

Корреляции температуры приземной атмосферы и оптической толщи аридного аэрозоля по данным AERONET

С.Ф. Абдуллаев¹, Б.И. Назаров¹, Т.Х. Салихов², В.А. Маслов^{1*}

¹Физико-технический институт им. С.У. Умарова АН Республики Таджикистан
734063, г. Душанбе, Академгородок, ул. Айни, 299/1, Республика Таджикистан

²Научно-исследовательский институт Таджикского национального университета
734025, г. Душанбе, пр. Рудаки, 17, Республика Таджикистан

Поступила в редакцию 9.03.2011 г.

Проведен анализ данных по температуре приземного слоя и оптической толщине аридного аэрозоля пылевой мглы («афганца») 23–25 августа 2010 г. согласно данным автоматической системы AERONET. Обнаружена нетривиальная корреляция зависимости температуры от оптической толщи. Выявлено, что с ростом оптической толщи температура приземной атмосферы сначала растет (парниковый эффект), проходит через пологий максимум, а затем плавно уменьшается (антипарниковый эффект).

Ключевые слова: пылевой аэрозоль, пылевая мгла, оптическая толщина, температура воздуха; dust aerosol, dust haze, optical thickness, air temperature.

Введение

Исследование широкого спектра физических свойств и химического состава атмосферного аэрозоля позволяет прогнозировать возможные изменения климата, имеющие опасные и долговременные экологические последствия [1–4]. Изменение прозрачности атмосферы существенно влияет на интенсивность солнечного излучения, приходящего к земной поверхности и уходящего от нее. Аэрозольное поглощение атмосферы сильно меняется в зависимости от географического положения, метеорологических факторов, характера подстилающей поверхности, а также от различных природных и антропогенных источников поступления аэрозоля в атмосферу. В связи с этим важную роль играет систематическое и комплексное экспериментальное исследование оптических и микрофизических характеристик аэрозольного загрязнения атмосферы [5–14].

Ряд проведенных в последние годы исследований относится к изучению различных аспектов оптических и микрофизических характеристик аэрозоля [15–25]. В [15] обсуждаются результаты измерений спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ в диапазоне длин волн $\lambda = 0,44 \div 11,5$ мкм, проведенных в дымках аридной зоны Казахстана в период 1984–1988 гг. Приведены статистические

характеристики коэффициентов $\alpha(\lambda)$ и метеорологических параметров атмосферы для трех сезонов года (весна, лето, осень). Выявлена сезонная трансформация спектров $\alpha(\lambda)$, и дана ее физическая интерпретация. На основе массива оптико-метеорологических параметров атмосферы аридного района авторами [16] проведен анализ суточной изменчивости коэффициентов аэрозольного ослабления в видимом и ИК-диапазонах длин волн для тех же трех сезонов года.

Выявлено, что в дымках весны и осени наиболее выраженная изменчивость коэффициентов аэрозольного ослабления в суточном цикле проявляется только в видимом диапазоне, а в летних дымках — в диапазоне длин волн от 0,44 до 4 мкм. Обсуждаются физические механизмы, формирующие суточную изменчивость аэрозольного ослабления в условиях аридного района. Роль различных факторов, влияющих на определение аэрозольной оптической толщи рассеяния из наблюдений яркости неба в ближней ИК-области спектра, анализируется в [17]. Для этой цели использованы результаты измерений оптических толщ и яркости неба в трех пунктах с аридным аэрозолем, представленные на сайте AERONET.

Авторами [19] проанализированы архивные данные измерений спектральной прозрачности атмосферы и направленных коэффициентов светорассеяния в Юго-Восточном Казахстане. На основе результатов решения уравнения переноса излучения для предлагаемой радиационной модели атмосферы рассмотрена суточная изменчивость аэрозольной оптической толщи. При анализе наблюдательных данных учитывались эффекты поглощения света, многократного рассеяния и отражения радиации от подстилающей

* Сабур Фузайлович Абдуллаев (sabur.f.abdullaev@gmail.com); Бахрон Исламович Назаров (systemavto@rambler.ru); Тагоймурод Хаитович Салихов (t_salikhov@rambler.ru); Владимир Анатольевич Маслов (vamaslov@inbox.ru).

поверхности. В [20] описана методика выделения аэрозольной индикатрисы рассеяния из абсолютной индикатрисы яркости, измеренной в солнечном альмукантарате при полном отсутствии облаков на небе. Методика апробирована на архивных наблюдательных данных, полученных в полупустынном районе на юго-востоке Казахстана в видимом диапазоне спектра.

Одним из эффективных подходов определения оптических характеристик атмосферного аэрозоля является метод фотометрии прямого и рассеянного солнечного излучения. В настоящее время наиболее развитой системой, с точки зрения автоматизации измерений, оперативности получения данных и глобального охвата, является сеть аэрозольных наблюдений AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) [26–30]. В г. Душанбе с июля 2010 г., благодаря проекту МНТЦ Т-1688 при поддержке коллег из Франции, США и Португалии, был установлен спектрофотометр CE-318 и система AERONET начала функционировать. Это позволило нам провести регулярные исследования оптических характеристик атмосферного аэрозоля в условиях аридной зоны г. Душанбе, в том числе в период вторжения пылевой мглы. Измерения проводятся в пригородной зоне, в восточной части города, высота фотометра над уровнем моря ~ 822 м, а над уровнем земли ~ 16 м.

В настоящей статье изучается взаимосвязь между температурой воздуха и оптической толщиной аридного аэрозоля, полученной с помощью автоматической системы AERONET (level 2).

Корреляции температуры приземной атмосферы и оптической толщи аридного аэрозоля

Пылевая мгла, на десятки дней появляющаяся ежегодно над территорией юга Таджикистана, является своеобразной уникальной природной лабораторией для изучения характеристик аридного аэрозоля. Обычно эти пылевые эпизоды принято называть «афганской пылью», или «афганцем». Такое название обусловлено тем, что траектория движения пылевого облака (Термез–Айвадж) соприкасается с Афганистаном. Очередное вторжение пылевой мглы на территорию юга Таджикистана, через Термез и Айвадж, произошло 23–25 августа 2010 г. Далее приводятся результаты анализа исследований взаимосвязи между температурой воздуха и АОТ, полученной с помощью автоматической системы AERONET.

На рис. 1, *a* показано поведение АОТ в августе.

Пик этой зависимости соответствует 23–25 августа, по техническим причинам другой пик временной зависимости $\tau(\lambda)$, соответствующий началу августа, не удалось зарегистрировать. На рис. 1 видно, что солнечный фотометр регистрирует АОТ пылевой мглы с оптической плотностью $\tau < 3,5$, а при $\tau > 3,5$ регистрация сигнала становится невозможной (в случае вторжения пылевой мглы 2–4 октября 2010 г.). Полученные нами значения оптической толщи

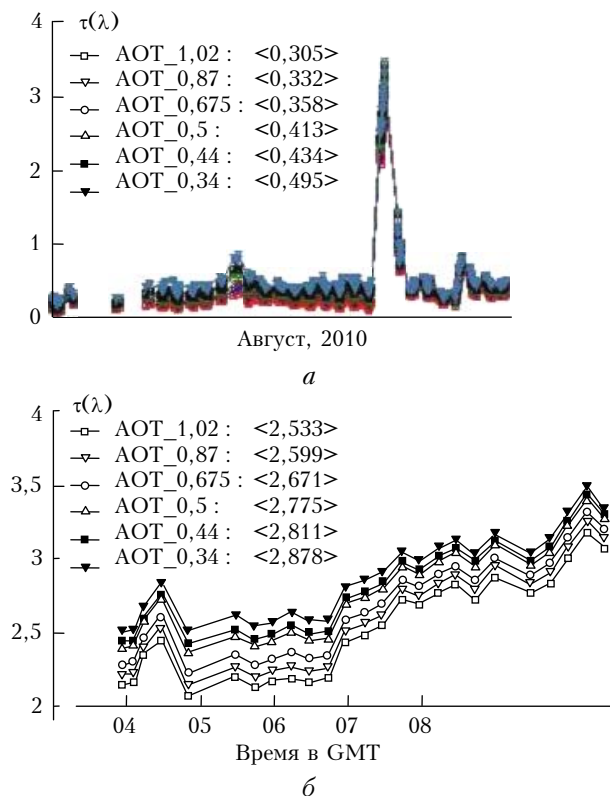


Рис. 1. Временная зависимость аэрозольной оптической толщи атмосферы при разных длинах волн: *a* – среднесуточные значения за август 2010 г.; *б* – изменение АОТ за 23 августа 2010 г.

немного больше, чем указанные в [15–24, 27–31]. В таблице приведены усредненные среднесуточные значения $\tau(\lambda)$ за август 2010 г.

Временная зависимость изменения $\tau(\lambda)$ за 23 августа показана на рис. 1, *б*. Виден значительный рост оптической толщи в период пылевой мглы в атмосфере, ее максимальное значение составляет 3,5, в то время как в отсутствие «афганца» среднее значение $\tau(\lambda) \leq 0,5$.

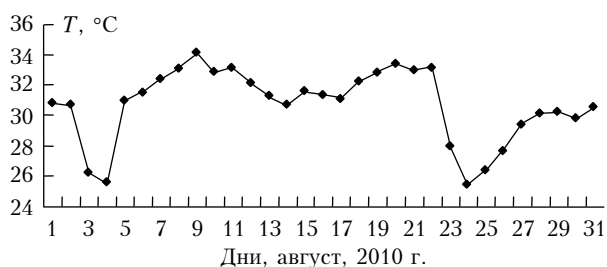
В атмосфере аридной зоны аэрозоль генерируется пыльной бурей и состоит преимущественно из пылевых частиц минерального происхождения. Его мелкодисперсная фракция (частицы диаметром $d < 1$ мкм) может распространяться воздушным потоком достаточно далеко от их источника возникновения и долгое время оставаться в атмосфере. Атмосферная пыль является аэрозолем, заметно поглощающим солнечное излучение и более прозрачным для теплового излучения. На рис. 2, *a* приведены среднесуточные значения температуры за август.

Сравнение этой зависимости с данными таблицы и рис. 1, *a* обнаруживает наличие корреляции между приращением температуры и величиной $\tau(\lambda)$. При малых концентрациях аэрозоля происходит нагрев приземного слоя атмосферы, при высокой концентрации аэрозоля воздух может охлаждаться.

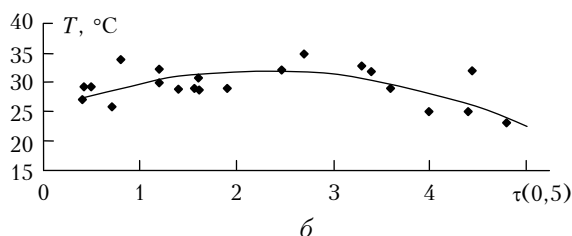
Чтобы визуализировать эту корреляцию, изобразим на одном графике значения температуры и относящиеся к тем же моментам времени измеренные

Средние значения аэрозольной оптической толщины $\tau(\lambda)$ и температуры за август 2010 г.

День	λ , мкм						T, °C
	0,34	0,44	0,5	0,675	0,87	1,020	
1	0,252	0,201	0,191	0,156	0,157	0,134	30,78
2	0,466	0,406	0,392	0,353	0,35	0,333	30,70
5	0,33	0,275	0,261	0,223	0,224	0,202	31,55
6	0,53	0,405	0,379	0,287	0,268	0,222	32,38
7	0,464	0,35	0,324	0,251	0,244	0,219	33,10
8	0,447	0,34	0,309	0,232	0,215	0,181	34,05
9	0,419	0,322	0,294	0,225	0,211	0,18	32,80
10	0,414	0,326	0,302	0,235	0,223	0,189	33,15
11	0,424	0,342	0,317	0,25	0,233	0,202	32,10
12	0,523	0,429	0,399	0,315	0,289	0,251	31,20
13	0,857	0,734	0,679	0,533	0,463	0,402	30,60
14	0,616	0,523	0,4	0,383	0,34	0,294	31,53
15	0,481	0,41	0,386	0,315	0,291	0,258	31,35
16	0,46	0,396	0,378	0,318	0,301	0,269	31,07
17	0,42	0,354	0,334	0,272	0,255	0,223	32,23
18	0,446	0,37	0,345	0,271	0,247	0,213	32,80
19	0,464	0,39	0,369	0,287	0,261	0,224	33,43
20	0,463	0,389	0,362	0,28	0,25	0,211	32,95
21	0,497	0,418	0,388	0,297	0,261	0,22	33,13
22	0,44	0,366	0,338	0,255	0,225	0,186	27,95
23	2,878	2,803	2,772	2,659	2,601	2,526	25,40
24	1,114	1,089	1,089	1,052	1,036	0,999	26,35
25	0,437	0,41	0,408	0,381	0,379	0,355	27,65
26	0,502	0,461	0,453	0,417	0,413	0,388	29,43
27	0,33	0,298	0,294	0,266	0,267	0,243	30,08
28	0,539	0,507	0,503	0,47	0,474	0,434	30,25
29	0,547	0,495	0,483	0,438	0,427	0,398	29,75
30	0,521	0,464	0,449	0,401	0,391	0,361	30,50
31	0,484	0,424	0,41	0,362	0,354	0,327	30,75



a



б

Рис. 2. Среднедневная температура за август 2010 г. (a); зависимость температуры приземного слоя от аэрозольной оптической толщины атмосферы на длине волны $\lambda = 0,50$ мкм, согласно данным системы AERONET (б)

значения $\tau(\lambda)$, как показано на рис. 2, б для длины волны $\lambda = 0,5$ мкм. Полученная зависимость имеет пологий максимум в области $\tau(\lambda) \leq 2,5$. Положение максимума, по-видимому, соответствует критическому

значению концентрации аэрозоля, при которой происходит переход от парникового к антипарниковому аэрозольному эффекту. Коэффициент корреляции этой зависимости незначителен и составляет всего 0,154, однако слабая закономерность все же существует.

Альbedo однократного рассеяния $\omega_a(\lambda_0)$ характеризует соотношение поглощения и рассеяния в атмосферном аэрозоле, причем величина альbedo однократного рассеяния, равная 0,85, широко используется как критическое значение, разделяющее тенденции глобального охлаждения $\omega_a(\lambda_0) > 0,85$ и глобального нагрева атмосферы $\omega_a(\lambda_0) < 0,85$ [32]. Мы использовали измерения альbedo на длине волны $\lambda_0 = 0,5$ мкм, соответствующей максимуму интенсивности солнечного излучения. Поэтому для частиц различного размера направление температурных изменений зависит от содержания в атмосфере поглощающего свет аэрозоля. В период пылевой мглы, когда концентрация аэрозольных частиц ниже критического значения, за счет теплового излучения поверхности Земли происходит нагрев атмосферного аэрозоля (за счет полос поглощения в окне прозрачности атмосферы), который приводит к парниковому эффекту. При концентрации частиц выше критического значения создается антипарниковый эффект.

Нами изучен температурный эффект пылевого аэрозоля в городах, находящихся на пути распространения пылевой мглы: Байрамали и Репетек (Туркменистан), Термез (Узбекистан), Курган-Тюбе и Душанбе (Таджикистан) в летне-осенний период 2005–2011 гг. Для выявления температурного эффекта (рис. 3) среднедневные (2) и средненочные (4) температуры сравнивались с огибающими, проведенными по среднедневным (1) и средненочным (5) температурам воздуха.

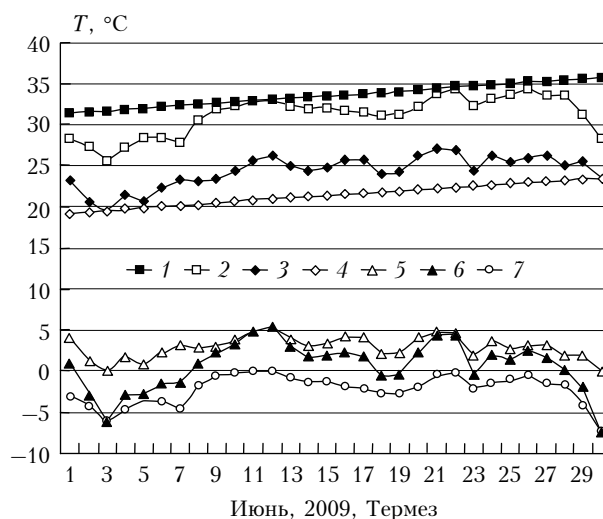


Рис. 3. Определение температурного эффекта по методу огибающих

Разность (3) между огибающими по среднедневным температурам и среднедневными температурами оценивалась как дневное похолодание, а разность (6) между средненочными температурами и огибающим

по среднечасовым температурам оценивалась как ночное потепление. Сумма разностей (3) и (6) оценивалась как температурный эффект пылевого аэрозоля. Обнаружено, что в 41% случаев пылевых эпизодов влияние пылевого аэрозоля приводит к парниковому эффекту и в 59% случаев – к антипарниковому эффекту. В данном примере величина потепления составляет 0,59 °С.

Для выявления влияния аэрозоля на динамику температурного эффекта в приземном слое на рис. 4, а приведены аэрозольная температура воздуха T_A , измерявшаяся в течение двух пыльных дней, и температура предыдущего ясного дня T_0 , когда пыльная мгла еще отсутствовала.

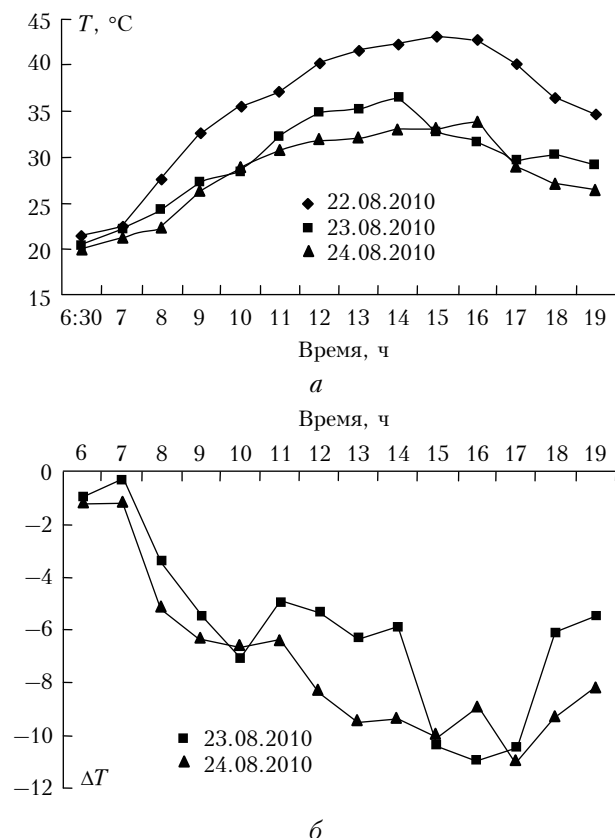


Рис. 4. Изменение температуры в ясный день (22.08.2010 г.) и в период пылевой мглы (23–24.08.2010 г.) (а); разность температур дней с пылевой мглой и ясного дня (б)

Вычисление разницы температур $\Delta T = T_A - T_0$ (рис. 4, б) для этих дней показывает, что максимальное охлаждение воздуха произошло вечером и составляло около 10°. Это объясняется сильным ослаблением падающего солнечного излучения пылевым аэрозолем и соответствующим ростом АОТ. Последующее замедление сильного солнечного нагрева приводит к уменьшению ΔT_0 и связано с передачей тепла от нагретых частиц аэрозоля к воздуху с последующим распространением тепла в приповерхностный слой воздуха. С другой стороны, конвективный перенос тепла от поверхности почвы в ночное время суток замедляется за счет пониженной температуры приповерхностного воздуха, а также воз-

можностью ее инверсионного запираания. Замедление радиационного ночного охлаждения почвы и приповерхностного слоя воздуха также происходит путем образования своеобразного «экрана» из нагретого слоя запыленного воздуха.

Заключение

Известно, что аэрозоль более прозрачен в ИК-области спектра, чем в видимой, УФ- и ближней ИК-областях спектра. В этой связи для адекватной интерпретации изменения температуры приземного слоя воздуха необходимо знать $\tau(\lambda)$ в инфракрасной части спектра. На рис. 5 показаны спектральный ход оптической толщи аэрозоля на двух длинах волн и их соотношения. При пылевой мгле соотношение $\tau(0,5)/\tau(1,02)$ падает: чем сильнее пылевая мгла, тем меньше его значение.

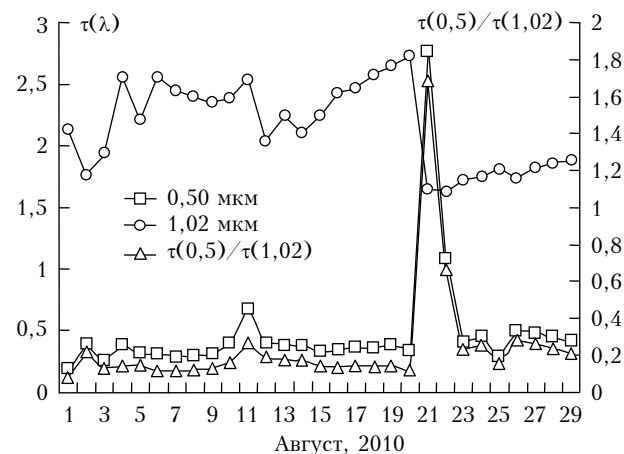


Рис. 5. Спектральный ход оптической толщи аэрозоля на длинах волн $\lambda = 0,5$ и $1,02$ мкм и их отношение

Данные по прозрачности воздуха показывают, что в период пылевой мглы $\tau(0,5)/\tau(1,02) \sim 1,09$, в то время как в ясную погоду оно меняется в пределах $1,097 \leq \tau(0,5)/\tau(1,02) \leq 1,7$. Можно сделать вывод, что падение $\tau(0,5)/\tau(1,02)$ (отношение оптических толщ в видимой и БИК-областях спектра) связано с уменьшением селективности спектрального хода АОТ. Это свидетельствует о появлении в атмосфере большого количества крупных (грубодисперсных) пылевых частиц, которые, в основном, и определяют величину АОТ как в видимом, так и в ближнем ИК-диапазоне спектра.

Пылевой аэрозоль более прозрачен в ИК-области, чем в видимой и УФ-областях. Соотношение $\tau(0,5)/\tau(1,02)$, полученное нами в [11, 22], составляет 2,3–3,2, что указывает на увеличение прозрачности пылевого облака в ИК-области спектра.

Фактически этот слой превращается в своеобразный оптический экран в инфракрасной области прозрачности атмосферы (8–13 мкм) как для поступающего от Солнца светового потока, так и для теплового излучения от поверхности Земли. В результате температура приповерхностного запыленного воздуха ночью оказывается выше, чем температура воздуха в ясную погоду [11, 22].

Следовательно, за счет запыряния конвективно-го и радиационного механизмов теплообмена при образовании сильно запыленного аэрозольного слоя температура приземного слоя атмосферы нелинейным образом зависит от концентрации частиц аэрозоля и их оптических свойств, причем может проявиться как парниковый, так и антипарниковый эффект.

Работа выполнена при поддержке Международного научно-технического центра (проект Т-1688).

1. Зуев В.Н., Тутов Г.А. Оптика атмосферы и климат. Томск: Спектр, 1996. 272 с.
2. Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. М.: Гидрометеиздат, 1986. 160 с.
3. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Физические свойства и химический состав // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15, № 2. С. 123–146.
4. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15, № 4. С. 301–320.
5. Кондратьев К.Я., Тер-Маркрян П.Е. Полный радиационный эксперимент. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 240 с.
6. Кондратьев К.Я., Жвалев В.Ф. Первый глобальный эксперимент ПИГАП «Аэрозоль и климат». Л.: Гидрометеиздат, 1976. 239 с.
7. Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля // Под ред. Г.С. Голицына. СПб.: НПО «Тайфун», 1992. 208 с.
8. Голицын Г.С., Шукуров А.Х. Температурные эффекты пылевого аэрозоля на примере пылевых бурь Таджикистана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 6. С. 1334–1337.
9. Андропова А.В., Белан Б.Д., Джиллетт Д.А., Исаков А.А., Жуков В.М., Жуковский Д.А., Коломиец С.М., Панченко М.В., Свириденков М.А., Смирнов В.В., Соколик И.Н. Микрофизические характеристики пылевого аэрозоля по результатам советско-американского эксперимента (Таджикистан, 1989) // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 1992. Т. 28, № 8. С. 798–804.
10. Исаков А.А., Назаров Б.И., Панченко М.В., Пирогов С.М., Ромашова Е.В., Свириденков М.А., Соколик И.Н., Терпугова С.А., Федорова Е.К., Чистякова Е.И., Шукуров А.Х. Оптические свойства пылевых выносов // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 1992. Т. 28, № 8. С. 805–812.
11. Голицын Г.С., Шукуров А.Х., Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И. Об охлаждении приземного слоя воздуха вследствие пылевого замутнения атмосферы // Советско-американский эксперимент по изучению аэрозоля / Под ред. Г.С. Голицына. СПб.: НПО «Тайфун», 1992. С. 56–63.
12. Шукуров А.Х., Абдуллаев С.Ф., Назаров Б.И., Пирогов С.М. О соотношении оптических толщ пылевого аэрозоля в видимом и ИК-диапазонах спектра // Советско-американский эксперимент по изучению аэрозоля / Под ред. Г.С. Голицына. СПб.: НПО «Тайфун», 1992. С. 70–76.
13. Свириденков М.А., Gillette D.A., Isakov A.A., Sokolik I.N., Smirnov V.V., Belan B.D., Panchenko M.V., Andronova A.V., Kolomiets S.M., Zhukov V.M., Zhukovsky D.A. Size distributions of dust aerosol measured during the Soviet-American experiment in Tajikistan, 1989 // Atmos. Environ. A. 1993. V. 27, N 16. P. 2481–2487.
14. Panchenko M.V., Terpuгова S.A., Bodhaine B.A., Isakov A.A., Sviridenkov M.A., Sokolik I.N., Romashova E.V., Nazarov B.I., Shukurov A.K., Chistyakova E.I., Johnson T.C. Optical investigations of dust plumes during USSR/US experiment in Tajikistan, 1989 // Atmos. Environ. A. 1993. V. 27, N 16. P. 2503–2509.
15. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н. Аэрозольное ослабление оптического излучения в атмосфере аридной зоны // Оптика атмосфер. и океана. 1994. Т. 7, № 10. С. 1318–1329.
16. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н. Суточная изменчивость аэрозольного ослабления оптического излучения в дымках аридной зоны // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9, № 7. С. 945–955.
17. Павлов В.Е., Шестухин А.С. Аэрозольные оптические толщи и яркость неба в ИК-области спектра в аридных зонах земного шара // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18, № 3. С. 252–255.
18. Польшкин В.В., Кабанов Д.М., Панченко М.В., Сакерин С.М., Турчинович С.А., Шмаргунов В.П., Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Филиппова У.Г., Шевченко В.П., Лисицын А.П. Результаты исследований характеристик аэрозоля в акватории Каспийского моря в 29-м рейсе НИС «Рифт» // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 9. С. 831–837.
19. Суковатов К.Ю., Павлов В.Е., Ошлаков В.К. Оценки вариаций аэрозольной оптической толщи по наблюдениям направленных коэффициентов светорассеяния в Юго-Восточном Казахстане // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23, № 4. С. 298–303.
20. Павлов В.Е., Свириденков М.А., Журавлева Т.Б., Ошлаков В.К., Суковатов К.Ю. Аэрозольная индикатриса рассеяния для аридной территории юго-востока Казахстана // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23, № 12. С. 1062–1066.
21. Войцеховская О.К., Голубь И.В., Запругаев А.Ю., Шеффер О.В. Влияние микрофизических параметров аэрозольных частиц в атмосфере на ослабление излучения ИК-диапазона // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2010. Т. 46, № 1. С. 63–68.
22. Назаров Б.И., Маслов В.А., Абдуллаев С.Ф. Оптические и микрофизические параметры аридного аэрозоля // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2010. Т. 46, № 4. С. 505–511.
23. Назаров Б.И., Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А. Исследования температурных эффектов пылевых бурь // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2010. Т. 46, № 4. С. 512–518.
24. Бедарева Т.В., Журавлева Т.Б. Восстановление индикатрисы и альbedo однократного рассеяния аэрозоля по данным радиационных измерений в альмукантарате Солнца: численное моделирование // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 2. С. 128–138.
25. Ивлев Л.С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 5. С. 392–410.
26. Сакерин С.М., Афонин С.В., Энгель М.В., Кабанов Д.М., Польшкин В.В., Турчинович Ю.С., Буккин О.А., Павлов А.Н. Пространственно-временная изменчивость аэрозольной оптической толщи атмосферы в Приморье и прилегающих морях в августе 2010 г. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 9. С. 731–736.
27. Aerosol Robotic Network (AERONET), <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>
28. Dubovik O., King M.D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105, N 16. P. 20673–20696.
29. Dubovik O., Smirnov A., Holben B.N., King M.D., Kaufman Y.J., Eck T.F., Slutsker I. Accuracy assessments of

- aerosol optical properties retrieved from AERONET sun and sky-radiance measurements // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105, N 8. P. 9791–9806.
30. *Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanre D., Slutsker I.* Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59, N 3. P. 590–608.
31. *Müller D., Mattis I., Wandinger U., Ansmann A., Althausen D., Dubovik O., Eckhardt S., Stohl A.* Saharan dust over a Central European EARLINET-AERONET site: Combined observations with Raman lidar and Sun photometer // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108, N 14. P. 4345–4355.
32. *Борен К., Хафмен Д.* Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 664 с.

S.F. Abdullaev, B.I. Nazarov, T.Kh. Salikhov, V.A. Maslov. **Correlations of surface air temperature and optical thickness of arid aerosol according to AERONET data.**

The analysis of optical properties of arid aerosol of dust storm (“Afghan”) on August 23–25, 2010 has been done according to the data of the AERONET automatic system. A correlation of temperature of a ground layer of atmosphere with optical thickness of aerosol of the dust storm is investigated, and it is found out that this dependence passes through a flat maximum and the smoothly decreases (anti-greenhouse effect).