

УДК 551.521.31

РАДИАЦИОННЫЕ ЭФФЕКТЫ АЭРОЗОЛЯ

Б.Б. Чен, Л.Г. Свердлик

Приводятся результаты исследований степени влияния аэрозольного загрязнения на климат атмосферы и подстилающей поверхности региона на примере лета 2012 г.

Ключевые слова: атмосферный аэрозоль; оптическая толщина; циркуляционный режим; радиационный форсинг; скорость нагревания.

Введение. Изучение и прогнозирование глобальных и региональных изменений в атмосфере и гидросфере Земли в связи с их воздействием на окружающую среду является весьма актуальной и важной задачей. К числу таких изменений относятся как природные катастрофы, так и более медленные, продолжающиеся месяцами и годами локальные изменения местного климата, в частности опустынивание, засухи и другие явления. Территории, подвергшиеся таким изменениям, являются серьезным источником аридного аэрозоля, который поступает в атмосферу во время пыльных бурь даже в сухую жаркую погоду в отсутствие сильного ветра.

Минеральная пыль – один из основных компонентов атмосферного аэрозоля в Центральной Азии, который определяет радиационный баланс атмосферы региона. Поэтому исследование эффекта взаимодействия пыль – радиация весьма существенно для оценки воздействия на климат региона. Неопределенность в оценке радиационного влияния пыли на климат [1] связана с оптическими и физическими свойствами пыли, например, с распределением пылевых частиц по размерам, морфологией и минеральным составом [2].

Процессы изменения климата сопровождаются резкой перестройкой атмосферных процессов и учащением повторений опасных атмосферных явлений. В этой связи решение задач, связанных с взаимодействием эффекта аэрозоль – радиация для оценки воздействия загрязнения атмосферы на климат региона и, в частности пылевого аэрозоля на климатические вариации различного временного масштаба.

Весьма актуально для анализа выбран период с июня по август 2012 г., когда в регионе наблюдалась продолжительная засуха.

Методы измерений и обработки. Оптические и микрофизические характеристики аэро-

золя восстановлены по сигналам обратного рассеяния многоволнового лидара ($\lambda = 355, 532, 1064$ нм), имеющем каналы поляризации ($\lambda = 532$ нм) и комбинационного (Рамановского) рассеяния атмосферным азотом ($\lambda = 387$ нм). Это известная и распространенная конфигурация измерительных каналов для зондирования аэрозоля пограничного слоя и свободной тропосферы (0,8 км $\leq h_i \leq$ 12,0 км). В непосредственной близости от лидарного комплекса проводились измерения полной аэрозольной оптической толщины (AOD) на пяти длинах волн ($\lambda = 340, 380, 500, 675$ и 870 нм) с помощью солнечного фотометра и озонметра Microtops II. Фотометрические измерения синхронизировались по времени с работой лидара.

Обработка лидарных данных проводилась по соответствующим алгоритмам восстановления оптических характеристик аэрозольных слоев [3]. Методика восстановления микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля подробно изложена в [4, 5].

Основное внимание было уделено специальным наблюдениям, которые проводили во время аномальных событий, характеризующихся значительным изменением оптического состояния атмосферы (пылевые выносы, ABC). Специальные измерения высотных профилей параметров тропосферного аэрозоля выполняли с учетом прогнозов аэрозольной модели NAAPS. При идентификации слоев, в частности пылевого аэрозоля, кроме результатов наземных лидарных измерений, были привлечены данные спутникового лидара (CALIPSO), аэрозольных моделей NAAPS и NOAA HYSPLIT.

Аэрозольное радиационное воздействие (ARF) и обратные связи все еще представляют одну из самых больших неопределенностей в понимании изменения климата. В частности, пылевой

аэрозоль может существенно влиять на радиацию как в длинноволновом, так и коротковолновом диапазоне [6] и играть важную роль в изменчивости климата на региональном уровне [7, 8].

Для расчета прямого аэрозольного радиационного воздействия в рамках крупных полевых кампаний INDOEX ACE-ASIA и APEX [9, 10] была использована методика [11], учитывающая особенности Азиатского региона и используемого оборудования на измерительных точках сети обсерваторий UNEP/NOAA в Южной Азии “Аэрозоль – Химия – Климат”, куда входит Лидарная станция KPCU. Согласно этой методике, среднесуточное аэрозольное воздействие на поверхности земли (SFC) и на верхней границе атмосферы (TOA) рассчитывали по формулам

$$ARF_{sfc} = -\beta_{sfc} \tau, \quad ARF_{toa} = -\beta_{toa} \tau, \quad (1)$$

$$\beta_{toa} = C_{sfc} \left\{ (1-A) [1-\omega(f-\nu g)] - \omega b A (1-2\nu) \right\} h, \quad (2)$$

$$\beta_{sfc} = C_{toa} \left\{ \omega(b+\nu g) - 2A \left[1-\omega f - \left(1 - \frac{1+2g}{2} \omega \right) \nu \right] \right\} h, \quad (3)$$

$$f = \frac{1+g}{2}, \quad b = \frac{1-g}{2}, \quad \nu = \frac{1}{2} \left(1 - \sqrt{3} \langle \cos \theta \rangle_{daytime} \right), \quad (4)$$

где A – альbedo поверхности; τ – аэрозольная оптическая толщина (AOD); ω – альbedo однократного рассеяния (SSA); f и b – коэффициенты прямого и обратного рассеяния, вычисляемые на основе фактора асимметрии g . Константа ν позволяет делать корректировку на зенитный угол солнца θ , учитывая сезонное и широтное изменение потоков солнечной радиации. Показатель h – эмпирическая величина для корректировки малых нелинейных эффектов. C_{sfc} и C_{toa} – постоянные, учитывающие переход от радиационных потоков в широкополосном диапазоне, зависящего от места и времени проведения измерений, к эффективной длине волны:

$$C_{sfc} = TSD/R^2, \quad C_{toa} = TC_{sfc}, \quad (5)$$

где S , D , и R – это солнечная постоянная (1370 Вт/м²), часть дневного времени суток и расстояние от Земли до Солнца в астрономических единицах, соответственно; T – широкополосное пропускание в атмосфере без аэрозоля, но с учетом молекулярного рассеяния и поглощения озоном и водяным паром.

Скорость нагрева для каждого слоя была рассчитана по формуле [12]

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{g}{c_p} \frac{\Delta F_{Atmospheric}}{\Delta p}, \quad (6)$$

где T – температура (К); t – время (с); g – ускорение свободного падения (9,8 м/с²); C_p – теплоемкость

сухого воздуха (1004 Дж кг⁻¹ К⁻¹); F – суммарный поток на всех длинах волн (Вт/м²) и p – давление (Па).

Общая циркуляционная обстановка. На протяжении последних нескольких лет происходило нарушение радиационного фона климатической системы в связи с ростом солнечной активности, что, в свою очередь, вызвало перестройку циркуляционного режима. По данным [13] большую часть времени летом 2012 г. наблюдался процесс 12a – малоградиентное поле пониженного давления (таблица 1). При этом на карте барической топографии 500 гПа располагается высотный гребень повышенного давления. Для данного процесса характерен конвективный безразличный погодный тип, который характеризуется чередованием восходящих и нисходящих потоков малого масштаба в зависимости от влияния эффектов ландшафта [14]. Вертикальная мощность ВМ при этом не превышает высоты PBL. Вынос аэрозольного загрязнения в основном происходил из одного регионального источника – бассейна Аральского моря. Перенос загрязнения из пустыни Такла-Макан наблюдался только в течение трех дней (7–9 августа).

Таблица 1 – Количество дней с малоградиентным полем пониженного давления по месяцам летом 2012 г.

Процесс	Месяцы			Лето 2012 г.		
	июнь	июль	август	норма	2012	превышение
12a	19,5	17,5	17,5	31,4	54,5	70 %

Теплый и малоподвижный высотный гребень повышенного давления в средних широтах длительное время препятствовал зональному переносу, создавая меридиональное направление течений в тропосфере и отклоняя движение воздушных масс от зонального (западно-восточного) направления. Например, такая динамика циркуляции в регионе наблюдалась 1–6 июня, 17–21 июля и 4–15 августа. Высотный гребень со временем распространялся на север, охватывая все большую территорию, включая весь Центральноазиатский регион. В это время в тропосфере происходило накопление загрязнения. Погода при этом наблюдалась конвективная безразличная, поэтому загрязнения активно переноса в другие регионы не происходило.

Перестройка циркуляционного режима повлекла за собой и изменение климатических условий региона. Например, в Бишкеке 15, 20, 21, 22, 23 августа были перекрыты многолетние максимальные температуры, а 22 августа температура

Таблица 2 – Среднемесячные величины ежедневной аэрозольной оптической толщины и альbedo однократного рассеяния на $\lambda = 674$ нм, аэрозольного радиационного форсинга и эффективности радиационного форсинга. Июнь-август 2012 г.

	AOD674	SSA674	ARF _{TOA}	ARF _{SFC}	ARF _{ATM}	ARFE- TOA	ARFE- FC	ARFE- ATM	$\delta T/\delta t$
ИЮНЬ 2012									
Средняя	0,13	0,89	-1,10	-10,51	9,41	-8,78	-77,44	69,44	3,97
Дисперсия	0,03	0,00	0,22	2,51	2,32	1,12	1,07	2,34	0,98
ИЮЛЬ 2012									
Средняя	0,18	0,91	-2,05	-13,11	11,08	-11,66	-71,75	60,19	4,67
Дисперсия	0,03	0,01	0,47	2,05	1,88	2,32	2,39	4,70	0,80
АВГУСТ 2012									
Средняя	0,17	0,89	-1,04	-12,72	11,68	-6,01	-77,93	71,32	4,93
Дисперсия	0,04	0,01	0,57	3,20	3,00	2,44	2,65	5,03	1,27

воздуха повысилась до 39,7 °С, что выше абсолютного многолетнего максимума, зарегистрированно-го в 2008 г., на 0,2 °С [13].

Аэрозольное радиационное воздействие и его эффективность. В целом среднедневная величина коротковолнового радиационного форсинга на верхней границе атмосферы (ТОА) во всех случаях была отрицательной, изменяясь от -2,5 до -0,5 Вт/м² в июне, от -5,3 до -0,9 Вт/м² в июле и от -6,0 до -0,8 Вт/м² в августе. Минимальные величины ARF на ТОА наблюдались во время пылевых выносов, а максимальные – в случаях, когда в составе загрязнения содержалась в основном сажа. Во всех случаях пылевых выносов на регион среднедневная величина ARF на подстилающей поверхности (SFC) была минимальной (от -35,3 до -9,0 Вт/м²) и максимальной при выносах сажи (от -5,0 до -7,8 Вт/м²). При этом среднедневной аэрозольный форсинг в атмосфере (ARF_{ATM}) изменялся от +7,0 до +27,5 Вт/м² при выносах пыли и от +4,0 до +8,0 Вт/м² при сажевых выносах. Учитывая только аэрозольный эффект, можно получить среднюю скорость ежедневного аэрозольного нагрева единичного столба атмосферы от 3,0 до 13,9 К/день в течение выносов пыли и 1,6–3,4 К/день при саже.

Отрицательная ежедневная величина ARF_{TOA} указывает на то, что пыль и сажа увеличивают обратное рассеяние солнечной радиации в космос, приводя к охлаждению атмосферы. Кроме того, аэрозольное загрязнение уменьшает солнечное излучение, достигающее уровня земли, и может привести к поверхностному охлаждению. Существенное поглощение солнечного излучения в атмосфере ведет к значительному нагреванию атмосферы. Среднемесячные величины ежедневных ARF на SFC, TOA и в атмосфере, AOD и альbedo однократного рассеяния (SSA) на длине волны 674 нм

в течение летних месяцев 2012 г. приведены в таблице 2.

В июле наблюдалась самая большая средняя величина AOD (0,18 ± 0,03), затем следуют август (0,17 ± 0,104) и июнь (0,13 ± 0,03). Эти величины AOD указывают на то, что в течение лета при установившемся малоградиентном поле пониженного давления происходил в основном вынос пыли. Среднемесячные величины ARF на поверхности колебались от -10,51 ± 2,51 Вт/м² в июне до -13,11 ± 2,05 Вт/м² в июле и на ТОА от -1,04 ± 0,57 Вт/м² в августе до -2,05 ± 0,47 Вт/м² в июле, что соответствует изменениям ARF в атмосфере от +9,41 ± 2,32 Вт/м² в июне до +11,68 ± 3,00 Вт/м² в августе. Соответствующая скорость нагрева единичного атмосферного столба оценивалась от 3,97 ± 0,98 К/день в июне до 4,93 ± 1,27 К/день в августе. При этом ежемесячное изменение ARF на поверхности следует за ежемесячным изменением AOD (рисунок 1), что согласуется с [15]. В то же время такой связи между ежемесячным изменением ARF_{TOA} и AOD не наблюдается. Это может быть отнесено к эффектам, порождаемым другими свойствами аэрозоля, например, альbedo однократного рассеяния. Как известно [16], значения SSA, близкие к 1, указывают на присутствие частиц с сильными рассеивающими свойствами, как, например сульфатный аэрозоль. Значения SSA в пределах 0,90–0,94 характерны для пылевых частиц, наиболее низкие (до 0,88) соответствуют сильно поглощающим сажевым частицам [17]. Если судить по величинам SSA, при малоградиентных полях пониженного давления в июне и июле более чем в 81 % дней отмечены смешанные выносы пыли с сажевыми частицами (SSA = 0,88–0,89) и в более чем в 54 % – в августе (SSA = 0,82–0,89). Видимо, по этой причине, связи между ARF_{TOA} и SSA (рисунок 2) не

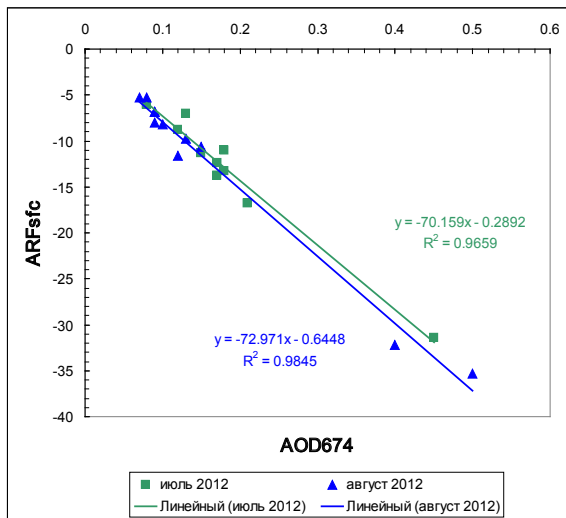


Рисунок 1 – Связи между изменениями ARF_{SFC} и AOD_{674} . Июль–август 2012 г.

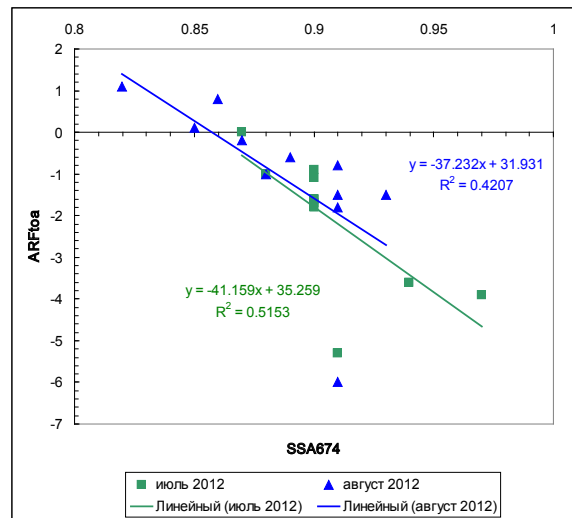


Рисунок 2 – Связи между ARF_{TOA} и SSA_{674} . Июль–август 2012 г.

столь большие и уступают связям между изменениями ARF_{SFC} и AOD (см. рисунок 1).

При выносах пыли самые низкие ежедневные величины ARF на TOA в [15] соответствовали самым низким величинам альбедо однократного рассеяния [18]. При смешанных выносах пыли и сажи, как это очень часто наблюдалось летом 2012 г., подобная закономерность отсутствует (см. рисунок 2). Наоборот, при смешанных выносах самым низким ежедневным значениям аэрозольного форсинга на TOA соответствуют самые большие величины SSA . Небольшие величины форсинга на TOA в течение всех летних месяцев и соответствующие высокие величины на поверхности означают, что большее количество энергии было поглощено атмосферой.

Различия в величинах эффективности $ARFE$ (ARF на единицу AOD) на TOA (таблица 2) существенны и могут отличаться в два раза (от июля к августу) как следствие зависимости от SSA . Высокие величины $ARFE$ на поверхности могут быть объяснены существенным вкладом антропогенных загрязняющих веществ (особенно поглощающих частиц типа сажевых).

На рисунке 3 приведены рассчитанные ежедневные значения аэрозольного радиационного форсинга в течение августа 2012 г. в столбе атмосферы и в слоях загрязнения по лидарным данным. Данные показывают, насколько существенно аэрозольное загрязнение может изменять потоки радиации в самой атмосфере и на подстилающей поверхности, т. е. влиять на климат атмосферы и подстилающей поверхности. При этом лидарные профили позволяют снизить

неопределенность, которая возникает при расчетах ARF из-за наличия слоев загрязнения в атмосфере.

На рисунке 4 представлены вертикальные профили отношения рассеяния и деполяризации в отдельные дни августа 2012 г. Анализ с учетом данных, приведенных на рисунке 3, позволяет оценить вклад слоев аэрозольного загрязнения, переносимых в регион из различных источников, в аэрозольное радиационное воздействие. Так, 8 августа нижний слой загрязнения на высоте от 1,0 до 4,1 км образовался в результате выноса пыли с примесью сажевых частиц ($AOD = 0,09$, $SSA = 0,87$, комплексный показатель преломления $n = 1,60 - 0,04i$) с бассейна Аральского моря (рисунок 4а). Форсинг этого слоя, равный $+5,6$ Вт/м², указывает на аэрозольное нагревание пограничного слоя атмосферы.

Второй слой на высоте от 7,5 до 8,1 км содержится в основном континентальный сухой аэрозоль и связан с переносом сульфатных и сажевых частиц из Европы и Европейской части России ($AOD = 0,25$, $SSA = 0,88$, большие величины деполяризации отношения, комплексный показатель преломления $n = 1,41 - 0,001i$). Аэрозольный форсинг этого слоя равен $+19,8$ Вт/м², что существенно превышает эффект аэрозоля пограничного слоя, несмотря на меньшую толщину слоя загрязнения. При наличии этих слоев с подстилающей поверхности происходил отток тепла, равный $32,2$ Вт/м² ($ARF_{SFC} = -32,2$ Вт/м²).

В целом, в эти два слоя осуществлялся приток тепла в атмосферу, равный $5,6 + 19,8 = 25,4$ Вт/м² (см. рисунок 3), тогда как для всей атмосферы он равнялся $+33,0$ Вт/м². При этом поглощение

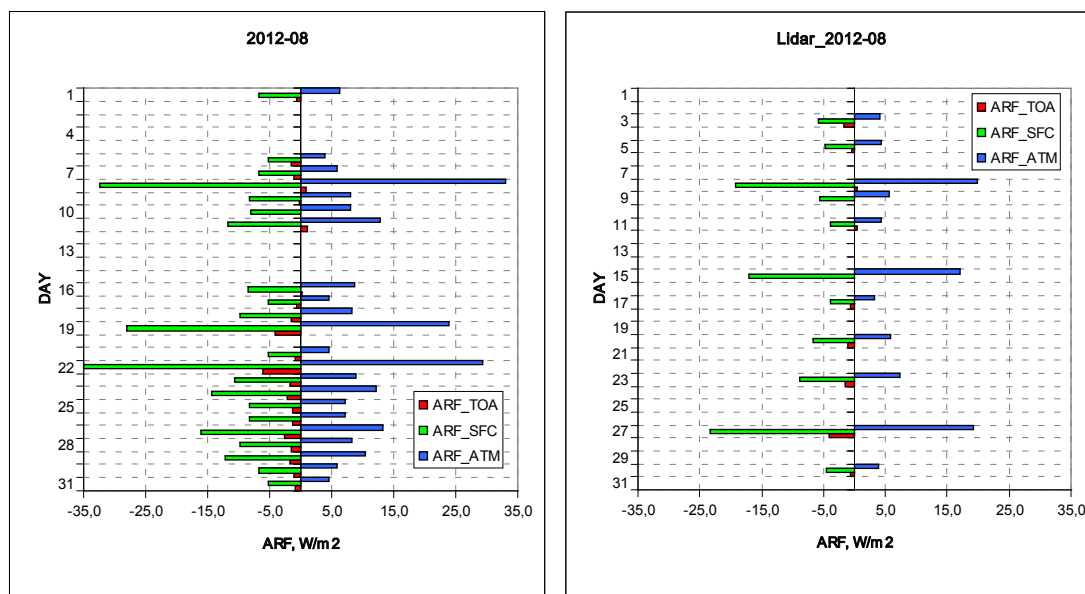


Рисунок 3 – Ежедневные значения ARF в августе 2012 г. в единичном столбе атмосферы (слева) и в слоях загрязнения в тропосфере (справа)

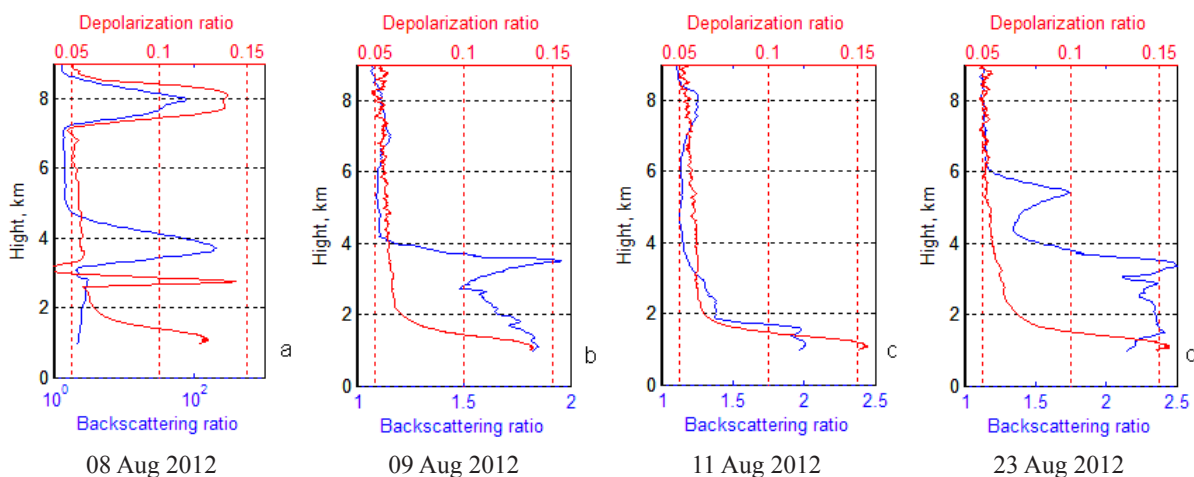


Рисунок 4 – Вертикальные лидарные профили аэрозоля и отношения деполяризации в отдельные дни августа 2012 г.

солнечной радиации атмосферой увеличивалось с ростом оптической толщины (AOD) и с уменьшением альbedo однократного рассеяния (SSA). В случае наличия двух слоев загрязнения 8 августа скорость аэрозольного нагревания атмосферы слоя толщиной 0,6 км в свободной тропосфере равна $\Delta T = 7,6$ К/день. В пограничном слое толщиной 3,1 км скорость нагрева составляла всего лишь 0,7 К/день, что сравнимо со скоростью нагрева атмосферы при вторжении пыли из пустыни Сахара. Слои загрязнения с примесью сажи наблюдались 9 и 11

августа (рисунки 4b, c). Толщина слоя, наблюдаемого 9 августа, составляла 3,2 км с верхней границей на высоте 4,0 км (AOD = 0,09, SSA = 0,86), а скорость нагрева слоя составляла 0,74 К/день. 11 августа слой толщиной 2,2 км достигал высоты 3 км (AOD = 0,06, SSA = 0,82). Нагрев слоя происходил со скоростью 0,82 К/день. Скорость нагрева слоя пыли, наблюдаемого 23 августа (рисунок 4d) на высоте от 0,8 до 6,0 км (AOD = 0,14, SSA = 0,90), составила 0,6 К/день. Дополнительный нагрев слоев приводит к повышению устойчивости

атмосферы за счет уменьшения вероятности развития процесса облакообразования и повышения уровня конденсации. Из-за охлаждения поверхности происходит ее иссушение. При сохранении длительного времени таких условий, как это было на протяжении всего лета 2012 г., наступает засушливый период (засуха).

Таким образом, при нарушениях радиационного фона в климатической системе происходит перераспределение энергии и перестройка циркуляционного режима, вследствие чего возникают погодные (климатические) аномалии, в которых важную роль играют аэрозольное загрязнение атмосферы.

Литература

1. Foster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D.W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D.C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., and Van Dorland, R. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing, Cambridge University Press, NY, USA, 2007.
2. Sokolik, I.N. and Toon, O.B. Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 104, 9423–9444, 1999.
3. Имашев С.А. Методы обработки лидарных сигналов обратного упругого рассеяния / С.А. Имашев, П.В. Козлов, Л.Г. Свердлик и др. // Вестник КPCY. 2011. № 11. С. 157–164.
4. Чен Б.Б., Свердлик Л.Г. Оптические свойства аэрозолей Центрального Тянь-Шаня по данным лазерного зондирования / Б.Б. Чен, Л.Г. Свердлик. Бишкек: КPCY, 2006. 274 с.
5. Korshunov V. About multiwavelength lidar sensing of tropospheric aerosol with use of signals of combinational scattering, *J. Optics of atmosphere and ocean*, 19, 422–427, 2006.
6. Кондратьев К.Я. Аэрозоль и климат: современное состояние и перспективы разработок: Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие / К.Я. Кондратьев // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т. 19. № 7. С. 565–575.
7. Christopher, S.A. Estimation of diurnal shortwave dust aerosol radiative forcing during PRIDE, *J. Geophys. Res.* 2003. Vol., 108, D19.
8. Dey, S. Influence of dust storms on the aerosol optical properties over the Indo-Gangetic basin, *J. Geophys. Res.* 2004. Vol. 109, D20.
9. Ramanathan, V., Crutzen, P.J., Lelieveld, J., Mitra, A.P., Althausen, D., Anderson, J., Andreae, M.O., Cantrell, W., Cass, G.R., Chung, C.E. Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze, *J. Geophys. Res.* 2001. 106, 28371–28398.
10. Huebert, B.J. An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts, *J. Geophys. Res.*, 108, 2003.
11. Nakajima, T., Yoon, S.-C., Ramanathan, V., Shi, G.-Y., Takemura, T., Higurashi, A., Takamura, T., Aoki, K., Sohn, B.-J., Kim, S.-W., Tsuruta, H., Sugimoto, N., Shimizu, A., Tanimoto, H., Sawa, Y., Lin, N.-H., Lee, C.-T., Goto, D. and Schutgens, N. Overview of the Atmospheric Brown Cloud East Asian Regional Experiment 2005 and a study of the aerosol direct radiative forcing in east Asia, *J. Geophys. Res.*, 112, 2007.
12. Liou, K.N. An introduction to Atmospheric Radiation, Elsevier, New York, USA, 583 pp., 2002.
13. Зыскова Э.Ю. Мониторинг: погодные условия в Чуйской долине летом 2012 года / Э.Ю. Зыскова, И.С. Брусенская, В.В. Закурдаева // Вестник КPCY. 2012. Т. 12. № 8. С. 178–181.
14. Schüepp, M., and Schirmer, H. Climates of Central Europe. In *Climates of Central and Southern Europe*, World Survey of Climatology. 6, 3–73, 1977.
15. Valenzuela, A., Olmo, F. J., Lyamani, H., Anton, M., Quirantes, A., and Alados-Arboledas, L. Analysis of the desert dust Radiative properties over Granada using principal plane sky radiances and spheroids retrieval procedure, *Atmos. Res.*, 104–105, 292–301, 2012.
16. Moore K. G. Long-range transport of continental plumes over the Pacific Basin: Aerosol physiochemistry and optical properties during PEM-Tropics A and B, *J. Geophys. Res.*, V. 108(D2), 2003.
17. Seinfeld J.H., Pandis S.N. Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change. Hoboken N.J: J. Wiley, XXVIII, 1203 p., 2006.
18. Di Biagio, C., di Sarra, A., Meloni, D., Monteleone, F., Piacentino, S., and Sferlazzo, D. Measurements of Mediterranean aerosol radiative forcing and influence of the single scattering albedo, *J. Geophys. Res.* 2009. 114, D06211, doi:10.1029/2008JD011037.