

УДК 551.521.31(5-191.2)

**АЭРОЗОЛЬНЫЙ РАДИАЦИОННЫЙ ФОРСИНГ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ЧАСТИЦ
В АТМОСФЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКОГО РЕГИОНА.
ЧАСТЬ 2. ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРЯМОГО РАДИАЦИОННОГО ФОРСИНГА**

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

Проведена оценка эффективности ARF (ARF на единицу оптической толщины аэрозоля) в атмосфере Центральной Азии (Киргизия) в течение 2014–2015 гг. Установлен эффект роста аэрозольной оптической толщины субмикронных наномасштабных частиц с увеличением ARF_TOA только в тех случаях, когда на верхней границе происходит поглощение падающего потока излучения атмосферой. При этом во все сезоны года с ростом оптических толщин происходит уменьшение ARF_BOA. Обнаружено также, что увеличение альbedo однократного рассеяния в теплое полугодие приводит к уменьшению величин ARF_TOA. Эффективность форсинга на единицу AOD на $\lambda = 670$ нм при наличии субмикронных наномасштабных частиц менялась от $225,7 \pm 187,1$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ весной до $-101,5 \pm 91,1$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ летом на TOA и от $-260,0 \pm 60,2$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ зимой до $-393,0 \pm 136,0$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ зимой на поверхности. На $\lambda = 500$ нм эффективность форсинга изменялась от $135,1 \pm 109,6$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ весной до $-25,7 \pm 12,2$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ осенью на TOA и от $-224,8 \pm 65,0$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ весной до $-164,0 \pm 39,5$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ летом на BOA. Эффективность радиационного форсинга мелкомасштабных частиц в тропосфере в несколько раз превышает эффективность форсинга Азиатской пыли, что может быть вызвано значительными различиями оптических толщин и альbedo однократного рассеяния.

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 2. EFFICIENCY OF DIRECT RADIATION FORCING**

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

The efficiency of ARF (ARF per unit aerosol optical depth) was estimated in the atmosphere of Central Asia (Kyrgyzstan) during 2014–2015. The effect of growth of the aerosol optical depth of submicron nanoscale particles with increasing ARF_TOA is established only in those cases when the absorption of the incident radiation flux by the atmosphere takes place at the TOA. In the same time, ARF_BOA decreases in all seasons of the year with increasing optical depths. It was also found that an increase in the albedo of single scattering in the warm half-year leads to a decrease in the ARF_TOA values. The efficiency of the forcing per unit AOD at $\lambda = 670$ nm in the presence of submicron nanoscale particles varied from $225,7 \pm 187,1$ W m⁻² τ⁻¹ in the spring to $-101,5 \pm 91,1$ W m⁻² τ⁻¹ in summer on TOA and from $-260,0 \pm 60,2$ W m⁻² τ⁻¹ in summer to $-393,0 \pm 136,0$ W m⁻² τ⁻¹ in winter on the BOA. At $\lambda = 500$ nm, the forcing efficiency varied from $135,1 \pm 109,6$ W m⁻² τ⁻¹ in the spring to $-25,7 \pm 12,2$ W m⁻² τ⁻¹ in the autumn on TOA and from $-224,8 \pm 65,0$ W m⁻² τ⁻¹ in the spring to $-164,0 \pm 39,5$ W m⁻² τ⁻¹ in summer on the BOA. The troposphere (BOA) efficiency of radiative forcing of small-scale particles is several times greater than the efficiency of forcing of Asian dust, which can be caused by significant differences in optical depths and the single-scattering albedo.

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. Настоящая статья является продолжением части 1 [1], в которой рассмотрено прямое радиационное воздействие (форсинг) как основной

показатель влияния аэрозоля на перенос радиации, используемый для количественной оценки воздействия аэрозолей [2] в международной оценке [3].

Для такой оценки в [3] также описывается и альтернативное эффективное радиационное воздействие (ERF).

В части 2 рассматривается эффективность коротковолнового прямого радиационного форсинга (ARF на единицу AOD) при наличии мелкомасштабных частиц в атмосфере региона.

Эффективность форсинга тропосферы (BOA) и верхней границы атмосферы, а также эффективность форсинга атмосферы выявлены на основе установленных связей между ежедневными значениями ARF и аэрозольной оптической толщины AOD.

Анализ результатов

Связи между аэрозольным радиационным форсингом и аэрозольной оптической толщиной. На рисунках 1–3 приведены распределения среднемесячных значений аэрозольного радиационного форсинга по сезонам отдельно по годам (рисунки 1, 2) и в целом за период 2014–2015 гг. (рисунок 3). На рисунках 2 и 3, наряду со среднемесячными величинами ежедневных ARF_BOA, приведены и среднемесячные значения ежедневных AOD и SSA.

Ежедневные величины ARF в 2014 году колебались от $-3,6 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ до $-64,5 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ на BOA и от $-0,6 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ до $+34 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ на TOA, что соответствует изменению от $+34,0 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ to $+63,9 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ в атмосфере, и соответствующая скорость нагрева атмосферы аэрозолями оценивается для единичного столба атмосферы от $0,29 \text{ К}\cdot\text{день}^{-1}$ до $0,55 \text{ К}\cdot\text{день}^{-1}$.

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

В рассмотренный период 2014–2015 гг. самая большая средняя величина AOD₆₇₅ наблюдалась весной в мае ($0,18 \pm 0,39$), затем следуют

апрель ($0,16 \pm 0,15$), март ($0,15 \pm 0,17$). Самое низкое среднее значение AOD₆₇₅ приходится на ноябрь ($0,02 \pm 0,02$).

Ежемесячная средняя величина ARF тропосферы была большей в течение теплых сезонов ($-34,1 \pm 0,04 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ в весенний период и $-20,5 \pm 3,4 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ в летний) с максимумом в марте 2015 г. ($-34,7 \pm 32,1 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$), чем в холодное полугодие.

На рисунке 4, в качестве примера, приведены взаимные сезонные связи между ежедневными значениями ARF и AOD на $\lambda = 675 \text{ нм}$ и на $\lambda = 500 \text{ нм}$ в 2014 году.

Связи между ежедневными значениями аэрозольного форсинга и AOD на $\lambda = 675 \text{ нм}$ и 500 нм описываются выражениями вида $ARF = (a \pm \Delta a) \cdot AOD + (b \pm \Delta b)$ (таблица 1). Здесь же приведены и коэффициенты линейной корреляции между этими величинами. Как и следовало ожидать, наиболее существенные связи наблюдаются между среднесуточными значениями ARF поверхности и AOD. Видно также, что для нано- и микромасштабных частиц аэрозоля в отдельные сезоны существуют довольно устойчивые связи как между среднесуточными значениями ARF атмосферы и AOD, так и между ARF верхней границы атмосферы и AOD.

На рисунке 4 и в таблице 1 видно, что сезонные (ежемесячные) изменения ARF_SFC следуют за изменением оптической толщины аэрозоля, обнаруженные еще в [4]. В то же время, наличие связей между изменениями ARF_TOA и AOD не совсем были понятны.

Связи между ежедневными значениями аэрозольного форсинга и AOD на $\lambda = 675 \text{ нм}$ и на $\lambda = 500 \text{ нм}$ описываются выражениями вида $ARF = (a \pm \Delta a) \cdot AOD + (b \pm \Delta b)$ (таблица 1). Здесь же приведены и коэффициенты линейной корреляции между этими величинами. Как и следовало ожидать, наиболее существенные связи наблюдаются между среднесуточными значениями ARF поверхности и AOD. Видно также, что для нано-

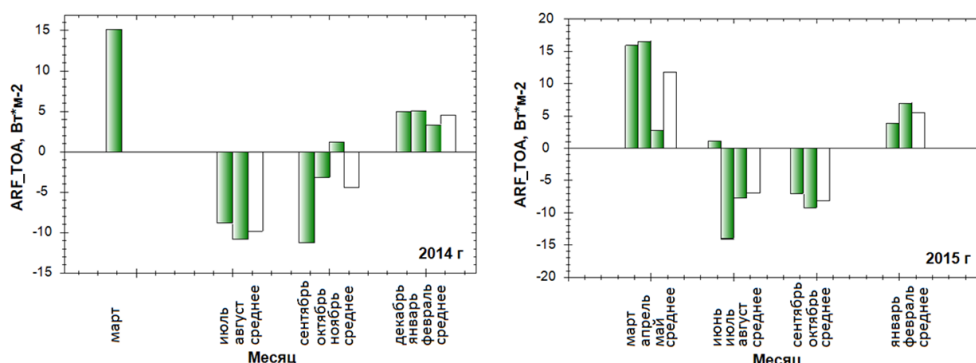


Рисунок 1 – Распределения ARF_TOA по месяцам и сезонам 2014 и 2015 гг.

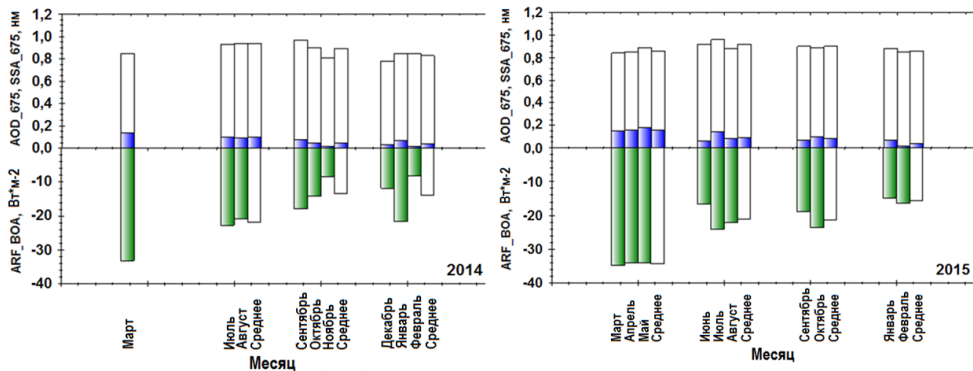


Рисунок 2 – Распределения ARF_BOA, AOD_675 и SSA_675 по месяцам и сезонам 2014 и 2015 гг.

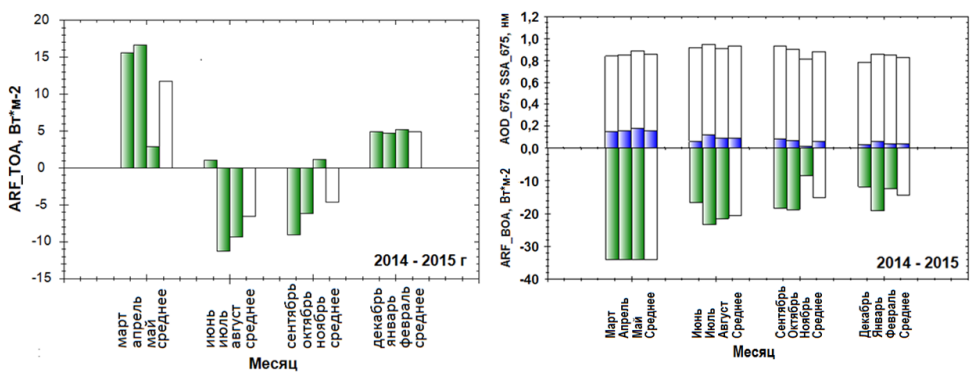


Рисунок 3 – Распределения ARF_TOA, ARF_BOA, AOD_675 и SSA_675 по месяцам и сезонам в среднем за два года (2014–2015 гг.)

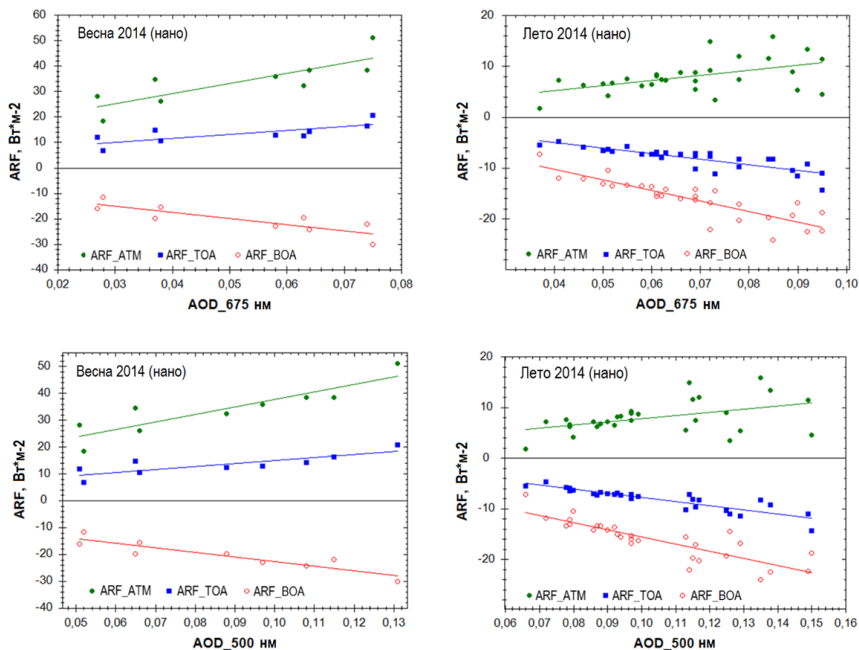


Рисунок 4 – Связи между ежедневными значениями ARF и AOD на $\lambda = 675$ нм и $\lambda = 500$ нм для наномасштабных частиц в весенний (слева) и летний(справа) периоды 2014 года

и микромасштабных частиц аэрозоля в отдельные сезоны существуют довольно устойчивые связи как между среднесуточными значениями ARF атмосферы и AOD, так и между ARF верхней границы атмосферы и AOD.

Предполагалось, что это может быть связано с эффектами, порождаемыми другими свойствами аэрозоля, например, альbedo однократного рассеяния (SSA).

Рассмотрим полученные результаты (см. таблицу 1). Прежде всего, для субмикронных наномасштабных частиц и их смеси наличествуют устойчивые сезонные связи между изменениями ARF_BOA и AOD как на $\lambda = 500$ нм, так и на $\lambda = 675$ нм (см. рисунок 4). При этом во все сезоны года с ростом оптических толщин происходит уменьшение радиационного форсинга тропосферы. Это и понятно. В то же время одновременно с этим обнаружены

Таблица 1 – Сезонные связи между ежедневными значениями ARF и AOD на $\lambda = 675$ и 500 нм для наномасштабных частиц аэрозоля а – для наномасштабных частиц аэрозоля, 2014 г.

Сезон	2014 г., $\lambda = 675$ нм	2014 г., $\lambda = 500$ нм
Зима	ARF_TOA = $(77.06 \pm 31.84) * AOD_{675} + (2.21 \pm 1.21)$, $r = 0.40$	ARF_TOA = $(33,6 \pm 20,26) * AOD_{500} + (2,79 \pm 1,35)$, $r = 0,29$
	ARF_BOA = $(-313.1 \pm 29.9) * AOD_{675} + (-2.6 \pm 1.1)$, $r = -0.89$	ARF_BOA = $(-175,6 \pm 22,6) * AOD_{500} + (-2,6 \pm 1,5)$, $r = -0,82$
	ARF_ATM = $(390.2 \pm 61.2) * AOD_{675} + (4.8 \pm 2.3)$, $r = 0.76$	ARF_ATM = $(209,2 \pm 42,5) * AOD_{500} + (5,4 \pm 2,8)$, $r = 0,67$
Весна	ARF_TOA = $(152.6 \pm 51.0) * AOD_{675} + (5.4 \pm 2.8)$, $r = 0.75$	ARF_TOA = $(109,7 \pm 29,6) * AOD_{500} + (3,9 \pm 2,7)$, $r = 0,81$
	ARF_BOA = $(-241.9 \pm 57.7) * AOD_{675} + (-7.8 \pm 3.2)$, $r = -0.85$	ARF_BOA = $(-173 \pm 29,1) * AOD_{500} + (-5,5 \pm 2,6)$, $r = -0,91$
	ARF_ATM = $(394.5 \pm 103.4) * AOD_{675} + (13.3 \pm 5.6)$, $r = 0.82$	ARF_ATM = $(282,7 \pm 54,9) * AOD_{500} + (9,3 \pm 4,9)$, $r = 0,89$
Лето	ARF_TOA = $(-109.5 \pm 13.9) * AOD_{675} + (-0.7 \pm 0.9)$, $r = -0.84$	ARF_TOA = $(-80,9 \pm 8,2) * AOD_{500} + (0,3 \pm 0,9)$, $r = -0,88$
	ARF_BOA = $(-208.0 \pm 23.0) * AOD_{675} + (-1.9 \pm 1.6)$, $r = -0.86$	ARF_BOA = $(-142,3 \pm 17,2) * AOD_{500} + (-1,3 \pm 1,8)$, $r = -0,85$
	ARF_ATM = $(98.5 \pm 33.9) * AOD_{675} + (1.3 \pm 2.4)$, $r = 0.49$	ARF_ATM = $(61,3 \pm 24,3) * AOD_{500} + (1,6 \pm 2,5)$, $r = 0,44$
Осень	ARF_TOA = $(-200.6 \pm 32.0) * AOD_{675} + (5.6 \pm 1.7)$, $r = -0.68$	ARF_TOA = $(-140,8 \pm 21,2) * AOD_{500} + (6,6 \pm 1,8)$, $r = -0,70$
	ARF_BOA = $(-157.2 \pm 15.5) * AOD_{675} + (-5.2 \pm 0.8)$, $r = -0.83$	ARF_BOA = $(-104,5 \pm 11,1) * AOD_{500} + (-4,9 \pm 0,9)$, $r = -0,81$
	ARF_ATM = $(-43.44 \pm 46.31) * AOD_{675} + (10.85 \pm 2.52)$, $r = -0.14$	ARF_ATM = $(-36,29 \pm 31,39) * AOD_{500} + (11,49 \pm 2,64)$, $r = -0,17$

б – для смеси частиц (адгезия), 2014 г.

Сезон	2014 год, $\lambda = 675$ нм	2014 год, $\lambda = 500$ нм
Зима		
Весна	ARF_TOA = $(-17.6 \pm 97.83) * AOD_{675} + (20.96 \pm 25.45)$, $r = -0.09$	ARF_TOA = $(-13,76 \pm 96,21) * AOD_{500} + (20,48 \pm 28,24)$, $r = -0,07$
	ARF_BOA = $(-118.5 \pm 44.5) * AOD_{675} + (-7.7 \pm 11.6)$, $r = -0.80$	ARF_BOA = $(-118,6 \pm 42,2) * AOD_{500} + (-13,6 \pm 12,4)$, $r = -0,81$
	ARF_ATM = $100.95 \pm 141.91 * AOD_{675} + (38.64 \pm 36.92)$, $r = 0.34$	ARF_ATM = $104,88 \pm 138,29 * AOD_{500} + (34,06 \pm 40,59)$, $r = 0,35$
Лето	ARF_TOA = $(-152.36 \pm 64.9) * AOD_{675} + (7.84 \pm 8.97)$, $r = -0.48$	ARF_TOA = $(-94,36 \pm 47,98) * AOD_{500} + (6,21 \pm 9,81)$, $r = -0,42$
	ARF_BOA = $(-163.9 \pm 31.9) * AOD_{675} + (-8.2 \pm 4.4)$, $r = -0.77$	ARF_BOA = $(-118,2 \pm 22,4) * AOD_{500} + (-6,6 \pm 4,6)$, $r = -0,78$
	ARF_ATM = $(11.59 \pm 94.63) * AOD_{675} + (16 \pm 13.08)$, $r = 0.03$	ARF_ATM = $(23,88 \pm 67,27) * AOD_{500} + (12,82 \pm 13,75)$, $r = 0,08$

Сезон	2014 год, $\lambda = 675$ нм	2014 год, $\lambda = 500$ нм
Осень	ARF_TOA = $(-106.1 \pm 19.4) * AOD_{675} + (-2.8 \pm 2.6)$, $r = -0.93$	ARF_TOA = $(-67.9 \pm 11.7) * AOD_{500} + (-3.7 \pm 2.3)$, $r = -0.93$
	ARF_BOA = $(-142.1 \pm 10.1) * AOD_{675} + (-7.2 \pm 1.3)$, $r = -0.99$	ARF_BOA = $(-88.4 \pm 10.5) * AOD_{500} + (-9 \pm 2.0)$, $r = -0.97$

в – для наномасштабных частиц аэрозоля, 2015 г.

Сезон	2015 год, $\lambda = 675$ нм	2015 год, $\lambda = 500$ нм
Зима	ARF_TOA = $(37.84 \pm 47.69) * AOD_{675} + (3.78 \pm 2.71)$, $r = 0.19$	ARF_TOA = $(31.68 \pm 33.41) * AOD_{500} + (3.2 \pm 2.89)$, $r = 0.22$
	ARF_BOA = $(-195.9 \pm 30.3) * AOD_{675} + (-5.5 \pm 1.7)$, $r = -0.84$	ARF_BOA = $(-140.8 \pm 20.5) * AOD_{500} + (-4.4 \pm 1.8)$, $r = -0.86$
	ARF_ATM = $(233.7 \pm 74.6) * AOD_{675} + (9.3 \pm 4.2)$, $r = 0.60$	ARF_ATM = $(172.4 \pm 51.3) * AOD_{500} + (7.6 \pm 4.4)$, $r = 0.63$
Весна	ARF_TOA = $(169.39 \pm 86.87) * AOD_{675} + (1.71 \pm 4.81)$, $r = 0.33$	ARF_TOA = $(119.43 \pm 68.81) * AOD_{500} + (0.58 \pm 5.97)$, $r = 0.30$
	ARF_BOA = $(-247.8 \pm 45.6) * AOD_{675} + (-5.1 \pm 2.5)$, $r = -0.70$	ARF_BOA = $(-187.3 \pm 36.9) * AOD_{500} + (-2.4 \pm 3.2)$, $r = -0.67$
	ARF_ATM = $417.21 \pm 131.21) * AOD_{675} + (6.86 \pm 7.27)$, $r = 0.50$	ARF_ATM = $(306.72 \pm 104.72) * AOD_{500} + (3.01 \pm 9.09)$, $r = 0.47$
Лето	ARF_TOA = $(-1.54 \pm 60.2) * AOD_{675} + (-4.53 \pm 3.68)$, $r = -0.004$	ARF_TOA = $(-40.4 \pm 45.28) * AOD_{500} + (-0.87 \pm 4.35)$, $r = -0.13$
	ARF_BOA = $(-233.4 \pm 33.1) * AOD_{675} + (-2.2 \pm 2.0)$, $r = -0.73$	ARF_BOA = $(-163.2 \pm 27.2) * AOD_{500} + (-0.6 \pm 2.6)$, $r = -0.67$
	ARF_ATM = $(231.87 \pm 87.01) * AOD_{675} + (-2.3 \pm 5.32)$, $r = 0.37$	ARF_ATM = $(122.77 \pm 68.72) * AOD_{500} + (-0.24 \pm 6.61)$, $r = 0.26$
Осень	ARF_TOA = $(-154.9 \pm 24.9) * AOD_{675} + (3.2 \pm 1.5)$, $r = -0.74$	ARF_TOA = $(-105.8 \pm 16.3) * AOD_{500} + (3.9 \pm 1.5)$, $r = -0.75$
	ARF_BOA = $(-207.2 \pm 28.2) * AOD_{675} + (-4.8 \pm 1.7)$, $r = -0.79$	ARF_BOA = $(-131.1 \pm 20.5) * AOD_{500} + (-4.8 \pm 1.9)$, $r = -0.75$
	ARF_ATM = $(52.33 \pm 50.72) * AOD_{675} + (8.01 \pm 3.08)$, $r = 0.18$	ARF_ATM = $(25.34 \pm 34.26) * AOD_{500} + (8.72 \pm 3.25)$, $r = 0.13$

г – для смеси частиц (адгезия), 2015 г.

Сезон	2015 г., $\lambda = 675$ нм	2015 г., $\lambda = 500$ нм
Зима		
Весна	ARF_TOA = $(37.29 \pm 52.04) * AOD_{675} + (9.85 \pm 10.71)$, $r = 0.15$	ARF_TOA = $(20.7 \pm 55.17) * AOD_{500} + (12.24 \pm 13.33)$, $r = 0.08$
	ARF_BOA = $(-141.7 \pm 28.4) * AOD_{675} + (-3.7 \pm 5.8)$, $r = -0.72$	ARF_BOA = $(-135.4 \pm 32.6) * AOD_{500} + (-9.7 \pm 7.9)$, $r = -0.65$
	ARF_ATM = $(178.96 \pm 75.37) * AOD_{675} + (23.58 \pm 15.5)$, $r = 0.44$	ARF_ATM = $(156.09 \pm 82.24) * AOD_{500} + (21.9 \pm 19.88)$, $r = 0.37$
Лето	ARF_TOA = $(-132.06 \pm 55.29) * AOD_{675} + (9.81 \pm 9.48)$, $r = -0.54$	ARF_TOA = $(-137.71 \pm 59.37) * AOD_{500} + (17.91 \pm 13.06)$, $r = -0.53$
	ARF_BOA = $(-98.4 \pm 26.2) * AOD_{675} + (-16.2 \pm 4.5)$, $r = -0.71$	ARF_BOA = $(-103.9 \pm 28.1) * AOD_{500} + (-9.9 \pm 6.2)$, $r = -0.70$
	ARF_ATM = $(-3.65 \pm 76.79) * AOD_{675} + (26.02 \pm 13.17)$, $r = -0.12$	ARF_ATM = $(-33.83 \pm 81.83) * AOD_{500} + (27.82 \pm 18)$, $r = -0.11$

Сезон	2015 г., $\lambda = 675$ нм	2015 г., $\lambda = 500$ нм
Осень	$ARF_TOA = (-90.5 \pm 33.0) * AOD_675 + (-1.3 \pm 4.9)$, $r = -0.75$	$ARF_TOA = (-99.6 \pm 26.9) * AOD_500 + (3.9 \pm 5.1)$, $r = -0.83$
	$ARF_BOA = (-110.5 \pm 22.1) * AOD_675 + (-15.3 \pm 3.3)$, $r = -0.90$	$ARF_BOA = (-114.3 \pm 16.3) * AOD_500 + (-10.3 \pm 3.1)$, $r = -0.94$
	$ARF_ATM = (172.45 \pm 51.3) * AOD_500 + (7.61 \pm 4.44)$, $r = 0.19$	$ARF_ATM = (14.77 \pm 42.1) * AOD_500 + (14.19 \pm 7.9)$, $r = 0.14$

Таблица 2 – Сезонные связи между ежедневными значениями аэрозольного радиационного форсинга на верхней границе атмосферы и альбедо однократного рассеяния на $\lambda = 675$ нм, 2014–2015 гг.

Сезон	2014 г., $\lambda = 675$ нм	2015 г., $\lambda = 675$ нм
Зима	$ARF_TOA = (-29.9 \pm 6.2) * SSA_674 + (29.3 \pm 5.2)$, $r = -0.65$	$ARF_TOA = (-55.7 \pm 17.4) * SSA_674 + (53.9 \pm 15.1)$, $r = -0.61$
Весна	$ARF_TOA = (-16.0 \pm 36.1) * SSA_674 + (28.7 \pm 30.7)$, $r = -0.12$	$ARF_TOA = (-15.9 \pm 29.3) * SSA_674 + (111.6 \pm 25.3)$, $r = -0.46$
	$ARF_BOA = (-67.5 \pm 42.3) * SSA_674 + (108.7 \pm 36.0)$, $r = -0.73$	$ARF_BOA = (-64.0 \pm 46.6) * SSA_674 + (20.6 \pm 40.2)$, $r = -0.18$
Лето	$ARF_TOA = (-152.2 \pm 21.0) * SSA_674 + (133.0 \pm 19.8)$, $r = -0.73$	$ARF_TOA = (-115.2 \pm 16.3) * SSA_674 + (98.7 \pm 15.0)$, $r = -0.67$
Осень	$ARF_TOA = (-59.8 \pm 5.4) * SSA_674 + (48.8 \pm 4.9)$, $r = -0.84$	$ARF_TOA = (-58.1 \pm 10.5) * SSA_674 + (44.1 \pm 9.5)$, $r = -0.65$
Сезон	2014–2015 гг., $\lambda = 675$ нм	
Зима	$ARF_TOA = (-30.94 \pm 6.5) * SSA_674 + (31.1 \pm 5.5)$, $r = -0.56$	
Весна	$ARF_TOA = (-101.5 \pm 25.0) * SSA_674 + (99.6 \pm 21.5)$, $r = -0.42$	
Лето	$ARF_TOA = (-122.2 \pm 12.3) * SSA_674 + (105.0 \pm 11.4)$, $r = -0.69$	
Осень	$ARF_TOA = (-58.7 \pm 5.2) * SSA_674 + (46.4 \pm 4.7)$, $r = -0.76$	

связи между изменениями ARF_TOA и AOD при наличии субмикронных наномасштабных частиц, кроме зимы 2014 г. (таблица 1, а) и осени 2015 г. (таблица 1, в). То есть, наблюдается эффект роста радиационного форсинга верхней границы атмосферы с увеличением аэрозольной оптической толщины. И этот эффект наблюдается лишь только тогда, когда на TOA происходит поглощение падающего потока излучения атмосферой. При обратном его рассеянии этот эффект отсутствует, например, зимой 2014 г. и в осенний период 2015 г. (таблица 1, в). При наличии смеси наномасштабных частиц подобное явление обнаружено только в осенние периоды 2014 и 2015 гг. (таблица 1, б, в). Выявленные связи свидетельствуют о том, что на перенос радиации через атмосферу региона преимущественное влияние могут действительно оказывать субмикронные частицы аэрозоля.

Увеличение SSA_675 субмикронных наномасштабных частиц и их смеси происходит в течение весенних месяцев (МАМ) с 0,84 до 0,89 в среднем за период 2014–2015 гг. (рисунок 3), и за 2015 г. (рисунок 1), что соответствует уменьшению ARF_TOA с $15,9 \pm 7,6$ до $2,8 \pm 36,4$ Вт·м⁻². Максимальные

значения SSA_675 наблюдались в летние месяцы (ИИА) в диапазоне от 0,96 в июле до 0,88 в августе 2015 г. в основном из-за наличия смеси наномасштабных частиц и соответствуют величинам $ARF_TOA -14,1 \pm 11,5$ и $-7,7 \pm 5,4$ Вт·м⁻².

Следовательно, увеличение SSA_675 в теплое полугодие приводит к уменьшению величин ARF_TOA , в то время как отмечено в [4], “самые высокие величины ARF на TOA соответствуют самым высоким ежемесячным величинам альбедо однократного рассеяния”. По-видимому, это связано с тем, что последнее относится к аэрозолям Азиатской пыли, оптические свойства которой значительно отличаются от свойств частиц в атмосфере рассматриваемого региона, в том числе и SSA .

В таблице 2 приведены сезонные связи между ежедневными значениями аэрозольного радиационного форсинга верхней границы атмосферы и альбедо однократного рассеяния на $\lambda = 675$ нм.

Результаты таблицы находятся в хорошем согласии с работами [4, 15], в которых показано, что альбедо однократного рассеяния оказывает большое влияние на ARF_TOA . При этом заметим, что при величинах форсинга на TOA,

соответствующих поглощению падающего на верхнюю границу атмосферы излучения, и высоких величинах форсинга тропосферы в меньшей степени солнечная энергия достигает земли, и большее количество падающей энергии поглощается атмосферой. По этой причине ARF_ATM был более высоким в весенний период (МAM) 2014–2015 гг., чем в остальные месяцы и в целом в 2015 г. по сравнению с 2014 г. (см. таблицу 1 в [1]).

В целом за период 2014–2015 гг. на TOA летом и осенью наблюдалось рассеяние падающего излучения, а весной и зимой – поглощение (рисунок 1).

Тропосфера при рассеянии падающего излучения на TOA летом и осенью в среднем охлаждалась практически одинаково ($-15,9 \pm 5,4$ и $-14,1 \pm 5,7$ Вт·м⁻²), а при поглощении (весной и зимой) в весенние месяцы больше ($-18,7 \pm 6,7$ Вт·м⁻²), чем в зимние ($-13,8 \pm 6,3$ Вт·м⁻²) (см. рисунок 3). При этом средняя величина ARF_BOA составила в 2014 г. ($-14,1 \pm 4,8$ Вт·м⁻²), а в 2015 г. ($-16,5 \pm 6,2$ Вт·м⁻²). При наличии в атмосфере смеси наномасштабных частиц (в результате адгезии) охлаждение тропосферы в течение года проходило практически одинаково (таблица 1 в [1]).

Эффективность аэрозольного радиационного форсинга. Наклон линейной регрессии на рисунке 4, а–г можно интерпретировать как среднюю эффективность форсинга (ARF на единицу AOD). Значения средней эффективности форсинга тропосферы и верхней границы атмосферы, а также эффективность форсинга атмосферы приведены в таблице 3.

По данным нашего исследования видно, что эффективность форсинга на единицу AOD на длине волны 670 нм (таблица 3, а) при наличии субмикронных наномасштабных частиц оценивается в $225,7 \pm 187,1$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ на TOA и -373 ± 117 Вт·м⁻²·τ⁻¹ на BOA в весенний сезон. Здесь и далее τ означает AOD на соответствующей длине волны. Эффективность форсинга на единицу AOD на λ = 500 нм (таблица 3, б) равна $135,1 \pm 109,6$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ на TOA и $-224,8 \pm 65,0$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ на BOA (таблица 3, б). В статье [5] оценили эффективность форсинга Азиатской пыли в Gosan, Korea на λ = 500 нм как $-33,2 \pm 5,1$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ на TOA и $-76,8 \pm 10,4$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ на поверхности (SFC) весной 2001 г. В [6] оценивают эффективность на SFC во время ACE-Asia campaign там же в $-73,0 \pm 9,6$ Вт·м⁻²·τ⁻¹, а в [7] оценили ее как $63,9$ Вт·м⁻²·τ⁻¹. В работе [8] средняя эффективность на SFC в течение весенних месяцев (МAM) 2009 г. над лесовым плато на северо-западе Китая (SACOL) равна $-132,24$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ на λ = 500 нм. В [9] показано, что величина эффективности форсинга Азиатской пыли находится в пределах от -55 до -106 Вт·м⁻²·τ⁻¹.

Таким образом, в атмосфере рассматриваемого региона эффективность радиационного форсинга тропосферы в несколько раз превышает эффективность форсинга Азиатской пыли. Это, видимо, обусловлено значительными различиями в значениях оптической толщины и альбедо однократного рассеяния частиц в атмосфере рассматриваемого региона и Азиатской пыли. Так, например, средняя сезонная оптическая толщина аэрозоля на λ = 500 нм в МAM в SACOL составляет $0,40$ [8], а в атмосфере региона – $0,084 \pm 0,026$ при наличии субмикронных наномасштабных частиц весной (МAM) и $0,242 \pm 0,074$ – смеси наномасштабных частиц (см. таблицу 1 в [1]). Альбедо однократного рассеяния на λ = 500 нм в МAM в SACOL колеблется в пределах от $0,82$ до $0,98$, что указывает на присутствие сильно поглощающих частиц [10] и частиц с сильными рассеивающими свойствами [11], в то время как величина SSA в атмосфере региона меняется в МAM от $0,815 \pm 0,089$ для субмикронных наномасштабных частиц до $0,896 \pm 0,006$ – для смеси наномасштабных частиц [12].

Сравнение с другими данными. Интересно сравнить наши результаты с теми, что получены в других регионах. В таблице 4 приведены ежедневные ARF и ежедневные величины ARFE по данным нескольких авторов для ситуаций доминирования пыли и для случаев, где пыль смешана с другими типами аэрозоля из [4], а также по результатам настоящего исследования.

Видно, что ежедневные величины ARF колебались в значительных пределах и на TOA, и на поверхности, и в атмосфере. Эти различия могут быть связаны, как отмечено в [4], с использованием различных методов, периодов измерения, нагрузкой аэрозольных частиц, химическим составом, состоянием перемешивания аэрозоля и поверхностным альбедо. Но, тем не менее, величины радиационного форсинга в атмосфере рассматриваемого региона резко отличаются по сравнению с другими, где величины форсинга характеризуют в большинстве случаев песчаную пыль. Так, данные радиационного форсинга в весенний период (МAM) по данным настоящего исследования и данным, приведенным в [8] за тот же весенний период, показывают (последние две строки таблицы 4), что это действительно так.

Наблюдающиеся различия в значениях ARFE на TOA над различными пунктами, как указано в [4], могут быть следствием прочной зависимости поверхностного альбедо и SSA. Большие величины ARFE на поверхности, полученные в нашем исследовании, значительно превышают величины в случаях с пустынной пылью над Granada при значимом вкладе антропогенных загрязняющих веществ, особенно поглощающих частиц [4].

Таблица 3 –Средняя эффективность форсинга нано- и микромасштабных частиц по сезонам и годам, 2014–2015 гг.

а – на $\lambda = 675$ нм

Годы	Частицы	Зима		Весна		Лето		Осень	
		Средняя эффективность форсинга на:							
		ТОА	ВОА	ТОА	ВОА	ТОА	ВОА	ТОА	ВОА
2014–2015	Нано	158±122,1	-393±136	225,7±187,1	-373±117	-101,5±91,1	-260±60,2	-33±221,8	-334±164
	Смесь	1 случай	1 случай	95,35±98,4	-219±61,4	-77±107,2	-222±54,6	-113±22,2	-212±29,9
	Микро			60,61±15,1	-172,2±5,5	1 случай	1 случай	1 случай	1 случай
2014	Нано	176±137,5	-430±149	276±84,8	-418,9±96	-120±15,7	-238±28,8	3,03±263,9	-350±195
	Смесь	1 случай	1 случай	82,3±85,0	-201,7±51	-89,4±97,3	-229±48,5	-128,3±9,6	-200±11,5
	Микро			1 случай	1 случай				
2015	Нано	127,3±85,2	-331±82,8	209,4±202,9	-360±121	-89,8±114	-274,9±70	-83±130,5	-312±105
	Смесь			96,6±104,2	-223±63,8	-61,5±119,9	-214±62,1	-100±22,2	-223±37,4
	Микро			2 случая	2 случая	1 случай	1 случай	1 случай	1 случай
Средняя эффективность форсинга в атмосфере									
2014–2015	Нано	550,9±254,2		596,6±297,0		159,1±138,5		301,5±378,0	
	Смесь	1 случай		312,6±152,5		145,5±154,0		99,1±38,0	
	Микро			232,85±16,15		1 случай		1 случай	
2014	Нано	606,1±284,9		695,0±178,4		117,8±39,2		353,1±450,0	
	Смесь	1 случай		284,0±135,0		139,7±143,0		72,2±12,2	
	Микро			1 случай					
2015	Нано	458,1±158,4		569,7±318,7		185,1±169,7		228,6±230,2	
	Смесь			319,5±158,2		152,8±171,4		122,7±37,3	
	Микро			2 случая		1 случай		1 случай	

б – на $\lambda = 500$ нм

Годы	Частицы	Зима		Весна		Лето		Осень	
		Средняя эффективность форсинга на:							
		ТОА	SFC	ТОА	SFC	ТОА	SFC	ТОА	SFC
2014–2015	Нано	88,7±60,9	-223,6±61,0	135,1±109,6	-224,8±65,0	-62,18±60,5	-164±39,5	-25,71±122	-199±77,2
	Смесь	1 случай	1 случай	76,8±80,8	-179,6±46,0	-55,2±69,2	-154±31,7	-82,7±12,1	-156,6±21
	Микро			56,8±14,5	-161,4±3,0	1 случай	1 случай	1 случай	1 случай
2014	Нано	94,2±65,3	-233±68,5	160,6±40,2	-244±40,7	-78,2±8,0	-155,6±19	-6,5±144,5	-202,7±88
	Смесь	1 случай	1 случай	69,0±69,7	-173±35,4	-61,7±60,1	-153,9±28	-88,5±6,6	-138,4±11
	Микро			1 случай	1 случай				
2015	Нано	79,5±52,9	-207,5±41	128,2±121,5	-219,7±69	-52,0±75,5	-170±47,6	-52,9±74,4	-194,2±60
	Смесь			78,6±84,4	-181,1±49	-47,1±80,4	-154±36,6	-77,6±13,9	-172,4±14
	Микро			2 случая	2 случая	1 случай	1 случай	1 случай	1 случай
Средняя эффективность форсинга в атмосфере									
2014–2015	Нано	312,3±118,8		359,9±172,1		102,1±94,3		173,5±196,2	
	Смесь	1 случай		256,3±121,1		98,9±95,7		73,9±30,2	
	Микро			218,3±14,9		1 случай		1 случай	
2014	Нано	327,4±132,2		404,6±79,3		77,4±25,5		196,3±230,6	
	Смесь	1 случай		242,0±104,8		92,2±84,5		49,9±9,4	
	Микро			1 случай					

Годы	Частицы	Зима		Весна		Лето		Осень	
		Средняя эффективность форсинга на:							
		TOA	SFC	TOA	SFC	TOA	SFC	TOA	SFC
2015	Нано	287,0±89,6		347,7±188,8		117,7±116,5		141,3±130,4	
	Смесь			259,8±126,4		107,2±110,4		94,8±26,01	
	Микро			2 случая		2 случая		1 случай	

Таблица 4 – Аэрозольный радиационный форсинг (Вт·м⁻²) и эффективность радиационного форсинга (Вт·м⁻²·τ⁻¹) поверхности, TOA и атмосферы, измеренные над разными пунктами

Reference	ARF_TOA	ARF_SFC	ARF_ATM	ARFE_TOA	ARFE_SFC	Location
Meloni et al. (2005)	-5.1 to -8.7	-11.0 to -14.2	3.7 to 9	-15.0 to -16.4	-28.4 to -30.1	Lampedusa, Italy
Derimian et al. (2006)	-2.1	-6.4	-	-22	-65	Negev, Israel
Derimian et al. (2008)	- 8.1	-29.1	21.0	-15.7	-56.4	M'Bour, Senegal
Prasad et al. (2007)	-2.9 to -26	-29.5 to -87.5	-	-17±3	-46±3	Kanpur, India
Lyamani et al. (2006)	-4.0	-20.4	16.4	-14.5	-73.4	Granada, Spain
Di Sarra et al. (2011)	-	-69.9±3.4	-	-	-59.9±2.6	Lampedusa, Italy
Huang et al. (2009)	14.11	-64.72	78.8	-	-	Taklimakan Desert, China
Saha et al. (2008)	-7.7 to -9.8	-61.8 to -64.4	54.1 to 54.6	-9.7 to -12.4	-78.2 to -81.5	Toulon, France
Valenzuela et al. (2012)	-5±5	-20±12	15±9	-17±7	-74±12	Granada, Spain
Valenzuela et al. (2012)	-7±5	-21±9	14±7	-20±9	-70±14	Granada, Spain
Valenzuela et al. (2012)	-6±5	-18±9	12±8	-22±10	-65±16	Granada, Spain
Present study (2017)	-6,0 to 16,9	-13,8 to -42,2	9,7 to 59,2	-33 to 225,7	-393 to -212	Kyrgyzstan, CA
Liu et al. (2011) MAM	0,68	-70,02	70,7	-	-132,24	SACOL, China
Present study (2017) MAM	11,6 to 16,9	-42,2 to -18,7	30,3 to 59,2	95,3 to 225,7	-219 to -373	Kyrgyzstan, CA

Примечание. В таблице в колонках ARF_SFC и ARFE_SFC приведены данные настоящего исследования (Present study, 2017), которые относятся к BOA, то есть к тропосфере.

Величины SSA, полученные в нашем исследовании (см. рис.2 и 3) в весенние и зимние сезоны (от 0,83 до 0,86 на $\lambda = 675$ нм), ниже значений (0,89 на $\lambda = 440$ нм) для пустынной пыли [3], и ниже, чем те, которые приведены в литературе для аэрозолей пустынной пыли (напр., [13]). Тем не менее, величины альbedo однократного рассеяния, полученные в нашем исследовании в диапазоне 0,83 – 0,94 на $\lambda = 675$ нм (см. рисунки 2 и 3), сравнимы с теми, что получены на Средиземноморских точках другими авторами. Так, например, в [14] приводятся величины SSA на $\lambda = 550$ нм в диапазоне 0,87–0,95 в Лессе (40.33_N, 18.10_E) в Центральном Средиземноморье в случаях с пустынной пылью.

Выводы. При наличии субмикронных наномасштабных частиц и их смеси наблюдаются устойчивые сезонные связи между изменениями радиационного форсинга тропосферы и аэрозольной оптической толщины как на $\lambda = 500$ нм, так

и на $\lambda = 675$ нм. При наличии субмикронных наномасштабных частиц наблюдается также эффект роста аэрозольной оптической толщины с увеличением радиационного форсинга на TOA. Этот эффект наблюдается лишь только тогда, когда на верхней границе происходит поглощение падающего потока излучения атмосферой. При этом во все сезоны года с ростом оптических толщин происходит уменьшение радиационного форсинга тропосферы. При наличии смеси нано масштабных частиц подобное явление обнаружено только в осенние периоды 2014–2015 гг. Обнаружено также, что увеличение альbedo однократного рассеяния в теплое полугодие приводит к уменьшению величин радиационного форсинга на TOA.

Эффективность форсинга на единицу AOD на $\lambda = 670$ нм при наличии субмикронных наномасштабных частиц менялась от 225,7±187,1 Вт·м⁻²·τ⁻¹ весной до -101,5±91,1 Вт·м⁻²·τ⁻¹

летом на ТОА и от $-260,0 \pm 60,2$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ летом до $-393,0 \pm 136,0$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ – зимой на ВОА. На $\lambda = 500$ нм эффективность форсинга изменялась от $135,1 \pm 109,6$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ весной до $-25,7 \pm 12,2$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ осенью на ТОА и от $-224,8 \pm 65,0$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ весной до $-164,0 \pm 39,5$ Вт·м⁻²·τ⁻¹ летом – на ВОА. В атмосфере рассматриваемого региона эффективность радиационного форсинга тропосферы в несколько раз превышает эффективность форсинга Азиатской пыли. Это может быть обусловлено значительными различиями в значениях оптической толщины и альбедо однократного рассеяния частиц в атмосфере рассматриваемого региона и Азиатской пыли.

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

Литература

1. Чен Б.Б. Аэрозольный радиационный форсинг мелкомасштабных частиц в атмосфере Центральноазиатского региона. Часть 1. Оценки воздействия мелкомасштабных частиц на перенос радиации / Б.Б. Чен, С.И. Попель, Ph. Goloub, В.В. Адушкин, Г.А. Когай, P.G. Weidler, F. Friedrich // Вестник КРСУ, 2018. Настоящий выпуск.
2. Shindell D.T. Improved Attribution of Climate Forcing to Emissions / D.T. Shindell, G. Faluvegi, D.M. Koch, G.A. Schmidt, N. Unger and S.E. Bauer // Science. 2009, 326, 716–718, doi:10.1126/science.1174760.
3. IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Summary for Policymakers, Cambridge, UK, 2013.
4. Valenzuela A. Analysis of the desert dust radiative properties over Granada using principal plane sky radiances and spheroids retrieval procedure / A. Valenzuela, F.J. Olmo, H. Lyamani, M Ant' on, A. Quirantes and L. Alados-Arboledas // Atmos. Res. 2012a, 104–105, 292–301.
5. Won J.-G. Estimations of direct radiative forcing of Asian dust aerosols with sun/sky radiometer and lidar measurements at Gosan, Korea / J.-G. Won, S.-C. Yoon, S.W. Kim, A. Jefferson, E.G. Dutton and B.N. Holben / J. Meteorol. Soc. Jpn., 2004, 82, 115–130.
6. Bush B.C. Surface aerosol radiative forcing at Gosan during the ACE-Asia campaign / B.C. Bush and F.P.J. Valero // J. Geophys. Res. 2003, 108, 8660, doi:10.1029/2002JD003233.
7. Nakajima T. Significance of direct and indirect radiative forcings of aerosols in the East China Sea region / T. Nakajima, M. Sekiguchi, T. Takemura, I. Uno, A. Higurashi, D. Kim, B.J. Sohn, S.-N. Oh, T.Y. Nakajima, S. Ohta, I. Okada, T. Takamura and K. Kawamoto // J. Geophys. Res. 2003, 108(D23), 8658, doi:10.1029/2002JD003261.
8. Liu Y. Aerosol optical properties and radiative effect determined from sky-radiometer over Loess Plateau of Northwest China / Y. Liu, J. Huang, G. Shi, T. Takamura, P. Khatri, J. Bi, J. Shi, T. Wang, X. Wang and B. Zhang // Atmos. Chem. Phys., 2011, 11, P. 11455–11463.
9. Kim D.H. Aerosol optical properties over east Asia determined from ground-based sky radiation measurements / D.H. Kim, B.J. Sohn, T. Nakajima, T. Takamura, B.C. Choi and S.C. Yoon // J. Geophys. Res. 2004, 109, D02209, doi:10.1029/2003JD003387.
10. Seinfeld J.H. Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change / J.H. Seinfeld, S.N. Pandis // 2nd Hoboken N.J.: J. Wiley, 2006. xxviii, 1203 p.
11. Moore K.G. Long-range transport of continental plumes over the Pacific Basin: Aerosol physiochemistry and optical properties during PEM-Tropics A and B / K.G. Moore // J. Geophys. Res., 2003. V. 108(D2).
12. 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. Т. 17. № 8. С. 28–35.
13. Dubovik O. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations / O. Dubovik, B. Holben, T.F. Eck, A. Smirnov, Y.J. Kaufman, M.D. King, D. Tanre and I. Slutsker // J. Atmos. Sci., 59, 590–608, 2002.
14. Perrone M.R. Direct radiative forcing during Sahara dust intrusions at a site in the Central Mediterranean: Anthropogenic particle contribution / M.R. Perrone and A. Bergamo // Atmos. Res. doi:10.1016/j.atmosres.2011.05.011, 2011.
15. Di Biagio, C. Measurements of Mediterranean aerosol radiative forcing and influence of the single scattering albedo / di Sarra, A., Meloni, D., Monteleone, F., Piacentino, S., and Sferlazzo, D. // Geophys. Res., 114, D06211, doi: 10.1029/2008JD011037, 2009.