

УДК 551.524(470.57)(045)

*Ю.П. Переведенцев, Т.Р. Аухадеев, Р.Г. Галимова, К.М. Шанталинский***ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ТРОПО-СТРАТОСФЕРЕ  
НАД ТЕРРИТОРИЕЙ БАШКОРТОСТАНА<sup>1</sup>**

Рассматриваются пространственно-временные изменения термического режима на территории Республики Башкортостан по данным реанализов ERA-Interim и ERA5 за 1979–2018 гг. Выявлена тенденция потепления регионального климата в тропосфере и похолодания в стратосфере. Построены вертикальные профили температуры воздуха, коэффициента наклона линейного тренда температуры от уровня земли до 47 км, дана оценка корреляционных связей между слоями атмосферы. Выявлена роль атмосферной циркуляции в сезонных изменениях температурного режима. Показано, что в зимний период арктическая осцилляция способствует потеплению в нижних слоях тропосферы и похолоданию в средней и верхней стратосфере. Долгопериодные изменения температуры воздуха в период 1888–2018 гг. рассчитывались по данным метеонаблюдений на станции Уфа. Показано, что потепление климата в регионе у земной поверхности наиболее интенсивно происходит в зимне-весенний период (величина коэффициента наклона линейного тренда температуры воздуха в январе 0,18 °С/10лет), а наиболее активная фаза потепления климата приходится на 1970–2018 гг.

*Ключевые слова:* температура воздуха, тропосфера, стратосфера, тренд, взаимосвязи между слоями.

DOI: 10.35634/2412-9518-2020-30-2-190-199

Данные современных реанализов о состоянии тропосферы и стратосферы позволяют рассматривать атмосферу в целом как единую динамическую систему, отдельные слои которой, физически отличные друг от друга по характеру термической стратификации, химическому составу и энергетическим процессам, находятся в состоянии активного взаимодействия [1]. В работе [2] рассматриваются физические механизмы взаимодействия между тропосферой и стратосферой в различные сезоны года с учетом состояния подстилающей поверхности. При этом важное внимание уделяется возникающим вариациям метеовеличин в стратосфере под воздействием планетарных волн, приходящих из нижележащей плотной тропосферы. В то же время тепловое различие между океаном и сушей прослеживается в тропосфере лишь до изобарической поверхности 200 гПа [1]. В нижних слоях тропосферы тенденция глобального потепления над сушей более значительная, чем над океанами.

В своих более ранних статьях [3–6] авторами рассматривались проблемы климатических изменений метеорологических полей как в крупномасштабном плане, так и в региональном (в том числе на территории Приволжского федерального округа и в Татарстане), где были выявлены связи между процессами различных масштабов.

Цель настоящей статьи – рассмотреть с использованием данных реанализов Era-Interim и ERA5 высотное распределение температуры воздуха над территорией Республики Башкортостан (РБ) в период 1979–2018 гг. и оценить тесноту корреляционных связей между соседними уровнями, что будет сделано для данного региона впервые, а также выполнить анализ долгопериодных колебаний температуры воздуха по данным станции Уфа.

Республика Башкортостан является сложным регионом как в отношении геологического и геоморфологического строения, так и климатических условий, обусловленных расположением Республики на границе раздела Русской равнины и Уральских гор. На погодные и климатические процессы большое влияние оказывает частая смена циклонических и антициклонических форм циркуляции атмосферы, определяющих распределение ресурсов тепла и влаги по территории региона, от которых зависит сельское и лесное хозяйство [7].

**Материалы и методы исследований**

В качестве исходных данных в настоящей статье использовались среднемесячные данные реанализа за ERA-Interim и ERA5 о температуре воздуха (ТВ) у земли и на 37 изобарических поверхностях от 1000 до 1 гПа в период 1979–2018 г. с пространственным разрешением 0,5×0,5° и 2,5×2,5° соответственно.

<sup>1</sup> Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 18-05-00721, 18-45-160006, 20-55-00014).

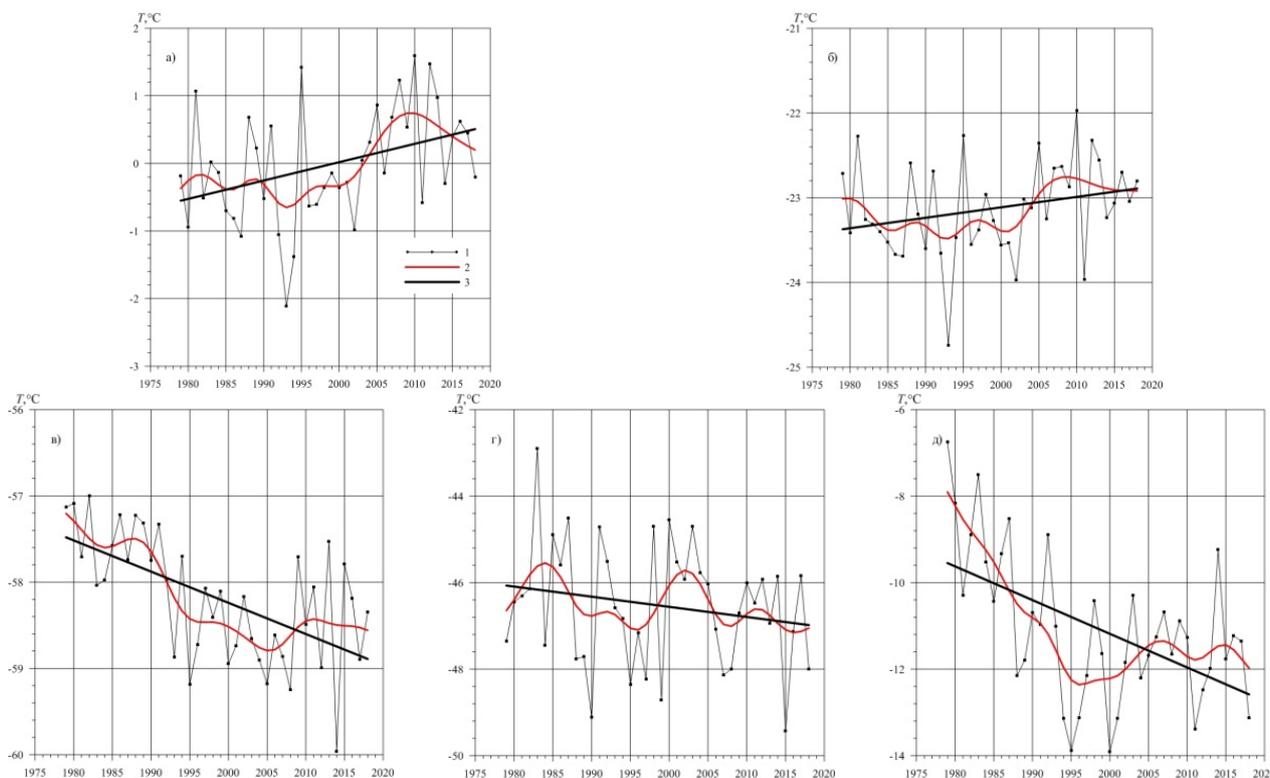
Для характеристики температурного режима региона, кроме данных реанализа за 1979–2018 гг., использовались данные приземной температуры длиннорядной станции Уфа за 1888–2018 гг. (131 год).

Многолетние ряды исходных данных подвергались статистической обработке – находились средние величины, средние квадратические отклонения (СКО), характеристики линейных трендов температуры воздуха. Выделение низкочастотной компоненты (НЧК) в метеорологических рядах осуществлялось с помощью низкочастотного фильтра Поттера с точкой отсечения 15 лет и более [5]. Достоверность результатов оценивалась с помощью критерия Фишера [9].

### Результаты и их обсуждение

Авторами была построена эмпирико-статистическая модель вертикального распределения осредненной по территории РБ температуры воздуха для зимы, лета и года в целом. Определены средние за период исследования значения температуры воздуха, величины среднего квадратического отклонения температуры (СКО), коэффициента наклона линейного тренда ТВ (КНЛТ) и коэффициента детерминации КНЛТ по данным ERA5.

Результаты представлены в табл. 1, согласно которой зимой в атмосфере наблюдается понижение температуры до изобарической поверхности 50 гПа (~ 20 км), где она достигает своего минимума - 63,93 °С, затем в слое стратосферной инверсии идет ее повышение до -18,50°С на уровне 1 гПа (~ 47 км), летом тропо-стратосфера заметно теплее зимней, с высотой ТВ понижается и достигает своего минимума -53,66 °С в нижней стратосфере на уровне 70 гПа (~ 18 км), далее с высотой в слое инверсии благодаря интенсивному прогреву озоносферы температура на уровне 1 гПа повышается до -3,30 °С, что заметно превышает ее зимний уровень. Стратосфера в отличие от тропосферы прогревается не от земной поверхности, а сверху вниз. Согласно [2], солнечный радиационный нагрев стратосферы происходит главным образом через поглощение ультрафиолетовой радиации озоном. Происходит также поглощение ближнего инфракрасного излучения углекислым газом и водяным паром. Величины СКО зимой также заметно превышают летние значения особенно в средней и верхней стратосфере.



1 – исходный ряд, 2 – низкочастотная компонента с периодом более 15 лет, 3 – линейный тренд

Рис. 1. Многолетний ход средней годовой температуры воздуха на уровне изобарической поверхности: а) 850 гПа; б) 500 гПа; в) 70 гПа; г) 10 гПа; д) 1 гПа

Согласно парниковой теории изменения современного климата, в тропосфере и стратосфере тренды изменения ТВ должны быть противоположными (нагрев в тропосфере и охлаждение в стратосфере). Процесс стратосферного охлаждения сложен и неоднороден. В целом углекислый газ в нижней стратосфере и верхней тропосфере обеспечивает потерю энергии и эти области охлаждаются. Выделяется также слой между 40 и 50 км, где происходит сильное охлаждение.

Данные табл. 1 подтверждают факт охлаждения стратосферы зимой до изобарической поверхности 100 гПа. КНЛТ для ТВ статистически не значимы, а в слое 100 – 50 гПа КНЛТ  $< 0^\circ \text{C}/10$  лет и достигает на изобарической поверхности 50 гПа (20 км) значения  $-0,43^\circ \text{C}/10$  лет. Выше 50 гПа величины КНЛТ хотя и статистически не значимы, но преимущественно отрицательны, что свидетельствует о понижении температуры в стратосфере. Отмеченный факт более четко прослеживается в летний период. Летом в тропосфере до изобарической поверхности 250 гПа наблюдается тенденция существенного прогрева воздуха, особенно вблизи земной поверхности (на изобарической поверхности 1000 гПа КНЛТ =  $0,40^\circ \text{C}/10$  лет), а более высокие слои атмосферы (100 – 1 гПа) подвержены охлаждению.

Для иллюстрации поведения характеристик температуры воздуха на различных изобарических поверхностях на рис. 1 представлен многолетний ход ТВ, осредненной по территории Башкортостана. На рис. 1 представлены данные об исходных рядах, низкочастотной компоненте (НЧК) с периодом более 15 лет и линейных трендах, построенных в 1979–2018 гг. Как видно из рисунка, линейные тренды, построенные по средним годовым значениям ТВ, свидетельствуют о потеплении в тропосфере (изобарические поверхности 850 и 500 гПа) и похолодании в нижней, средней и верхней стратосфере (изобарические поверхности 70, 10 и 1 гПа).

Анализ этих данных показывает, что за 40 лет ТВ на изобарической поверхности 850 гПа повысилась примерно на  $1,0^\circ \text{C}$ , на уровне 500 гПа на  $0,5^\circ \text{C}$ , а в стратосфере, наоборот, на уровне 70 гПа понизилась на  $1,4^\circ \text{C}$ , на уровне 10 гПа на  $1,0^\circ \text{C}$  и уровне 1 гПа на  $3,0^\circ \text{C}$ . Низкочастотная компонента позволяет отслеживать поведение долгопериодной составляющей ТВ (остаются колебания лишь с периодом более 15 лет). Из рис. 1 видно, что в тропосфере пик потепления приходится на 2009 г., а в стратосфере наибольшее понижение ТВ на уровне 70 гПа наблюдается в 2005 г., на уровне 10 гПа в 2016 г. и на уровне 1 гПа в 1996 г., то есть наблюдается вертикальное рассогласование в сроках наступления экстремальных показателей.

Для наглядного рассмотрения изменений ТВ с высотой в январе и июле в слое уровень земли – 1 гПа построена диаграмма размаха ТВ, известная как «ящик с усами», представляющая одномерное распределение вероятностей ТВ (рис. 2). Прямоугольник фиксирует среднее 50 % наблюдений, точка внутри прямоугольника – значение медианы, верхняя и нижняя границы «ящика» – это соответственно квантиль 75 % и 25 %-ой обеспеченности, «концы усов», расположенные слева и справа от прямоугольника, показывают минимальное и максимальное значения в использованной выборке, а окружности обозначают «выбросы» во временном ряду.

Как видно из рис. 2(а), в январе в связи с большей нестабильностью атмосферы, чем в июле, размах между наибольшим и наименьшим значениями ТВ максимален. Зимой процессы в стратосфере происходят активно, что приводит к заметным колебаниям метеовеличин, летом в условиях господства циркумполярного антициклона и радиационного фактора обстановка стабилизируется, что наглядно подтверждают данные рис. 2(б).

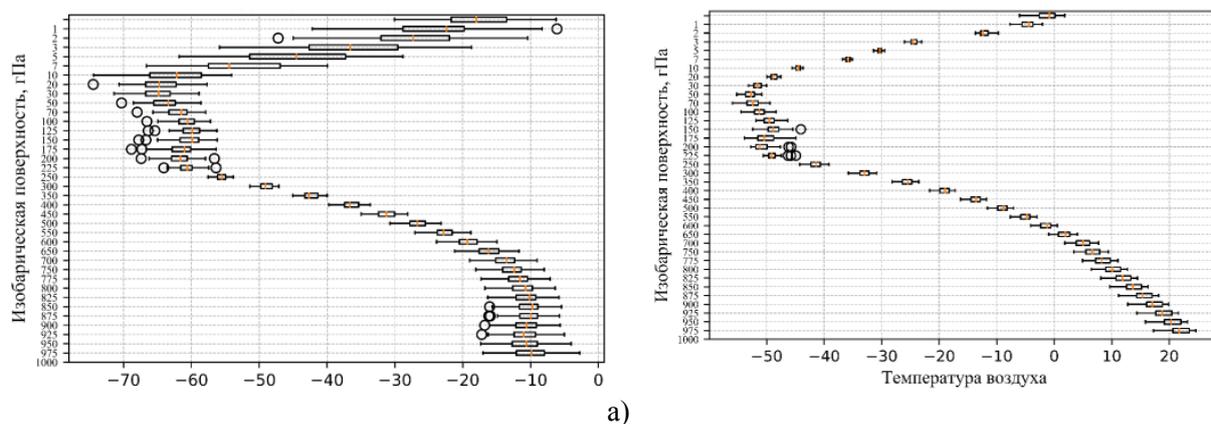


Рис. 2. Диаграмма размаха температуры воздуха ( $^\circ \text{C}$ ) от земной поверхности до уровня 1 гПа: а) январь; б) июль (1979–2018 гг.)

Таблица 1

**Характеристики изменчивости средней температуры воздуха на территории Башкортостана на различных высотах (1979–2018 гг.)**

P, гПа	H, км	Год				Зима				Лето			
		T <sub>ср</sub> , °C	СКО, °C	КНЛТ, °C/10 лет	R <sup>2</sup> L, %	T <sub>ср</sub> , °C	СКО, °C	КНЛТ, °C/10 лет	R <sup>2</sup> L, %	T <sub>ср</sub> , °C	СКО, °C	КНЛТ, °C/10 лет	R <sup>2</sup> L, %
1000	0,1	5,74	0,94	0,36	15	-9,20	2,02	-0,03	-5	20,56	1,51	0,40	5
925	0,8	2,87	0,92	0,34	14	-9,75	1,71	0,05	-5	16,17	1,50	0,38	4
850	1,5	-0,02	0,83	0,27	10	-9,57	1,54	0,11	-5	10,86	1,36	0,28	1
700	3	-7,59	0,66	0,19	6	-15,27	1,32	0,10	-4	1,03	0,94	0,20	1
600	4,3	-14,32	0,59	0,14	3	-21,81	1,19	0,02	-5	-5,96	0,82	0,17	1
500	5,7	-23,13	0,55	0,12	2	-30,53	1,06	-0,03	-5	-14,82	0,85	0,18	1
400	7,3	-34,78	0,49	0,09	0	-41,84	0,88	-0,09	-4	-26,81	0,87	0,18	1
300	9,4	-49,12	0,38	0,10	5	-55,01	0,63	-0,07	-4	-42,45	0,74	0,19	4
250	10,6	-55,43	0,47	0,11	2	-60,16	1,01	0,03	-5	-50,01	0,71	0,11	-2
200	12	-56,67	0,78	0,01	0	-60,71	1,40	0,00	-5	-51,61	1,43	-0,14	-4
150	13,9	-55,15	0,64	-0,10	0	-59,10	1,16	-0,15	-3	-50,52	0,88	-0,08	-4
100	16,3	-56,89	0,66	-0,29	21	-60,80	1,24	-0,32	4	-53,05	0,87	-0,21	3
70	18,5	-58,19	0,70	-0,36	32	-62,78	1,48	-0,40	5	-53,66	0,83	-0,29	12
50	20,5	-58,37	0,76	-0,47	49	-63,93	1,69	-0,43	4	-52,41	0,79	-0,43	35
30	23,7	-57,20	0,84	-0,53	50	-63,88	2,13	-0,36	-1	-49,58	0,68	-0,38	38
20	26,3	-54,30	1,04	-0,62	45	-61,67	2,72	-0,28	-4	-45,31	0,67	-0,44	56
10	30,9	-46,52	1,40	-0,23	0	-53,47	4,06	0,32	-4	-36,91	0,41	-0,06	-2
7	33,2	-40,73	1,91	0,05	0	-46,50	5,22	0,31	-5	-31,39	0,79	0,33	19
5	35,5	-33,16	2,26	-0,39	0	-37,95	6,04	-0,43	-5	-23,90	0,97	-0,13	-3
3	39,2	-20,85	2,64	-1,41	35	-26,25	6,43	-1,26	0	-10,82	2,20	-1,66	75
2	42,1	-13,81	2,35	-1,33	40	-20,86	5,68	-1,01	-1	-3,73	2,22	-1,71	78
1	47,4	-11,07	1,69	-0,78	24	-18,50	3,47	-0,32	-4	-3,30	1,71	-1,12	55

*Примечание:* T<sub>ср</sub> – средняя температура воздуха, °C; СКО – среднее квадратическое отклонение температуры, °C; КНЛТ – коэффициент наклона линейного тренда температуры воздуха, °C/10 лет; R<sup>2</sup>L – скорректированный коэффициент детерминации линейного тренда, показывающий процент дисперсии исходного ряда, объясняемый трендом.

Для оценки вертикальных взаимосвязей между слоями атмосферы рассчитывались коэффициенты корреляции (r) между соседними уровнями в поле температуры воздуха. Как отмечено в [10], взаимодействие по вертикали осуществляется посредством волнового механизма, с помощью которого возмущения метеорологических полей, обусловленные бароклинностью атмосферы, неоднородным нагревом подстилающей поверхности и орографией, передаются вверх из тропосферы в стратосферу. Этот механизм наиболее эффективен в холодный период года, когда в стратосфере устанавливаются западные потоки и волновые возмущения проникают снизу вверх через тропопаузу. Кроме того, в высоких широтах часто возникают зимние внезапные стратосферные потепления (ВСП), в результате которых ТВ может быстро повыситься на 70 °C, что также способствует термодинамическому взаимодействию между тропосферой и стратосферой. В работах [11-13] рассмотрена роль ВСП в формировании циркуляционных аномалий и их последствий. Анализ полученных результатов (табл. 2) показывает, что во все сезоны года в тропосфере в слое 1000–400 гПа связи высокие (r≈1,0), затем в слое 400–250 гПа в январе, в слое 300–200 гПа в апреле, в слое 300–150 гПа в июле и в слое 300-200 в октябре связи резко ослабевают из-за влияния тропопаузы. Как известно, в течение года высота тропопаузы меняется: летом она более высокая, чем зимой, при этом ее высота в полярных областях составляет 7–10 км, а в тропиках 16–18 км. Роль переходного слоя – тропопаузы в формировании вертикальных связей над территорией Башкортостана четко проявилась, действительно, ее сезонные перемещения повлекли за собой вертикальные смещения областей с ослабленными связями.

Для оценки вертикальных корреляционных связей в поле температуры воздуха использовался и другой подход, при котором связи оценивались между фиксированными уровнями и остальными

вышележащими. Анализ распределения коэффициентов корреляции показал, что зимой в тропосфере связи, начиная с высоты 5 км, быстро затухают и коэффициенты корреляции при переходе через тропопаузу меняют свой знак на отрицательный. Летом во всей толще тропосферы величина  $r$  близка к 1,0 и лишь в верхней тропосфере связи между слоями резко ослабевают и в нижней стратосфере после перехода через тропопаузу становятся отрицательными.

В зимней стратосфере, начиная с уровня 250 гПа, связи между слоями более тесные, чем в летней, особенно в ее верхних слоях. Это объясняется тем, что динамический (волновой) механизм взаимодействия между слоями стратосферы зимой более эффективен, чем летний радиационный фактор. Летом в стратосфере активизируются фотохимические процессы, что приводит к ее расслоению. Кроме того, устанавливается стабильная восточная форма циркуляции в обширном циркумполярном антициклоне, что приводит к ослаблению вертикального обмена. Слабо связаны между собой уровни 10 и 7 гПа ( $r=0,28$ ), 5 и 3 гПа ( $r=0,04$ ).

В [14] рассмотрены вопросы влияния макроциркуляционных систем на термобарический режим Приволжского федерального округа (ПФО). Выявлено, что наиболее тесная положительная корреляция возникает между зимней ТВ ПФО и североатлантическим колебанием (NAO). Коэффициент корреляции достигает значения 0,64. В данной работе в качестве индекса атмосферной циркуляции использовалась арктическая осцилляция (АО), которая по современным представлениям в значительной степени является результатом взаимодействия тропосферы и стратосферы [3] и, согласно [14], с 1970-х гг. АО находится преимущественно в положительной фазе.

Таблица 2

**Коэффициенты корреляции ( $r$ ) соседних уровней временных рядов осредненной по территории Башкортостана среднемесячной температуры воздуха (1979–2018 гг.)**

уровни, гПа		Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Земля	1000	0,98	0,98	0,98	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,98
1000	925	0,86	0,92	0,96	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,93	0,89
925	850	0,92	0,96	0,95	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,95	0,96
850	700	0,96	0,96	0,94	0,96	0,95	0,97	0,96	0,95	0,90	0,98	0,98	0,98
700	600	0,98	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99
600	500	0,98	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99
500	400	0,97	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,98	0,99	0,98	0,99
400	300	0,58	0,63	0,57	0,90	0,76	0,93	0,95	0,94	0,88	0,90	0,79	0,72
300	250	0,56	0,57	0,55	0,17	0,10	0,20	0,47	0,42	0,31	0,13	0,43	0,57
250	200	0,92	0,84	0,89	0,69	0,77	0,67	0,48	0,43	0,63	0,64	0,74	0,86
200	150	0,93	0,94	0,94	0,87	0,92	0,95	0,72	0,82	0,92	0,96	0,94	0,94
150	100	0,91	0,96	0,91	0,90	0,89	0,74	0,86	0,91	0,89	0,93	0,93	0,95
100	70	0,96	0,98	0,94	0,95	0,72	0,88	0,96	0,95	0,93	0,94	0,93	0,98
70	50	0,96	0,98	0,95	0,94	0,86	0,89	0,93	0,97	0,92	0,96	0,96	0,98
50	30	0,86	0,92	0,83	0,80	0,80	0,87	0,87	0,88	0,91	0,94	0,91	0,93
30	20	0,92	0,94	0,90	0,81	0,75	0,86	0,90	0,78	0,81	0,93	0,94	0,93
20	10	0,87	0,80	0,78	0,64	0,46	0,57	0,62	0,70	0,67	0,79	0,82	0,86
10	7	0,96	0,91	0,94	0,94	0,80	0,17	0,28	0,49	0,89	0,95	0,94	0,96
7	5	0,97	0,94	0,96	0,93	0,66	0,53	0,52	0,50	0,85	0,97	0,95	0,97
5	3	0,93	0,89	0,91	0,62	0,04	-0,05	0,04	0,16	0,49	0,90	0,89	0,94
3	2	0,94	0,95	0,91	0,82	0,82	0,81	0,84	0,83	0,83	0,92	0,94	0,97
2	1	0,59	0,80	0,69	0,73	0,35	0,28	0,36	0,29	0,22	0,66	0,73	0,87

Для установления связи между колебаниями ТВ в регионе и поведением арктической осцилляции рассчитывались коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями температуры и индексами АО для 23 уровней. Как и следовало ожидать, наибольшие значения  $r$  относятся к зимнему

периоду ( $r=0,62$  на уровне 1000 гПа), что свидетельствует о потеплении зим за счёт циркуляционного фактора. Отмечается также усиление связи между ТВ и АО под тропопаузой в слое 300–200 гПа, в средней и верхней стратосфере. В стратосфере происходит смена знака,  $r<0$ , что указывает на противофазный характер изменения температуры и зональных движений.

Для оценки влияния глобального фактора на региональный рассчитывались коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями ТВ ст. Уфа и Северного полушария для различных периодов. Выявилось, что в январе периода 1945–1976 гг., в который отмечалось понижение температуры (похолодание), коэффициент корреляции достиг своего максимума ( $r=0,82$ ). В период потепления климата (1977–2014 гг.) величина  $r$  для годовых значений достигла значения 0,61, в феврале  $r=0,53$ , в марте  $r=0,55$ . Рассматривалось всего 5 временных периодов (1910–1944, 1945–1976, 1977–2014, 1900–1976, 1910–2018 гг.) и для всех отмечается общая закономерность – связи положительные и в зимний период они более тесные, чем в летний. Исключением является период 1977–2014 гг., когда зимой и летом влияние СП на регион проявилось в одинаковой степени. Как известно, для зимнего периода характерна большая динамичность атмосферных процессов, чем в летний, когда преобладает радиационный фактор.

Для оценки выявления закономерностей климатической изменчивости у земной поверхности рассматривались результаты многолетних наблюдений (1888–2018 гг.) на станции Уфа. В табл. 3 приводятся характеристики низкочастотной изменчивости ТВ, рассчитанные по данным ст. Уфа в период 1888–2018 гг. (131 год). Как видно из табл. 3, климат Уфы характеризуется большой годовой амплитудой ТВ: разница между самым теплым (июль) и холодным (январь) месяцами года составляет 33,39 °С, что свидетельствует о хорошо выраженной континентальности климата, межгодовая изменчивость ТВ (СКО) наиболее значительна в холодный период года.

Линейный тренд отражает потепление климата наиболее заметное в зимне-весенний период и практически отсутствующее летом (в июле КНЛТ составляет 0,05 °С/10лет). При этом большую часть года статистические результаты достоверны при  $R^2 \geq 1,5$  % на уровне значимости  $p=0,05$ . Статистически незначимы лишь летние данные. Вклад НЧК в общую дисперсию ТВ ( $R^2F$ ) наиболее велик как в среднем за год (31 %), так и в теплый период (апрель – октябрь), когда он составляет 22 % в основном за счет весенних и осенних месяцев периода. В холодный период (ноябрь – март) этот вклад составляет 18%, но и дисперсия холодного периода существенно больше дисперсии теплого.

Таблица 3

**Характеристики низкочастотной изменчивости температуры на ст. Уфа в период 1888–2018 гг.**

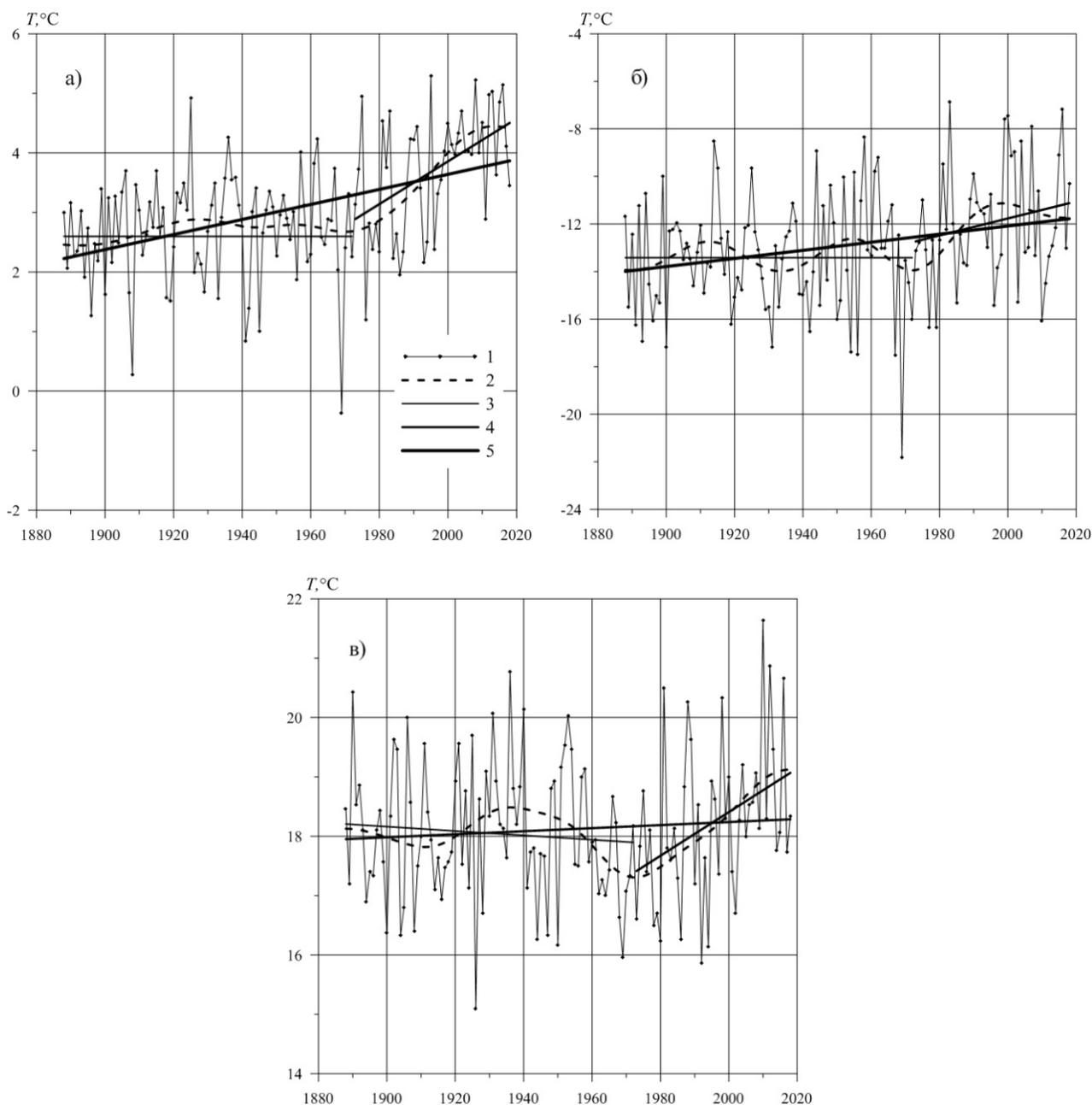
Период	$T_{\text{ср}}$ , °С	СКО, °С	КНЛТ, °С/10 лет	$R^2L$ , %	$R^2F$ , %
Год	3,04	1,04	0,13	20	30
Холодный период	-9,95	1,93	0,18	12	18
Теплый период	12,33	0,96	0,08	9	20
Зима	-12,89	2,54	0,17	5	12
Весна	3,69	1,79	0,17	12	18
Лето	18,12	1,20	0,03	0	10
Осень	3,27	1,62	0,13	8	20
Январь	-14,02	3,79	0,18	2	14
Апрель	4,41	2,70	0,21	7	10
Июль	19,39	1,79	0,03	0	4
Октябрь	3,38	2,29	0,13	3	17

*Примечание:*  $T_{\text{ср}}$  – средняя температура воздуха, °С, СКО – среднее квадратическое отклонение температуры, °С, КНЛТ – коэффициент наклона линейного тренда температуры воздуха, °С/10 лет,  $R^2L$  – коэффициент детерминации НЧК, %;  $R^2F$  – вклад НЧК в дисперсию температуры, %.

Построенные графики временного хода ТВ для Уфы за 1888–2018 гг. показывают, что в январе, июле и в целом за год наблюдается положительный тренд (потепление), при этом КНЛТ равен 0,18; 0,03; 0,13 °С/10лет для января, июля и года соответственно. Аппроксимация временного хода ТВ с помощью полиномиального тренда показала, что в январе максимум ТВ приходится на 1920 и 2003 гг., а минимум на 1963 г., в июле можно выделить слабый минимум в 1968 г. и повышение в 2010 г. (макси-

мум). На графике распределения среднегодовых значений ТВ за 131 год хорошо выделяется 1970 г. (минимум) и 2010 г. (максимум), то есть выделяются длиннопериодные колебания.

Ход построенной нормированной аномалии ТВ ( $\Delta T/\sigma$ ) для годовых значений показывает, что с 1970 по 2018 г. ее приращение составило примерно 1,8. И если с 1888 по 1970 гг., кривая аномалии имела волновой характер во времени, то в последнее десятилетие наблюдается ее экспоненциальный рост, что обусловлено активной фазой современного глобального потепления.



1 – исходный ряд, 2 – НЧК с периодом более 25 лет, 3 – линейный тренд 1888-1972 гг., 4 – линейный тренд 1973-2018 гг., 5 – линейный тренд 1888-2018 гг.

Рис. 3. Многолетний ход приземной средней годовой (а), зимней (б) и летней (в) температуры воздуха в Уфе

На рис. 3 в целях выявления структурных временных изменений температуры воздуха представлен многолетний ход приземной средней годовой температуры воздуха (СГТВ), средней зимней и средней летней температуры в Уфе за 1888–2018 гг. На нем представлены НЧК ТВ с периодом бо-

лее 25 лет и линейные тренды за 1888–2018, 1888–1972 и 1973–2018 гг. Как видно из рис. 3а, прирост СГТВ за 131-летний период по линейному тренду со скоростью 0,13 °С/10лет составил 1,69°С, в период 1888–1972 гг., согласно линейного тренда, прироста ТВ не наблюдалось и, начиная с 1973 по 2018 г., он составил около 1,6 °С. Низкочастотная компонента была минимальной в 1970 г. и достигла максимума в 2010 г.

Зимой (рис. 3б) отмечаются, согласно кривой НЧК, долгопериодные 40-летние колебания ТВ, прирост которой со скоростью 0,18 °С/10лет по линейному тренду за 1888–2018 гг. составил 2,3°С.

Летом, как уже указывалось, отмечается заметно более слабое потепление, чем зимой (рис. 3в). За 131-летний период прирост ТВ со скоростью 0,03 °С/10лет составил лишь 0,39 °С. Наиболее активно подъем температуры, согласно кривой НЧК и линии тренда за 1973–2018 гг., происходит с 1970 по 2018 гг. На этом участке ТВ после своего минимального значения (1970 г.) повысилась почти на 1,6 °С. Температура воздуха в летний период за 1888–2018 гг. испытывала заметные колебания: небольшое понижение в начале XX в., потепление в 1930–40-х гг., затем значительное похолодание в 1960–70-х гг. и последующий наиболее интенсивный ее подъем с 1970 г.

## Выводы

1. Выявлено существенное различие между зимой и летом в вертикальном распределении изменения температуры воздуха над Башкортостаном: зимой слабо выраженное потепление происходит в слое 925–700 гПа (КНЛТ = 0,11°С/10лет на уровне 850 гПа), летом повышение ТВ происходит во всей толще тропосферы (земля – 250 гПа), КНЛТ = 0,40 °С/10лет на уровне 1000 гПа. В стратосфере наибольшее похолодание зимой происходит в слоях 150–20 гПа (КНЛТ = -0,43°С/10лет на уровне 50 гПа (20 км) и 3–2 гПа (КНЛТ = -1,23°С/10лет на уровне 3 гПа), летом в слоях 200–10 гПа (КНЛТ = -0,44 °С/10лет на уровне 20 гПа) и 3–1 гПа (КНЛТ = -1,71 °С/10лет на уровне 2 гПа).

2. Межуровневые вертикальные корреляционные связи в поле температуры воздуха как зимой, так и особенно летом резко ослабевают в районе тропопаузы, что свидетельствует об ослаблении взаимодействия между тропосферой и стратосферой.

3. Согласно корреляционного анализа, на территории Республики Башкортостан арктическая осцилляция наибольшее положительное влияние оказывает на температуру воздуха в нижнем слое атмосферы.

4. Выявлены особенности долгопериодных региональных колебаний температуры воздуха на примере метеостанции Уфа за 1888–2018 г., свидетельствующие о неоднозначном характере климатических изменений за 131-летний период в различные сезоны года. В частности, прекращение роста зимней температуры с конца 1990-х гг. и активный устойчивый рост летних температур с 1970-х гг. по настоящее время.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Васильев А.А., Гурьянов В.В. Термический режим в тропосфере, стратосфере и нижней мезосфере Северного полушария в 1979–2016 гг. // Метеорология и гидрология. 2019. № 8. С. 5–20.
2. Mohanakumar K. Stratosphere-Troposphere interactions. Springer, 2008. 416 p.
3. Переведенцев Ю.П., Исмагилов Н.В., Шерстюков Б.Г. и др. Современные изменения климата Республики Татарстан // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: География. Геоэкология. 2008. № 2. С. 13–23.
4. Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. Особенности проявления современного глобального потепления климата в различных регионах Северного полушария в последние десятилетия // Вестник Удм. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2008. Вып. 2. С. 3–14.
5. Переведенцев Ю.П., Гурьянов В.В., Шанталинский К.М., Аухадеев Т.Р. Динамика тропосферы и стратосферы в умеренных широтах Северного полушария и современные изменения климата в Приволжском федеральном округе. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2017. 186 с.
6. Переведенцев Ю.П., Васильев А.А., Шанталинский К.М., Гурьянов В.В. Климатические изменения приземных полей атмосферного давления и температуры воздуха в умеренных широтах Северного полушария // Метеорология и гидрология. 2017. № 7. С. 81–93.
7. Галимова Р.Г., Переведенцев Ю.П., Яманаев Г.А. Агроклиматические ресурсы Республики Башкортостан // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География. Геоэкология. 2019. № 3. С. 29–39.
8. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов: основные методы. М.: Мир, 1982. 428 с.
9. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 242 с.

10. Холтон Дж.Р. Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 224 с.
11. Варгин П.Н., Володин Е.М., Карпенко А.Ю., Погорельцев А.И. О стратосферно-тропосферных взаимодействиях // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 1. С. 39-46.
12. Тарасенко Д.А. Структура и циркуляция стратосферы и мезосферы Северного полушария. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 287 с.
13. Переведенцев Ю.П., Шерстюков Б.Г., Шанталинский К.М., Гурьянов В.В., Аухадеев Т.Р. Климатические изменения в Приволжском федеральном округе в XIX-XXI веках // Метеорология и гидрология. 2020. № 6. С. 36-46.
14. 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.

Поступила в редакцию 04.06.2020

Переведенцев Юрий Петрович, доктор географических наук, профессор, заведующий кафедрой метеорологии, климатологии и экологии атмосферы ФГАОУ ВО «Казанский (Приволжский) федеральный университет» 420008, Россия, г. Казань, ул. Кремлевская, 18  
E-mail: [ypereved@kpfu.ru](mailto:ypereved@kpfu.ru)

Аухадеев Тимур Ринатович, кандидат географических наук, доцент кафедры метеорологии, климатологии и экологии атмосферы ФГАОУ ВО «Казанский (Приволжский) федеральный университет» 420008, Россия, г. Казань, ул. Кремлевская, 18  
E-mail: [TRAuhadeev@kpfu.ru](mailto:TRAuhadeev@kpfu.ru)

Галимова Рита Галимьяновна, старший преподаватель кафедры гидрометеорологии и геоэкологии ФГБОУ ВО «Башкирский государственный университет» 450076, Россия, г. Уфа, ул. Заки Валиди, дом 32  
E-mail: [galim-rita@yandex.ru](mailto:galim-rita@yandex.ru)

Шанталинский Константин Михайлович, кандидат географических наук, доцент кафедры метеорологии, климатологии и экологии атмосферы ФГАОУ ВО «Казанский (Приволжский) федеральный университет» 420008, Россия, г. Казань, ул. Кремлевская, 18  
E-mail: [kshantal@kpfu.ru](mailto:kshantal@kpfu.ru)

***Yu.P. Perevedentsev, T.R. Auhadeev, R.G. Galimova, K.M. Shantalinskiy***

## **CHANGES OF THERMAL REGIME IN TROPO-STRATOSPHERE OVER BASHKORTOSTAN TERRITORY**

DOI: 10.35634/2412-9518-2020-30-2-190-199

Space-time changes of thermal regime in the territory of the Republic of Bashkortostan are considered according to the data of ERA-Interim and ERA5 reanalysis for 1979–2018. A trend of warming of the regional climate in the troposphere and cooling in the stratosphere has been identified. Vertical profiles of air temperature, coefficient of inclination of linear trend of temperature from ground level up to 47 km have been built, assessment of correlations between atmosphere layers has been given. The role of atmospheric circulation in seasonal changes in temperature regime has been revealed. In winter, Arctic oscillation has been shown to contribute to warming in the lower layers of the troposphere and cooling in the middle and upper stratosphere. Long-term changes in air temperature in the period 1888–2018 have been calculated from weather surveillance at Ufa station. It has been shown that the warming of the climate in the region near the Earth's surface occurs most intensively during the winter-spring period (the value of the slope factor of the linear trend of air temperature in January 0,18 °C/10 years), and the most active phase of climate warming is in 1970–2018.

*Keywords:* air temperature, troposphere, stratosphere, trend, relationships between layers.

### REFERENCES

1. Perevedentsev Yu.P., Shantalinskiy K.M., Vasil'ev A.A., Gur'yanov V.V. [Thermal regime in the troposphere, stratosphere and lower mesosphere of the Northern Hemisphere in 1979-2016], in *Meteorologiya i gidrologiya*, 2019, no 8, pp. 5-20 (in Russ.).

2. Mohanakumar K. Stratosphere-Troposphere interactions. Springer, 2008, 416 p.
3. Perevedentsev Yu.P., Ismagilov N.V., Sherstyukov B.G., et al [Modern climate change of the Republic of Tatarstan], in *Vestnik Voronezh. Gos. Un-ta. Seriya: Geografiya. Geoekologiya*, 2008, no. 2, pp. 13-23 (in Russ.).
4. Perevedentsev Yu.P., Shantalinskiy K.M. [Features of the manifestation of modern global climate warming in various regions of the Northern Hemisphere in recent decades], in *Vestn. Udmurt. Univ. Ser. Biol. Nauki o Zemle*, 2008, iss. 2, pp. 3-14 (in Russ.).
5. Perevedentsev Yu.P., Gur'yanov V.V., Shantalinskiy K.M., Aukhadeev T.R. *Dinamika troposfery i stratosfery v umerennykh shirotakh Severnogo polushariya i sovremennye izmeneniya klimata v Privolzhskom federal'nom okruge* [Dynamics of the troposphere and stratosphere in temperate latitudes of the Northern Hemisphere and modern climate changes in the Volga Federal District], Kazan: Kazan. Univ., 2017, 186 p. (in Russ.).
6. Perevedentsev Yu.P., Vasil'ev A.A., Shantalinskiy K.M., Gur'yanov V.V. [Climatic changes in surface fields of atmospheric pressure and air temperature in temperate latitudes of the Northern Hemisphere], in *Meteorologiya i gidrologiya*, 2017, no. 7, pp. 81-93 (in Russ.).
7. Galimova R.G., Perevedentsev Yu.P., Yamanaev G.A. [Agroclimatic resources of the Republic of Bashkortostan], in *Vestnik Voronezh. Gos. Un-ta. Seriya: Geografiya. Geoekologiya*, 2019, no. 3, pp. 29-39 (in Russ.).
8. Otnes R., Enokson L. *Prikladnoy analiz vremennykh ryadov: osnovnye metody* [Applied analysis of time series: basic methods], Moscow: Mir Publ., 1982, 428 p. (in Russ.).
9. Panovskiy G.A., Brayer G.V. *Statisticheskie metody v meteorologii* [Statistical methods in meteorology], Leningrad: Gidrometeoizdat, 1967, 242 p. (in Russ.).
10. Kholton Dzh.R. *Dinamicheskaya meteorologiya stratosfery i mezosfery* [Dynamic meteorology of the stratosphere and mesosphere], Leningrad: Gidrometeoizdat, 1979, 224 p. (in Russ.).
11. Vargin P.N., Volodin E.M., Karpenko A.Yu., Pogoreltsev A.I. [About stratospheric-tropospheric interactions], in *Vestnik RAN*, 2015, vol. 85, no. 1, pp. 39-46 (in Russ.).
12. Tarasenko D.A. *Struktura i tsirkulyatsiya stratosfery i mezosfery Severnogo polushariya* [Structure and circulation of the stratosphere and mesosphere of the Northern Hemisphere], Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988, 287 p. (in Russ.).
13. Perevedentsev Yu.P., Sherstyukov B.G., Shantalinskiy K.M., Gur'yanov V.V., Aukhadeev T.R. [Climatic changes in the Volga Federal District in the XIX–XXI centuries], in *Meteorologiya i gidrologiya*, 2020, no. 6, pp. 36-46 (in Russ.).
14. Kryzhov V.N., Gorelits O.V. [Arctic oscillation and its effect on temperature and precipitation in Northern Eurasia in the 20th century], in *Meteorologiya i gidrologiya*, 2015, no. 11, pp. 5-19 (in Russ.).

Received 04.06.2020

Perevedentsev Yu.P., Doctor of Geography, Professor,  
Head of Department of Meteorology, Climatology and Ecology of atmosphere  
Kazan (Volga) Federal University  
Kremlevskaya st., 18, Kazan, Russia, 420008  
E-mail: ypereved@kpfu.ru

Aukhadeev T.R., Candidate of Geography, Associate Professor  
at Department of Meteorology, Climatology and Ecology of atmosphere  
Kazan (Volga) Federal University  
Kremlevskaya st., 18, Kazan, Russia, 420008  
E-mail: TRAukhadeev@kpfu.ru

Galimova R.G., Senior lecturer at Department of Hydrometeorology and Geoecology  
Bashkir State University  
Zaki Validi st., 32, Ufa, Russia, 450076  
E-mail: galim-rita@yandex.ru

Shantalinskiy K.M., Candidate of Geography, Associate Professor of Department  
of Meteorology, Climatology and Ecology of atmosphere  
Kazan (Volga) Federal University  
Kremlevskaya st., 18, Kazan, Russia, 420008  
E-mail: kshantal@kpfu.ru