

ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОГОВ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУР И ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ В ПЕРИОД ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

М.Ю. Бардин, Т.В. Платова*

Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН; Россия, 109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Институт географии РАН, *mick-bardin@yandex.ru.

Реферат. Исследованы изменения сезонных порогов, т.е. сезонных экстремальных значений суточных средней, минимальной и максимальной температуры и суточных сумм атмосферных осадков на территории России в зимний и летний сезоны за период 1976-2009 гг. Пороговые значения экстремальных температур для каждого сезона определяются как 5- и 95-й процентиля для полной выборки суток этого сезона. Показано, что в оба сезона пороги экстремальных положительных и отрицательных аномалий температуры растут на большей части территории России. Однако, имеются регионы, где наблюдаются отрицательные тренды. Наблюдаемые изменения квантилей температуры качественно в основном объясняется изменениями средних (среднесезонных величин и годового хода) и внутрисезонной изменчивости, которая ответственна за региональные отличия в величине скорости и даже знаке изменений экстремумов от изменений средних сезонных величин. Только изменения средних недостаточно для объяснения изменения экстремальных процентилей: имеются регионы с выраженными отличиями изменений экстремумов от изменения средних, в особенности зимой. Получены численные оценки вклада изменения средних и внутрисезонной изменчивости в изменение экстремальных процентилей в предположении гауссовости распределения для среднесуточной температуры. Такая модель вполне успешно численно описывает изменения летних экстремумов, но не адекватна для зимних (хотя и является несмещенной); обсуждаются возможные причины. В отличие от температуры распределение осадков не является непрерывным, а имеет дискретную часть (отсутствие осадков). Изменение сезонных процентилей осадков зависит от изменения функции распределения выпавших осадков и вероятности их отсутствия. Поэтому рассматриваются изменения 95-го процентиля полной сезонной выборки и отдельно – вероятности отсутствия осадков (которая к тому же является единственно

возможным индексом «экстремально малых» осадков) и 95-го перцентиля выборки дней с осадками. Рост сезонных порогов экстремальных осадков наблюдается на большей части территории страны, как зимой, так и летом. Напротив, число дней без осадков зимой преимущественно растет, а летом – убывает. Обсуждаются возможные причины изменения характеристик внутрисезонной изменчивости температуры и осадков.

Ключевые слова. Изменения климата, изменчивость, пороговые значения, экстремумы, функция распределения, перцентиль, тренд, температура воздуха, осадки, средняя суточная температура, минимальная суточная температура, максимальная суточная температура.

CHANGES IN THRESHOLDS OF EXTREME TEMPERATURES AND PRECIPITATION ON TERRITORY OF RUSSIA WITH GLOBAL WARMING

M. Yu. Bardin, T. V. Platova*

Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia; Institute of Geography RAS, 29, Staromonetny per., 109017 Moscow, Russia, *mick-bardin@yandex.ru.

Abstract. Changes in thresholds of seasonal extreme daily mean, minimum and maximum temperatures and daily precipitation totals over Russia in winter and summer for the period 1976-2009 are investigated. The thresholds for temperatures are defined for each season as 5th and 95th percentiles of a sample of all days in the season. It is demonstrated that thresholds of both positive and negative extreme temperature anomalies increase over most of Russia for both seasons. However, in some regions negative trends are observed. Changes in temperature quantiles are explained qualitatively mainly by changes in means (seasonal mean and annual cycle) and intra-seasonal variability, which is responsible for the change rate and even sign. Changes in means alone are not sufficient to explain changes in extreme percentiles, because there exist regions where distinctions between changes in means and extremes are well-marked, especially in winter. Estimates of the contribution of changes in means and intra-seasonal variance are calculated assuming the Gaussian probability function for the daily mean temperature. This model successfully explains changes in summer extremes, but it is not adequate for winter (although it is

unbiased). Possible causes are discussed. In contrast with temperature, the probability function for precipitation is not continuous; it contains a discrete component (lack of rain). Therefore changes in seasonal percentiles of precipitation depend both on the changes in the probability function of precipitation on rainy days, and probability of a dry day. Accordingly, changes in the 95th percentile for the total seasonal sample are considered along with the 95th percentile for the sample of rainy days and with the probability of a dry day (which is also the only possible index for “extremely small” precipitation). Seasonal thresholds of extreme daily precipitation grow over most of the country both in winter and summer. On the contrary, the number of dry days mainly grow in winter, but decrease in summer. Possible causes of changes in intra-seasonal variability are discussed.

Key words. Climate change, variability, threshold, extremes, probability function, percentile, trend, air temperature, precipitation, mean daily temperature, minimum daily temperature, maximum daily temperature.

Введение

В настоящей статье рассматриваются изменения порогов экстремальных температур и осадков на территории РФ в зимний и летний сезоны. Специальный интерес к изменениям статистики экстремальных значений климатических переменных (Climate Change, 2001, 2007; WCE, 1999), Рабочая группа по экстремумам CLIVAR: <http://cccma.seos.uvic.ca.ETCCMDI/>) вызван несколькими причинами. С одной стороны, этих изменений естественно ожидать в условиях общего изменения климата («глобальное потепление»). Это непосредственно ясно для температуры, так как потепление означает сдвиг функции распределения температуры в область более высоких значений: в том числе и «экстремальных», т.е. квантилей распределения, соответствующих близким к 0 или к 1 вероятностям. Что касается ситуации с осадками, она совсем не так очевидна, но соображения, связанные с изменением при потеплении содержания в атмосфере водяного пара и цикла водяного пара в атмосфере (Trenberth, 1999), различных параметров устойчивости атмосферы (Held, 1993; Мохов, Акперов, 2006), перераспределением частот основных форм атмосферной циркуляции и определенных региональных режимов (Corti et al., 1999; Бардин, 1996 и т.д.) и некоторые другие свидетельствуют в пользу того, что глобальные

изменения температуры могут вызывать изменения в режиме осадков (в том числе, в функциях распределения). Хотя даже общий характер этих изменений неочевиден, а их пространственно-временные особенности, по всей видимости, значительно более сложны, чем в случае изменения температуры и плохо воспроизводятся современными моделями климата, обобщение данных наблюдений позволяет получить эмпирическое описание этих изменений, а подобные приведенным выше общефизические или более специфические соображения – их объяснить.

Коль скоро изменяются функции распределения климатических переменных, а с ними и статистика экстремальных значений, возникает вопрос о возможных последствиях этих изменений. Здесь как всегда следует иметь в виду, что последствия эти могут быть как негативными (например, увеличение частоты и интенсивности засух), так и позитивными (снижение суровости зим), однако их эффект как правило существенно превосходит эффект изменения средних значений. Например, в ситуации, связанной с медициной: повышение на 1°C средней летней температуры само по себе не сильно скажется на здоровье населения, а соответствующее ему увеличение повторяемости максимальных суточных температур выше 30°C (например, для Москвы в среднем на 60%) приведет к значительному росту риска для людей, страдающих сердечно-сосудистыми заболеваниями. Таких примеров можно привести множество (засухи, наводнения, и т.п.), но в целом на современном жаргоне ситуация такова: риски, связанные с изменением климатических экстремумов значительно превосходят риски, связанные с изменением средних. Еще одно соображение связано с относительной величиной изменения средних и экстремальных значений: имеются соображения, позволяющие предположить, что рост экстремумов может значительно превосходить рост средних, что усугубляет соответствующие риски.

В настоящей работе рассматриваются экстремумы внутри календарных сезонов. В качестве показателей экстремальности рассматриваются экстремальные, т.е., соответствующие близким к 0 или 1 вероятностям, процентилю сезонных выборок суточных средней, минимальной и максимальной температуры и суточных сумм атмосферных осадков, и анализируются временные изменения этих процентилей. В литературе чаще рассматриваются изменения частот значений, превышающих заданные фиксированные пороги (Киктев и

др. 2012; Платова, 2007, Bulygina et al., 2007, Alexander et al., 2006, и др.). Это во многом связано с активной деятельностью рабочей группы по экстремумам МГЭИК: значительная часть предложенных этой группой индексов экстремумов определяется именно таким образом; многие из этих индексов несомненно практически полезны (некоторые – после определенной адаптации к региональным климатическим условиям). Однако, они не дают непосредственной характеристики изменения функции распределения климатической переменной на ее «хвостах». Поэтому был использован подход, использующий непосредственно величины экстремальных квантилей, который должен давать достаточно ясное и последовательное описание изменений экстремумов в терминах функции распределения.

Данные и методы обработки

Данные. Использовались данные архива суточных средней, минимальной и максимальной температуры и сумм осадков на 600 станциях РФ, подготовленного и периодически пополняемого во ВНИИГМИ-МЦД (http://mete.ru/climate/d_temp.php). Реально, с учетом требований к полноте данных для расчета статистик и трендов (см. ниже), представленные результаты основаны на данных более 300 станций (до 350 для большинства величин). Анализировались тренды за период, начинающийся 1976 годом; с этого времени не происходило существенных изменений в инструментах и регламенте наблюдений: таким образом, ряды не содержат неоднородностей, вызванных этими причинами. На отдельных станциях возможны неоднородности, вызванные переносом станции (документированы в каталоге архива) и/или изменениями окружающего ландшафта. В любом случае, следует с большой осторожностью относиться к особенностям трендов на отдельных станциях, считая обоснованными лишь согласованные результаты по крайней мере на нескольких соседних станциях. В нескольких случаях нам пришлось исключить станции, где имеющиеся пропуски были все сосредоточены в одной половине ряда, что, при наличии данных на концах интервала приводило к ложным трендам, резко выделяющимся на фоне соседних станций.

Аномалии. Аномалии переменных рассчитывались относительно полного периода, для которого выполнялся анализ, т.е., 1976-2009 гг. Нормы для каждого дня рассчитывались следующим образом:

$$E_{d*}^C(X_{yd*}) = F^{30} N^{-1} \sum_{y=1}^N X_{yd*}$$

Здесь N – число лет в выборке; $d^* = 1 \dots 365$ – «порядковый день для годового хода»: в обычном году $d^* = d$ – порядковый день в году, а в високосном 29 февраля выбрасывается, т.е. до этой даты $d^* = d$, а после нее – $d^* = d - 1$. Таким образом, 29 февраля не входит в выборку для зимнего сезона. F^{30} – фильтр, отсекающий колебания с периодом менее 30 дней: т.е. годовой ход сглаживается (использовался улучшенный с учетом конечной ширины окна фильтр низких частот (Отнес, Эноксон, 1982)). Чтобы получить надлежащие оценки на концах (около $d=1$ и 365), фильтр применялся к ряду из 3 повторяющихся экземпляров годового хода (т.е., длиной 3×365 дней), и из сглаженного ряда затем выбирался средний отрезок длиной в год (с 366 дня). Аналогично рассчитываются стандартные отклонения $S^*_{d^*}(X_{yd^*})$ (также сглаженные).

Аномалии, нормированные аномалии и (для осадков) относительные аномалии

$$\begin{aligned} V^C_{d^*}(X_{yd^*}) &= X_{yd^*} - E^C_{d^*}(X_{yd^*}) \\ W^C_{d^*}(X_{yd^*}) &= V^C_{d^*}(X_{yd^*}) / S^C_{d^*}(X_{yd^*}) \\ R^C_{d^*}(X_{yd^*}) &= X_{yd^*} / E^C_{d^*}(X_{yd^*}) \end{aligned}$$

относительно такого годового хода называются в дальнейшем аномалиями относительно постоянного годового хода (или С-годового хода).

Одной из целей работы является отдельный анализ вклада в изменение экстремальных процентилей изменения средних и внутрисезонной изменчивости. При использовании для анализа аномалий относительно постоянного годового хода остаются изменения средних, связанные с изменениями амплитуды и формы (включая календарные даты минимума и максимума) годового хода. Чтобы исключить эти межгодовые изменения годового хода, здесь рассматриваются аномалии относительно «переменного» (или V-) годового хода:

$$E^V_d(X_{yd}) = F^{90} X_{yd}$$

т.е., за годовой ход принимаются вариации внутри года с периодами от сезона и более (в годовом ходе остаются гармоники с периодами более четверти года). Сезонные статистики отклонений $V^V_{d^*}(X_{yd^*}) = X_{yd^*} - E^V_{d^*}(X_{yd^*})$ от такого «переменного годового хода» для каждого года можно интерпретировать, как описание

внутрисезонной изменчивости для этого года (мы по-прежнему исключаем из выборки 29 февраля: отсюда употребление d^*).

Сезонные статистики. Здесь рассматриваются сезоны длиной 90 дней: зимний с 1 декабря и летний с 1 июня. Для каждого сезона 1976-2009 гг. оценивались выборочные статистики по выборке длиной $NwX_y, NsX_y \leq 90$ (с учетом пропусков, различных для разных переменных) для каждой из 4 переменных: T_e, T_{min}, T_{max} – суточная средняя, минимальная и максимальная температура, R – суточная сумма осадков. Статистики температуры: E – среднесезонное значение, S – стандартное отклонение, Sk – коэффициент асимметрии, P_5 – 5-й процентиль, P_{95} – 95-й процентиль, Min, Max – сезонные минимум и максимум. Набор статистик для осадков несколько иной: E, S, Sk, P_0 – доля дней без осадков (точнее, с нулевыми измеренными осадками), P_{95} – 95-й процентиль полной сезонной выборки, PR_{95} – 95-й процентиль выборки дней с осадками, Max .

В дальнейшем для краткости мы будем называть процентилями, близкие к левому «хвосту» распределения (в данном случае, P_5), «отрицательными экстремумами», а близкие к правому «хвосту» (P_{95}) – «положительными экстремумами».

Статистики рассчитывались для сезонов с наличием не менее 95% данных.

Тренды сезонных статистик. Для зимы и лета на каждой станции для каждой переменной X рассчитывались оценки линейного тренда каждой статистики $Y_y = a_{\Psi} + b_{\Psi} y$ (y – год): коэффициент b_{Ψ} , доля объясненной трендом дисперсии R^2 , а также оценка «значимости тренда»: минимальный уровень из стандартного набора {1%, 2,5%, 5%}, при котором коэффициент b_{Ψ} значимо отличен от 0, или « ∞ », если тренд незначим на уровне 5% (используется двусторонний критерий, основанный на статистике $T^2 = (n-2)R^2 / (1-R^2)$, имеющей при $b_{\Psi} = 0$ распределение Стьюдента с $n-2$ степенями свободы). Сам термин «значимость» используется, таким образом, довольно формально, поскольку не учитываются отклонения от «основных предположений»: независимость и гауссовость остатков; тем не менее, если оценки вероятностей и неточны, все же «значимые» величины тренда указывают на достаточно большие значения отношения «сигнал-шум» для него. Это обычная практика; попытки улучшить оценки вероятностей с использованием различных техник статистического моделирования оказываются односторонними: либо учитывается негауссовость остатков (используется обычно

«бутстрэп»), либо последовательная корреляция (моделируется авторегрессией). Поскольку принципиально вопрос о «правильных» вероятностях этим не решается, и выводы остаются прежними (отношение сигнал-шум достаточно велико), по нашему мнению для качественного анализа эти усложнения излишни: значительно важнее наличие крупномасштабных областей с когерентными изменениями.

Тренд оценивался за период 1976-2009 гг., т.е., с условного начала современного потепления. Оценки тренда рассчитывались, если в ряду сезонных статистик имелось не менее 80% данных и имелись данные в начальных и конечных 3-летиях периода.

Наблюдаемые изменения экстремумов температуры воздуха

Функция плотности распределения суточной температуры близко напоминает классическую колоколообразную кривую нормального (Гауссова) распределения: она «почти» унимодальна и симметрична (хотя для отдельных географических локализаций возможны вторичные моды и отклонения от симметрии, связанные с наличием выраженных циркуляционных режимов) и примерно так же быстро спадает с удалением от центра распределения. Перцентили нормального распределения однозначно определяются значениями первых 2 моментов: среднего и дисперсии. Можно ожидать, что изменения перцентилей суточной температуры в основном определяются изменениями тех же моментов. Отметим, что увеличение (уменьшение) среднего вызывает смещение распределения в целом и, соответственно, рост (убывание) экстремальных перцентилей обоих знаков, а изменение дисперсии – того же знака изменение положительных экстремумов и противоположного знака – отрицательных. Одновременные изменения среднего и дисперсии может, таким образом, приводить к различным результатам в зависимости от соотношения знаков и величины этих изменений.

На рис.1 показано географическое распределение коэффициентов линейного тренда 95-го перцентиля (P95) и 5-го перцентиля (P5) для зимы и лета ежегодных внутрисезонных нормированных аномалий средней суточной температуры воздуха *WT*, полученных относительно «постоянного» годового хода, рассчитанного для полного периода оценки 1976-2009 гг. Мы рассматриваем здесь нормированные аномалии, чтобы исключить по возможности климатические внутрисезонные изменения как средних, так и дисперсии, весьма выраженные для температуры. Таким образом

обеспечивается обоснованность объединения в единую сезонную выборку величин, относящихся к различным календарным датам внутри сезона.

Сезонные различия изменений экстремальных процентилей очень велики. Наблюдается также и «асимметрия» в изменениях положительных и отрицательных экстремумов, значительно более явно выраженная для зимнего сезона.

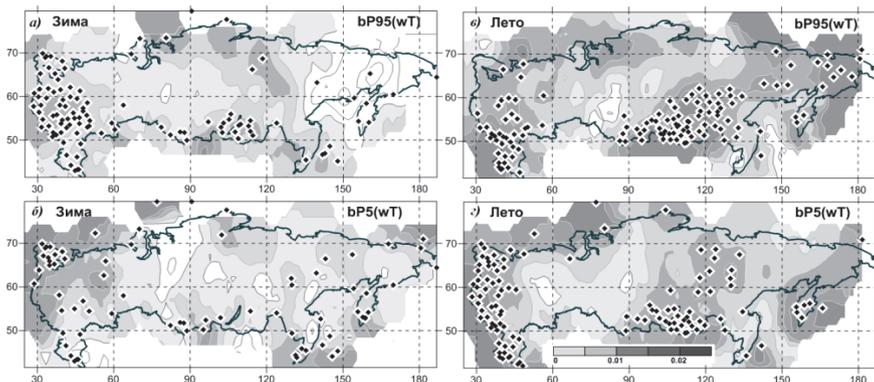


Рис. 1. Изменения процентилей P5 (б, г) и P95 (а, в) нормированной аномалии температуры (линейный тренд 1976-2009 гг.). Зима (а, б). Лето (в, г). Аномалии рассчитаны относительно «постоянного» годового хода за 1976-2009 гг. Положительные тренды показаны градиациями серого, отрицательные – изолиниями без заливки (шаг изолиний: $0,005 \bullet \text{год}^{-1}$). Выделены станции, где тренд значим на уровне 5%.

Сравнение с изменениями среднесезонных значений **WT** (рис. 2) показывает, что география изменения пороговых значений экстремумов качественно в основных чертах определяется общим смещением распределения температуры. Летом это выраженный рост почти на всей территории РФ с максимумами на западе страны (в особенности – на юго-западе ЕЧР), вокруг Байкала и на дальнем Северо-Востоке (Камчатка, Чукотка); зимой – менее выраженный рост с максимумом на западе и обширная область убывания температур на дальнем Северо-Востоке. Однако сезонные и географические особенности в величинах и даже знаках изменения для положительных и отрицательных экстремумов требуют дальнейшего анализа, который должен включать изменения дисперсии.

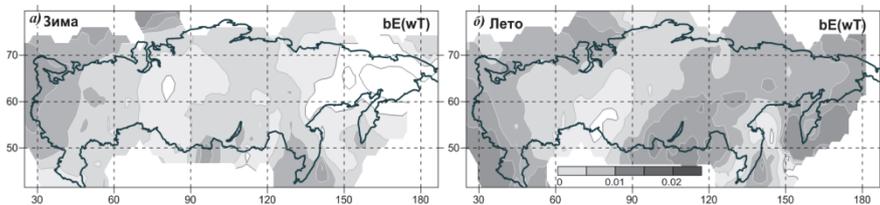


Рис. 2. Изменение среднесезонной нормированной аномалии температуры (линейный тренд 1976-2009) для зимнего (а) и летнего (б) сезонов.

Положительные тренды показаны градиациями серого, отрицательные – изолиниями без заливки (шаг изолиний: $0,005 \bullet \text{год}^{-1}$).

На рис. 3 представлен тренд сезонных стандартных отклонений температуры относительно постоянного годового хода, рассчитанного по выборке за 1976-2009 гг., и относительно «переменного» годового хода (см. раздел 2). В первом случае изменения внутрисезонной дисперсии включают также изменения средних, связанные с изменением формы и амплитуды годового хода (но не с изменением среднесезонных величин, поскольку последние исключаются при расчете внутрисезонной дисперсии). Во втором случае исключаются межгодовые изменения годового хода (т.е., полностью исключаются изменения *средних*): остаются «чистые» изменения *внутрисезонной изменчивости*.

Наиболее ярко выраженные отличия изменений экстремумов от изменения сезонных средних и асимметрия изменений положительных и отрицательных экстремумов наблюдаются для *зимы*. Следует в первую очередь отметить отсутствие области отрицательного тренда на *дальнем Северо-Востоке* для величины 5-го перцентиля: это значит, что общее выраженное зимнее похолодание в этой области не приводит к углублению экстремумов холода. Напротив, здесь наблюдается некоторое смягчение экстремальных холодов (рост P5). С другой стороны, величины экстремумов тепла (P95) снижаются здесь значительно быстрее средних температур. Эти особенности объясняются значительным уменьшением дисперсии температуры в данном регионе.

Также уменьшением дисперсии, но на фоне выраженного *роста* среднесезонных температур, объясняется то обстоятельство, что максимум роста на *северо-западе Европейской России* между 60-70° с.ш. наблюдается только для P5, а величины P95 там хотя и растут,

но намного медленнее (максимум роста положительных экстремумов южнее – на западе между 60-70° с.ш., причем тренды в этой области везде статистически значимые).

Важная особенность – усиление экстремумов холода на *востоке Северного Кавказа*, не сопровождающееся уменьшением сезонных средних и снижением порога положительных экстремумов. Оно как будто объясняется ростом дисперсии в южной половине ЕЧР (рис. 3а): но здесь ситуация существенно отличается от рассмотренных выше. Рост дисперсии здесь (в отличие от Северо-Востока и Северо-Запада) исключается при рассмотрении аномалий относительно переменного годового хода (рис. 3б). Таким образом, это уменьшение P5 связано не с изменением внутрисезонной изменчивости, а, по-видимому, с изменением формы годового хода (для уточнения этого вывода необходим, конечно, непосредственный анализ изменений годового хода, что выходит за рамки настоящей работы). Похожая ситуация для P5 (усиление экстремумов холода) наблюдается на *севере Западной Сибири*, но здесь все же изменения частично связаны с изменением внутрисезонной дисперсии и частично – годового хода.

Изменения границ экстремумов обоих знаков летом значительно более сходны между собой и с изменениями среднесезонных температур, нежели зимой. Ниже перечислены основные различия:

- Рост положительных экстремумов значительно превосходит рост отрицательных на юге ЕЧР, вокруг Байкала, на Северо-Востоке (объясняется ростом дисперсии в этих регионах).
- Наблюдается область усиления отрицательных экстремумов (убывание P5) на Урале, также связанная с ростом дисперсии.
- Максимум роста P5 наблюдается на западе ЕЧР (область убывания дисперсии), а не на юго-западе, как для P95 и среднесезонной температуры.

Обращает на себя внимание очевидная противофаза летних и зимних изменений *собственно* внутрисезонной дисперсии (рис. 3б и 3г) на большей части территории РФ, особенно ярко выраженная на Северо-Востоке, на Урале и севере ЕЧР и на юге России (но на западе ЕЧР и зимой, и летом наблюдается убывание межсуточной изменчивости). Преобладающая тенденция зимнего сезона – *убывание* изменчивости, тогда как летом преобладает *рост*.

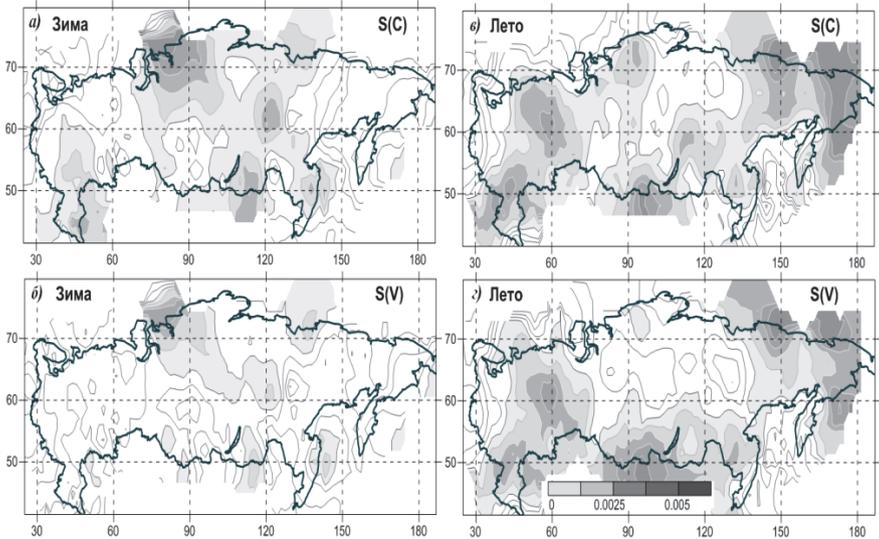


Рис. 3. Изменение стандартного отклонения аномалий температуры, рассчитанных относительно постоянного годового хода (за 1976-2009 гг.) – а, в и «переменного» годового хода – б, г для зимы (а, б) и лета (в, г). Обозначения см. рис. 2; шаг изолиний: $0,00125 \cdot \text{год}^{-1}$

Итак, большая часть наблюдаемых изменений экстремальных квантилей температуры качественно объясняется изменениями средних (среднесезонных величин и формы годового хода) и внутрисезонной изменчивости. Возникает вопрос, насколько хорошо это описание количественно. Здесь, однако, уже нужна модель, связывающая значения рассматриваемых квантилей с средним и дисперсией. Мы рассмотрим простейшую модель, основанную на аппроксимации распределения суточных аномалий внутри сезона Гауссовым распределением. В этом случае должно быть

$$\delta b5 = b(P5_y) - (b(E_y) - 1,65b(S_y)) \approx 0,$$

$$\delta b95 = b(P95_y) - (b(E_y) + 1,65b(S_y)) \approx 0;$$

здесь E_y , S_y – статистики суточных температур за анализируемый сезон года y , $b(X_y)$ – коэффициент линейного тренда ряда X_y ($X_y = E_y$, S_y) за фиксированный период $y_b \leq y \leq y_e$.

В таблице 1 представлены некоторые статистики ошибок $\{\delta b\}_i$ аппроксимации тренда аномалии температуры VT (не нормированной), полученные по выборке станций i , для которых были получены оценки этих величин с учетом полноты данных (более 350), и характеризующие «качество» аппроксимации. Как видно, для летнего сезона аппроксимация изменений обоих процентилей предложенной моделью вполне успешна: смещение можно считать пренебрежимым ($E\delta \approx 0$: около 5% стандартного отклонения аппроксимируемых величин $b(P)$), а дисперсия остатков («ошибок аппроксимации») в 19 (17) раз меньше разброса самих величин $b(P5_y)$ ($b(P95_y)$). Функции распределения величин $\delta b5$ и $b(P5_y)$ для летнего сезона представлены на рис. 4. Для зимы аппроксимация гораздо хуже. По-прежнему можно считать ее несмещенной для $P95$, в то время как для $P5$ имеется заметное отрицательное смещение. Величина же разброса ошибок аппроксимации лишь незначительно меньше разброса самих величин тренда: менее чем в 2 раза для $P5$, и лишь на 20% для $P95$. Такое различие качества аппроксимации для зимы и лета может быть объяснено значительно большей интенсивностью зимних режимов циркуляции и, соответственно, их вклада в функции распределения температуры («изменчивость»). Поскольку распределения температуры являются смесями распределений при различных режимах циркуляции, их поведение на хвостах может значительно отличаться от нормального распределения (см. напр. (Хьюбер, 1984)): в частности, в аппроксимационных формулах вида $P = E \pm k_{\pm} S$ возможно $k_+ \neq k_- \neq 1,65$ (это подтверждается значительным различием средних и медиан ошибок аппроксимации зимнего сезона: распределение несимметрично). Можно улучшить аппроксимацию, используя эмпирические (выборочные) оценки для k_+ и k_- . Хотя такая аппроксимация будет в известном смысле тавтологией, но она может быть полезна для оценки будущих изменений экстремальных процентилей по прогнозу изменения средних и дисперсии, поскольку трудно ожидать от существующих моделей адекватного воспроизведения всех составляющих климатической изменчивости, позволяющего непосредственно воспроизводить изменения на краях распределения.

Статистики трендов ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{год}^{-1}$; период 1976-2009 гг.) процентилей P5, P95 аномалии температуры VT и их отклонений от модели $b(P_y) - (b(E_y) \pm 1,65b(S_y))$, объясняющей полный тренд трендами среднего и изменчивости в предположении гауссовости распределения VT . N – число станций, по которым получена оценка; Σ_i^2 – сумма квадратов; E – среднее; Med – медиана.

	лето				зима			
	P5		P95		P5		P95	
	$b(P)$	δb						
Σ_i^2	58,47	3,07	93,24	5,42	186,56	108,09	135,02	106,94
E	0,342	-0,018	0,431	-0,034	0,518	-0,196	0,423	-0,018
Med	0,344	-0,018	0,431	-0,037	0,505	-0,216	0,469	-0,135

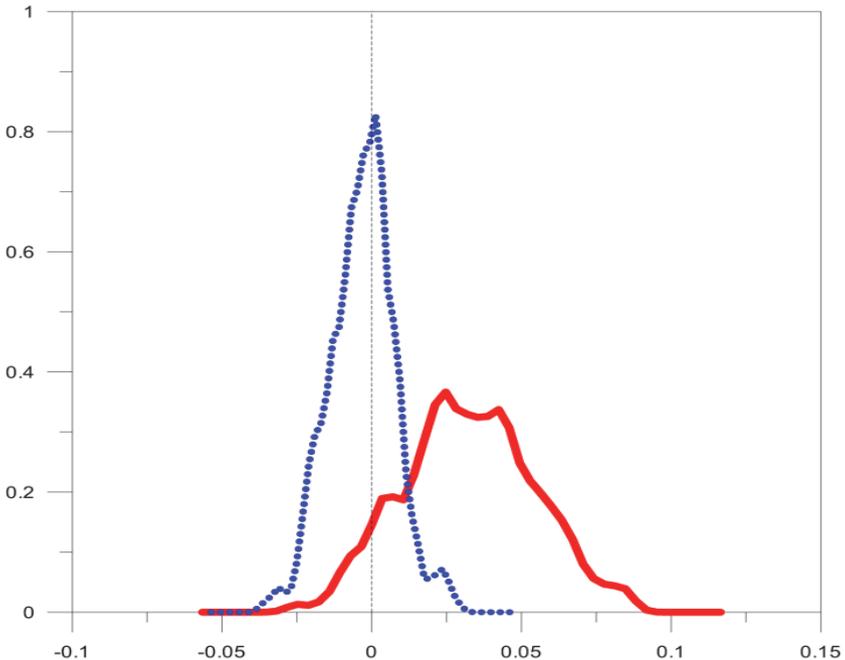


Рис. 4. ФПР δb_5 (пунктир) и $b(P5_y)$ (сплошная линия) для летнего сезона

Наконец, мы рассмотрим изменения порогов экстремальных значений для минимальных и максимальных суточных температур (рис. 5), представляющие зачастую больший практический интерес, нежели изменения среднесуточных температур. В особенности это относится к летним температурам. Здесь мы рассмотрим только их и только в самых общих чертах.

Как и для среднесуточных температур, основной характер изменений экстремальных процентилей T_{\min} и T_{\max} определяется изменением среднесезонных температур. Ему соответствуют основные максимумы роста (на западе ЕЧР, в регионе вокруг Байкала, на дальнем Северо-Востоке) и область убывания в Западной Сибири.

В отличие от среднесезонных температур имеется область убывания на востоке ЕЧР для отрицательных экстремумов как максимальных, так и минимальных суточных температур (и, соответственно, среднесуточной температуры).

Отрицательные экстремумы максимальной температуры в восточной части страны растут незначительно; в частности, практически отсутствуют области роста вокруг Байкала и на дальнем Северо-Востоке. Напротив, экстремумы обоих знаков минимальной температуры значительно растут практически по всей восточной части РФ (восточнее 90° в.д.).

На севере ЕЧР наблюдается максимум роста порогов экстремумов обоих знаков минимальной суточной температуры: т.е. общее положительное смещение распределения минимальной температуры. Именно с этим (и отчасти с ростом порогов отрицательных экстремумов максимальной температуры) связан максимум роста положительных экстремумов среднесуточных температур в этом регионе, в то время как абсолютные экстремумы тепла (положительные экстремумы максимальной температуры) здесь не растут.

Изменения экстремальных осадков

Наглядное описание изменений экстремумов осадков, аналогичное тому, которое проводится для температуры (*изменение экстремумов = изменение средних + $K \times$ изменение изменчивости*), невозможно для осадков. Это связано со своеобразием функции распределения суточных осадков (скажем, для фиксированного сезона).

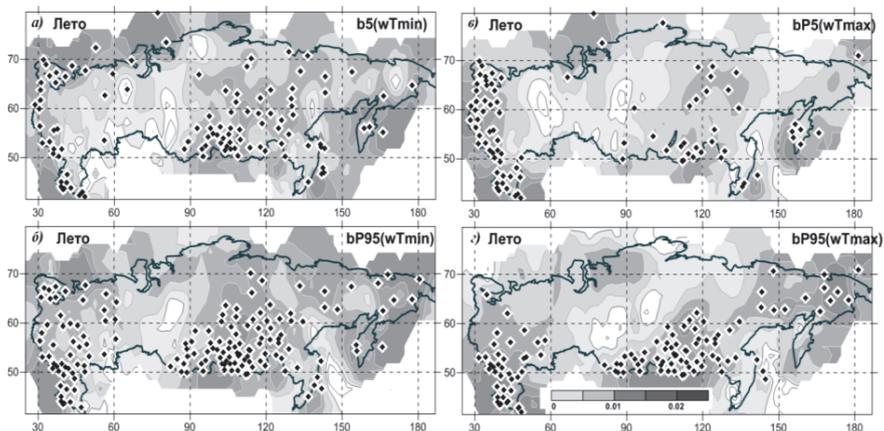


Рис. 5. Изменения процентилей P5 (а, в) и P95 (б, г) нормированной аномалии максимальной (в, г) и минимальной (а, б) суточной температуры. Обозначения см. рис. 1.

А. Эта функция распределения $F(r)$ представляет собой смесь дискретного распределения с вероятностью P_0 , сосредоточенной в единственной точке $r = 0$ («отсутствие осадков»), и непрерывного распределения $\Phi(r)$ на полупрямой $r > 0$:

$$F(r) = F_{P_0}(r) = P_0 + (1 - P_0)\Phi(r) \quad (O).$$

Б. Максимум плотности вероятности $\Phi'(r)$ («мода») расположен не вблизи центра распределения (среднее, медиана), а всегда в 0. Изменение среднего не приводит к смещению всего распределения, но отражается в изменении его формы и/или масштаба.

В принципе, приняв подходящую модель для функции распределения $\Phi(r)$, можно выполнить анализ, аналогичный проведенному в предыдущем разделе. Часто ф.п.р. осадков $\Phi'(r)$ аппроксимируют Γ -распределением: например, (Groisman et al., 1999). Однако в этом случае не удастся получить такой простой линейной модели, объясняющей изменения экстремальных процентилей через изменения среднего и средней квадратической изменчивости, как для температуры. Поскольку цель настоящей статьи – анализ наблюдаемых изменений порогов экстремальных температур и осадков, а не статистическое моделирование осадков, мы не будем развивать эту тему.

Тем не менее, вероятностная модель (О) указывает на то, что «хвосты» распределения суточных осадков зависят (1) от P_0 и (2) хвостов распределения ненулевых осадков $\Phi(r)$. Для положительных экстремумов (2) очевидно, а (1) при фиксированной функции $\Phi(r)$ следует из выражения для производной dr/dP_0 для квантиля r функции распределения F , соответствующего фиксированной вероятности α : из (О) следует $P_0 + (1 - P_0)\Phi(r) = \alpha$, откуда $r = r(P_0, \alpha) = \Phi^{-1}((\alpha - P_0)/(1 - P_0))$, и по теореме об обратной функции $dr/dP_0 = -[\Phi'(r(P_0, \alpha))]^{-1}(1 - \alpha)/(1 - P_0)^2$: все сомножители положительны (функция распределения Φ монотонно возрастает и $\alpha < 1$), и знак «-» указывает, что *рост* P_0 влечет *уменьшение* квантиля $F^{-1}_{P_0}(\alpha)$, соответствующего фиксированной вероятности α (это непосредственно ясно из рис. 6: надо только заметить, что преобразование от $F_{P_0}(r)$ к $F_{P_0+\Delta P}(r)$ есть просто сжатие к оси $r=1$ с коэффициентом $[1 - (P_0 + \Delta P)] / (1 - P_0)$). Таким образом, для понимания изменений порогов положительных экстремумов осадков (распределения $F(r)$) следует рассматривать изменения P_0 и 95-го процентиля $\Phi(r)$. Что же касается левого хвоста, то по сути нулевые осадки и есть «отрицательные экстремумы»; на территории РФ $P_0 \sim 0,5$ (Groisman et al., 1999), поэтому нет смысла рассматривать изменения фиксированного малого (в данном случае 5-го) процентиля суточных осадков, а вместо того надо рассматривать изменения P_0 .

Есть еще проблема, связанная с интерпретацией малых осадков. В некоторых случаях регистрируются «следы» осадков, т.е., факт выпадения осадков был зафиксирован, но количество слишком мало, чтобы его можно было измерить при использовании стандартного осадкомера. Такая практика может привести к дальнейшим рассуждениям о «виртуальных» осадках (которые «должны были» выпасть или даже выпали в окрестности станции, но не попали в осадкомер, и т.д.). Это делает величину P_0 довольно неопределенной, равно как и определение выборочных квантилей распределения выпавших осадков. Поэтому, во-первых, мы не будем делать различия между следами и отсутствием осадков, а во-вторых, будем все же наряду с квантилями распределения выпавших осадков $\Phi(r)$ рассматривать также квантили сезонной функции распределения суточных сумм $F(r)$. При фиксированной длине сезона (и принятых нами ограничениях на допустимый процент пропусков данных) их

можно просто интерпретировать, как порядковые статистики $X^{(k)}$ фиксированного ранга k .

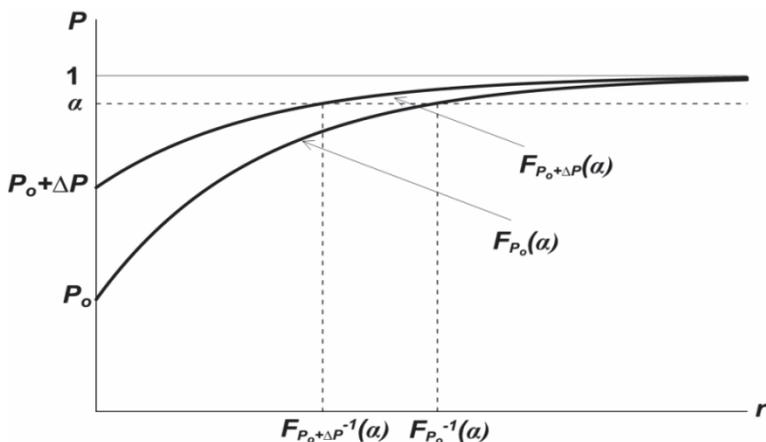


Рис. 6. Изменение квантиля $F^{-1}(\alpha)$ распределения суточных сумм осадков при изменении вероятности отсутствия осадков и постоянной ф.п.р. ненулевых осадков. Показаны кумулятивные функции распределения $F(r)$ при значениях вероятности отсутствия осадков P_0 и $P_0 + \Delta P$.

На рис. 7 представлены изменения 95-х перцентилей функций $F(r)$ и $\Phi(r)$, а также величины $P_r = 1 - P_0$ (мы показываем число дней с осадками P_r вместо P_0 для большей наглядности анализа изменений 95-го перцентиля $F(r)$, т.к. рост перцентиля соответствует *росту* P_r). Зимой 95-й сезонный перцентиль суточных осадков *растет* на большей части территории РФ, причем максимум роста наблюдается в северной половине ЕЧР, на севере Сибири, вокруг Байкала и в районе Сахалина. Большая область убывания — на дальнем северо-востоке, и меньшая — в южной части ЕЧР (исключая Северо-Кавказский ФО). Число *зимних дней с осадками* (P_r), напротив, *убывает* на большей части страны (т.е., растет число дней без осадков). Максимумы — на Дальнем Востоке (особенно на севере), Западной и Средней Сибири, северо-востоке ЕЧР.

Максимумы роста 95-го перцентиля сезонной функции распределения связаны в основном непосредственно с ростом сильных осадков (95-й перцентиль функции $\Phi(r)$). В то же время его убывание на Северо-Востоке объясняется преимущественно убыванием числа дней с осадками (на юге ЕЧР действуют оба фактора). Заметим, что рост сильных осадков на большей части территории перекрывает эффект,

связанный с ростом числа дней без осадков (особенно явно – на северо-востоке ЕЧР).

Летом также преобладает *рост сильных осадков* (рис. 7д) с максимумами так же, как зимой, в регионе вокруг Байкала и на севере ЕЧР (но исключая Кольский п-ов), и кроме того, на западе ЕЧР (граница с Белоруссией), на Урале, в Магаданской области. Убывание сильных осадков наблюдается на Южном Урале и в Нижнем Поволжье, на севере Западной Сибири, в Забайкалье и Приамурье. В отличие от зимы, летом на большей части территории РФ число дней с осадками *растет* (в особенности в Западной и Средней Сибири). Имеются три выраженные области роста числа дней без осадков: большая часть ЕЧР (особенно – южная половина; здесь результирующий эффект для P95 суточных осадков всего сезона – убывание), Чукотка-Камчатка и Забайкалье – юг Якутии.

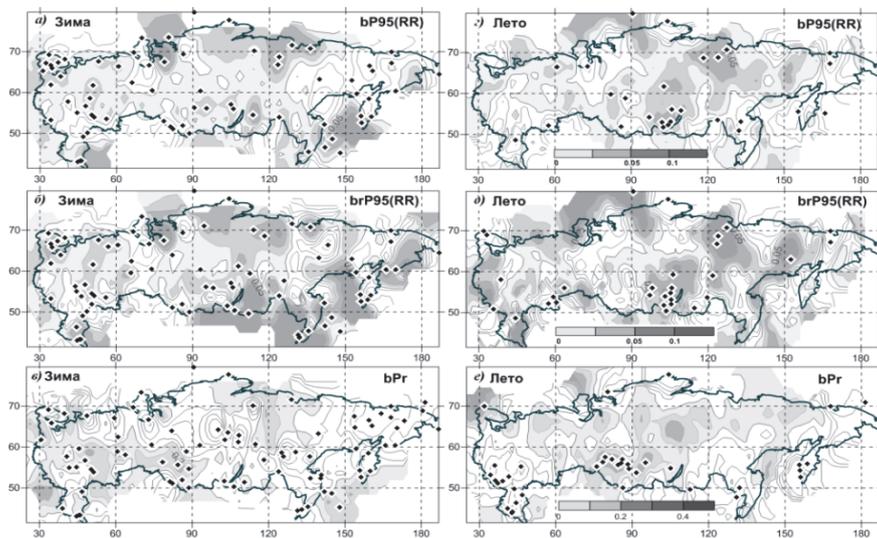


Рис. 7. Изменения (линейный тренд 1976-2009 гг.) 95-го процентиля полной сезонной функции распределения относительной аномалии (доли суточной нормы) суточных сумм осадков (год^{-1} : а, з); то же, только для выборки дней с дождем (б, д); изменения доли числа дней с дождем в сезоне ($\% \cdot \text{год}^{-1}$: в, е). Зима (а-в). Лето (з-е). Положительные тренды показаны градациями серого (см. шкалы), отрицательные – изолиниями без заливки (шаг изолиний: а, б, з, д – $0,05 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$; в, е – $0,1\% \cdot \text{год}^{-1}$).

Выделены станции, где тренд значим на уровне 5%.

Заключение

Анализ изменений порогов экстремальных температур летнего и зимнего сезонов с середины 1970-х гг. (условное начало современного потепления) показывает, что, хотя на большей части территории страны пороги как положительных, так и отрицательных экстремумов растут (т.е., как самые холодные, так и наиболее теплые эпизоды становятся теплее) в соответствии с общим потеплением, но имеются важные региональные особенности. Часть этих особенностей является проявлением географической неоднородности изменения среднесезонных температур, наиболее выраженной зимой и связанной преимущественно с долгопериодными изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции (Wallace et al., 1996; Thompson, Wallace, 1998; для территории РФ: Попова и Шмакин, 2006; Бардин, 2011; Крыжов, 2004; и т.д.), которые в свою очередь являются проявлениями низкочастотной изменчивости в климатической системе (по крайней мере, в системе атмосфера – океан – криосфера). Такова, в частности, природа зимнего максимума потепления в западной части ЕЧР, связанного с долгопериодной изменчивостью Североатлантического колебания (САК; Hurrell, vanLoon, 1997; Hurrell et al., 2003): это избыточное потепление, связанное с увеличенной адвекцией тепла из региона Северной Атлантики в положительной фазе САК, было особенно велико в период с 1960-х до середины 1990-х гг., когда наблюдался значительный положительный тренд САК. Другая устойчивая особенность зимних изменений температуры: похолодание на дальнем северо-востоке РФ – проявляется только в убывании положительных экстремумов температуры, что качественно объясняется значительным уменьшением внутрисезонной изменчивости в этом регионе. Причина этого явления не вполне ясна: вероятно, оно связано с Тихоокеанской декадной осцилляцией (Mantua et al, 1997; Mantua, Hare, 2002), возможно, как части Арктического колебания (Wallace et al., 1996). Вообще изменения внутрисезонной изменчивости температуры весьма значительны и ответственны за существенные региональные отличия в величине скорости и даже знаке изменений экстремумов от изменений средних сезонных величин (например, усиление экстремумов холода зимой – на Северном Кавказе и летом – на востоке ЕЧР).

Летние изменения порогов экстремальных температур в основном объясняются, в том числе – количественно, изменениями годового хода (по большей части даже только изменениями среднесезонных температур) и внутрисезонной дисперсии. Что касается зимы, то здесь можно говорить только о качественном согласии; количественно ошибка модели, связывающей изменения экстремальных квантилей с изменениями среднего и дисперсии, имеет масштаб величины, лишь немногим меньший такового для величины самих изменений. Причины этого явления неясны и требуют дальнейшего изучения.

Изменения экстремумов осадков значительно сложнее анализировать из-за необычного характера их распределения, являющегося смесью дискретного для случаев отсутствия осадков и непрерывного при их наличии; в результате возникают сложности уже при определении порогов экстремальных значений. В конце концов, мы имеем слишком мало дней с осадками за сезон, чтобы получить достаточно устойчивую оценку порогов экстремальных значений. Поэтому результаты для осадков имеют в основном описательный характер: мы можем при принятом подходе, как правило, делать лишь качественные заключения о том, что осадки, входящие в k наибольших за сезон (либо число дней без осадков – или с неизмеримо малыми осадками), демонстрируют ту или иную тенденцию.

Основной вывод относительно зимних осадков состоит в том, что экстремально сильные осадки растут на большей части территории страны; область, где они убывают – это в первую очередь дальний северо-восток. С другой стороны, также на большей части страны растет число дней без осадков. Летом также на большей части РФ наблюдается рост экстремально сильных осадков, хотя это и не так явно выражено, как зимой. В южных, центральных и западных районах ЕЧР, в Забайкалье, на Камчатке и Чукотке растет число дней без осадков.

Региональные особенности изменений межсуточной внутрисезонной изменчивости температуры и осадков и их причины изучены еще хуже, чем региональные особенности изменений средних сезонных величин и их причины. В первую очередь они могут быть следствиями изменений циклонической и антициклонической активности, как проявлений естественной внутренней изменчивости климатической системы, но также,

возможно, и глобального потепления – вследствие изменения ряда параметров климатической системы, таких, как общая бароклинность, радиус деформации Россби и др. (Held, 1993; Trenberth, 1999; Голицын и др., 2007): в том числе, очень важны изменения атмосферной составляющей гидрологического цикла, проявляющиеся в изменениях распределения осадков. Очень вероятно, например, что зимние особенности изменения числа дней без осадков и изменчивости температуры на дальнем северо-востоке имеют общие причины, так же, как и летние особенности изменения экстремальных температур и осадков в том же регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бардин М.Ю. 2011: Сценарные прогнозы изменения температуры воздуха для регионов РФ до 2030г. с использованием эмпирических стохастических моделей климата. Метеорология и гидрология. № 4. С. 5-20.
2. Бардин М.Ю. 1996. Определение режимов зимней циркуляции в умеренных широтах Северного полушария по данным N500 в ключевых регионах. Метеорология и гидрология. №5. С. 29-49.
3. Голицын Г.С., Мохов И.И., Акперов М.Г., Бардин М.Ю. 2007. Функции распределения вероятности для циклонов и антициклонов в период 1952-2000 гг.: инструмент для определения изменений глобального климата. Доклады АН. Т.413. №2. С. 254-256.
4. Киктёв Д.В., Сизе Д., Александер Л. 2009. Сравнение многолетних средних и тенденций изменения ежегодных экстремумов температуры и осадков по данным моделирования и наблюдений. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 45, № 3. С. 305-315.
5. Крыжов В.Н. 2004: Связь средней годовой температуры воздуха в Северо-Западной Евразии с арктическим колебанием. Метеорология и гидрология. № 1. С. 5-14.
6. Мохов И.И., Акперов М.Г. 2006. Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа. Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. Т. 42, № 4. С. 467-475.
7. Отнес Р., Эноксон Л. 1982. Прикладной анализ временных рядов. М.: Мир. 432 С.
8. Платова Т.В. 2007. Климатическая характеристика некоторых показателей экстремальности температуры приземного воздуха и атмосферных осадков на территории России. Бюллетень «Использование и охрана природных ресурсов в России». № 1. М.: Изд-во НИА-Природа. С. 38-47.
9. Попова В.В., Шамакин А.Б. 2006. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий зимней температуры воздуха в Северной Евразии в конце XX столетия. Метеорология и гидрология. №12. С. 15-24.
10. Хьюбер Дж.П. 1984. Робастность в статистике. М.: Мир. 304 С.
11. Alexander L, Zhang X, Peterson T.C., Caesar J, Gleason B. et al. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. Journal of Geophysical Research-Atmospheres. V. 11. 42 P. D05109.

12. Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Groisman P.Ya. 2007. Climate variations and changes in extreme climate events in Russia. *Environ. Res. Lett.* V. 2. №4. (October-December 2007) 045020. 7 P.
13. Climate Change 2001. 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Houghton J. T. et al., Editors). Cambridge University Press. 881 P.
14. Climate Change 2007. 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Solomon S.D., Qin M., Manning Z., Chen M., Marquis K.B., Averyt M., Tignor M., Miller H.L. (Eds.)) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 P.
15. Corti S., Molteni F., Palmer T.N. 1999. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*. V. 398. P. 799-802.
16. Groisman P.Y., Karl T.R., Easterling D.R., Knight R.W. et al. 1999. Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change. *Climate Change*. V. 42. P. 243-283.
17. Held I.M. 1993. Large-scale dynamics and global warming. *Bull. Am. meteorol. Soc.* V. 74. P. 228-241.
18. Hurrell J.W., van Loon H. 1997. Decadal Variations associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*. V. 36. P. 301-326.
19. Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact Geophysical Monograph 134*. Amer. Geophys. U. Washington, DC. 35 P.
20. Mantua N.J., Hare S.R., Zhang Y., Wallace J.M., Francis R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Met. Soc.* V. 78. P. 1069-1079.
21. Mantua N.J., Hare S.J. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.* V. 58. P. 35-44.
22. Thompson D.W.J., Wallace J.M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geoph. Res. Lett.* V. 25. P. 1297-1300.
23. Trenberth K.E. 1999. Conceptual Framework for Changes of Extremes of the Hydrological Cycle with Climate Change. *Climatic Change*. V. 42. №1. P. 327-339.
24. Wallace J.M., Zhang Y., Bajuk L. 1996. Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature. *J. Climate*. V. 9. P. 249-259.
25. WCE 1999. Weather and Climate Extremes: Changes, variations and a perspective from the insurance industry. Eds. T. Karl, N. Nicholls and A. Ghazi. Kluwer Academic Publishers. 349 P.