

УДК 551.582.1

## Мониторинг и прогнозирование климатической изменчивости на территории Приволжского федерального округа

**Ю.П. Переведенцев<sup>1</sup>, Р.М. Вильфанд<sup>2</sup>, К.М. Шанталинский<sup>1</sup>,  
В.В. Гурьянов<sup>1</sup>, А.А. Николаев<sup>1</sup>, Н.В. Исмагилов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия;

<sup>2</sup> Гидрометеорологический научно-исследовательский центр  
Российской Федерации, г. Москва, Россия  
ypereved@kpfu.ru

Рассмотрена вкратце история становления метеорологических наблюдений и климатических исследований в Поволжье. Выявлены долгопериодные колебания климата. Показано, что изменения температуры Северного полушария в период 1850–2016 гг. испытывают неравномерный ход, определяемый 60–70-летним колебанием. Вклад глобальных процессов в изменчивость температуры для Приказанского региона зимой составил 37 %, а летом 23 %. Основное внимание уделено анализу климатических изменений на территории Приволжского федерального округа (ПФО) от уровня земли до высоты 64 км за последние десятилетия (1979–2016 гг.) с использованием данных реанализа ERA-Interim и 117 метеостанций ПФО (1955–2009 гг.). Дана оценка трендам изменения температуры в тропосфере и стратосфере, установлен характер вертикальных корреляционных связей между слоями. Рассмотрены сценарии климатических изменений до конца XXI века на базе ансамблевых расчетов по климатическим моделям CMIP5.

*Ключевые слова:* климатическая изменчивость, температура воздуха, линейный тренд, аномалия температуры, циркуляция атмосферы

## Monitoring and prediction of climate variability in the Volga Region

**Y.P. Perevedentsev<sup>1</sup>, R.M. Vilfand<sup>2</sup>, K.M. Shantalinskii<sup>1</sup>,  
V.V. Guryanov<sup>1</sup>, A.A. Nikolaev<sup>1</sup>, N.V. Ismagilov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia;

<sup>2</sup> Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia  
ypereved@kpfu.ru

The history of meteorological observations and climate research in the Volga region is briefly considered. The long-period climatic fluctuations are identified. It is shown that Northern Hemisphere temperature changes in 1850–2016 are uneven that is defined by the 60–70-year oscillation. The contribution of global processes to the temperature variability for the Kazan region is 37 % in winter and 23 % in summer. The focus is on the analysis of climatic changes on the territory of the Volga Federal District (VFD) from the ground up to a height of 64 km over the past decades (1979–2016) using data of ERA-Interim reanalysis and 117 VFD weather stations (1955–2009). The temperature trends in the troposphere and stratosphere are assessed, the vertical correlations between

the layers are revealed. The climate change scenarios until the end of the 21st century are considered on the basis of CMIP5 climate model ensemble simulations.

*Keywords:* climate variability, air temperature, linear trend, temperature anomaly, atmospheric circulation

## Введение

Метеорологические и климатические наблюдения и исследования в Среднем Поволжье имеют длительную историю, неразрывно связанную с Казанским университетом (КУ), открытие которого состоялось 17 ноября (по новому стилю) 1804 года. История становления и развития метеорологии и климатологии в университете отражена в [6, 7]. Рассмотрим вкратце ее основные вехи.

В январе 1812 г. при Казанском университете была основана Метеорологическая обсерватория (МО), регулярные метеорологические наблюдения которой по длительности занимают третье место в России (в Санкт-Петербурге они начались с 1743 г., а в Москве с 1799 г.). Первой научной работой, написанной профессором Ф.К. Броннером в 1815 г., была его статья «Следствия из метеорологических наблюдений в Казани 1814 г.». Большой вклад в развитие метеорологии и магнитологии в Казанском университете внес в период 1824–1828 гг. профессор А.Я. Купфер, который впоследствии явился инициатором создания метеорологической службы в России (1834 г.) и первым директором Главной физической обсерватории (ГФО) в Санкт-Петербурге (1849 г.). Важную роль в совершенстве методики и организации метеорологических наблюдений сыграл профессор Э.А. Кнорр, который в 1835 г. в Ученых записках Казанского университета опубликовал статью «Наставление учителям Казанского учебного округа для делания метеорологических наблюдений».

Материалы наблюдений МО КУ были использованы в фундаментальных трудах выдающихся русских климатологов XIX века. Среди них: К.С. Веселовский «О климате России» (1857 г.); Г.И. Вильд «О температуре воздуха в Российской империи» (1881 г.); А.И. Воейков «Климаты земного шара, в особенности России» (1884 г.).

В 1894 г. профессор КУ Д.А. Гольдгаммер поставил вопрос об организации метеорологической сети в Казанской губернии. В результате возникла метеорологическая сеть Востока России, в которую входили 96 станций, и в 1895 г. вышел первый выпуск «Трудов Восточной метеорологической сети». Наблюдения за погодой и метеоявлениями передавались в ГФО. Таким образом создавалась система метеонаблюдений в Поволжье, что позволило впоследствии их обобщить и получить климатическое описание региона. Здесь следует в первую очередь назвать работу О.А. Дроздова «К вопросу о вековых колебаниях климата» (1931 г.) и фундаментальную монографию Н.В. Колобова «Климат Среднего Поволжья» (1968 г.).

В 1923 г. в Казанском университете была создана кафедра геофизики (ныне кафедра метеорологии, климатологии и экологии атмосферы) для подготовки метеорологов, гидрологов и магнитологов. За свою

95-летнюю историю она выпустила около 2000 специалистов, среди которых более 100 докторов и кандидатов наук. В частности, в Гидрометцентре СССР долгое время успешно работали выпускники кафедры доктор геогр. наук гидролог Е.С. Змиева и кандидаты наук А.И. Самойлов, Р.Ф. Усманов, Л.М. Неронова. Кафедра ведет активную научную работу в содружестве с рядом учреждений РАН, Росгидромета и вузами страны. Этому обстоятельству способствует развитие современных информационно-вычислительных технологий, свободный доступ к реанализам, результатам ансамблевых вычислений по программе SMIP5/6 и др.

Цель настоящей статьи обобщить основные результаты исследований за последние годы в области изучения изменений современного климата от поверхности Земли до уровня 0,1 гПа (~64 км) на территории Среднего Поволжья в условиях глобального потепления климата.

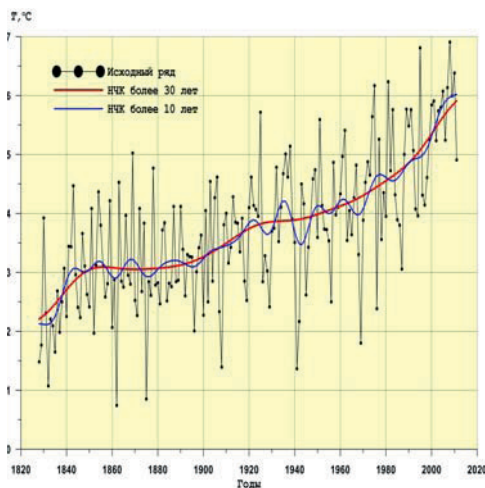
### Исходные данные

Мониторинг современных глобальных изменений климата и изменений климата Среднего Поволжья выполнен с привлечением данных приземной температуры воздуха (ТВ) по всему земному шару (1850–2016 гг.) университета Восточной Англии [12, 14, 16], для анализа процессов в тропо-стратосфере использовались данные NCEP/NCAR реанализа о температуре воздуха в тропо-стратосфере Северного полушария (СП) за период 1948–2016 гг., данные реанализа NCEP/DOE-II в тропо-стратосфере СП за период 1979–2016 гг., данные реанализа ERA-Interim о температуре воздуха в тропо-стратосфере по Северному полушарию за период 1979–2016 гг. [12]. Кроме того, использовались данные 117 метеостанций Приволжского федерального округа (1955–2009 гг.) из фонда ВНИИГМИ-МЦД и результаты многолетних метеорологических наблюдений в МО КУ и на ряде станций, расположенных на территории Татарстана.

### Результаты исследований

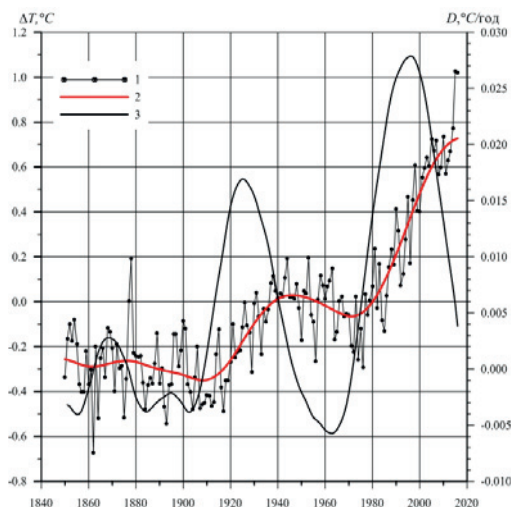
Многолетние данные метеонаблюдений в МО КУ позволили выявить тенденцию климатических изменений в Казани в XIX–XXI вв. На рис. 1 представлен многолетний ход средней годовой приземной температуры воздуха (СГТВ) в Казани. Сглаживание исходного ряда произведено с использованием фильтра Поттера [4], что позволило выделить в нем низкочастотные компоненты (НЧК), содержащие колебания с периодом более 10 лет (синяя линия) и 30 лет (красная линия).

В период с 1828 по 2016 г. СГТВ повысилась примерно на 4 °С. Это весьма заметные изменения, при этом потепление происходило более высокими темпами в зимнее время. Следует отметить, что построенный по данным CRU за 1850–2016 гг. многолетний ход СГТВ также имеет тенденцию к росту в Северном полушарии (рис. 2).



**Рис. 1.** Многолетний ход средней годовой приземной температуры воздуха в Казани.

**Fig. 1.** Long-term course of average annual surface temperature in Kazan.

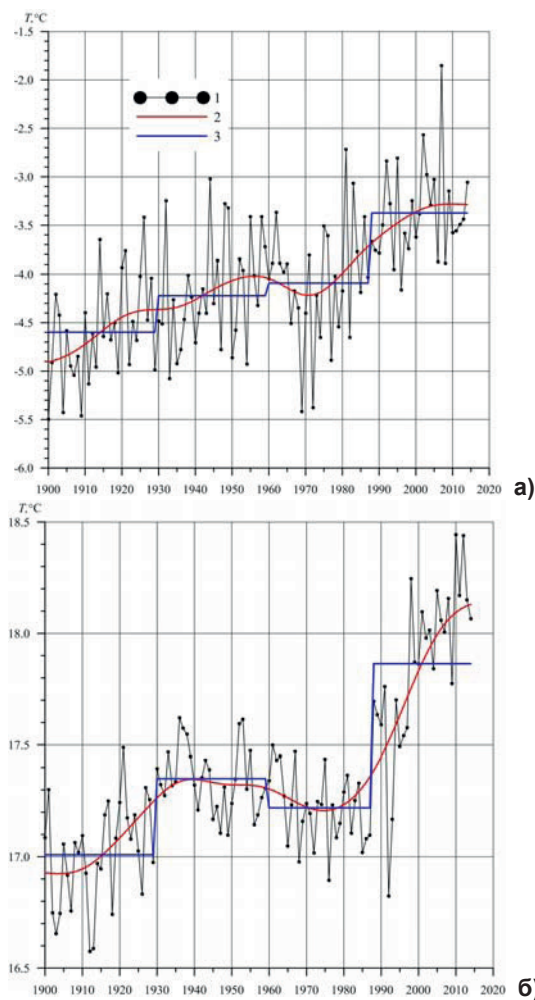


**Рис. 2.** Многолетний ход аномалий (1961–1990 гг.) приповерхностной средней годовой температуры Северного полушария и скорости ее изменения в 1850–2016 гг.

**Fig. 2.** Long-term course of anomalies (1961–1990) subsurface mean annual temperatures in the Northern Hemisphere and the rate of its change in 1850–2016.

При этом НЧК с периодом более 30 лет отражает глобальные долго-периодные колебания. Как видно из рис. 2, начиная с конца 1970-х гг. происходит быстрый рост положительной аномалии среднегодовой температуры Северного полушария с 0,1 до 0,8 °С. Кроме того, четко

проявляется квази 60-летнее колебание скорости роста температуры с нарастающей амплитудой. Ход температуры несколько замедлился в самом конце рассматриваемого периода, что видно из квазициклической кривой. На рис. 3 представлена динамика изменения приповерхностной температуры Северного полушария за более поздний период (1900–2016 гг.) для января и июля. Исходный ряд аппроксимируется посредством НЧК и ступенчатого тренда.

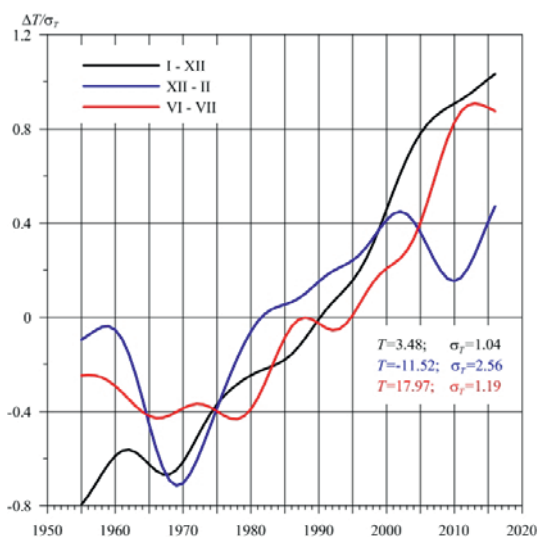


**Рис. 3.** Многолетний ход (1900–2016 гг.) приповерхностной температуры Северного полушария (1 – исходный ряд, 2 – НЧК с периодом более 30 лет, 3 – ступенчатый тренд): январь (а); июль (б).

**Fig. 3.** Long-term course (1900–2016) subsurface temperature in the Northern Hemisphere (1 – the original series, 2 – LFC with a period of more than 30 years, 3 – benched trend): January (а); July (б).

Как видно из рис. 3, в январе каждый последующий временной этап оказался теплее предыдущего. В июле, судя по ступенчатому тренду, температура менялась несколько сложнее, поскольку после активного периода потепления 1910–1940 гг. возникло ее небольшое понижение в 1940–1975 гг., после которого ТВ значительно выросла.

На рис. 4 представлена динамика низкочастотной компоненты нормированных аномалий ТВ ПФО за 1955–2016 гг. в целом за год и по сезонам (зимнему и летнему). Обращает на себя внимание синхронное повышение температуры воздуха для периода 1976–2002 гг. зимой и летом, однако в период 2002–2010 гг. зимой произошло понижение температуры на  $0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а затем она снова стала расти, т. е. зимы стали более теплыми. Летние температуры с 2012 г. стали несколько снижаться. Однако среднегодовая температура с конца 1960-х гг. испытывает тенденцию к росту, и это приращение составило  $\sim 1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ , т. е. скорость достигла  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ . Таким образом, наблюдается общая тенденция роста приземной температуры воздуха как в глобальном, так и региональном плане. Результаты более ранних исследований авторов, касающихся выявления наиболее мощных источников межгодовой изменчивости СГТВ, представлены в [1].



**Рис. 4.** Динамика низкочастотной компоненты с периодом более 10 лет нормированных аномалий температуры воздуха ПФО в 1955–2016 гг.

**Fig. 4.** Dynamics of low-frequency components with a period of more than 10 years of normalized air temperature anomalies VFD in 1955–2016.

Более детальная картина изменения температурного режима за последние десятилетия получена для Приказанского региона. Для этого с целью определения степени влияния факторов различного масштаба на температурный режим Приказанского региона исследовались изменения

средних месячных температур воздуха в период с 1928 по 2017 г. для трех близлежащих станций: Казань, университет (городская), Вязовые и Арск (сельские). Результаты представлены в табл. 1. Выполнено сглаживание временных рядов.

**Таблица 1.** Средние многолетние значения (норма), средние квадратические отклонения (СКО), максимальные и минимальные значения приземной температуры воздуха (°С) в Приказанском регионе за различные периоды осреднения: 1928–2017, 1928–1957, 1958–1987 и 1988–2017 гг.

**Table 1.** The average multi-annual value (normal), the average quadratic deviation (SD), maximum and minimum values of near surface air temperature (°C) in Kazan region for different periods of averaging: 1928-2017, 1928-1957, 1958-1987 and 1988-2017

	Год (I – XII)			Зима (XII – II)			Лето (VI –VII)		
	Казань	Вязовые	Арск	Казань	Вязовые	Арск	Казань	Вязовые	Арск
<b>1928–2017 гг.</b>									
Норма	4,57	3,77	3,17	-10,41	-11,11	-11,89	19,10	18,20	17,83
СКО	1,19	1,17	1,18	2,76	2,77	2,75	1,40	1,35	1,39
Макс	6,91	6,13	5,68	-5,33	-6,20	-6,84	24,03	22,90	22,63
Мин	1,42	0,63	0,12	-17,50	-18,17	-18,80	16,30	15,20	14,73
<b>1928–1957 гг.</b>									
Норма	3,85	3,12	2,52	-11,91	-12,43	-13,21	18,99	18,12	17,77
СКО	0,99	0,97	0,96	2,65	2,68	2,62	1,27	1,21	1,26
Макс	5,50	4,73	4,03	-6,80	-7,30	-8,23	21,23	20,31	20,13
Мин	1,42	0,63	0,12	-17,50	-18,17	-18,80	16,30	15,20	14,73
<b>1958–1987 гг.</b>									
Норма	4,28	3,43	2,80	-10,47	-11,33	-12,07	18,55	17,66	12,27
СКО	1,00	1,03	1,02	2,61	2,67	2,66	1,26	1,31	1,32
Макс	6,23	5,48	4,92	-5,33	-6,20	-7,03	22,03	21,43	21,23
Мин	1,80	0,93	0,27	-16,77	-17,47	-18,40	16,67	15,50	15,10
<b>1988–2017 гг.</b>									
Норма	5,59	4,77	4,20	-8,87	-9,58	-10,38	19,75	18,81	18,44
СКО	1,12	1,12	1,14	2,51	2,59	2,59	1,46	1,43	1,46
Макс	5,00	4,18	3,72	-10,43	-11,27	-11,97	21,43	20,80	20,63
Мин	3,96	3,18	2,66	-13,13	-13,97	-14,67	16,67	15,93	15,80

Кроме того, сглаживание позволило более детально определить периоды однозначного изменения приземной температуры воздуха. Так, зимой с 1928 по 1957 г. температура в исследуемом регионе повышалась со скоростью около 0,6–0,8 °С/10 лет, далее до 1970 г. происходило некоторое понижение температуры на величину около 0,8 °С. С начала 70-х гг. XX века началось активное потепление климата Приказанского региона, которое с конца XX века существенно ослабло и сменилось слабым похолоданием, а затем в конце первого десятилетия XXI столетия зимняя температура вновь стала увеличиваться. В результате по кривой



низкочастотной компоненты средняя зимняя температура с 1928 по 2017 г. выросла в Казани на 4,7, в Вязовых – на 4,2 и в Арске – на 4,1 °С.

Иначе изменялась средняя летняя температура воздуха. В начале исследуемого периода примерно до второй половины 70-х гг. XX столетия температура в общем понижалась, испытывая колебания с периодом около 20 лет. В этот период понижение составило около 1,3 °С за городом и в два раза меньше – около 0,7 °С в Казани, что явилось следствием отепляющего влияния городских условий. С середины 70-х гг. в Приказанском регионе, как и в целом по полушарию, начался интенсивный рост температуры, в результате которого средняя летняя температура увеличилась на 1,9 °С за городом и на 2,2 °С в городе.

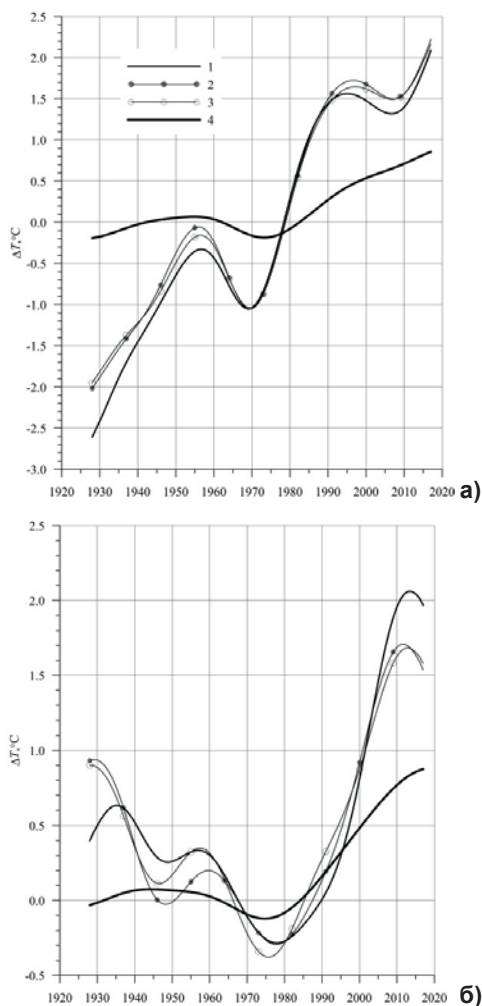
Изменения средней годовой температуры воздуха носили более равномерный характер. Рост средней годовой температуры начался с середины 40-х годов XX столетия, и до 1990 г. скорость роста в Казани составляла 0,17 °С/10 лет, а за городом 0,11–0,12 °С/10 лет. Далее потепление развивалось более высокими темпами: в Казани скорость повышения средней годовой температуры в этот период достигла величины 0,6 °С/10 лет, а в сельской местности – 0,5 °С/10 лет. В результате в Казани с 1945 по 2017 г. средняя годовая температура повысилась на 2,7 °С, а на станциях Вязовые и Арск – на 2,1 °С. Таким образом, как уже указывалось ранее, повышение средней годовой температуры за весь исследуемый период определялось в основном потеплением холодного периода года.

Как видно из рис. 5, изменения температуры в Приказанском регионе хотя и носили более резкий характер, тем не менее протекали достаточно согласовано с изменениями температуры всего полушария как зимой, так и летом. Особенно это относится к последнему этапу потепления, начавшемуся в середине 70-х гг. XX столетия. Указанные колебания температуры воздуха являются результатом действия глобальных, региональных и локальных факторов. Для оценки вклада глобальных факторов в изменчивость температур Приказанского региона вычислялись коэффициенты корреляции как за весь исследуемый период, так и за два подпериода, первый представляет собой промежуток времени, предшествовавший последнему потеплению (1928–1976 гг.), второй, собственно, – наиболее выраженную часть этого потепления с 1977 г. по настоящее время.

Значения коэффициентов корреляции за весь период исследования составили зимой величину около 0,61, а летом – 0,48. В период 1928–1976 гг., соответственно, 0,52 и 0,40, а в период 1977–2017 гг. – 0,52 и 0,53. Увеличение коэффициента в летний сезон последнего периода связано с более равномерным повышением летней температуры в этот период. Поскольку квадрат коэффициента корреляции характеризует вклад факториального признака в изменчивость результативного признака, а также, поскольку изменения температуры всего Северного полушария определяются влиянием процессов глобального масштаба, можно оценить



вклад глобальных процессов в изменчивость температуры Приказанского региона. Этот вклад не остается неизменным в течение года. За весь же исследуемый период он составил зимой 37 %, а летом – 23 %.



**Рис. 5.** Низкочастотная компонента с периодом более 20 лет аномалий приземной температуры воздуха (°C) в Приказанском регионе и Северном полушарии: зима (декабрь-февраль) (а); лето (июнь-август) (б).

1 – Казань, университет, 2 – Вязовые, 3 – Арск, 4 – Северное полушарие (по данным CRU).

**Fig. 5.** Low frequency component with a period of more than 20 years of near surface air temperature anomalies (°C) in Kazan region and Northern hemisphere: winter (December-February) (a); summer (June-August) (b). 1 – Kazan, university, 2 – Vyazovyye, 3 – Arsk, 4 – Northern Hemisphere (according to CRU).

Потепление климата оказало свое влияние на характеристики вегетационного периода. С использованием срочных наблюдений на ст. Казань, опорная и ст. Мензелинск в период 1966–2017 гг. были рассчитаны даты весенних и осенних переходов среднесуточных температур (ССТ) через 0 и 10 °С, продолжительность теплого периода ( $t > 0$  °С), суммы температур, коэффициенты наклона линейного тренда (А) рассматриваемых характеристик. Результаты представлены в табл. 2 и на рис. 6–8.

**Таблица 2.** Показатели теплого периода по данным станций Казань, опорная и Мензелинск

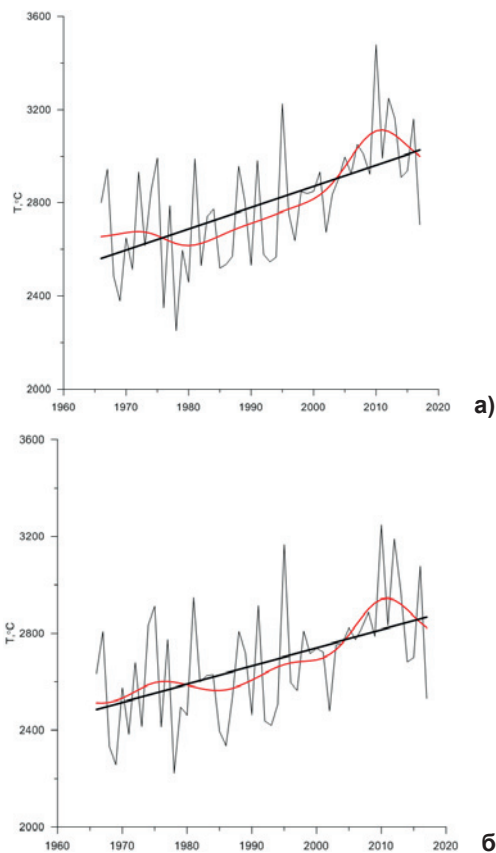
**Table 2.** Indicators of the warm period according to the stations data of Kazan and Menzelsinsk

Показатели теплого периода	Весна (дата)	Осень (дата)	Период (в днях)	Сумма, °С	Среднее Т, °С
<b>Станция Казань, опорная (переход через 0 °С)</b>					
Среднее	3.04	10.11	222	2793	12,6
СКО	9,6	14,0	17	251	1,15
Максимальное	26.04	13.12	264	3480	14,33
Минимальное	5.03	10.10	182	2252	9,08
<b>Станция Казань, опорная (переход через 10 °С)</b>					
Среднее	6.05	28.09	146	2442	16,72
СКО	13	9,6	17	291	1,28
Максимальное	11.06	22.10	190	3186	20,08
Минимальное	11.04	9.09	97	1813	14,10
<b>Станция Мензелинск (переход через 0 °С)</b>					
Среднее	6.04	8.11	217	2679	12,37
СКО	8,3	13,0	17	235	1,21
Максимальное	25.04	11.12	262	3547	14,18
Минимальное	18.03	10.10	183	2224	9,08
<b>Станция Мензелинск (переход через 10 °С)</b>					
Среднее	8.05	28.09	144	2342	16,30
СКО	13	10,0	15	262	1,16
Максимальное	9.06	22.10	189	3087	19,31
Минимальное	11.04	9.09	108	1813	13,88

На рис. 6 представлен временной ход сумм температур в теплый период в Казани и в Мензелинске в период 1966–2017 гг. Согласно линии тренда, с 1966 по 2017 г. сумма температур увеличилась в Казани с 2560 до 3025 °С, а в Мензелинске с 2485 до 2868 °С, при этом КНЛТ для Казани составил 9,1 °С/10 лет, а для Мензелинска 7,5 °С/10 лет. Переход ССТ через 0 °С весной в Казани приходится на 96 день от начала годов 1966 г., а в 2017 г. на 89 день, т. е. весна в Казани стала наступать

раньше ( $A = -1,4$  дня/10 лет), в Мензелинске в 1966 г. переход через  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  происходит на 98 день, а в 2017 г. на 94 день с начала года ( $A = -0,8$  дня/10 лет).

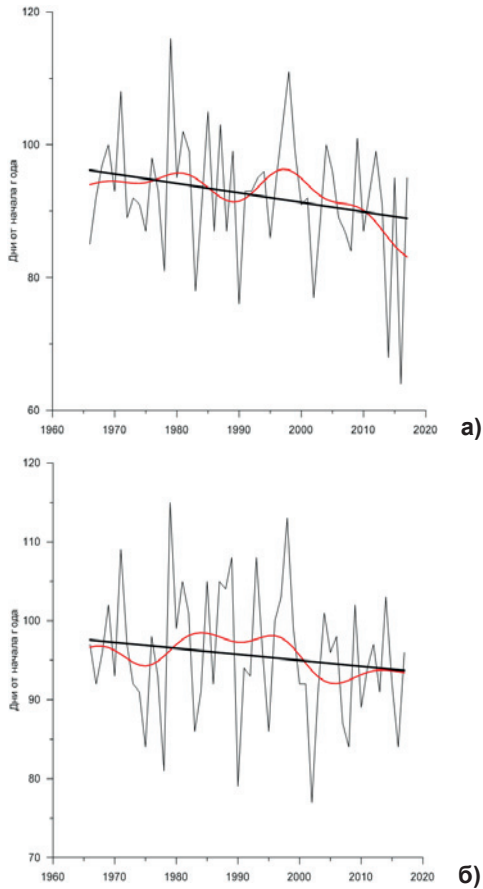
Осенью, наоборот, переход ССТ через  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  стал запаздывать в 2017 г. относительно 1966 г. Так, в 1966 г. в Казани переход приходится на 306 день от начала года, а в 2017 г. он приходится на 322 день ( $A = 3,2$  дня/10 лет). В Мензелинске соответственно в 1966 г. переход через  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  приходится на 308 день, а в 2017 г. на 316 день ( $A = 1,6$  дня/10 лет). Осенью временной сдвиг оказался более существенным, чем весной. При этом продолжительность теплого периода в Казани увеличилась на 24 дня, а в Мензелинске на 12 дней с 1966 по 2017 г. Также наблюдается повышение средних температур теплого периода: в Казани температура с 1966 по 2017 г. повысилась с  $12,2$  до  $13\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $A = 0,14\text{ }^{\circ}\text{C}/10$  лет), а в Мензелинске с  $11,8$  до  $12,9\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $A = 0,21\text{ }^{\circ}\text{C}/10$  лет).



**Рис. 6.** Временной ход сумм температур более  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  в Казани (а) и Мензелинске (б).

**Fig. 6.** Temporal course of amounts temperatures over  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  in Kazan (a) and Menzelinsk (б).

Изменения климата последних десятилетий, выявленные по данным двух рассматриваемых станций, привели к тому, что как в январе, так и июле увеличилось число дней с положительными аномалиями температуры больше величины среднего квадратического отклонения (СКО), а число дней с отрицательными аномалиями больше величины СКО, соответственно, уменьшилось. Так, на ст. Казань, опорная с 1965 по 2017 г. их число (по линии тренда) уменьшилось в январе с 9 до 2 дней, а в июле с 7 до 3 дней. Соответственно, рост числа дней с интенсивными положительными аномалиями в январе в Казани составил 3 дня, а в июле 4 дня.



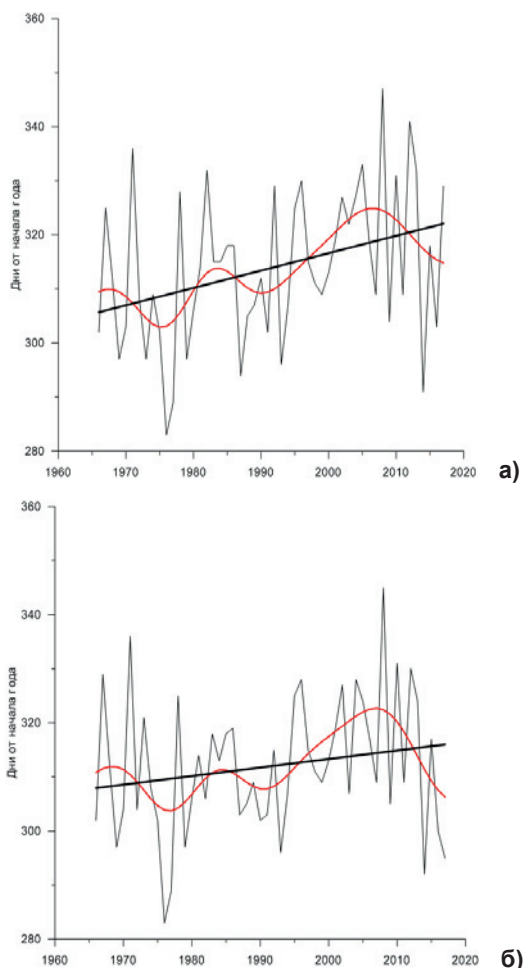
**Рис. 7.** Временной ход даты устойчивого перехода температуры через 0 °С весной в Казани (а) и Мензелинске (б).

**Fig. 7.** Temporal course of date sustainable transition temperature through 0 °C with spring in Kazan (a) and Menzelinsk (б).

С появлением реанализов открылась возможность изучать динамику климатических изменений до значительных высот, сравнивать характер процессов в тропосфере и стратосфере, оценивать роль внезапных

стратосферных потеплений, определять даты весенних и осенних перестроек стратосферной циркуляции и оценивать тесноту вертикальных корреляционных связей между слоями. Интерес к происходящим процессам в стратосфере обусловлен необходимостью совершенствования методов прогноза погоды. Современные прогностические численные модели имеют значительное количество уровней по вертикали, что дает им возможность оценивать влияние циркуляционных стратосферных процессов на погоду у земной поверхности [10].

Рассмотрим распределение характеристик температуры воздуха до уровня 0,1 гПа (64 км), что сделано для территории Поволжья впервые.



**Рис. 8.** Временной ход даты устойчивого перехода температуры через 0 °С осенью в Казани (а) и Мензелинске (б).

**Fig. 8.** The temporal move date sustainable transition temperature through 0 °C autumn in Kazan (a) and Menzelinsk (б).

В качестве исходного материала использовались данные реанализа ERA-Interim о температуре воздуха по Северному полушарию за период 1979–2016 гг. На территории ПФО использовались средние месячные температуры воздуха на 26 уровнях в 24 узлах географической сетки с шагом  $2,5^\circ$  реанализа, что позволило в результате осреднения получить временные ряды. Рассчитывались средние значения на каждом уровне по сезонам и в целом за год, средние квадратические отклонения (СКО), линейные тренды, коэффициенты корреляции между уровнями и по горизонтали со значениями температуры умеренной зоны и первого естественно-синоптического района. Дана оценка связей между изменениями температуры воздуха и индексами Арктической осцилляции (АО), с целью выделения колебаний с периодом более 10 лет временные ряды на различных уровнях подвергались низкочастотной фильтрации фильтром Поттера, вычислялись коэффициенты детерминации линейного тренда и низкочастотной компоненты (НЧК).

В табл. 3 представлено распределение по вертикали средних многолетних значений температуры воздуха  $A_v$  ( $^\circ\text{C}$ ), СКО, коэффициентов наклона линейных трендов  $A$  ( $^\circ\text{C}/\text{год}$ ) на 26 изобарических поверхностях. Согласно данным табл. 3, в слое 70–30 гПа в течение года отмечаются наиболее низкие температуры, достигающие зимой отметки на уровне 30 гПа  $-66,29^\circ\text{C}$ , выше в стратосфере наблюдается инверсия температуры. Среднезимняя температура по ПФО у земли составляет  $-10,84^\circ\text{C}$ , а летом  $17,73^\circ\text{C}$  (годовая амплитуда  $28,57^\circ\text{C}$ ). Величина СКО, характеризующая межгодовую изменчивость, зимой в нижней тропосфере более значительна, чем летом. Разница возрастает в стратосфере. Так, на уровне 10 гПа зимой  $\sigma = 3,92^\circ\text{C}$ , а летом  $0,41^\circ\text{C}$ , что свидетельствует о более стабильном режиме летней стратосферы в условиях господства циркумполярного антициклона. Коэффициент наклона линейного тренда (КНЛТ) положителен в тропосфере, где его наибольшее значение отмечается у земли летом, равное  $0,45^\circ\text{C}/10$  лет, в стратосфере на уровне 10 гПа летом КНЛТ равен  $-0,27^\circ\text{C}/10$  лет. Таким образом, в рассматриваемый период в тропосфере происходило потепление, а в стратосфере похолодание.

В качестве примера на рис. 9 представлен многолетний ход средних температур в Поволжье на различных уровнях.

Для установления связи между колебаниями температуры воздуха в ПФО и арктической осцилляцией (АО) рассчитывались коэффициенты корреляции для 26 уровней для зимы, лета и года в целом. По современным представлениям, АО в значительной степени является результатом взаимодействия тропосферы и стратосферы [3]. Положительная фаза АО ассоциируется с положительной аномалией интенсивности циркумполярного вихря и усилением среднего зонального потока, а отрицательная фаза АО наблюдается при ослаблении циркумполярного вихря и среднего зонального потока. Согласно [15], начиная с 1970-х гг. АО имеет тенденцию больше оставаться в положительной фазе.

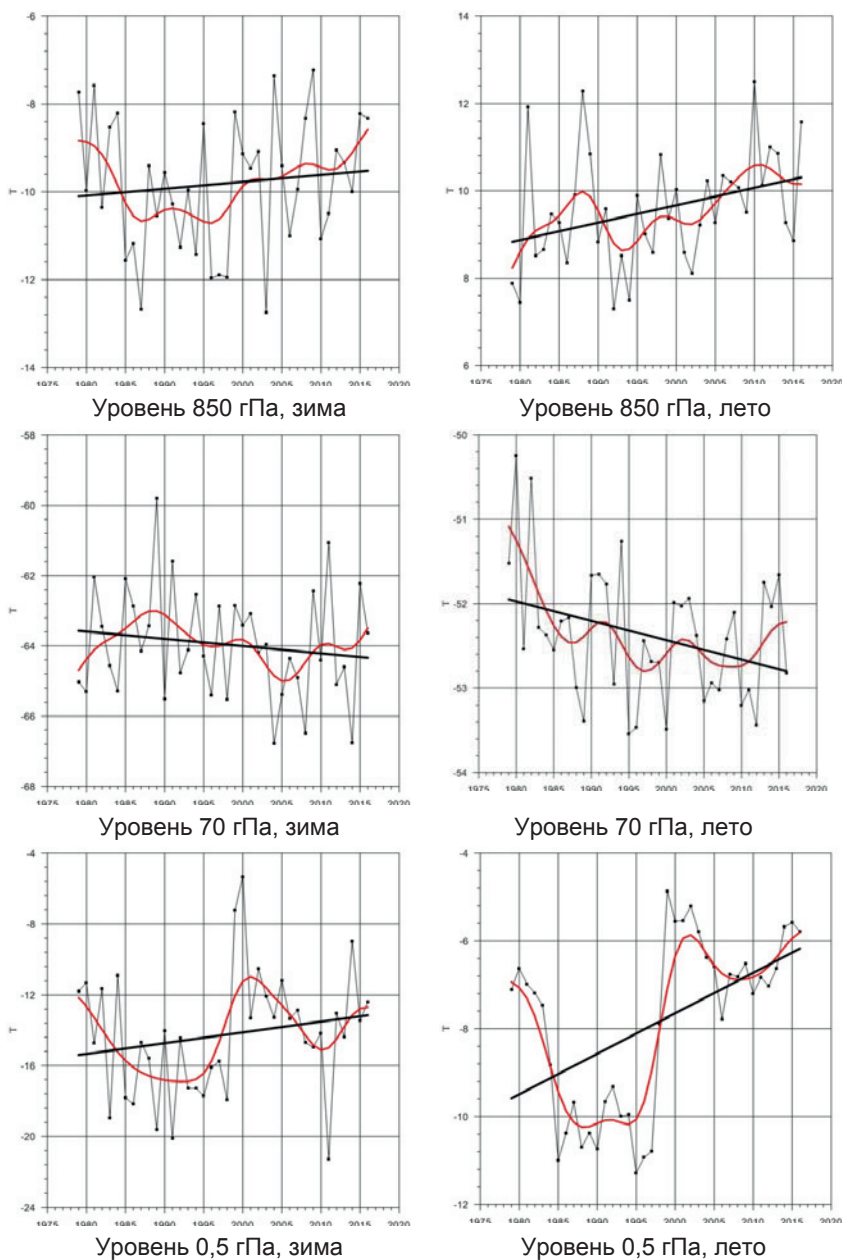
**Таблица 3.** Характеристики низкочастотной изменчивости средних температур территории Приволжского федерального округа на 26 изобарических поверхностях по результатам осреднения данных в 24 узлах географической сетки с шагом 2,5 ERA-Interim реанализа (1979–2016 гг.).

**Table 3.** Characteristics of low-frequency variability of the average temperatures of the territory of the Volga Federal District on 26 isobaric surfaces according to the results of the averaging of data in 24 grid nodes with step of 2.5 ERA-Interim reanalysis (1979–2016).

P, гПа	H, км	Зима					Лето				
		$A_v$ °C	$R_{ms}$ °C	$A$ °C/год	$R^2L$ %	$R^2F$ %	$A_v$ °C	$R_{ms}$ °C	$A$ °C/год	$R^2L$ %	$R^2F$ %
<b>Земля</b>	0,0	-10,84	2,26	0,009	-5	40	17,73	1,28	0,045	11	34
1000	0,1	-9,12	2,12	0,004	-6	37	19,21	1,38	0,054	14	38
925	0,8	-9,42	1,67	0,008	-5	24	14,71	1,38	0,050	11	37
<b>850</b>	1,5	-9,81	1,49	0,016	-4	27	9,57	1,28	0,040	7	37
700	3,0	-15,90	1,32	0,021	-2	33	0,06	1,00	0,035	10	41
600	4,3	-22,47	1,17	0,011	-4	34	-6,78	0,91	0,031	9	40
<b>500</b>	5,7	-31,03	1,01	0,000	-6	31	-15,45	0,95	0,030	7	41
400	7,3	-42,15	0,81	-0,013	-3	30	-27,30	0,96	0,026	4	41
<b>300</b>	9,4	-54,99	0,59	-0,011	-1	52	-42,87	0,82	0,028	9	43
250	10,6	-59,97	1,02	0,003	-5	57	-50,17	0,63	0,021	8	28
200	12,0	-60,85	1,49	0,004	-5	46	-51,50	1,42	-0,020	-3	23
150	13,9	-59,75	1,31	-0,008	-5	38	-50,01	0,92	-0,009	-4	22
<b>100</b>	16,3	-61,73	1,37	-0,018	-3	27	-51,95	0,83	-0,020	2	23
<b>70</b>	18,5	-63,95	1,55	-0,021	-3	21	-52,38	0,77	-0,023	6	36
50	20,5	-65,55	1,75	-0,026	-3	23	-51,40	0,68	-0,029	18	53
<b>30</b>	23,7	-66,29	2,10	-0,018	-5	27	-48,96	0,57	-0,026	21	46
20	26,3	-64,55	2,58	-0,005	-5	32	-45,06	0,45	-0,019	18	42
<b>10</b>	30,9	-56,57	3,92	0,011	-5	33	-36,48	0,41	-0,027	49	69
7	33,3	-48,84	4,90	-0,037	-5	35	-31,13	0,37	0,018	23	60
<b>5</b>	35,6	-40,88	5,75	-0,085	-3	36	-25,38	0,72	0,037	28	83
3	39,3	-31,21	6,41	-0,053	-5	25	-13,11	1,06	-0,074	57	89
2	42,3	-25,96	6,37	-0,005	-6	21	-5,51	1,24	-0,071	36	86
<b>1</b>	47,5	-18,37	4,34	0,045	-4	30	-1,36	2,02	0,079	14	84
0,8	49,3	-16,30	3,82	0,057	-3	37	-1,97	2,22	0,104	22	86
<b>0,51</b>	52,7	-14,27	3,41	0,061	-2	46	-7,88	1,97	0,092	22	88
0,29	56,9	-18,17	3,55	0,037	-4	37	-22,53	1,48	0,033	1	79
<b>0,1</b>	64,4	-30,21	3,79	-0,041	-4	29	-51,50	2,01	-0,099	25	66

*Примечание:*  $A_v$  – средняя температура, °C;  $R_{ms}$  – среднее квадратическое отклонение, °C;  $A$  – КНЛТ температуры, °C/год;  $R^2L$  – скорректированный коэффициент детерминации линейного тренда, показывающий процент дисперсии исходного ряда объясняемый трендом. Определяется как квадрат коэффициента корреляции исходного ряда и линейного тренда, параметры которого вычисляются методом наименьших квадратов, исправленный на количество параметров сглаживающей функции, что учитывает уменьшение величины дисперсии объясняемой трендом. Малые, а тем более отрицательные значения  $R^2L$  свидетельствуют о неприменимости модели линейного тренда для данного временного ряда.  $R^2F$  – коэффициент детерминации низкочастотной компоненты (НЧК), показывающий процент дисперсии исходного ряда объясняемый НЧК. Определяется как квадрат коэффициента корреляции исходного и сглаженного рядов.





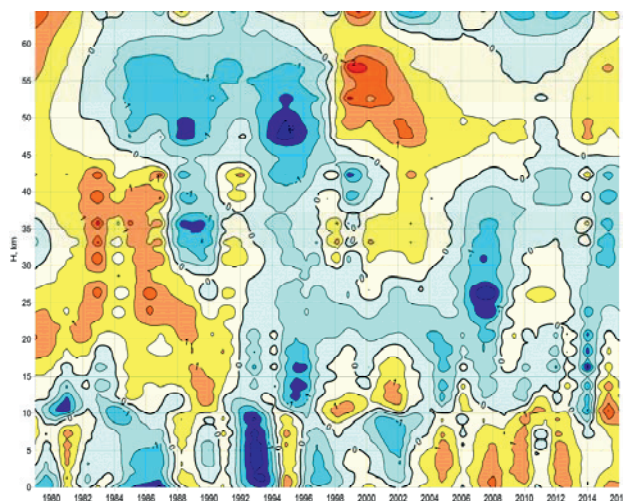
**Рис. 9.** Многолетний ход средних температур воздуха на территории ПФО. Зимней (декабрь-февраль) и летней (июнь-август). Исходный ряд, линейный тренд и низкочастотная компонента с периодом более 10 лет. 1979–2016 гг.  
**Fig. 9.** Long-term course average air temperatures in the territory VFD. In winter (December-February) and in the summer (June-August). The original series, linear trend and the low frequency component with a period of more than 10 years. 1979-2016.

Как следует из расчетов, в зимний период в нижней тропосфере значения коэффициентов корреляции между температурой и АО достаточно высоки ( $r = 0,60$  на уровне 1000 гПа), что свидетельствует о потеплении ПФО за счет циркуляционного фактора. Отмечается также усиление связи в верхней тропосфере (в слое 300–200 гПа) и в средней и верхней стратосфере (7–3 гПа). В стратосфере связь имеет отрицательный знак, в отличие от тропосферы ( $r = -0,43$  на уровне 7 гПа). Возможно, это связано с распространением планетарных волн Россби из тропосферы в стратосферу, возникновением зимних стратосферных потеплений, приводящих к разрушению циркумполярного циклона. В этом случае зональный поток ослабевает, а температура будет расти, что и приводит к отрицательной связи между ними. Этот вопрос требует специального исследования. Так как АО в основном проявляется в зимний период, то коэффициенты корреляции для летнего периода оказались незначимыми.

Рассматривалось распределение по вертикали нормированных аномалий температуры воздуха в целом за год, зимой и летом в период 1979–2016 гг. Величины аномалий рассчитывались по формуле  $\Delta t_i = (t_i - \bar{t}) / \sigma$ , где  $t_i$  – температура воздуха конкретного года,  $\bar{t}$  – средняя ТВ за весь период,  $\sigma$  – СКО. Анализ вертикальных разрезов распределения аномалий показал, что их интенсивность, продолжительность и вертикальная мощность зависит от расположения уровня от земной поверхности. Так, в тропосфере (до 10 км) аномалии чаще меняют свой знак, чем в нижней и средней стратосфере. Наиболее интенсивные аномалии возникают летом в слое 30–60 км, где возникают обширные и долговременные аномалии. Так, если в тропосфере в рассматриваемый период летом можно выделить 12 очагов за весь период, то в нижней стратосфере их порядка четырех: в период 1979–1994 гг. преобладала положительная аномалия, а в период 1995–2012 гг. отрицательная. В стратосфере аномалии одного знака более продолжительны и более устойчивы, чем в тропосфере. Наиболее интенсивные и долговременные они в верхней стратосфере, где с 1982 по 1996 г. сформировалась обширная холодная область, а с 1998 по 2016 г. – положительная. В зимний период подобная закономерность в тропосфере сохраняется, однако в стратосфере нет столь долгоживущих очагов аномалий во времени, они менее продолжительны и вытянуты по вертикали. Кроме того, в нижней стратосфере в периоды 1988–1990 и 2008–2011 гг. выделяются интенсивные положительные аномалии. Как правило, над холодным очагом в тропосфере возникает очаг с положительной аномалией в стратосфере. Природа этих очагов не изучена, но фактор, который их определяет должен быть циркуляционным.

На вертикальном разрезе среднегодовых аномалий обнаруживаются следующие закономерности: в тропосфере выделяется период с 1982 по 2002 г. с преобладанием отрицательных по знаку аномалий температуры (особенно интенсивная аномалия в 1992–1994 гг.), а в конце периода с 2003 по 2016 г. отмечается положительная аномалия, явное потепление

климата. В нижней и средней стратосфере выделяется период 1979–1988 гг. с интенсивной положительной аномалией, затем, начиная с 1992 г., в стратосфере происходит преимущественно похолодание и очаги отрицательные. В верхней стратосфере интенсивные очаги холода (1982–1996 гг.), тепла (1998–2003 гг.). По вертикали наблюдается чередование очагов с различными знаками снизу вверх. Слоистая система расположения очагов с различными по знаку аномалиями хорошо просматривается на рис. 10.

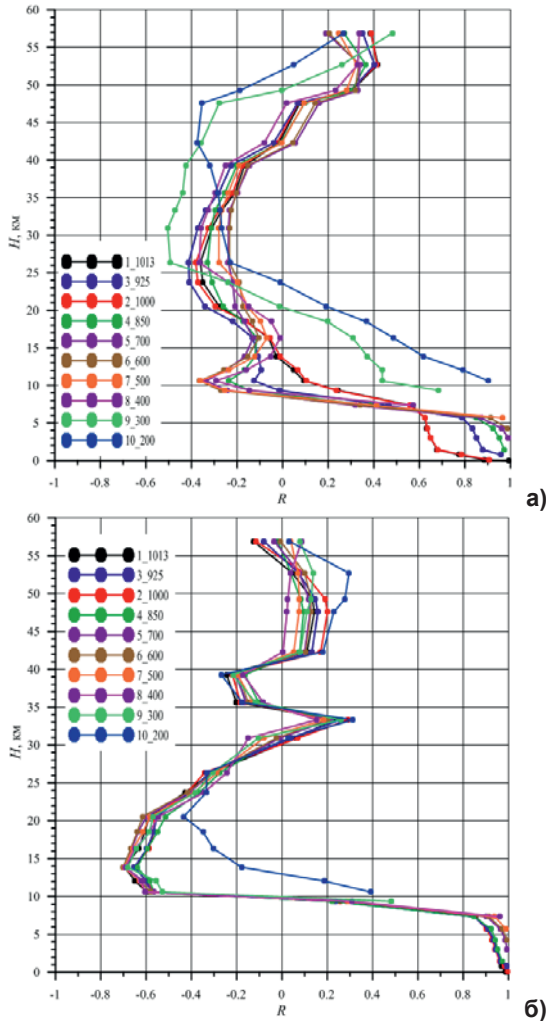


**Рис. 10.** Вертикальный разрез временного хода нормированных аномалий средней годовой температуры воздуха на территории ПФО.  
**Fig. 10.** Vertical cross-section of temporal course normalized anomalies average annual air temperature in the territory VFD.

Оценка горизонтальных связей между изменениями температуры в ПФО и в умеренной зоне СП показала, что зимой связи менее тесные, чем в летний период в толще атмосферы. Если летом, за исключение слоя 200–150 гПа, коэффициенты корреляции значимы и имеют большое численное значение (в тропосфере  $r > 0,6$ , а в стратосфере  $r > 0,7$ ), то в зимнее время все усложняется. В тропосфере только в нижнем слое  $r > 0,6$ . Затем теснота связей усиливается в верхней стратосфере ( $r > 0,6$ ).

Вместе с тем следует отметить, что корреляционная связь между температурой воздуха в ПФО зимой и температурой Атлантико-Европейского сектора весьма высока (у земли  $r = 0,88$ ), связи ослабевают лишь в слое 500–400 гПа, и они стабильно высокие в страто-мезосфере, что свидетельствует об однородности процесса. В летний период, за исключением слоя 200–150 гПа, особенно в стратосфере и нижней мезосфере, коэффициенты корреляции достигают больших значений. В [8, 9] рассмотрены особенности барико-циркуляционного режима в умеренных широтах Северного полушария.

Расчет вертикальных коэффициентов корреляции в поле температуры воздуха между фиксированными уровнями и всеми остальными вышележащими показывает, что в тропосфере, начиная с уровня 5 км, с высотой зимой связи быстро затухают ( $r$  от 1 убывает до  $-0,36$  на уровне 10 км), с более высокими стратосферными уровнями нижние слои связаны слабо ( $r < 0$ ). В летний период в тропосфере связи между уровнями высокие ( $r \sim 0,9-1,0$ ), однако в верхней тропосфере они резко ослабевают и, начиная с нижней стратосферы, отрицательны ( $r = -0,65$ ) (рис. 11).

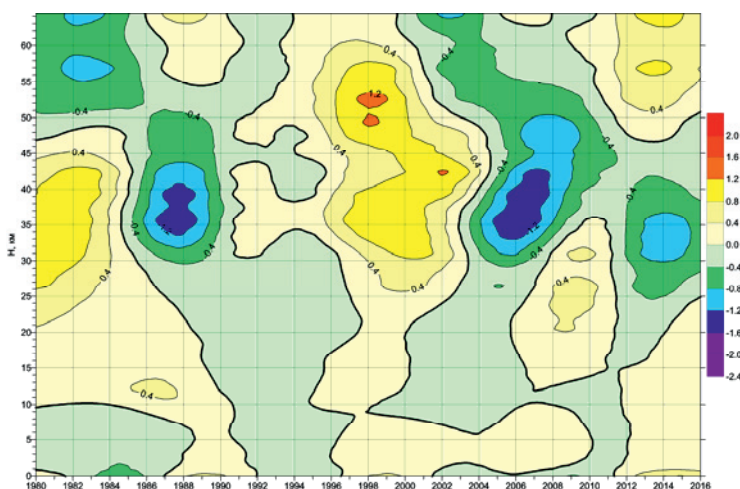


**Рис. 11.** Коэффициенты корреляции температуры воздуха осредненной по территории ПФО на нижней и вышележащих поверхностях тропосферы зимой (а) и летом (б) за период 1979–2016 гг.

**Fig. 11.** Correlation coefficients of air temperature averaged across the territory of VFD on the bottom and the upper surfaces of the troposphere in winter (a) and summer (б) for the period 1979-2016.

Построены также вертикальные связи между стратосферными уровнями, если в зимний период они плавно уменьшаются с высотой, то в летний картина менее согласованная, отмечается хаотическая форма автокорреляционных кривых.

Анализ высотно-временных разрезов первых разностей низкочастотных компонент с периодом более 10 лет температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ) показал следующее: зимой в тропосфере начиная с 1988 г. преобладают положительные разности, т. е. температура со временем растет. В стратосфере до высоты 30 км более выражена тенденция падения (охлаждение). Значительно более контрастные события происходят в слое 30–64 км, где возникают очаги с большими межгодовыми разностями температур, достигающими в отдельные периоды  $\pm 1,2^{\circ}\text{C}$ . Выделяется потепление в период 1996–2004 гг. и сильное похолодание в 1986–1990 и 2004–2010 гг. В летний период картина спокойная. Больших контрастов нет. В тропосфере преобладает тенденция к потеплению, в стратосфере к – похолоданию (рис. 12).



**Рис. 12.** Временной ход вертикального профиля первых разностей НЧК с периодом более 10 лет средней зимней температуры воздуха на территории ПФО,  $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ .

**Fig. 12.** Temporal course of the vertical profile the first differences LFC with a period of more than 10 years the average winter air temperature in the territory of the PFD,  $^{\circ}\text{C}/\text{year}$ .

С целью получения кумулятивного результата изменения температуры воздуха (ТВ) за весь рассматриваемый период рассчитывались вертикальные профили сумм первых разностей исходных рядов и НЧК с периодом более 10 лет ТВ в тропосфере и стратосфере на территории ПФО. Построенные профили указанных характеристик для зимы и лета

наглядно показывают высоты с экстремальными повышениями или понижениями температуры. Так, зимой в непосредственной близости от земной поверхности и на уровне 12–13 км отмечается значительное потепление, а на уровне 35 км интенсивное похолодание, которое с высотой в нижней мезосфере сменяется потеплением. Летом в тропосфере с высотой положительная сумма ТВ убывает, в нижней стратосфере (12,5 км) в отличие от зимней сумма ТВ становится отрицательной, вблизи уровня 43 км наблюдается интенсивное похолодание ( $\Sigma = -3,5 \pm -4,2$  °C), в нижней мезосфере (50–55 км) происходит потепление. Таким образом, наблюдаются заметные сезонные различия в построенных профилях и расслоенность атмосферы по термическому состоянию. В частности, следует отметить слой в нижней стратосфере (12–30 км), где зимой сумма ТВ положительная, а летом отрицательная. При этом изменения этой величины по вертикали летом не столь значительны.

К числу наиболее заметных термодинамических явлений в верхней атмосфере относят внезапные зимние стратосферные потепления и весенние и осенние перестройки стратосферной циркуляции, которые оказывают воздействие на термический режим умеренных широт, где располагается Среднее Поволжье. В статье представлены некоторые сведения об этих явлениях.

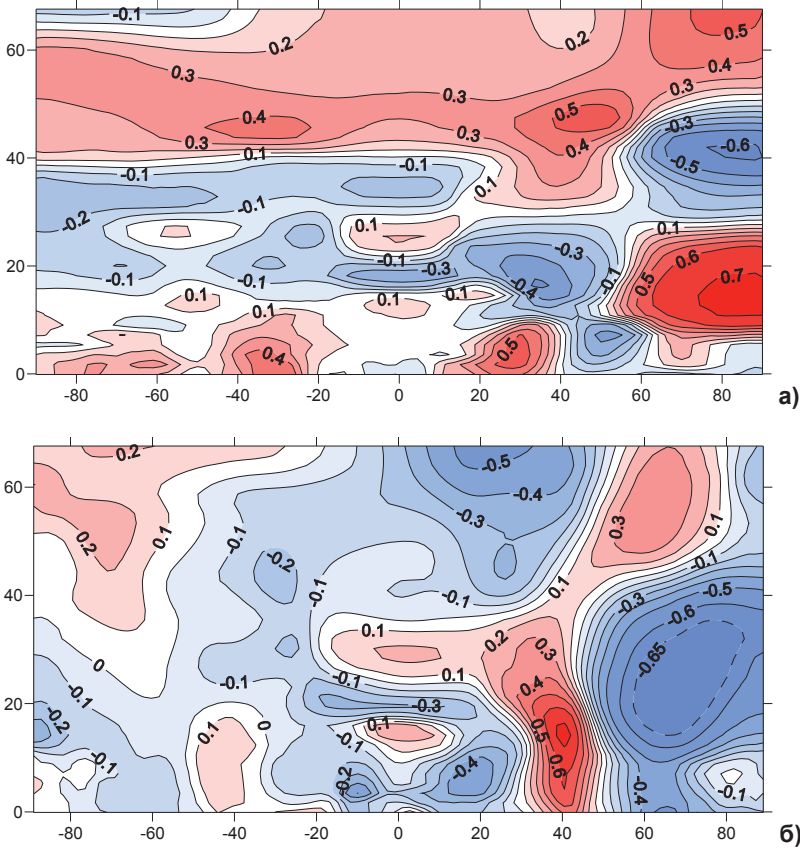
Рассмотрены корреляционные взаимосвязи полей ветра и температуры с индексом стратосферных потеплений, введенным в [2].

На рис. 13 представлено высотно-широтное распределение корреляционных связей индекса стратосферных потеплений SSW со среднезональными значениями температуры и зонального ветра для холодных сезонов с ноября по март за период 1979–2017 гг. по данным ERA-Interim. Значимыми по Стьюденту являются корреляции больше 0,35.

Для температуры (рис. 13а) хорошо прослеживаются чередующиеся по высоте к северу от 60-й параллели области значимых положительных и отрицательных корреляций с вертикальным масштабом около 20 км в стратосфере и нижней мезосфере. Таким образом, стратосферные потепления приводят к повышению температуры в нижней половине стратосферы и мезосферы и к понижению в верхней стратосфере. Похожее чередование, но с несколько менее значимыми связями и с противоположным расположением положительных и отрицательных очагов корреляций, наблюдается в широтной зоне 20–60° с. ш. в тропосфере и стратосфере.

В поле зональной циркуляции (рис. 13б) вертикальный масштаб областей значимых корреляций больше, чем для температуры, и составляет 30–40 км. При этом севернее 50° с. ш. ослабление (или обращение) зимних западных ветров, связанное со стратосферными потеплениями, наблюдается практически во всей стратосфере. Примечательно наличие очага высоких положительных корреляций (до 0,7) на северной периферии субтропического тропосферного струйного течения.





**Рис. 13.** Высотно-широтное распределение корреляций индекса SSW со среднезональными значениями температуры (а) и зонального ветра (б).  
**Fig. 13.** Height-latitude distribution of correlation of index SSW with mean zonal temperature values (a) and the zonal wind (b).

Рассмотрены характер сезонных перестроек циркуляции атмосферы в Северном полушарии на изобарической поверхности 10 гПа в 1979–2017 гг. с использованием данных реанализа ERA-Interim о полях геопотенциала в узлах сетки и ежедневные значения индекса зональной циркуляции А.Л. Каца в широтных зонах 90–30, 90–70, 70–50, 50–30° с. ш., рассчитанных по формуле

$$I_3 = (H_1 - H_2) / (\varphi_1 - \varphi_2), \quad (1)$$

где  $H_1$  и  $H_2$  – значения абсолютных геопотенциалов, осредненных вдоль граничных широт  $\varphi_1$  и  $\varphi_2$  рассматриваемых зон.

Сроки сезонных перестроек стратосферной циркуляции определялись по годовому ходу ежедневных значений  $I_3$  в указанных широтных

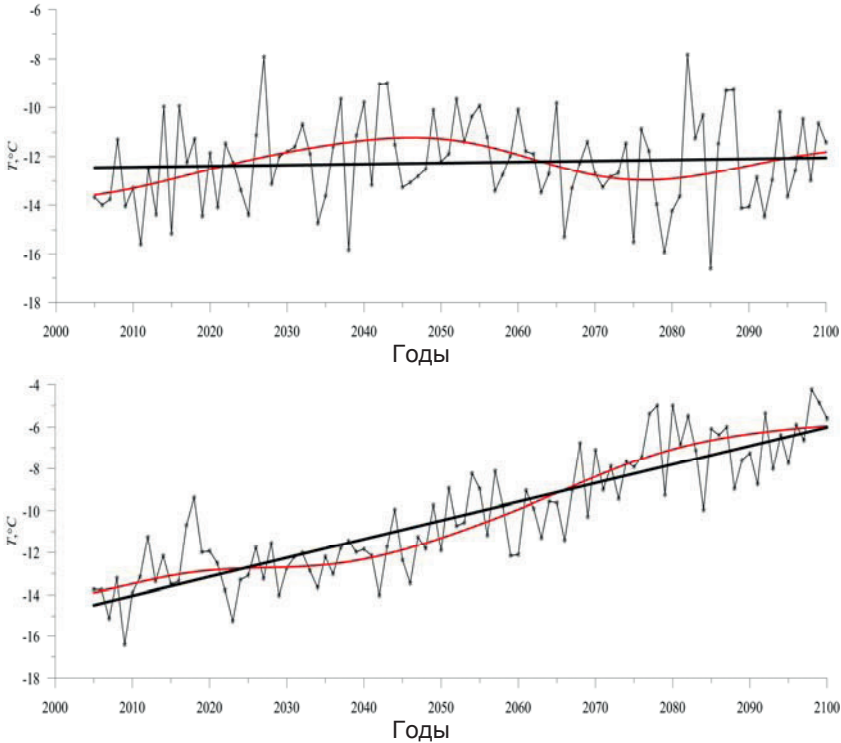


зонах. За дату весенней перестройки стратосферной циркуляции принималась дата устойчивого перехода зонального индекса от положительных значений (зимняя западная циркуляция) к отрицательным значениям (летняя восточная циркуляция) и наоборот – для осенней перестройки стратосферной циркуляции.

Анализ данных о сроках весенних перестроек стратосферной циркуляции показал, что в умеренной зоне (50–70° с. ш.), где располагается Поволжье, перестройка в среднем происходит 10 апреля. Сроки весенних перестроек испытывают существенные межгодовые колебания. Так, наиболее ранняя перестройка на изобарической поверхности 10 гПа произошла 21 февраля 1989 г., наиболее поздняя – 13 мая 1981 г. Таким образом, амплитуда колебаний дат весенних перестроек составила 81 день. Величина СКО составила 22 дня.

В течение 1979–2017 гг. средняя дата осенней перестройки приходится на 26 августа, при этом самая ранняя осенняя перестройка отмечалась 24 августа 1985 г., а самая поздняя – 1 сентября 2016 г. СКО = 2 дням. Таким образом, осенью разброс дат перестроек невелик по сравнению с весенним периодом. Согласно построенным трендам, весной происходит слабое запаздывание дат перестроек со скоростью 0,3 дня/10 лет, осенью тенденция изменений дат перестроек практически не обнаруживается. Поиск корреляционных связей дат перестроек с индексами арктической осцилляции не увенчался успехом. Лишь для апреля коэффициент корреляции ( $r = -0,38$ ) оказался значимым и отрицательным, т. е. усиление АО приводит к задержке весенних перестроек. Корреляция между низкочастотными колебаниями ( $\tau > 10$  лет) дат перестроек и числами Вольфа весной и осенью оказалась незначимой. Более подробные сведения о механизме сезонных перестроек 1977–1990 гг. содержатся в статье авторов [5].

Было проведено исследование по оценке качества моделирования реальных изменений температуры в округе с 1861 по 2005 г. с помощью 7 отобранных климатических моделей из проекта CMIP5 (всего рассматривалось 39 моделей). Анализ результатов показал, что в теплое время года модели лучше воспроизводят ход температуры, чем в холодный. Выявлены статистические погрешности в результате тестирования ансамбля климатических моделей. С использованием 7 моделей CMIP5 (BNU-ESM, CMCC-CM, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, GISS-E2-H, EC-EARTH, FIO-ESM) получены достаточно реалистические тренды температуры воздуха для четырех периодов 1896–2005 гг. и оценены значения КНЛТ (°C/10 лет) для каждого месяца года при различных сценариях: RCP 2,6; RCP 4,5 и RCP 8,5. Представлен расчет распределения среднемесячных значений температуры воздуха в январе и июле в период 2005–2098 гг. при различных сценариях. В январе по «жесткому» сценарию RCP 8,5 среднемесячная температура может повыситься на 8 °C, а в июле на 4 °C (рис. 14, 15).



**Рис. 14.** Проекция среднемесячных значений температуры воздуха в январе по ансамблю моделей за период 2005–2100 гг. для сценария RCP-2,6 (вверху) и RCP-8,5 (внизу).

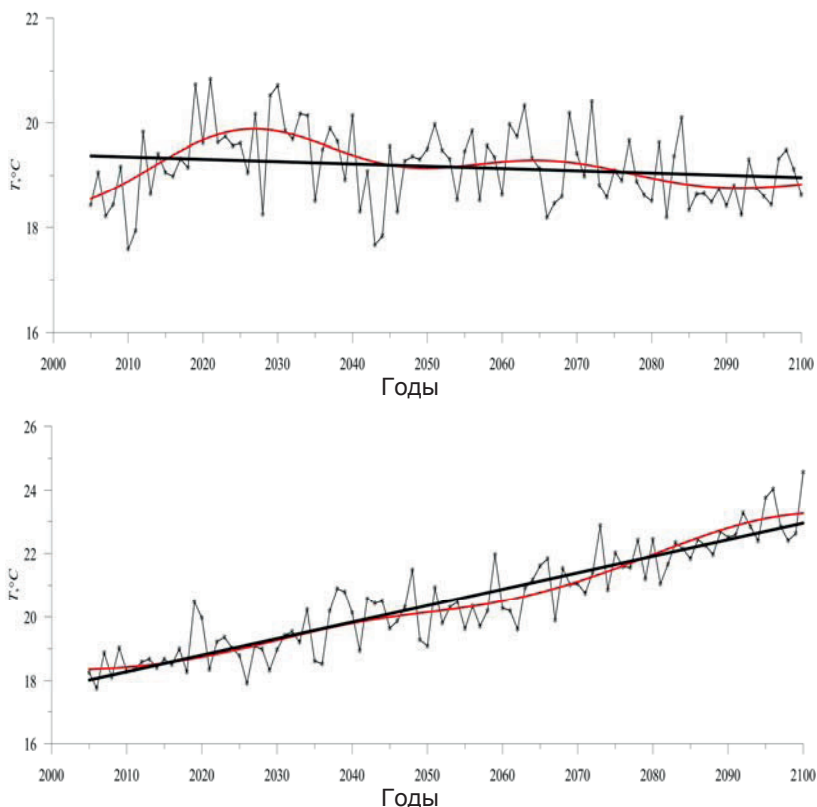
**Fig. 14.** The projection of the mean monthly values of air temperature in January ensemble models for the period 2005–2100 for script RCP-2.6 (top) and RCP-8.5 (bottom).

### Заключение

1. Изменения приповерхностной температуры воздуха Северного полушария в период 1850–2016 гг. испытывают неравномерный ход, определяемый 60–70-летним колебанием естественного происхождения. Тем не менее ярко выражена общая тенденция потепления климата.

2. В период 1828–2017 гг. среднегодовая температура воздуха по данным длиннорядной станции Казнь, университет повысилась более чем на 4 °С. При этом изменения ТВ в годовом ходе происходят неравномерно: в период 1928–2017 гг. зимняя температура выросла на 4,7 °С, а летняя на 2,2 °С. Вклад глобальных процессов в изменчивость ТВ составил зимой 37 %, а летом 23 %.

3. Отмечается заметная изменчивость характеристик вегетационного периода: увеличивается продолжительность теплого периода, растет сумма температур, превышающих 0 °С, переход через 0 °С весной начинается раньше ( $A = -1,4$  дня/10 лет), а осенью позже ( $A = 3,2$  дня/10 лет).



**Рис. 15.** Проекция среднемесячных значений температуры воздуха в июле по ансамблю моделей за период 2005–2100 гг. для сценария RCP-2,6 (вверху) и RCP-8,5 (внизу).

**Fig. 15.** The projection of the mean monthly values of air temperature in July ensemble models for the period 2005-2100 for script RCP-2.6 (top) and RCP-8.5 (bottom).

4. Построена эмпирико-статистическая модель распределения температуры, СКО, КНЛТ на 26 изобарических уровнях (до высоты 64 км) для Поволжья на базе данных реанализа ERA-Interim за 1979–2016 гг. Построен вертикальный разрез распределения аномалий температуры воздуха, содержащий данные об интенсивности, продолжительности жизни и вертикальной протяженности аномалий.

5. Выявлены слои в тропо-стратосфере, где корреляционные связи между ТВ и арктической осцилляцией наиболее тесные (приземный слой, слои 300–200 и 7–3 гПа).

6. Выявлено существенное различие между зимой и летом в вертикальном распределении температуры воздуха: так, на уровне 12–13 км зимой отмечается наибольшее потепление, а летом, наоборот, заметное похолодание. В стратосфере в слое 35–40 км зимой и в слое 35–45 км летом происходит наибольшее охлаждение воздуха.

7. Выявлен характер вертикальных корреляционных связей в поле температуры: связи между слоями резко ослабевают в районе тропопаузы как зимой, так и летом. В летний период между тропосферой и нижней стратосферой устанавливаются отрицательные связи, свидетельствующие о противофазном характере изменения температуры.

8. В верхней стратосфере и нижней мезосфере по результатам анализа первых разностей НЧК с периодом более 10 лет зимой отмечаются очаги роста или понижения температуры с цикличностью 8–10 лет.

9. На основе корреляционного анализа показано, что стратосферные потепления приводят к повышению температуры в нижней половине стратосферы и к понижению в верхней. Установлены вертикальные корреляционные связи между уровнями тропосферы и стратосферы в зависимости от сезона года. Дана оценка дат весенних и осенних перестроек циркуляции на уровне 10 гПа в период 1979–2017 гг.

10. Согласно расчетам по 7 моделям CMIP 5, в конце XXI века по сценарию RCP 8,5 температура воздуха в Казани может повыситься в январе примерно на 8 °С, а в июле на 4 °С.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 18-05-00721 и 18-45-160006).

This work was financially supported by RFBR (grants 18-05-00721 and 18-45-160006).

### Список литературы

1. Верецагин М.А., Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Тудрий В.Д. Факторный анализ многолетней динамики глобального термического режима приземного слоя воздуха // Известия РАН. Серия географическая. 2004. № 5. С. 34-41.

2. Гурьянов В.В., Елисеев А.В., Мохов И.И., Переведенцев Ю.П. Волновая активность и ее изменения в тропосфере и стратосфере Северного полушария зимой в 1979–2016 гг. // Известия РАН. ФАО. 2018. Т. 54, № 2. С. 133-146.

3. Крыжов В.Н., Горелиц О.В. Арктическая осцилляция и ее влияние на температуру и осадки в Северной Евразии в XX в. // Метеорология и гидрология. 2015. № 11. С. 5-19.

4. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов: основные методы. М.: Мир, 1982. 428 с.

5. Переведенцев Ю.П., Исмагилов Н.В., Шанталинский К.М. Сезонные перестройки циркуляции в средней стратосфере // Метеорология и гидрология. 1999. № 6. С. 18-27.

6. Переведенцев Ю.П. Метеорология в Казанском университете: становление, развитие, основные достижения. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2001. 128 с.

7. Переведенцев Ю.П., Соколов В.В., Наумов Э.П. Климат и окружающая среда Приволжского федерального округа. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2013. 224 с.

8. Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. Оценка современных изменений температуры воздуха и скорости ветра в тропосфере северного полушария // Метеорология и гидрология. 2014. № 10. С. 19-31.

9. Переведенцев Ю.П., Вильфанд Р.М., Шанталинский К.М. Низкочастотные изменения атмосферного давления и приповерхностной температуры во внетропических широтах Северного полушария // Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 360. С. 5-25.

10. Шашкин В.В., Толстых М.А., Иванова А.Р., Скриптунова Е.Н. Версия модели атмосферы ПЛИАВ в гибридной  $\sigma$ - $p$ -системе координат по вертикали // Метеорология и гидрология. 2017. № 9. С. 24-25.

11. Шерстюков Б.Г., Переведенцев Ю.П. Дальние асинхронные связи в долгопериодных колебаниях климата Мирового океана и региональной атмосферы применительно к Республике Татарстан // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология. 2019. № 1. С. 5-12.

12. Brohan P. et al. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new dataset from 1850. // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. P. 1-35.

13. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Q.J.R. Meteorol. Soc. 2011. Vol. 137. P. 552-597.

14. Jones P.D. et al. Surface air temperature and its variations over the last 150 years // Rev. Geophys. 1999. Vol. 37. P. 173-199.

15. Mohanakumar K. Stratosphere Troposphere Interactions. New York: Springer Science + Business Media, 2008. 416 p.

16. Rayner N.A., Brohan P., Parker D.E. et al. Improved changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset // J. Climate. 2006. Vol. 19. P. 446-469.

## References

1. Vereschagin M.A., Perevedentsev Y.P., Shantalinskiy K.M., Tudriy V.D. Factor analysis of the long-term dynamics of the global thermal regime of the surface air layer. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya* [Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geography], 2004, no. 5, pp. 34-41. [in Russ.].

2. Guryanov V.V., Eliseev A.V., Mokhov I.I., Perevedentsev Y.P. Wave activity and its changes in the troposphere and stratosphere of the Northern Hemisphere in the winter of 1979–2016. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Atmospheric and Oceanic Physics*, 2018, vol. 54, no 2, pp. 114-126, DOI: 10.1134/S0001433818020093.

3. Kryzhov V.N., Gorelitz O.V. The Arctic Oscillation and its impact on temperature and precipitation in Northern Eurasia in the 20th Century. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2015, vol. 40, no. 11, pp. 711–721, DOI: 10.3103/S1068373915110011.

4. Otnes R., Enokson L. *Prikladnoy analiz vremennykh ryadov: osnovnye metody* [Applied analysis of time series: basic methods]. Moscow, Mir publ., 1982, p. 428. [in Russ.].

5. Perevedentsev Y.P., Ismagilov N.V., Shantalinskiy K.M. Seasonal rearrangements of circulation in the middle stratosphere. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 1999, no 6, pp. 11-18.

6. Perevedentsev Y.P. *Meteorologiya v Kazanskom universitete: stanovlenie, razvitie, osnovnye dostizheniya* [Meteorology at Kazan University: formation, development, major achievements]. Kazan, Kazan University publ., 2001, p. 128. [in Russ.].

7. Perevedentsev Y.P., Sokolov V.V., Naumov E.P. *Climate and Environment in Volga Federal Region*. Kazan, Kazan University publ., 2013, p. 224. [in Russ.].

8. Perevedentsev Y.P., Shantalinskiy K.M. Estimation of contemporary observed variations of air temperature and wind speed in the troposphere of the Northern Hemisphere. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2014, vol.39, no. 10, pp. 19-31, doi: 10.3103/S1068373914100021.

9. Perevedentsev Y.P., Vilfand R.M., Shantilinskii K.M. Low-frequency changes of atmosphere pressure and surface air temperature in the non-tropical latitudes of the Northern Hemisphere. *Trudy Gidromettsentra Rossii* [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia], 2016, vol. 360, pp. 5-25. [in Russ.].

10. Shashkin V.V., Tolstykh M.A., Ivanova A.R., Skriptunova E.N. SL-AV atmospheric model version using  $\sigma$ - $p$  hybrid vertical coordinates. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2017, vol.42, no. 9, pp. 554–563, doi: 10.3103/S1068373917090023.

11. Sherstyukov B.G., Perevedentsev Y.P. Long-range asynchronous connections in long-term fluctuations of the climate of the World Ocean and the regional atmosphere in relation to the Republic of Tatarstan. *Vestnik VGU. Seriya: Geografiya. Geoekologiya* [Proceedings of Voronezh State University. Series: Geography. Geoecology], 2019, no. 1, pp. 5-12. [in Russ.].
12. Brohan P. et al. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.*, 2006, vol. 111, pp. 1-35.
13. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 2011, vol. 137, pp. 552-597.
14. Jones P.D. et al. Surface air temperature and its variations over the last 150 years. *Rev. Geophys.*, 1999, vol. 37, pp. 173-199.
15. Mohanakumar K. *Stratosphere-troposphere Interactions*. Springer, 2008, p. 416.
16. Rayner N.A., Brohan P., Parker D.E. et al. Improved changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *J. Climate.*, 2006, vol. 19, pp. 446-469.

Поступила в редакцию 30.01.2019 г.  
Received by the editor 30.01.2019.