоке п-ва Лабрадор наполовину утрачивают интенсивность и сокращаются по протяженности. Удаление изменчивости, связанной с индексом Scand приводит к тому, что на северо-западной половине Северной Евразии тренды температуры снижаются до - 0.5 С/10 лет, а на остальной территории в среднем до 0 – 0.5 ºС/10 лет. Удаления тренда, связанного с индексом PNA (рис. 5е), в основном, затрагивает Северную Америку и приводит к снижению трендов до -0.5 – 0.5ºС/10 лет. Этот результат отличается от приведенных ранее оценок (IPCC, 2007; Hurrell, 1996; Thompson and Wallace, 1998), согласно которым циркуляционными индексами, в частности NAO, Южным колебанием и др. (Hurrell, 1996), либо Арктическим колебанием (Thompson and Wallace, 1998), можно объяснить лишь около 50% современного потепления в Северной Евразии. Это расхождение отчасти может быть связано с отличиями в границах территории, но в основном, в выборе циркуляционных индексов и недооценке роли такой циркуляционной моды, как Scand. По-видимому, полученные результаты заставляет принимать во внимание участие Scand не только в высокой межгодовой изменчивости, но и в долгопериодных колебаниях температуры приземного воздуха во внетропической зоне Северного Полушария.

Особенности многолетнего хода индексов NAO, Scand, в частности, изменений стандартного отклонения в 1950–2010 гг. (рис. 2 в) указывают на причины усиления влияния Scand на изменчивость зимней температуры с середины 1990-х годов. Из рис. 6а видно, что с середины 1990-х годов колебания NAO происходят, в основном, в положительной области и не выходят за пределы диапазона от 0 до 1. Этот период отличается самой низкой за рассматриваемый период величиной стандартного отклонения для этих индексов. На таком фоне изменчивость Scand, напротив, очень возросла, причём колебания этого индекса охватывают положительную и отрицательную области. Физически это означает ослабление межгодовой изменчивости полей давления в области центров действия, связанных с NAO Scand, и их усиление в области очагов Scand, т.е. на севере Атлантики и прилегающем секторе Северного Ледовитого океана. Очевидно, причиной усиления такой неустойчивости может быть сокращение арктических льдов и повышение температуры поверхности океана, т.е обратного влияния климатических изменений на циркуляцию, механизмы которого подтверждаются результатами многих исследований (Мохов и др., 2012; Семенов В.А., 2015; Семенов В.А. и др. 2012; Petoukhov and Semenov, 2010).

Описанные особенности поведения индексов NAO, Scand с середины 1990-х гг. до конца 2000-х, по-видимому, отражают изменения в структуре основных ЦДА, которые были зафиксированы Zhang и др. (2008) и связываются с сокращением концентрации морского льда в Баренцевом и Карском морях. Выявленный (Zhang et al., 2008) сдвиг центра приполярной депрессии на север Скандинавского полуострова во второй половине 1990-х гг. и на север Сибири в 2000-х, где располагаются основные очаги Scand, объясняют возросшую неустойчивость этого ЦДА и ее последствия в виде участившихся вторжений арктического воздуха на севере Евразии.

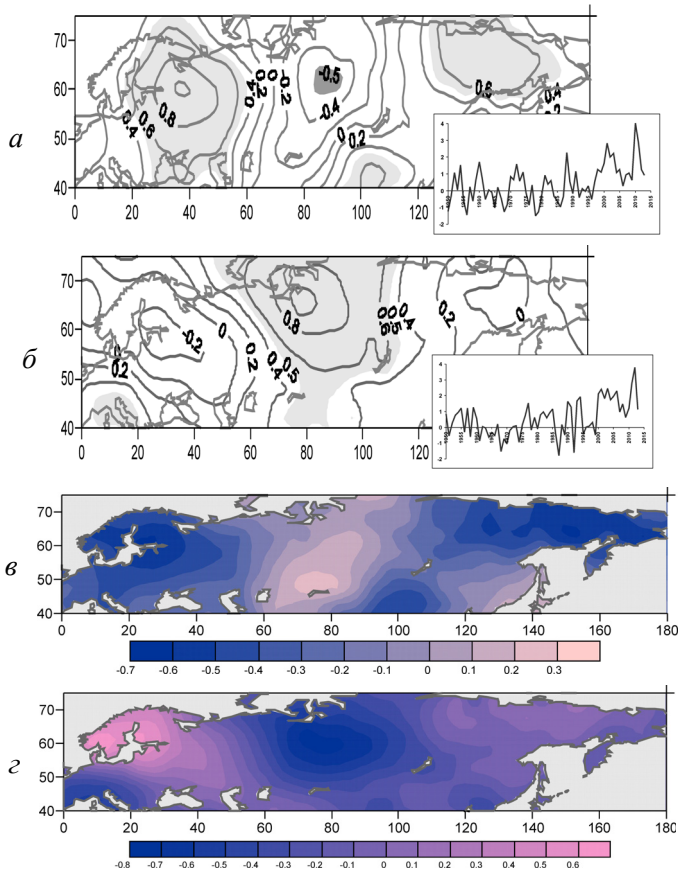

Рисунок 6. ЭОФ1 и ГК (на врезке) температуры (а) июля и (б) июня на севере Евразии и коэффициенты корреляции между колебаниями температуры и индексами (в) WP в июле и (*г*) Scand в июне (1950–2013 гг.)

Поле ЭОФ1 представлено коэффициентами корреляции между температурой в точках и первой главной компонентой, выделены очаги с коэффициентами выше 0.5

Таким образом, необычная для рассматриваемого периода ситуация, которая сложилась с середины 1990, связана с произошедшими в результате потепления изменениями подстилающей поверхности, в частности, с резким сокращением площади арктического морского льда и повышением теплосодержания верхнего слоя океана. Эти результаты позволяют говорить о разных режимах влияния ЦДА на изменчивость температуры, что имеет большое значение для формирования климатических аномалий и их региональной структуры. Вероятно, эти режимы соответствуют разным режимам крупномасштабной циркуляции. Меридиональная циркуляции в начале 1970-х годов сменилась зональной циркуляцией, связанной с возросшей ролью североатлантических ЦДА. С середины 1990-х годов вновь возрастает интенсивность меридиональной циркуляции, которая связана с северными широтами Восточного полушария.

Возросшие значения индекса NAO – зимой 2014-2015 гг. отмечался абсолютный максимум за 1950-2016 гг., указывают на усиление зонального пере-

носа над Северной Атлантикой. Вероятно, это означает возвращение к циркуляционному режиму 1970 -1990-х гг., что подтверждают рекорды зимней температуры последних лет (Груза и др., 2016).

Лето. В летний сезон зональный перенос воздушных масс закономерно ослабевает, роль NAO в изменчивости летней температуры на Севере Евразии почти не проявляется (Попова, 2009), в отличие от тех ЦДА, аномалии которых способствуют усилению межширотного обмена. Об этом свидетельствует региональная структура аномалий температуры в летние месяцы.

Если зимой на севере Евразии характерно зональное распределение температурных аномалий и внутрисезонная устойчивость (Попова, Шмакин, 2010), в течение лета в региональной структуре изменчивости температуры наблюдается чередование аномалий разного знака, распределенных по меридиональным секторам, и смена их на противоположные от месяца к месяцу. Поля первых эмпирических ортогональных функций (ЭОФ1) средней температуры в июне и июле (рис. 6а, б) показывают, что очаги наибольшей изменчивости, которая включает тренды с конца 1980-х – 1990-х гг., меняют свою локализацию. В начале лета такой очаг сосредоточен на севере Западной Сибири (с центром к востоку Обской губы), в июле это два очага, расположенные на значительном расстоянии – на ЕТР и Дальнем Востоке. Ранее эта структуры были выявлены для средней температуры лета (Попова 2009).

Из-за существенного вклада внутримассовых конвективных процессов, характерных для летнего сезона в умеренных широтах, ослабевает и связь крупномасштабной циркуляции и температуры. Вместе с тем, около 60% общей изменчивости летней температуры на севере Евразии ($T_{ERS\ (VI\text{-}VIII)}$) за 1950–2014 гг. можно объяснить вариациями крупномасштабной атмосферной циркуляции, связанными с Северо-Тихоокеанскими и Северо-Атлантическими ЦДА: WP, EAWR и EA (табл. 3). Основной вклад в изменчивость температуры 37% при этом связан с WP.

Таблица 3. Параметры множественной пошаговой регрессионной зависимости между средней температурой лета (июнь-август) на севере Евразии и индексами макромасштабной атмосферной циркуляции в 1950-2014 гг.

индексы	*B*	*Err.*	*R*	R^2 *%*	*t(N=61)*	*p*
$WP_{VI\text{-}VIII}$	-0.30	0.11	0.61	37	-4.7	0.00
$EAWR_{VI\text{-}VIII}$	0.23	0.09	0.72	52	-3.4	0.00
$EA_{VI\text{-}VIII}$	0.20	0.10	0.76	58	2.8	0.01

Примечание. B – коэффициенты регрессии, err. – стандартная ошибка,
R– накопленный коэффициент корреляции,
R^2 % – накопленная доля объясненной изменчивости,
N – количество степеней свободы,
t – критерий Стьюдента.

Вклад WP в изменчивость температуры и ее региональное распределение иллюстрирует сравнение полей ЭОФ1 *июльской температуры* на севере Евразии и её корреляции с индексом WP (рис. 6а, в). Поле ЭОФ1 (рис. 6а) имеет несколько очагов разного знака, что отражает волновую структуру

общей циркуляции атмосферы с характерными для лета длиной и амплитудой волны. Последнее, очевидно, указывает также на регионы с высокой повторяемостью блокирующих ситуаций, при этом наиболее значительные очаги одного знака располагаются на Дальнем Востоке и Восточно-Европейской равнине. Совпадение этих очагов с областью максимальной корреляции между температурой и WP (рис. 6в) свидетельствует об определяющей роли северотихоокеанских ЦДА в формировании изменчивости июльской температуры в указанных регионах, включая низкочастотную составляющую, т.е. тренд (рис. 7а).

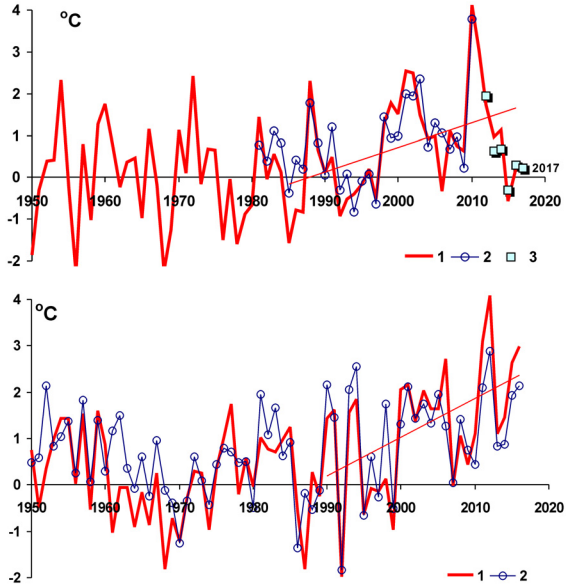

Рисунок 7. Изменение среднемесячной температуры воздуха (а) в июле на ЕТР и (б) в июне на территории Западной Сибири по данным (1) наблюдений и (2) рассчитанных по регрессионной модели (табл. 4)

Приведен (а) прогноз температуры июля на ЕТР (3), рассчитанный по регрессионной модели (табл. 5). Прямыми линиями обозначены линейные тренды.

В многолетних колебаниях температуры июля на ЕТР (рис. 7а) выделяются два периода – до и после начала 1980-х годов. Для периода 1951-1980 годов характерны квазициклические флуктуации с периодом 6-10 лет на фоне значительной межгодовой изменчивости. Функция спектральной мощности колебаний температуры воздуха (в статье не приводится) для этого периода показывает, что дисперсия практически поделена поровну между этими частотными областями. В последующие тридцать пять лет основной вклад в дисперсию вносят флуктуации с периодом 6 и 10 лет, а также тренд 0.6ºС/10 лет с вкладом 18% в общую изменчивость.

Оценки, полученные с применением пошаговой множественной регрессии (табл. 4) указывают, что периоды до и после 1980-го г. различаются по вкладу ЦДА в формирование изменчивости температуры. До начала 1980-х гг. около 45% изменчивости температуры на ЕТР описываются изменениями индексов EAWR и WP в июле (в противофазе), и около 15% в сумме – изменениями

Scand и WP за предшествующие месяцы. В последующее тридцатилетие колебаниями циркуляции можно объяснить почти 80% изменчивости температуры июля, причем более половины (55%) составляет вклад индекса WP в июле и в предшествующие весенние месяцы. Доля индекса EAWR в этот период остается примерно той же, что и в период 1950-1980 годов, но она в два раза меньше по сравнению с долей индекса WP. Кривая, построенная на основе приведенной в табл. 1 регрессионной зависимости (рис. 7а) достаточно близко передает флуктуации, воспроизводит б**о**льшую часть линейного тренда, а также экстремумы, в числе которых катастрофическая жара 2010 г.

Таблица 4. Параметры множественной пошаговой регрессионной зависимости между средней по ЕТР июльской температурой приземного воздуха и индексами макромасштабной атмосферной циркуляции

индекс	*B*	*Err.*	*R*	R^2%	*t(N)*	*p*
1950-1980 гг. *(N=27)*						
$EAWR_7$	-0.76	0.23	0.48	23	-3.26	0.00
WP_7	-0.46	0.20	0.58	34	-2.27	0.03
$Scand_{6+7}$	0.82	0.35	0.67	45	2.35	0.03
1981-2010 гг. *(N=25)*						
WP_7	-0.49	0.16	0.58	34	-3.11	0.00
$EAWR_7$	-0.51	0.14	0.75	57	-3.66	0.00
WP_5	-0.62	0.14	0.83	68	-4.51	0.00
WP_4	0.49	0.15	0.88	78	3.29	0.00
1985-2009 гг. *(N=22)*						
WP_4	-0.91	0.22	0.43	19	-4.02	0.00
WP_5	0.76	0.20	0.72	52	3.89	0.00

Примечание. B – коэффициенты регрессии, err. – стандартная ошибка,
R– накопленный коэффициент корреляции,
R^2 % – накопленная доля объясненной изменчивости,
N – количество степеней свободы,
t – критерий Стьюдента.

Существенно, что определенная доля изменчивости температуры в июле, объясняется колебаниями индекса WP весной – в мае (в противофазе, как и в июле) и в апреле (синфазно). Влияние макромасштабной циркуляции в конце весны на формирование термических условий лета, очевидно, связано с волновой структурой общей циркуляции атмосферы и имеет важное значение для предсказуемости летних аномалий температуры. В табл.4 приведены параметры регрессионной зависимости температуры от индексов WP_4 и WP_5 в 1985-2009 годах. Из этих оценок следует, что изменчивость температуры в июле в среднем для европейской территории России может быть наполовину описана этими индексами, что указывает на ее потенциальную предсказуемость с заблаговременностью месяц. Очевидно, что установленной статистической зависимости недостаточно для прогноза, но учет этих связей и их

физических закономерностей в динамических прогностических схемах представляется очень важным. На рис. 7а показаны значения температуры июля в 2012 - 2017 гг. рассчитанные на основе приведенной регрессионной зависимости за 1985-2009 гг.

Значительные различия как в частотно-временной структуре ряда температуры, так и во вкладе аномалий Североатлантических и Северотихоокеанских центров действия атмосферы (в первом случае описываемых индексами EAWR, Scand; во втором – индексом WP) свидетельствуют об изменении режима крупномасштабной циркуляции в начале 1980-х годов. Анализ временных рядов индекса WP в середине лета (WP_7), а также в весенние месяцы (WP_5), указывает на возросшую повторяемость отрицательных аномалий индексов WP_7 и WP_5 с конца 1980-х – начала 1990-х годов (рис. 8а,б), что, по-видимому, следует расценивать как отражение аномалий макромасштабной циркуляции Северо-Тихоокеанского сектора. Хотя тренд для обоих индексов статистически незначим и его доля в общей изменчивости невелика (5% и 14%, WP_7 и WP_5 соответственно), средние значения индекса до и после середины 1980-х годов статистически значимы (при $p \leq 0.05$) различаются, что указывает на переход значений индекса WP (в мае и июле) к отрицательной фазе. Для WP_7, он заметен уже в середине 1980-х годов, для WP_5 – в конце 1990-х.

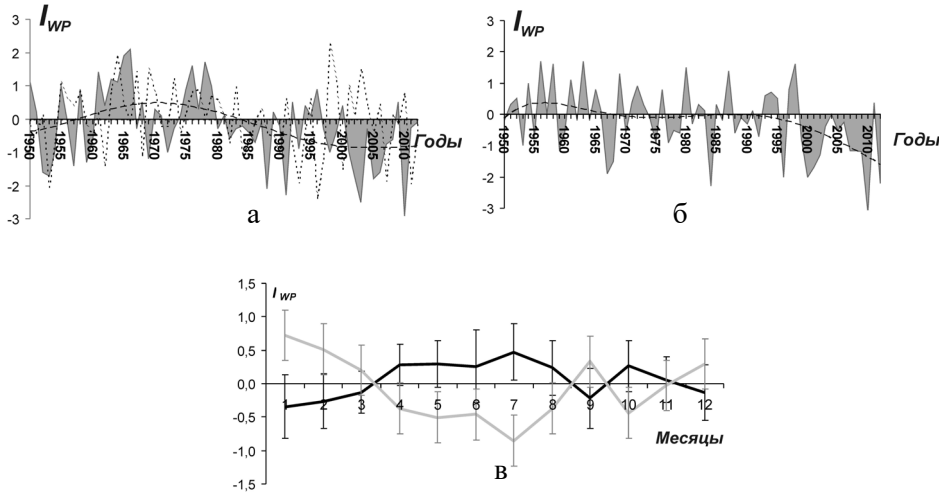

Рисунок 8. Изменения крупномасштабной циркуляции, связанные с Северотихоокеанскими центрами действия атмосферы в 1950-2012 гг.

а, б – изменения индексов WP в среднем за июль и за май соответственно обозначены сплошной линией с заливкой, за апрель (а) – пунктиром. Тенденции изменений WP в среднем за июль и за май показаны полиномиальным трендом 6-го порядка (штриховая линия).
в –годовой ход индекса WP за период 1951-1980 гг. (черная линия) и за 1981-2010 гг. (серая линия), вертикальными линиями показан 95% доверительный интервал

О существенных качественных изменениях циркуляции в области северотихоокеанских ЦДА в весенне-летний сезон после 1980-х годов говорит сравнение годового хода индекса WP до и после начала 1980-х годов (рис. 8в). На

фоне его общего «зеркального» изменения май и июль выделяются наибольшими отклонениями от средних значений за период 1950-1980 гг. Смена внутригодового хода WP на обратный свидетельствует о значительных изменениях в распределении аномалий температуры и давления в Северо-Тихоокеанском регионе, которые могут быть охарактеризованы как ослабление зональной циркуляции. Принимая во внимание масштабы и роль Тихого океана в климатической системе, а также волновой характер общей циркуляции атмосферы, ослабление циркуляции в области указанных центров действия атмосферы не может не затрагивать всю внетропическую зону Северного Полушария.

Таким образом, и изменение годового хода индекса WP в сторону отрицательных аномалий в тёплый период (особенно значительных в мае и июле) с 1980-х годов и статистически значимые различия средних значений индекса WP свидетельствуют о существенном ослаблении циркуляции в Северотихоокеанском секторе. Совпадение этих изменений с переломом в ходе индекса Междекадного тихоокеанского колебания (IPO) к нисходящему тренду (England et al., 2014) и началом положительной фазы индекса PDO и негативной фазы SOI (корреляция WP в мае с индексами PDO и SOI в 1985-2009 гг., со сдвигом на 1 год составляет 0.63 и -0.60, соответственно, при $p=0.00$), позволяет связывать их с распределением температуры воды и воздуха у поверхности и в и верхних слоях экваториальной части Тихого океана.

Для изменчивости температуры в начале лета, *в июне*, наиболее характерны аномалии на территории Западной Сибири, на это указывает распределение очагов ЭОФ1 (рис. 6б). Наиболее масштабные экстремумы последнего десятилетия, связанные с аномальной жарой и засухой в Западной Сибири, в июне 2012 г. и 2016 г. (Груза и др., 2016; Бардин и др., 2016) полностью соответствуют этой структуре. Судя по распределению очагов ЭОФ1 июньской температуры (рис. 6б) и ее корреляции с индексом Scand (рис. 6г), региональная структура ее изменчивости формируется под влиянием соответствующих центров действия, в систему которых входит область положительных (отрицательных) аномалий давления (геопотенциала 500 гПа) на севере Сибири в негативной (положительной) фазе Scand.

Перелом к восходящему тренду в ходе средней температуры июня в Западной Сибири (рис.7 б) наблюдается с начала 1990-х гг.; до 1970-х гг. тенденция была противоположной, и только в конце 1970-х – начале 1980-х средняя температура приблизилась к уровню 1950-1960-х гг. Устойчивая положительная тенденция с 1900-х гг., 0.8ºС за 10 лет с вкладом 23% в общую дисперсию, сопровождается значительным увеличением дисперсии за счет флуктуаций разной периодичности. Изменениями циркуляции в 1981-2016 гг. объясняется около 71% изменчивости температуры июня в Западной Сибири (табл. 5), причем основная их доля связана с колебаниями Scand и Pol – 51% и 12%, и 8% – с EAWR в марте. В целом, регрессионная модель описывает линейный тренд, 5-10-летние флуктуации, а также большую часть экстремумов обоих знаков (табл. 5, Рис. 7б).

Таблица 5. Параметры множественной пошаговой регрессионной зависимости между средней по Западной Сибири температурой июня и индексами крупномасштабной атмосферной циркуляции, 1981-2016 гг.

индекс	*B*	*Err.*	*R*	*R^2%*	*t(N=32)*	*p*
$Scand_6$	-0.76	0.14	0.72	51	-5.40	0.00
Pol_6	-0.46	0.14	0.79	63	-3.29	0.00
$Scand_3$	-0.36	0.14	0.84	71	-2.65	0.01

Примечание. B – коэффициенты регрессии, err. – стандартная ошибка,
R– накопленный коэффициент корреляции,
R^2 % – накопленная доля объясненной изменчивости,
N – количество степеней свободы,
t – критерий Стьюдента.

Для отрицательной фазы Pol характерна антициклональная область вблизи побережий арктических морей атлантического сектора и аномалия противоположного знака в районе Хабаровского края и северо-востока Китая. Положительные аномалии Scand и Pol, по-видимому, способствовали формированию аномально холодного начала лета в Западной Сибири в 1986 и 1992 гг. (рис. 7), и наоборот, совпадение отрицательных аномалий этих индексов в июне 2011, 2012 и 2016 гг. стали условием стационирования антициклона на севере Западной Сибири и закачиванию в Арктику воздуха субтропических широт, что привело к экстремально жаркой и сухой погоде. Вместе с тем, положительные аномалии температуры не полностью описываются аномалиями Scand и Pol. В 1990, 1991 и 1993, 1994 гг. рассчитанные значения превышают наблюденные, а в 2011, 2012 и 2015, 2016 гг. им уступают. Последнее, вероятно, может объясняться существенным вкладом радиационного нагрева в результате избыточной прямой инсоляции, характерной особенностью летнего погодного режима в стационирующих антициклонах.

Таким образом, основным фактором аномалий температуры июня в Западной Сибири с точки зрения крупномасштабной атмосферной циркуляции являются ЦДА, с которыми связаны аномалии полей давления в приполярной зоне атлантического сектора. В первую очередь это Scand; вклад Pol, судя по результатам регрессионных оценок, существенно меньше, но может быть необходимым условием формирования экстремумов, подобных тем, что наблюдались в 2011, 2012 и 2016 г. Нисходящие тренды индексов Scand и Pol и увеличение повторяемости их отрицательных аномалий, наблюдающиеся с 1990-х гг., отражают циркуляционные условия формирования устойчивого антициклона с центром над севером Западной Сибири, по западной периферии которого тропический воздух проникает глубоко в северные широты. Потенциальная предсказуемость формирования таких условий, в отличие от экстремальной жары 2010 г. в июле на ЕТР, не выявляется. По-видимому, это отражает разницу в генезисе ситуаций блокинга, который в случае 2010 г. связан с ослаблением зонального переноса над северной частью Тихого океана и его удаленным влиянием на ЕТР, что выразилось в зависимости температуры июля в этом регионе от индекса WP в мае. Тем не менее, в том и другом слу-

чае условия крупномасштабной циркуляции с конца 1980 – начала 1990-х гг., в период роста повторяемости аномалий температуры в июле и июне, пиком которого стали экстремумы 2010 и 2012 гг., могут быть охарактеризованы как ослабление зональной циркуляции. Это показывает многолетний ход индекса АО в среднем для лета, который демонстрирует устойчивый нисходящий тренд к отрицательным значениям с 1990-х гг. (рис. 1а).

Заключение

Зависимость между аномалиями температуры приземного воздуха (как в точках, так и в среднем по регионам) и модами крупномасштабной циркуляции носит сложный характер. В первую очередь это связано с тем, что наряду с некоторым ведущим фактором, или ЦДА, в формировании температурной изменчивости участвуют и другие циркуляционные моды. В определенные периоды, в зависимости от диапазона изменчивости и аномалий высоты геопотенциала в области соответствующих ЦДА, выраженных циркуляционными индексами, роль ведущего фактора может переходить от одной циркуляционной моды к другой. По-видимому, в тех случаях, когда подобные связи выявляются за длительные периоды, без учета особенностей многолетних изменений циркуляционных индексов, значимых для рассматриваемого региона (Hurrell, 1996; IPCC 2007; Thompson and Wallace, 1998), они оказываются снивелированными. Рассмотрение комплекса циркуляционных мод, значимых для формирования аномалий температуры на севере Евразии, анализ особенностей их многолетнего хода, а также получение оценок связи с изменениями температуры (по методу множественной пошаговой регрессии) для разных временных периодов показывают, что наблюдаемые с середины XX в. на севере Евразии изменения температуры, включая продолжительные направленные тенденции (тренды), квазипериодические флуктуации и экстремумы, могут быть объяснены аномалиями нескольких циркуляционных мод.

Индексы NAO и Scand, описывающие аномалии давления в поле соответствующих ЦДА, объясняют подавляющую часть изменчивости средней по Северной Евразии температуры зимнего сезона, включая квазидесятилетние флуктуации, экстремумы обоих знаков, а также многолетние тенденции. К последним относится резкое потепление с начала 1970-х до середины 1990-х и сменившая его пауза в потеплении. Роль NAO существенно возрастает с конца 1960-х – начала 1970-х гг., при этом тренд температуры на севере Евразии в этот период практически полностью описывается вариациями индексов NAO и Scand. Таким образом, полагая, что причиной современного потепления является парниковый эффект, вызванный антропогенным изменением состава атмосферы, следует признать, что его действие (по крайней мере, на изучаемой территории) проявляется опосредованно, через макромасштабную циркуляцию. Доля непосредственного влияния на тепло - балансовые составляющие на территории Евразии, а также на суше внетропической зоны северного полушария, по-видимому, несущественна.

Для понимания условий формирования климатических аномалий важно, что вклад перечисленных циркуляционных индексов в изменчивость температуры меняется во времени. По существу это свидетельствует о нелинейном характере связи между этими параметрами; предполагаемые причины этого явления обсуждались ранее (Попова, Шмакин, 2010; Christiansen, 2003; Pozo-Vazquez et al., 2001). Несмотря на то, что по доле в изменчивости поля давления Северного полушария Scand занимает лишь шестое место, в изменчивости зимней температуры на севере Евразии этот циркуляционный механизм наряду с NAO, играет одну из ведущих ролей. С середины 1990-х до 2014 гг. Scand вносит основной вклад в изменчивость температуры. Результаты полученных оценок указывают на участие Scand не только в высокой межгодовой изменчивости, но и в долгопериодных колебаниях температуры приземного воздуха.

Таким образом, в смене фаз современного потепления проявляются не только особенности многолетних колебаний указанных индексов, но и различия в режиме влияния соответствующих ЦДА на изменчивость температуры. Это позволяет говорить о смене режимов крупномасштабной циркуляции. Меридиональная циркуляция в начале 1970-х годов сменилась зональной циркуляцией, связанной с возросшей ролью североатлантических ЦДА, т.е. NAO. С середины 1990-х годов вновь возрастает интенсивность меридиональной циркуляции, но в этот период, в отличие от 1950–1970 гг., она связана с арктическими широтами восточной Атлантики, прилегающим сектором Северного Ледовитого океана и побережья, т.е. с центрами действия Scand. Уникальность этого периода состоит в перемещении центра приполярной депрессии из района Гренландии и Исландии на восток (Zhang et al., 2008), наиболее вероятной причиной которого может быть сокращение концентрации морского льда в Баренцевом и Карском морях (Мохов и др., 2012; Семенов В.А., 2015; Семенов В.А. и др. 2012; Petoukhov and Semenov, 2010). Рост повторяемости арктических вторжений и холодных зим на севере Евразии в этот период, известный как пауза в потеплении, следует расценивать как следствие этого явления и, возможно, как его индикатор. Последнее требует проведения сравнительного анализа условий формирования арктических вторжений на севере Евразии до и после начала 1970-х гг. Анализ синоптических условий зимы 2011-2012 гг., соответствующих этому режиму крупномасштабной циркуляции (Семенов Е.К. и др., 2013, 2015; Kislov et al., 2017), показывает, что арктические вторжения на ЕТР и в Европу по восточной периферии скандинавского антициклона могут сопровождаться мощным выносом теплого воздуха из Атлантики в Центральную Арктику и приводить к новым температурным аномалиям и еще большему сокращению площади льда (Семенов Е.К. и др., 2015).

В изменениях тенденций зимней аккумуляции снега на севере Евразии отмеченные циркуляционные режимы проявляются также достаточно четко (Попова и др., 2015), что указывает на их существенный вклад в формировании режима увлажнения территории большей части территории России, в частности речных водосборов арктического бассейна.

Возросшие значения индекса NAO – зимой 2014-2015 гг. отмечался абсолютный максимум за 1950-2016 гг., указывают на усиление зонального переноса над Северной Атлантикой. Вероятно, это означает возвращение к циркуляционному режиму 1970-1990-х гг., что подтверждают рекорды зимней температуры последних лет (Груза и др., 2016).

Смена режима крупномасштабной циркуляции выявляется также в летний сезон, но имеет иные временные рамки и существенные качественные отличия. Прежде всего, это связано с особенностями летней крупномасштабной циркуляции, которая отличается преобладающим влиянием ЦДА, ответственных за усиление межширотного обмена, в частности, Scand и WP. Рост летней температуры на севере Евразии наблюдается с конца 1980-х – начала 1990-х гг., т.е. с некоторым запаздыванием по отношению к зимнему сезону, но существенно превосходит его по вкладу в общую изменчивость. С точки зрения крупномасштабной циркуляции этот период характеризуется существенным ослаблением циркуляции летнего сезона, что отчётливо проявилось в термическом режиме крупных регионов, в частности на ЕТР и в Западной Сибири, а также субконтинента в целом. При этом структура температурных аномалий и формирующие ее циркуляционные механизмы весьма различаются внутри сезона. В середине лета рост средней температуры обусловлен аномалиями, сосредоточенными на ЕТР и на Дальнем востоке, и связанными с отрицательной фазой северотихоокеанских центров действия, описываемых индексом WP. Ослабление циркуляции в Северотихоокеанском секторе с конца 1980-х гг., выраженное в переходе индексов WP в мае и июле к отрицательной фазе, приводит к усилению их влияния в Североатлантическом секторе севера Евразии. В июле 2010 г. отмечались экстремальные по абсолютной величине отрицательные аномалии этого индекса. Принимая во внимание масштабы и роль Тихого океана в климатической системе, а также волновой характер общей циркуляции атмосферы, подобные изменения в области указанных центров действия атмосферы способны приводить к общему ослаблению западной циркуляции и могут трактоваться как смена двух режимов – сильной (в 1950–1985 гг.) и слабой (в 1986–2012 гг.) циркуляции. Последний, очевидно, способствует формированию блокингов, сопровождающихся аномальной жарой и засухой летом в областях его непосредственного, а также удаленного влияния. Примером экстремального проявления этого циркуляционного режима явилась ситуация, которая сформировалась в июле 2010 г., и отмечалась катастрофической жарой и лесными пожарами на ЕТР. Одновременно, юг Западной Сибири находился под влиянием восточной периферии антициклона и холодных вторжений, сопровождающихся обильными осадками.

В начале лета, в июне, характерной особенностью региональной структуры изменчивости температуры являются ее аномалии на территории Западной Сибири. Примером подобных аномалий могут служить наиболее масштабные экстремумы последних лет в Западной Сибири в июне 2012 г. и 2016 г. (Груза и др., 2016; Бардин и др., 2016), сопровождавшиеся катастрофической жарой, лесными пожарами и экологическими бедствиями. Циркуляционные механизмы формирования таких аномалий связаны с отрицательными

аномалиями Scand, возросшая повторяемость которых в начале лета наблюдается с 1990-х гг. и свидетельствует об ослаблении циркуляции. Преобладающий вклад этого циркуляционного механизма в изменчивость июньской температуры в Западной Сибири, включая тренд с 1990-х гг., указывает на его связь с общим потеплением летнего сезона на территории России.

Таким образом, условия крупномасштабной циркуляции с конца 1980-начала 1990-х гг., в период роста повторяемости аномалий температуры в июле и июне, пиком которого стали экстремумы 2010, 2012 гг. и 2016 гг., могут быть охарактеризованы как ослабление зональной циркуляции. Это подтверждает и многолетний ход индекса АО в среднем для лета, который, как и в зимний сезон, демонстрирует устойчивый нисходящий тренд к отрицательным значениям с 1990-х гг. Таким образом, примерно совпадающие по времени разнонаправленные изменения температуры на севере Евразии в зимний и летний сезоны, связаны с ослаблением зональной циркуляции, которая в первом случае приводит к аномально холодным зимам в результате роста повторяемости арктических вторжений, а во втором – к аномальной жаре и засухам вследствие выноса воздуха субтропических широт на север, вплоть до Арктики.

Общему ослаблению зонального переноса внетропической зоны Северного Полушария может способствовать перераспределение аномалий температуры поверхности Тихого океана, которому ряд исследований отводится роль фактора перерыва в потеплении (England et al., 2014; Trenberth and Fasullo, 2013). Полученные в данной работе оценки указывают на решающий вклад Тихоокеанских ЦДА в тренд температуры июля на ЕТР и формирование экстремальной жары и засухи 2010 г. В случае роста температуры в Западной Сибири в июне, это не очевидно и требует дальнейших исследований. В случае зимнего сезона формирование циркуляционных механизмов арктических вторжений на юг, очевидно, связано с региональными ЦДА, в частности Scand, а также с факторами, влияющими на распределение потоков тепла в области его основных очагов, – такими как сокращение концентрации морского льда в Баренцевом и Карском морях (Семенов В.А., 2015; Мохов и др,, 2012; Семенов В.А. и др. 2012; Petoukhov, Semenov, 2010).

Благодарности

Работа выполнена по Программе ФНИ государственных академий наук 0148-2014-0015, при поддержке проекта РГО, грант 17-05-41085, (условия формирования экстремумов летней температуры на ЕТР и в Западной Сибири). Автор выражает благодарность В.В. Мацковскому и А.Ю. Михайлову за помощь в обработке данных и проведении некоторых расчетов.

Список литературы

Бардин М.Ю., Платова Т.В. Самохина О.Ф. 2015. Особенности изменчивости циклонической активности в умеренных широтах Северного Полушария, связанные с ведущими модами атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе. – Фундаментальная и прикладная климатология, № 2, с. 14 - 40.

Бардин М.Ю., Ранькова Э.Я., Самохина О.Ф. 2016. Температурные экстремумы июня и июля 2016 года. – Фундаментальная и прикладная климатология, № 2, с. 143-148.

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2014. – М., Росгидромет, 235 с.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. 2003. Колебания и изменения климата на территории России. – Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 66–185.

Груза Г.В. Ранькова Э.Я. Рочева Э.В. Самохина О.Ф. 2016. Особенности температурного режима у поверхности земли в январе-июне 2016 года. – Фундаментальная и прикладная климатология, № 2, с. 119-142

Мохов И. И. 2011. Особенности формирования летней жары 2010 г. на европейской территории России в контексте общих изменений климата и его аномалий. – Известия РАН. Физика Атмосферы и океана, т. 47, № 6, с. 709-716.

Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А. 2012. Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование. – Лёд и Снег, № 2(122), с. 53–62.

Попова В.В. 2009. Современные изменения температуры приземного воздуха на севере Евразии: региональные тенденции и роль атмосферной циркуляции. – Известия РАН, серия географическая, № 6, с. 59 - 69.

Попова В.В., Шмакин А.Б. 2010. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX – начале XXI веков. – Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 46, № 2, с. 15-29.

Попова В.В., Шмакин А.Б., Михайлов А.Ю. 2011. Региональная структура колебаний зимней температуры воздуха на суше внетропической зоны Северного полушария во второй половине XX – начале XXI вв. – Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – М., ИГКЭ, т. XXIV, с. 371-392.

Попова В.В., П.А. Морозова П.А., Т.Б. Титкова, В.А. Семенов, Е.А. Черенкова, А.В. Ширяева, Л.М. Китаев. 2015. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений. – Лед и снег, № 4 (130), с. 73-86.

Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. 2012. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 48, № 4, с. 403–421.

Семенов Е.К., Соколихина Н.Н., Тудрий К.О. 2013. Теплая зима в российской Арктике и аномальные холода в Европе. – Метеорология и гидрология, № 9, с. 43-54.

Семенов В.А. 2015. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера – полярные льды – океан. – Фундаментальная и прикладная климатология, № 1, с. 232–248.

Семенов Е.К., Соколихина Н.Н., Тудрий К.О., Щенин М.В. 2015. Синоптические механизмы зимнего потепления в Арктике. – Метеорология и гидрология, № 9. с. 20-30.

Серапинас Б. Б. 2001. Геодезические основы карт. Учебное пособие. – М., Изд-во Моск. ун-та, 132 с.

Athanasiadis P.J., Ambaum M.H.P. 2009. Linear Contributions of Different Time Scales to Teleconnectivity. – Journal of Climate, vol. 22, pp. 3720-3728.

Barnston A.G., Livezey R.E. 1987. Classification, seasonality, and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. – Monthly Weather Review, vol. 115, pp. 1083-1126

Benedict J.J., Lee S., Feldstein S.B. 2004. Synoptic view of the North Atlantic Oscillation. – Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 61, pp. 121–144.

Christiansen B. 2003. Evidence for Nonlinear Climate Change: Two Stratospheric Regimes and a Regime Shift. – Journal of Climate, vol. 16, pp. 3681-3690.

England, McGregor, Spence et al. 2014. Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus, – Nature Climate Change, vol. 4, March. Available at: www.nature.com/natureclimatechange.

Graf, H.-F., J. Perlwitz, I. Kirchner, and I. Schult. 1995. Recent northern winter climate trends, ozone changes and increased greenhouse gas forcing. – Contrib. Atmos. Phys., vol. 68. pp. 233–248.

Hurrell, J.W. 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnection on Northern Hemisphere temperature. – Geophys. Res. Lett., vol. 23, pp. 665-668.

Hurrell J. W. 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. – Science, vol. 269, pp. 676-679.

IPCC 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., and Miller H. L. (eds.). – Cambridge, United Kingdom and New York, NY: USA, Cambridge University Press. 996 p.

IPCC 2013. Climate change 2013: The Physical Science basis. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM, eds. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – Cambridge, United Kingdom and New York, NY: Cambridge University Press; 1535 p.

King M.P., Kucharski F., Molteni F. 2010. The Roles of External Forcings and Internal Variabilities in the Northern Hemisphere Atmospheric Circulation Change from the 1960s to the 1990s. – Journal of Climate, vol. 23, pp. 6200–6220.

Kislov Alexander, Sokolikhina Natalia, Semenov Eugene, Tudriy Kirill. 2017. Blocking Anticyclone in the Atlantic Sector of the Arctic as an Example of an Individual Atmospheric Vortex. – Atmospheric and Climate Sciences, vol. 7, № 3, pp. 323-336.

Popova V. 2007. Winter snow depth variability over northern Eurasia in relation to recent atmospheric circulation changes. – Int. Journ. of Climatol., vol. 27, pp. 1721–1733.

Petoukhov V., Semenov V.A. 2010. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. – Journ. of Geophys. Research – Atmospheres, vol. 115, D21111. doi:10.1029/2009JD013568.

Pozo-Vazquez D., Esteban-Parra M.J., Rodrigo F.S., Castro-Diez Y. 2001. A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature. – Climate Dynamics, vol. 17, pp. 701-715.

Rennert K.J., Wallace J.M. 2009. Cross-Frequency Coupling, Skewness and Blocking in the Northern Hemisphere Winter Circulation. – Journal of Climate, vol. 22, pp. 5650–5666.

Semenov, V., Latif M. 2015. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012. – Environ. Research Letters, (10): 054020. doi:10.1088/1748-9326/10/5/054020.

Thejll, P., B. Christiansen, and H. Gleisner. 2003. On correlations between the North Atlantic Oscillation, geopotential heights, and solar-activity proxies. – Geophys. Res. Lett., (30): 1347. doi:10.1029/2002GL016598.

Thompson, D.W.J., J.M. Wallace, and G.C. Hegerl. 2000. Annular modes in the extratropical circulation: Part II, Trends. – Journal of Climate, vol.13, pp.1018–1036.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace. 1998. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. – Geophys. Res. Lett., vol. 25, pp.1297–1300.

Trenberth, K. E., Fasullo J. T. 2013. An apparent hiatus in global warming? – Earth's Future, No. 1, pp. 19–32, doi:10.1002/2013EF000165.

Zhang, X., Sorteberg A., Zhang J., Gerdes R., and Comiso J. C. 2008. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. – Geophys. Res. Lett., vol. 35, L22701, doi:10.1029/2008GL035607.

Zhou, S., A.J. Miller, J. Wang, and J.K. Angell. 2001. Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes. – Geophys. Res. Lett., vol. 28, pp. 4107-4110.

Zveryaev I.I., S.K. Gulev. 2009. Seasonality in secular changes and interannual variability of European air temperature during the twentieth century. – Journal of Geophysical Research, vol. 114, D02110, doi:10.1029/2008JD010624.X

Статья поступила в редакцию: 24.07.2017 г. После переработки: 22.01.2018 г.