

УДК 551.521.31(5-191.2)

**АЭРОЗОЛЬНЫЙ РАДИАЦИОННЫЙ ФОРСИНГ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ЧАСТИЦ
В АТМОСФЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКОГО РЕГИОНА.
ЧАСТЬ 1. ОЦЕНКИ ВОЗДЕЙСТВИЯ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ЧАСТИЦ
НА ПЕРЕНОС РАДИАЦИИ**

**Б.Б. Чен, С.И. Попель, Ф. Голоуб, В.В. Адушкин,
Г.А. Когай, Улукбек уулу Мурадильбек, П.Г. Вайдлер, Ф. Фридрих**

Проведена оценка аэрозольного радиационного форсинга нижнего слоя атмосферы Земли – тропосферы (ARF_BOA) и верхней границы атмосферы (ARF_TOA), измеренные с помощью солнечного фотометра в течение 2014–2015 гг. Средние месячные значения ARF_BOA менялись от $-8,2 \pm 3,5$ Вт·м⁻² в феврале 2014 г. до $-33,1 \pm 17,6$ Вт·м⁻² в июне 2015 г., а ARF_TOA – от $-11,3 \pm 4,3$ Вт·м⁻² в сентябре 2014 г. до $+15,9 \pm 7,6$ Вт·м⁻² в марте 2015 г. Ежедневные величины ARF_TOA колебались от $-3,6$ Вт·м⁻² до $-64,5$ Вт·м⁻² и от $-0,6$ Вт·м⁻² до $+34$ Вт·м⁻² на BOA в 2014 г., что соответствует изменению ARF_ATM от $+34,0$ Вт·м⁻² до $+63,9$ Вт·м⁻² и скорости нагрева атмосферы аэрозолями от $0,29$ Кдень⁻¹ до $0,55$ Кдень⁻¹. В 2015 г. ежедневные величины ARF_BOA и ARF_TOA изменялись от $-3,6$ до $-202,7$ Вт·м⁻² и от $-122,0$ до $+71,5$ Вт·м⁻², что соответствует изменению ARF_ATM от $+75,1$ до $+80,7$ Вт·м⁻² и скорости нагрева от $0,64$ Кдень⁻¹ до $0,69$ Кдень⁻¹. Средние сезонные величины ARF_ATM субмикронных нано масштабных частиц изменялись от $+9,7 \pm 7,9$ до $+30,3 \pm 14,9$ Вт·м⁻², а их смеси – от $+13,3 \pm 5,1$ до $+59,2 \pm 28,4$ Вт·м⁻², что в значительной степени превышает величины ARF_ATM при наличии пустынной пыли. Соответствующая скорость нагрева атмосферы единичного атмосферного столба менялась от $0,08$ Кдень⁻¹ до $0,51$ Кдень⁻¹. Средние месячные величины ARF_ATM изменялись от $+11,6 \pm 6,2$ до $+48,3 \pm 28,0$ Вт·м⁻²; соответствующая скорость нагрева атмосферы аэрозолями единичного атмосферного столба составила от $0,1$ Кдень⁻¹ до $0,4$ Кдень⁻¹.

Ключевые слова: аэрозольный радиационный форсинг (ARF); субмикронные наномасштабные частицы; смесь наномасштабных частиц; микромасштабные крупнодисперсные частицы; аэрозольная оптическая толщина (AOD); ARF_BOA; ARF_TOA; ARF_ATM; альbedo однократного рассеяния (SSA); эффективность аэрозольного радиационного форсинга; скорость нагрева.

**AEROSOL RADIATIVE FORCING OF SMALL-SCALE PARTICLES
OF AEROSOL IN THE ATMOSPHERE OF THE CENTRAL ASIA REGION.
PART I. ESTIMATES OF THE EFFECT OF SMALL-SCALE
PARTICLES ON RADIATION TRANSFER**

**Boris B. Chen, Sergey I. Popel, Philippe Goloub, Vitaly V. Adushkin,
Georgi A. Kogai, Ulukbek uulu Muradilbek, Peter G. Weidler, F. Friedrich**

An estimate of the aerosol radiative forcing bottom layer of Earth atmosphere – troposphere (ARF_BOA) and top of the atmosphere (ARF_TOA) measured using a solar photometer for 2014 – 2015. The average monthly ARF_BOA values varied from -8.2 ± 3.5 Wm⁻² in February 2014 to -33.1 ± 17.6 Wm⁻² in June 2015 and ARF_TOA – from -11.3 ± 4.3 Wm⁻² in September 2014 to $+15.9 \pm 7.6$ Wm⁻² in March 2015 on the TOA. The daily ARF_TOA values ranged from -3.6 Wm⁻² to -64.5 Wm⁻² and from -0.6 Wm⁻² to $+34$ Wm⁻² at the BOA in 2014, which corresponds to the ARF_ATM change from $+34.0$ Wm⁻² to $+63.9$ Wm⁻² and the rate of heating of the atmosphere by an aerosol from 0.29 Kday⁻¹ to 0.55 Kday⁻¹. In 2015, the daily values of ARF_BOA and ARF_TOA varied from -3.6 to -202.7 Wm⁻² and from -122.0 to $+71.5$ Wm⁻², which corresponds to a change in ARF_ATM from $+75.1$ to $+80,7$ Wm⁻² and the heating rate from 0.64 Kday⁻¹ to 0.69 Kday⁻¹. The average seasonal values of ARF_ATM of submicron nanoscale particles varied from $+9.7 \pm 7.9$ to $+30.3 \pm 14.9$ W m⁻², and their mixture - from $+13.3 \pm 5.1$ to $+59.2 \pm 28.4$ W m⁻², which significantly exceed ARF_ATM values in the presence of desert dust. The corresponding heating rate of the atmosphere of a single atmospheric column varied from 0.08 Kday⁻¹ to 0.51 Kday⁻¹. The average monthly ARF_ATM values varied from $+11.6 \pm 6.2$ to $+48.3 \pm 28.0$ W · m⁻²; the corresponding rate of heating of the atmosphere by an aerosol of a single atmospheric column was from 0.1 Kday⁻¹ to 0.4 Kday⁻¹.

Keywords: Aerosol Radiative Forcing (ARF); Submicron nanoscale particles; Mixture of nanoscale particles; Microscale coarse particles; Aerosol optical depth (AOD); ARF_BOA; ARF_TOA; ARF_ATM; Single scattering albedo (SSA); Aerosol radiative forcing efficiency; Rate of heating.

Введение. Известно [1], что частицы атмосферного аэрозоля могут рассеивать или поглощать излучение, то есть непосредственно охлаждать или нагревать Землю и ее атмосферу. В то же время их роль в глобальном изменении климата все еще до конца не определена. Действуя в качестве ядер конденсации, они могут также играть большую роль в формировании облаков и, таким образом, могут косвенно охладить планету за счет увеличения ее альбедо.

Оценки [1] показывают, что результатом общего воздействия современных атмосферных аэрозолей является охлаждение, глобально уравновешивающее значительную часть потепления, связанного с парниковыми газами. Существует, таким образом, острая необходимость более точной количественной оценки роли аэрозолей в климатической системе. Способность аэрозолей изменять климат зависит от их содержания в атмосфере и изменчивости во времени, а также от их химических, физических и оптических свойств, неопределенности которых все еще остаются большими [2, 3].

Для более точной количественной оценки роли аэрозолей в переносе радиации в климатической системе в настоящее время существуют следующие показатели: прямой радиационный эффект (DRE) и прямое радиационное воздействие (форсинг) (DRF) [4]. Первый определяет дисбаланс радиационного потока Земли между входящим солнечным излучением и исходящим инфракрасным излучением [5]. Второй (DRF) является основным показателем влияния аэрозоля на перенос радиации, который обычно используется для количественной оценки воздействия аэрозолей (например, [6]) в международной оценке (например, [1]), где также описывается и альтернативное эффективное радиационное воздействие (ERF). В случае аэрозолей “полупрямой эффект” DRF включает в себя как антропогенное воздействие, обусловленное в основном увеличением выбросов в результате хозяйственной деятельности человека, так и естественными воздействиями, связанными с изменениями солнечного потока и выбросами вулканов. Это было непонятно в предыдущем определении аэрозольного форсинга в п. 2.4 доклада МГЭИК 2007 года [7], где “прямой радиационный форсинг рассматривает только антропогенные компоненты”. Прямой эффект форсинга характеризуется величиной, которая определяется как разница между потоками излучения на уровне верхней границы атмосферы и подстилающей поверхности, рассчитанными с учетом аэрозоля и в его отсутствие.

Прямое радиационное воздействие (форсинг) DRF или аэрозольный радиационный фор-

синг (ARF) в настоящее время все еще относится к недостаточно изученной проблеме в связи с большой неоднородностью источников аэрозоля и пространственно-временной изменчивостью свойств аэрозоля в атмосфере. Поэтому ARF и обратные связи все еще представляются как одна из самых больших неопределенностей в понимании изменения климата, особенно на региональном уровне, то есть основным фактором неопределенности возникновения и проявления изменений климата является ARF антропогенного и естественного аэрозоля.

В этой связи чрезвычайно важной и актуальной является задача, связанная с взаимодействием аэрозоль-радиация для оценки воздействия аэрозольного загрязнения атмосферы на климатические вариации различного временного масштаба.

Цель данной статьи – получить оценки коротковолнового прямого аэрозольного радиационного форсинга нано- и микромасштабных частиц аэрозоля в атмосфере Центральной Азии (на примере Киргизии).

В рамках экспериментальной программы проекта МНТЦ #KR-2105 были проведены непрерывные измерения прямого аэрозольного радиационного форсинга в атмосфере Центрального Тянь-Шаня с помощью солнечного фотометра CIMEL сети AERONET на сайтах ИОА ЦА КРСУ и Иссык-Куль. Рассмотрен период 2014–2015 гг.

Анализ результатов. Для выявления межгодовых и сезонных изменений аэрозольного радиационного форсинга нано- и микромасштабных частиц рассмотрены их интегральные функции в виде типичных кривых распределения ARF, которые полностью характеризуют ARF как случайную величину с вероятностной точки зрения, и позволяют выяснить закон распределения значений ARF и определить ожидаемые значения для заданного процента времени наблюдения.

На рисунках 1–6 приведены кривые распределения, где точками нанесены экспериментальные данные, а сами кривые распределения – это восстановленные распределения. Кривые 1 соответствуют распределению ARF преимущественно субмикронных наномасштабных частиц, кривые 2 – области смеси этих частиц (область адгезии), кривые 3 – распределению ARF микромасштабных крупнодисперсных частиц. По оси ординат отложены вероятности P (%) того, что случайная величина x принимает значение меньше или равно X , т. е. $P(x \leq X)$, по оси абсцисс – сами значения случайной величины.

Оценки воздействия мелкомасштабных частиц на перенос радиации по годам. На рисунке 1 видно, что диапазон экспериментальных значений ARF верхней границы атмосферы (ARF_TOA)

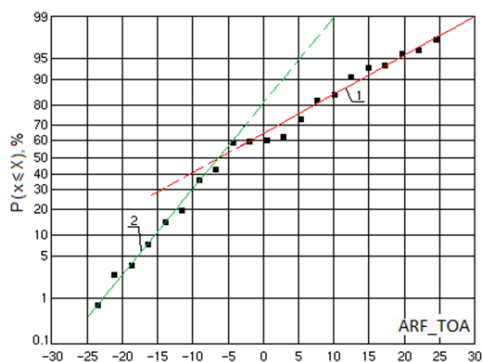


Рисунок 1 – Распределение ARF_TOA. 2014 г.

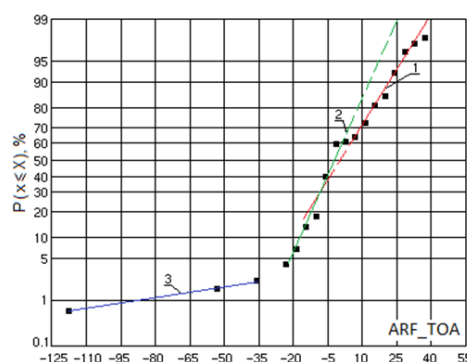


Рисунок 2 – Распределение ARF_TOA. 2015 г.

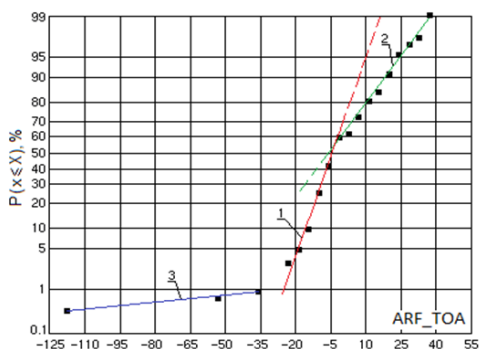


Рисунок 3 – Распределение ARF_TOA. 2014–2015 г.

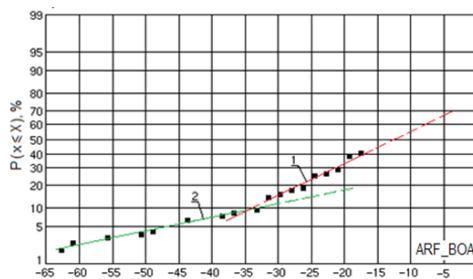


Рисунок 4 – Распределение ARF_BOA. 2014 г.

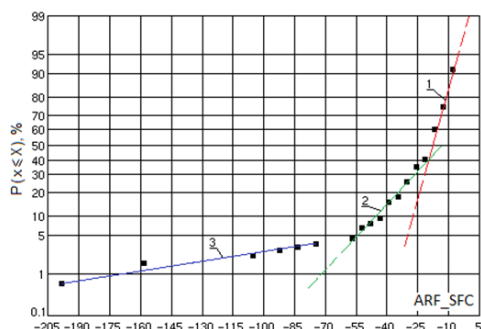


Рисунок 5 – Распределение ARF_SFC. 2015 г.

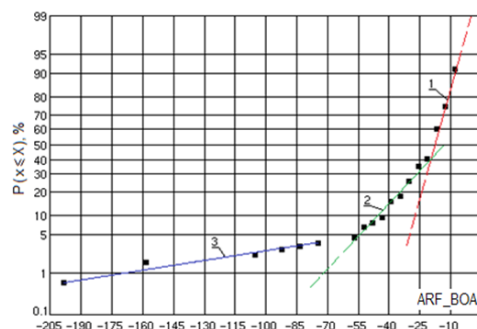


Рисунок 6 – Распределение ARF_BOA. 2014–2015 г.

при наличии субмикронных наномасштабных частиц составил в 2014 г. от $-16,1 \text{ Вт.м}^{-2}$ (минимум) до $+20,7 \text{ Вт.м}^{-2}$ (максимум) со средним значением $-14,1 \pm 5,8 \text{ Вт.м}^{-2}$, что говорит о том, что на верхней границе атмосферы в среднем в году происходило рассеяние потока падающего излучения (кривая 1).

Теоретически восстановленные кривые (сплошные на рисунках) позволяют судить о вероятной возможности расширения границ диапазона изменения ARF.

Диапазон изменения ARF_TOA при наличии смеси наномасштабных частиц (область адгезии

субмикронных частиц) составляет от $-25,9$ (минимум) до $+34,0 \text{ Вт.м}^{-2}$ (кривая 2 на рисунке 1) со средней величиной $-7,9 \pm 16,2 \text{ Вт.м}^{-2}$, т. е. происходит также рассеяние падающего потока, но в этом случае меньше, чем в присутствии субмикронных наномасштабных частиц.

В 2015 г. средние годовые величины ARF_TOA субмикронных наномасштабных частиц и смеси этих частиц показывают $(0,4 \pm 10,1$ и $2,7 \pm 21,7$ соответственно), что на верхней границе в обоих случаях происходило поглощение потока падающего излучения (рисунок 2). При этом в 2014 г. в 59,5 %

времени наблюдений диапазон рассеянного потока падающего излучения на верхней границе атмосферы составил от $-25,9$ до $-2,4$ Вт.м⁻² и в 40,5 % времени наблюдений – поглощение в диапазоне от 2,4 до 34,0 Вт.м⁻². В 2015 г. эти величины составили соответственно 59,7 % времени в диапазоне от $-25,2$ до $-1,03$ Вт.м⁻² и от 1,7 до 33,9 Вт.м⁻² в 36,6 % времени наблюдений.

Диапазон изменения экспериментальных значений ARF_TOA за рассматриваемые годы при наличии субмикронных наномасштабных частиц составил от $-16,1$ Вт.м⁻² (минимум) до $+25,3$ Вт.м⁻² (максимум) со средним значением $-0,4 \pm 9,4$ Вт.м⁻² (кривая 1 на рисунке 3), или 49 % времени наблюдений. Кривая 2 показывает, что при наличии смеси частиц среднее значение ARF_TOA показывает рассеяние потока падающего излучения на верхней границе атмосферы ($-1,7 \pm 20,2$ Вт.м⁻²). При этом диапазон изменения ARF_TOA за 2014–2015 гг. составил от $-26,1$ (минимум) до $+71,5$ Вт.м⁻² (максимум), что составил 57 % времени. Кривая 3 на рисунке 3 мало информативна из-за малого количества времени наблюдений при наличии микромасштабных крупнодисперсных частиц аэрозоля (всего 3 случая за два года).

На рисунке 4 приведено распределение ARF_BOA за 2014 год. BOA – Bottom of atmosphere (дословно – дно атмосферы) – это нижний слой атмосферы Земли, то есть тропосфера (см., напр., [8]). Поэтому далее под BOA понимается вся тропосфера, как нижняя часть (дно, слой) атмосферы земной климатической системы.

Видно, что и субмикронные наномасштабные частицы, и их смесь приводят к дефициту поступающего потока излучения в тропосферу, что приводит к охлаждению этого слоя. При этом продолжительность времени наблюдения субмикронных наномасштабных частиц более чем в два раза превышает время наблюдений смеси этих частиц (92,2 % времени против 45,7 % времени наблюдений в году). Диапазон изменения ARF_BOA субмикронных наномасштабных частиц составил от $-8,8$ Вт.м⁻² до $-3,6$ Вт.м⁻² при среднем его значении $-14,1 \pm 5,8$ Вт.м⁻².

Смесь наномасштабных частиц оказывает более сильное охлаждающее воздействие, чем субмикронные частицы наномасштаба. Так, средний дефицит падающего потока в этом случае составил $-33,1 \pm 12,0$ Вт.м⁻², а диапазон изменения ARF_BOA – от $-64,0$ до $-19,0$ Вт.м⁻².

Среднегодовая величина ARF_BOA субмикронных наномасштабных частиц в 2015 г. (рисунок 5, кривая 1) составила $-16,5 \pm 6,2$ Вт.м⁻², а диапазон его изменения – от $-31,6$ до $-3,6$ Вт.м⁻². Влияние на радиационный форсинг этих частиц составило 78,0 % времени наблюдений. Смесь же наномасштабных

частиц в среднем и за этот год оказывала более сильное охлаждающее воздействие и в среднем в году ARF_BOA составил $-36,5 \pm 12,4$ Вт.м⁻², величины которого изменялись от $-77,9$ до $-11,2$ Вт.м⁻², что составляет 80,2 % времени наблюдений (кривая 2 на рисунке 5). Микромасштабных крупнодисперсных частиц в году наблюдалось всего лишь в 1,6 % времени наблюдений.

В среднем за весь двухлетний период (2014–2015 гг.) субмикронные наномасштабные частицы наблюдались в 88,2 % времени наблюдений в диапазоне величин ARF_BOA от $-38,8$ до $-3,6$ Вт.м⁻² при среднем значении ARF_SFC $-15,4 \pm 6,1$ Вт.м⁻² (рисунок 6, кривая 1), а смесь этих частиц – в 86,1 % времени в диапазоне величин ARF_BOA от $-77,9$ до $-11,2$ Вт.м⁻² при среднем его значении $-35,1 \pm 12,2$ Вт.м⁻² (кривая 2 на рисунке 6). Микромасштабные крупнодисперсные частицы наблюдались только в 2 % времени в диапазоне значений ARF_BOA от $-162,7$ до $-64,5$ Вт.м⁻² со средней величиной $-103,1 \pm 36,6$ Вт.м⁻² (кривая 3 на рисунке 6).

Оценки воздействия мелкомасштабных частиц на перенос радиации по сезонам. В таблице 1 приведены средние сезонные величины ежедневного аэрозольного радиационного форсинга за период 2014–2015 гг. и отдельно по годам и типам частиц.

В сезонном распределении ARF_TOA за период 2014–2015 гг. видно (см. таблицу 1), что субмикронные наномасштабные частицы весной (их средний ARF равен $11,6 \pm 8,7$ Вт.м⁻²) и зимой ($4,9 \pm 3,9$ Вт.м⁻²) обуславливают поглощение падающей радиации, которая идет на нагрев самой атмосферы. При этом весной 2014 г. поглощение падающего излучения происходило в 67,7% времени наблюдения в диапазоне ARF от 12,2 до 33,2 Вт.м⁻², а зимой – в 75,8 % времени в диапазоне от 1,2 до 19,3 Вт.м⁻² (см. рисунок 7). Наоборот, в 2015 г. поглощение излучения на TOA весной наблюдалось в 77,0 % времени в диапазоне ARF от 2,1 до 71,5 Вт.м⁻², а зимой – в 68,4 % в диапазоне ARF от 1,7 до 16,4 Вт.м⁻². В 2014 г. в летний период происходило рассеяние падающего излучения в диапазоне ARF_TOA от $-25,9$ до $-5,3$ Вт.м⁻² в 96% времени наблюдений, а в 2015 г. – в диапазоне от $-54,6$ до $-2,0$ Вт.м⁻² в 97,3 % времени наблюдений.

Летом и осенью субмикронные наномасштабные частицы, наоборот, обуславливают рассеяние падающей на верхнюю границу атмосферы радиации ($-6,0 \pm 6,5$ Вт.м⁻² и $-4,5 \pm 6,9$ Вт.м⁻², соответственно). Наличие смеси наномасштабных частиц в эти сезоны года также вызывают рассеяние падающей радиации ($-11,9 \pm 13,5$ Вт.м⁻² летом и $-15,4 \pm 4,2$ Вт.м⁻² осенью). Микромасштабные крупнодисперсные частицы отмечены только весной 2015 года. При этом их средний ARF равен

Таблица 1 – Средне сезонные величины ежедневного аэрозольного радиационного форсинга на $\lambda = 674$ нм за период 2014–2015 гг. и отдельно по годам и типам частиц

Параметр	Частицы	Весна	Лето	Осень	Зима	2014 год	2015 год
AOD_675	Нано	0,052±0,020	0,062±0,019	0,051±0,026	0,039±0,022	0,049±0,025	0,055±0,021
	Смесь	0,204±0,077	0,145±0,052	0,138±0,035	1 случай	0,158±0,069	0,174±0,068
	Микро	0,649±0,298	1 случай	1 случай	1 случай	1 случай	1 случай
AOD_500	Нано	0,084±0,026	0,097±0,025	0,080±0,038	0,066±0,033	0,078±0,037	0,088±0,029
	Смесь	0,242±0,074	0,204±0,056	0,186±0,042	1 случай	0,214±0,068	0,218±0,064
	Микро	0,684±0,295	1 случай	1 случай	1 случай	1 случай	1 случай
ARF_TOA	Нано	11,6±8,7	-6,0±6,5	-4,5±6,9	4,9±3,9	-1,2±8,5	0,4±10,1
	Смесь	16,9±17,8	-11,9±13,5	-15,4±4,2	1 случай	-7,9±16,2	2,6±21,7
	Микро	37,2±12,2	1 случай	1 случай	1 случай	Нет	-1,5±53,1
ARF_BOA	Нано	-18,7±6,7	-15,9±5,4	-14,1±5,7	-13,8±6,3	-14,1±5,8	-16,5±6,2
	Смесь	-42,2±14,0	-30,9±8,3	-28,6±5,4	1 случай	-33,1±12,0	-36,5±12,4
	Микро	-110,9±49,3	1 случай	1 случай	Нет	Нет	-112,7±34,1
ARF_ATM	Нано	30,3±14,9	9,9±9,9	9,7±7,9	18,7±9,4	12,9±10,8	16,9±14,0
	Смесь	59,2±28,4	18,9±16,5	13,3±5,1	1 случай	25,2±24,9	39,1±30,4
	Микро	148,1±58,6	1 случай	1 случай	Нет	1 случай	111,2±80,4

37,2±12,2 Вт·м⁻², что указывает на поглощение атмосферой падающей радиации. Осенью 2014 г. величины ARF_TOA показывают, как рассеяние падающего излучения на верхнюю границу атмосферы (в диапазоне ARF от -22,0 до -2,7 Вт·м⁻² в 70,9 % времени), так и поглощение (в диапазоне ARF от 2,7 до 14,5 Вт·м⁻² в 21,8 % времени). В осеннем сезоне 2015 г. отмечено только рассеяние излучения на TOA в диапазоне ARF от -39,6 до -2,0 Вт·м⁻² в 95,7 % времени наблюдений.

ARF_TOA при наличии смеси наномасштабных частиц менялся в среднем от -11,9±13,5 Вт·м⁻² летом до -15,4±4,2 Вт·м⁻² в осенний период, то есть в эти сезоны наблюдалось преимущественно рассеяние падающего потока излучения. А вот весной, наоборот, происходило поглощение излучения (средняя величина ARF_TOA равна 16,9±17,8 Вт·м⁻²). При этом в 2014 г. среднее значение ARF_TOA указывает на рассеяние радиации (-7,9±16,2 Вт·м⁻²), а в 2015 г. – на поглощение (2,6±21,7 Вт·м⁻²) при наличии смеси нано масштабных частиц в атмосфере региона.

Наличие микромасштабных крупнодисперсных частиц наблюдалось только в весенний период 2015 г. и ARF_TOA составил 37,2±12,2 Вт·м⁻², т. е. в это время года происходило в среднем поглощение падающей радиации.

Величины радиационного форсинга тропосферы (ARF_BOA), приведенные в таблице 1, указывают на то, что во все сезоны 2014–2015 гг. из-за дефицита поступающей радиации происходит охлаждение тропосферы. При этом величина дефи-

цита потока радиации при наличии субмикронных наномасштабных частиц падает от весны (-18,7±6,7 Вт·м⁻²) к зиме (-13,8±6,3 Вт·м⁻²). Больше охлаждение наблюдается при наличии смеси наномасштабных частиц, максимум величины радиационного форсинга которых также отмечается весной (-42,2±14,0 Вт·м⁻²). Зимой случаев наличия таких частиц не было отмечено. Микромасштабные крупнодисперсные частицы были обнаружены только весной, влияние которых было максимальным и достигало величины ARF_BOA = -110,9±49,3 Вт·м⁻².

Сопоставление величин AOD, SSA и ARF_BOA в сезонном разрезе (см. таблицу 1) позволило выявить следующее.

В холодное полугодие 2014 г. в атмосфере наличествовали преимущественно субмикронные наномасштабные частицы в 97 % времени наблюдений зимой и в 98,2 % времени осенью. Диапазон изменений ARF_BOA составил зимой от -62,5 до -3,8 Вт·м⁻² в 97 % времени, а осенью – от -33,8 до -3,6 Вт·м⁻² в 98,2 % времени. В теплую половину года в атмосфере присутствовали и субмикронные, и смеси наномасштабных частиц. Весной в 97,5 % времени диапазон изменения ARF_BOA этих частиц составил от -64,5 до -11,7 Вт·м⁻², а летом – в 98 % времени наблюдений от -50,4 до -7,2 Вт·м⁻².

Подобная картина наблюдалась и в 2015 году. Так, в холодное полугодие субмикронные наномасштабные частицы отмечены в атмосфере региона в 95,0 % времени зимой в диапазоне изменений ARF_BOA от -24,0 до -3,6 Вт·м⁻²,

Таблица 2 – Среднегодовые значения распределения радиационного аэрозольного форсинга в атмосфере по годам и в целом за период 2014–2015 гг. в зависимости от типов частиц и соответствующие оценки скорости нагрева атмосферы аэрозолями для единичного столба атмосферы (Кдень⁻¹)

ARF, годы средняя		Субмикронные нано масштабные частицы			Смесь наномасштабных частиц			Микро масштабные частицы		
		мин.	макс.	средняя	средняя	мин.	макс.	мин.	макс.	
ARF ATM	2014	12,9±10,8	0,9	58,1	25,2±24,9	5,3	94,8			
	2015	16,9±14,0	1,5	56,8	39,1±30,4	4,5	149,5	111,2±80,4	40,8	204,7
	2014+2015	15,0±12,7	0,9	58,1	33,4±29,0	4,5	149,5	106,5±70,4	40,8	204,7
Скорость нагрева, К/день	2014	0,11	0,01	0,50	0,22	0,05	0,8			
	2015	0,15	0,01	0,50	0,34	0,04	1,3	0,9	0,35	1,8
	2014+2015	0,13	0,01	0,50	0,29	0,04	1,3	0,9	0,35	1,8

а осенью – в диапазоне от $-87,2$ до $-5,0$ Вт·м⁻² в 46,5 % времени были отмечены субмикронные наномасштабные частицы, а в 40,0 % времени – смесь наномасштабных частиц. В теплое полугодие 2015 г. весной наблюдались и субмикронные наномасштабные частицы (в 44,3 % времени), и их смесь (в 49,2 % времени) в диапазоне изменений ARF_BOA от $-202,7$ до $-4,4$ Вт·м⁻², а летом в диапазоне изменений ARF_BOA от $-99,5$ до $-6,1$ Вт·м⁻² при наличии субмикронных наномасштабных частиц и их смеси в 98,4 % времени наблюдений.

Приведенные выше данные по ARF_TOA и ARF_BOA позволяют сделать вывод, что ARF_ATM при наличии нано- и микромасштабных частиц в атмосфере региона будет положительным, то есть при этом будет наблюдаться нагревание самой атмосферы. И действительно, приведенные данные расчетов ARF_ATM в таблице 1 показывают, что наибольший нагрев атмосферы наблюдается при наличии микромасштабных частиц весной ($148,1 \pm 58,6$ Вт·м⁻²), когда скорость нагрева доходит до $0,18 \pm 0,07$ Кдень⁻¹. В другие сезоны 2014–2015 гг. микромасштабные частицы не наблюдались (таблица 2).

Видно, что больше всего на ARF_ATM оказывают влияние в среднем в году микромасштабные частицы в атмосфере, которые поглощают часть поступающей радиации, идущей на нагрев самой атмосферы, максимальная скорость которого может достигнуть $1,8$ К/день. При этом, как установлено в [9]), средние годовые величины AOD₆₇₅ равны $0,052 \pm 0,019$ как в 2014 г., так и в 2015 г., которые указывают на наличие в атмосфере преимущественно пылевого аэрозоля мелкодисперсной фракции. Средние годовые величины альbedo однократного рассеяния $0,913 \pm 0,053$ в 2014 г. и $0,913 \pm 0,053$ – в 2015 г. свидетельствуют об антипарниковом

эффекте аэрозоля в рассматриваемые годы [10], о чем говорят и приведенные выше данные.

Выводы. Проведенный анализ позволил оценить аэрозольный радиационный форсинг (ARF) BOA и TOA при наличии мелкомасштабных частиц в атмосфере Центральной Азии (Киргизия) в течение 2014–2015 гг.

Установлено, что средние месячные величины ARF (вычисленные по ежедневным величинам ARF) при наличии мелкомасштабных частиц менялись от $-82 \pm 3,5$ Вт·м⁻² в феврале 2014 г., до $-33,1 \pm 17,6$ Вт·м⁻² в июне 2015 г. на BOA и от $-11,3 \pm 4,3$ Вт·м⁻² в сентябре 2014 г. до $+15,9 \pm 7,6$ Вт·м⁻² в марте 2015 г. на TOA. Самые большие среднемесячные ARF (в абсолютном значении) как тропосферы, так и TOA, были получены в марте 2015 г., совпадающие с самой высокой среднемесячной величиной аэрозольной оптической толщины на $\lambda = 675$ нм.

Ежедневные величины ARF колебались от $-3,6$ Вт·м⁻² до $-64,5$ Вт·м⁻² на BOA, от $-0,6$ Вт·м⁻² до $+34$ Вт·м⁻² на TOA в 2014 году, что соответствует изменению ARF атмосферы (ARF на TOA минус ARF на BOA) от $+34,0$ Вт·м⁻² до $+63,9$ Вт·м⁻², и соответствующая скорость нагрева атмосферы аэрозолями оценивается для единичного столба атмосферы от $0,29$ Кдень⁻¹ до $0,55$ Кдень⁻¹.

В 2015 г. ежедневные величины ARF_BOA и ARF_TOA изменялись от $-3,6$ до $-202,7$ Вт·м⁻² и от $-122,0$ до $+71,5$ Вт·м⁻², что соответствует изменению ARF_ATM от $+75,1$ до $+80,7$ Вт·м⁻². При этом скорость нагрева единичного столба атмосферы аэрозолями оценивается от $0,64$ Кдень⁻¹ до $0,69$ Кдень⁻¹.

Средние сезонные величины ARF атмосферы изменялись от $+9,7 \pm 7,9$ до $+30,3 \pm 14,9$ Вт·м⁻² при наличии субмикронных наномасштабных частиц и от $+13,3 \pm 5,1$ до $+59,2 \pm 28,4$ Вт·м⁻² – смеси

наномасштабных частиц, что в значительной степени превышают величины ARF атмосферы, приведенные в [11] при наличии пустынной пыли. Соответствующая скорость нагрева атмосферы мелкомасштабными частицами аэрозоля единичного атмосферного столба менялась от 0,08 Кдень⁻¹ до 0,51 Кдень⁻¹, т. е. превышала скорость нагрева при наличии пыли пустынь. Видимо, это связано с тем, что атмосфера над исследуемым регионом более чем в 80 % времени насыщена поглощающимися частицами преимущественно в виде сажи, смешанной с мелкодисперсными частицами пыли [8].

Работа выполнена в рамках проекта #KR-2105 Международного научно-технического центра и сотрудничества КРСУ с ИКИ РАН по теме “Все-ленная”. Авторы выражают признательность главным исследователям сайтов сети AERONET и их сотрудникам, измерения которых использованы в статье.

Литература

1. IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Summary for Policymakers. Cambridge, UK, 2013.
2. Myhre G. Radiative forcing of the direct aerosol effect from AeroCom Phase II simulations / G. Myhre, B.H. Samset, M. Schulz, Y. Balkanski, S. Bauer, T.K. Berntse, H. Bian, N. Bellouin, M. Chin, T. Diehl, R.C. Easter, J. Feichter, S.J. Ghan, D. Hauglustaine, T. Iversen, S. Kinne, A. Kirkevåg, J.F. Lamarque, G. Li, X. Liu, M.T. Lund, G. Luo, X. Ma., T. van Noije, J.E. Penn, P.J. Rasch, A. Ruiz, O. Seland, R.B. Skeie, P. Stier, T., Takemura K., Tsigaridis, P. Wang, Z. Wang, L. Xu, H. Yu, F. Yu, J.H. Yoon, K. Zhang, H. Zhang and C. Zhou // Atmos. Chem. Phys. 2013, 13, 1853–1877, doi:10.5194/acp-13-1853-2013.
3. Kinne S. An AeroCom initial assessment – optical properties in aerosol component modules of global models / S. Kinne, M. Schulz, C. Textor, S. Guibert, Y. Balkanski, S.E. Bauer, T. Berntsen, F. Berglen, O. Boucher, M. Chin, W. Collins, F. Dentene, T. Diehl, R. Easter, J. Feichter, D. Fillmore, S. Ghan, P. Ginoux, S. Gong, A. Grini, J., Hendricks M. Herzog, L. Horowitz, I. Isaksen, T. Iversen, A. Kirkevåg, S. Kloster, D. Koch, J.E. Kristjansson, M. Krol., A. Lauer, J.F. Lamarque, G. Lesins, X. Liu, U. Lohmann, V. Montanaro, G. Myhre, J. Penner, G. Pitari, S. Reddy, O. Seland, P. Stier, T. Takemura and X. Tie // Atmos. Chem. Phys., 6, 1815–1834, doi:10.5194/acp-6-1815-2006, 2006.
4. Heald C.L. Contrasting the direct radiative effect and direct radiative forcing of aerosols / C.L. Heald, D.A. Ridley, J.H. Kroll, S.R.H. Barrett, K.E. Cady-Pereira, M.J. Alvarado and C.D. Holmes // Atmos. Chem. Phys., 14, 5513–5527, 2014.
5. Boucher O. Estimation of the aerosol perturbation to the Earth’s radiative budget over oceans using POLDER satellite aerosol retrievals / O. Boucher and D. Tanre // Geophys. Res. Lett., 27, 1103–1106, doi:10.1029/1999gl010963, 2000.
6. Shindell D.T. Improved Attribution of Climate Forcing to Emissions / G. Faluvegi, D.M. Koch, G.A. Schmidt, N. Unger and S.E. Bauer // Science, 326, 716–718, doi:10.1126/science.1174760, 2009.
7. IPCC: Climate Change: The Physical Science Basis / edited by: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, M. Marquis, M. Averyt, K. Tignor, M.M.B. Miller, H.L. and Z. Chen // Cambridge University Press. Cambridge, UK, 996 pp., 2007.
8. Dergachev V.A. Powerful solar proton events during the 23rd solar cycle and changes in the temperature of the upper layers of the Earth’s atmosphere / V.A. Dergachev, P.B. Dmitriyev // Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk, Seriya Fizicheskaya, 2017, Vol. 81, No. 2, pp. 276–280.
9. Чен Б.Б. Основные оптические и микрофизические свойства нано- и микромасштабного аэрозоля в атмосфере Центральноазиатского региона / Б.Б. Чен, С.И. Попель, Ф. Голоуб, В.В. Адушкин, Г.А. Когай, П.Г. Вайдлер, Ф. Фридрих // Вестник КРСУ. 2017. Том 17. № 8. С. 28–35.
10. Борен К. Поглощения и рассеяния света малыми частицами / К. Борен, Д. Хафмен. М.: Мир, 1986. 664 с.
11. Valenzuela A. Aerosol radiative forcing during African desert dust events (2005–2010) over Southeastern Spain / A. Valenzuela, F.J. Olmo, H., Lyamani Ant’om M., A. Quirantes and L. Alados-Arboledas // Atmos. Chem. Phys. 2012. № 12. P. 10331–10351.