

Сравнительный анализ радиационных характеристик аэрозоля в ситуациях дымов пожаров и обычных условиях

С.М. Сакерин, В.В. Веретенников, Т.Б. Журавлева,
Д.М. Кабанов, И.М. Насртдинов*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 27.01.2010 г.

Обсуждаются особенности радиационных характеристик аэрозоля в ситуациях дымов лесных пожаров и в обычных (фоновых) условиях Сибири. Анализ основан на результатах многолетних измерений аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы в диапазоне спектра 0,37–4 мкм. Для двух типов условий («дым/фон») приводятся статистические характеристики АОТ, параметров Ангстрема, мелко- и грубодисперсных компонентов АОТ, восстановленных параметров микроструктуры аэрозоля и радиационного форсинга аэрозоля. Показано, что в области 0,5 мкм АОТ в условиях дымов увеличивается в среднем в 2,7 раза, мелкодисперсная компонента в 3 раза, а грубодисперсная в 1,5 раза. Приведено обоснование выбора входных параметров для радиационных расчетов, основанного на сочетании многолетних наземных, спутниковых измерений и модельных данных. Показано, что радиационный форсинг аэрозоля на нижней границе атмосферы в фоновых условиях составляет -22 Вт/м^2 , в дымовых ситуациях увеличивается до -50 Вт/м^2 , а при сильных дымах может достигать -140 Вт/м^2 и более.

Ключевые слова: аэрозольная оптическая толщина, дымовой аэрозоль лесных пожаров, фоновые условия, радиационный форсинг аэрозоля, численное моделирование; aerosol optical depth, biomass burning aerosol, background conditions, aerosol radiative forcing, numerical simulation.

Введение

Дымы крупных лесных пожаров оказывают сильное влияние на радиационные характеристики атмосферы и являются важной компонентой оптической погоды в ряде регионов. С одной стороны, пожары можно рассматривать как случайные эпизодические явления, с другой стороны, они являются типичными ситуациями для бореальной климатической зоны в теплый период. В последнее время характеристики дымового аэрозоля стали предметом многих исследований на основе проведения модельных (лабораторных) экспериментов и натурных измерений в приземном слое [1–3 и др.].

Для всей толщи атмосферы (по данным солнечных фотометров) оптические и радиационные свойства аэрозоля в дымовых ситуациях анализировались в работах [4–12 и др.] для Московской области, Канады, Арктического региона, Южной Америки, Южной Африки и т.д. Для условий Сибири этот вопрос рассматривался в ряде наших публикаций: в [13] обсуждались статистические характеристики аэрозольной оптической толщины (АОТ) атмосферы во время дымовых ситуаций,

наблюдавшихся в Томске с 1999 по 2005 г.; в [14] анализировался дисперсный состав аэрозоля, восстановленный по спектральным измерениям АОТ для нескольких крупных лесных и торфяных пожаров в Сибири.

С учетом получения новых результатов в настоящей статье проводится обобщение характеристик АОТ атмосферы в ситуациях дымов пожаров по более полным данным десятилетних наблюдений (1999–2008 гг.). Подчеркнем, что анализируются не отдельные случаи дымов, а статистические данные для многообразия (сильных и слабых) дымовых замутнений атмосферы в сравнении с обычными условиями. Кроме оптических характеристик, приводятся параметры микроструктуры аэрозоля в столбе атмосферы, рассчитанные по измеренным значениям спектральных АОТ: объемные факторы заполнения и средние радиусы для всего ансамбля частиц аэрозоля и двух отдельных фракций – субмикронной и грубодисперсной. Для восстановления параметров микроструктуры аэрозоля использовалась «интегральная» методика обращения оптических данных [15–17].

Кроме того, обсуждаются результаты расчета радиационного форсинга аэрозоля для средних дымовых условий и отдельных ситуаций наиболее сильных замутнений атмосферы. Следует заметить, что одной из основных проблем, возникающих при оценках радиационных эффектов, остается недостаток информации относительно оптических характеристик

* Сергей Михайлович Сакерин (sms@iao.ru); Виктор Васильевич Веретенников (vvy@iao.ru); Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Дмитрий Михайлович Кабанов (dkab@iao.ru); Ильмир Мансурович Насртдинов (wizard@iao.ru).

дымового и фонового аэрозоля (особенно его поглощательной способности в широком диапазоне спектра). Поэтому при задании входных параметров радиационных расчетов, кроме результатов, основанных на реальных измерениях, приходится привлекать сведения из других источников — преимущественно данные, представленные в различных моделях атмосферы и подстилающей поверхности.

1. Характеристики АОТ в ситуациях дымов в сравнении с обычными условиями

Методы солнечной фотометрии атмосферы являются одним из основных инструментов исследования радиационно-активных компонентов атмосферы (аэрозоль, водяной пар и др.). В измерениях АОТ атмосферы в районе Томска используются два типа солнечных фотометров — типа SP [18] и CE 318 (AERONET, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>), которые взаимно дополняют друг друга. Фотометры SP, в сравнении с аналогами, имеют большее число спектральных каналов (не менее 10) и широкий спектральный диапазон ~0,3–4 мкм. Sun-Sky-фотометром CE 318 (0,34–1,02 мкм), кроме прямой солнечной радиации, измеряется яркость безоблачного неба в альмукантарате Солнца и плоскости главного солнечного вертикала, что позволяет дополнительно восстанавливать параметры микроструктуры, индикатрису и альbedo однократного рассеяния аэрозоля Λ [19, 20].

1.1. Анализируемые характеристики

Большинство исследований АОТ выполнены в коротковолновой части спектра ~0,4–1 мкм. При сравнении результатов в разных атмосферных условиях обычно используются сами значения АОТ τ_{λ}^a , а также параметры α и β формулы Ангрстрема:

$$\tau^a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha}, \quad (1)$$

где α — показатель селективности Ангрстрема; β — коэффициент мутности; λ — длина волны.

Наши измерения прозрачности атмосферы в ИК-диапазоне спектра дают возможность дополнительно определять вклад в АОТ двух оптически активных фракций аэрозоля — грубодисперсного и мелкодисперсного (субмикронного). Кратко поясним (подробнее см. [21, 22]), что АОТ в ИК-диапазоне спектра (~1–4 мкм) мало меняется с длиной волны, и в качестве грубодисперсной компоненты АОТ τ^c можно использовать минимальные значения АОТ, измеренных на длинах волн 1,24; 1,55; 2,14 (2,2) и 4 мкм. При отсутствии измерений в ИК-диапазоне τ^c определялась по аппроксимационной формуле. Как показано в [21, 22], величина τ^c мало отличается от параметра β и связана с ним линейной зависимостью вида

$$\tau^c = a + b\beta, \quad (2)$$

где a и b — параметры аппроксимации, рассчитанные на основе статистических данных для заданных атмосферных условий (сезоны, дымы пожаров и др.). То есть τ^c можно оценить, используя параметр β , который определяется по данным измерений АОТ в коротковолновой части спектра [~0,4–1 мкм — см. формулу (1)].

Соответственно мелкодисперсная компонента $\tau^f(\lambda)$ рассчитывается как остаточная от общей аэрозольной толщи для заданной длины волны: например, в области 0,5 мкм $\tau_{0,5}^f = \tau_{0,5}^a - \tau^c$. По аналогии с (1) селективную мелкодисперсную компоненту АОТ можно представить в виде степенной зависимости:

$$\tau^f(\lambda) = m\lambda^{-n}. \quad (3)$$

Параметр n , в отличие от α в формуле Ангрстрема (1), зависит только от микрофизических характеристик мелкодисперсной компоненты, а величина m близка к значению τ^f в области 1 мкм: $m \approx \tau^f(1 \text{ мкм})$.

1.2. Методика выделения дымовых ситуаций

При проведении рутинных автоматизированных измерений не всегда есть возможность идентифицировать ситуации дымов лесных пожаров. Предшествующие исследования [13] показали возможность выделения дымовых ситуаций по самим результатам измерений АОТ атмосферы, а именно по параметрам m и n , характеризующим спектральную зависимость мелкодисперсной компоненты АОТ $\tau^f(\lambda)$. Поясним суть этой методики.

В теплые периоды 1999–2005 гг. контролировались ситуации возникновения дымов пожаров на основе доступных источников информации (визуальные наблюдения, сообщения средств массовой информации и др.). В результате были выделены два подмассива данных, соответствующих ситуациям дымов (108 дней) и обычным или фоновым условиям (570 дней). Сопоставление различных характеристик спектральных АОТ для двух типов условий показало, что ситуации дымов хорошо выделяются по области совместных значений параметров m и n (рис. 1).

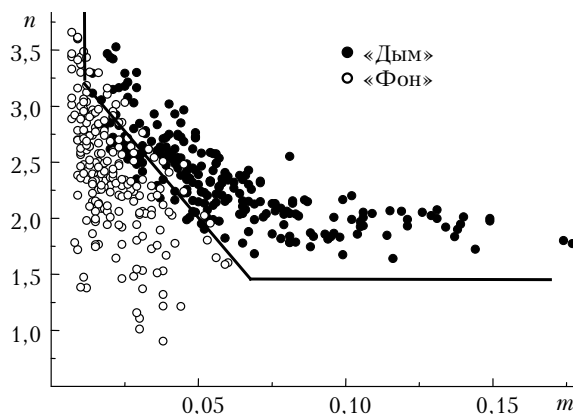


Рис. 1. Области совместных значений параметров m и n в ситуациях дымов лесных пожаров и обычных условиях (жирная линия разграничивает два типа ситуаций)

Это дало основание подобрать граничную кривую, разделяющую дымовые и обычные условия:

$$\begin{cases} n = 3,549 - 30,734m \text{ при } 0,011 < m < 0,07, \\ n = 1,5 \text{ при } m \geq 0,07. \end{cases} \quad (4)$$

Эффективность использования критерия (4) можно характеризовать следующими количественными характеристиками: ~ 83% дымовых ситуаций идентифицируются правильно, а 10–17% данных ошибочно оказываются в соседней области (дымы воспринимаются как обычные условия, и наоборот). Относительно этой неопределенности сделаем пояснение. Во-первых, в данном случае не ставилась задача разработки абсолютного критерия, позволяющего во всей толще атмосферы обнаруживать даже слабые проявления дымового аэрозоля (малое содержание или на больших удалениях от источника). Во-вторых, небольшое число ошибочно выделенных ситуаций с мало различающимися оптическими характеристиками «дым/фон» может внести лишь статистически не значимые искажения анализируемых результатов.

Таким образом, начиная с 2005 г. селекция данных по ситуациям «дым/фон» проводилась на основе критерия (4). Всего для периода 1999–2008 гг. было выделено 772 среднечасовых замера за 168 дней наблюдений в условиях дымов пожаров и 4635 замеров (802 дня) – в обычных (фоновых) условиях.

1.3. Сравнение характеристик АОТ

Типичный пример трансформации спектральной зависимости АОТ атмосферы в период прихода в район наблюдений дымового аэрозоля приведен на рис. 2.

Повышенное замутнение атмосферы в августе 2003 г. наблюдалось около 4 сут с большей динамикой в коротковолновой части спектра. Например, в области 0,37 мкм АОТ возросла в 4,5 раза относительно фоновому уровню. Во время дымов существенно увеличилась и относительная селективность спектральной зависимости АОТ, что является следствием известного факта – преобладания в составе дымового аэрозоля мелких частиц. Средние харак-

теристики аэрозольного замутнения, наблюдавшегося 26.08.03, приведены в нижней части табл. 1.

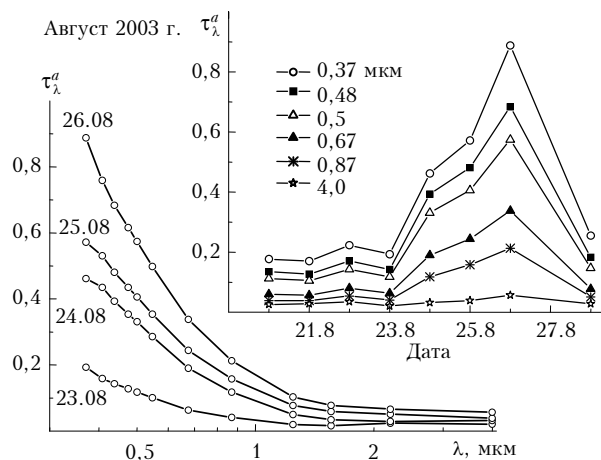


Рис. 2. Трансформация спектрального хода $\tau^a(\lambda)$ при возникновении дымов пожаров

Рассмотрим далее средние характеристики АОТ атмосферы для двух выделенных подмассивов данных – «дым/фон». Из сравнения средних характеристик, приведенных в табл. 1 и на рис. 3, а, видно, что наиболее существенные изменения АОТ при дымах происходят в видимом диапазоне спектра за счет высоких значений мелкодисперсной компоненты $\tau^f(\lambda)$.

Например, в области 0,5 мкм средние и модальные значения АОТ увеличиваются примерно в 2,7 раза, а $\tau^f_{0,5}$ – в 3 раза. Грубодисперсная компонента τ^c в условиях дымов тоже возрастает – в среднем в 1,5 раза (рис. 3, б). Обратим внимание, что селективность спектральной зависимости $\tau^f(\lambda)$ в дымах в сравнении с фоновыми условиями меняется незначительно (см. показатель n в табл. 1). То есть увеличение $\tau^f(\lambda)$ в дымовых ситуациях в большей степени обусловлено ростом концентрации мелких частиц, а не изменением их размеров и показателя преломления.

Естественно, что в конкретные периоды сильных дымов (см. три нижние строки в табл. 1) отличия характеристик аэрозольного замутнения от средних фоновых условий становятся более значительными.

Таблица 1

Средние и модальные (в скобках) значения характеристик АОТ в ситуациях «дым/фон» (в трех нижних строках приведены данные для отдельных ситуаций сильных дымов)

Выборка	$\tau^a_{0,38}$	$\tau^a_{0,5}$	α	β	$\tau^f_{0,5}$	τ^c	n	m
Общий массив	0,263 (0,17)	0,174 (0,11)	1,46	0,063	0,144 (0,09)	0,046 (0,035)	2,37	0,024
«Фон»	0,212 (0,17)	0,141 (0,11)	1,43	0,053	0,110 (0,08)	0,043 (0,033)	2,34	0,017
«Дым»	0,571 (0,47)	0,374 (0,30)	1,68	0,119	0,324 (0,25)	0,069 (0,055)	2,50	0,061
Дым 15.05.03	0,607	0,422	1,63	0,135	0,35	0,072	2,06	0,075
Дым 26.08.03	0,889	0,567	1,71	0,170	0,509	0,058	2,26	0,121
Дым 18.05.04	1,445	1,0	1,54	0,34	0,845	0,156	1,93	0,208

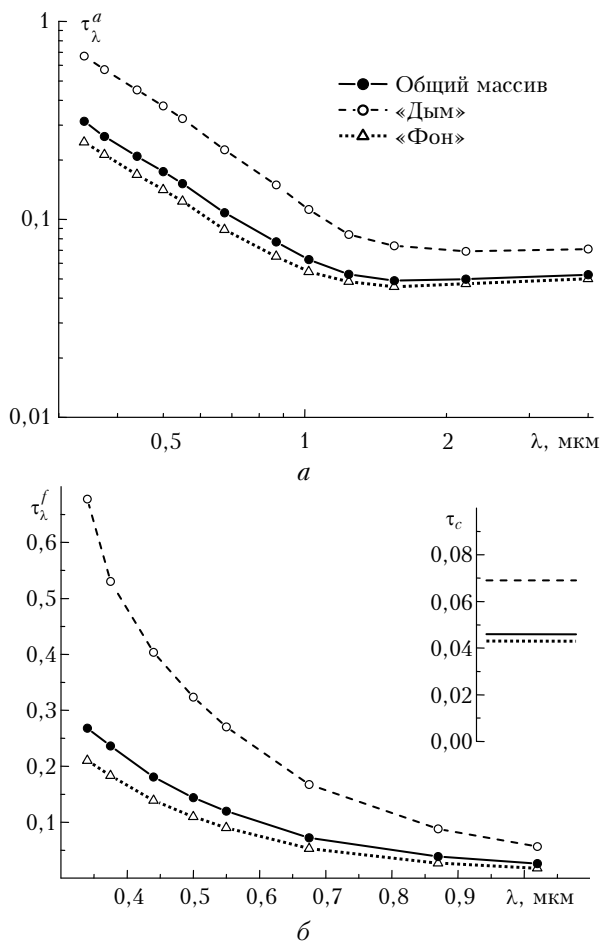


Рис. 3. Средние спектральные зависимости $\tau^a(\lambda)$ (а), $\tau^f(\lambda)$ и τ^c (б) в ситуациях «дым/фон»

1.4. Сравнение параметров микроструктуры

Для дымовых ситуаций кроме оптических характеристик оценено изменение дисперсного состава аэрозоля с использованием алгоритма обращения оптических данных [15–17]. В качестве микроструктурных параметров рассматривались: а) объемный фактор заполнения V ($\text{см}^3/\text{м}^2$), который определяет общий объем аэрозольных частиц в столбе атмосферы, имеющем единичное основание, б) средний радиус частиц $\langle r \rangle = (3/4)V/S$ (мкм), где S – суммарное геометрическое сечение частиц. Параметры микроструктуры рассчитывались для тех же подмассивов данных («дым», «фон» и общий), а затем определялись их средние значения и среднеквадратические отклонения (СКО). В табл. 2

приведены объемный фактор заполнения и средний радиус для всего ансамбля частиц аэрозоля, а также объемные факторы и средние радиусы для двух основных фракций – субмикронной ($V_1, \langle r_1 \rangle$) и грубодисперсной ($V_2, \langle r_2 \rangle$).

Из полученных данных видно, что в условиях дымов существенно увеличиваются объемные факторы заполнения – для субмикронного аэрозоля в 3 раза, для грубодисперсного в 1,6 раза. При этом средние радиусы двух фракций частиц в ситуациях «дым/фон» меняются незначительно: $\langle r_1 \rangle$ в дымах уменьшается на 10%, а $\langle r_2 \rangle$ – на 3%. Уменьшение среднего радиуса $\langle r \rangle$ для полного ансамбля частиц в дымовых ситуациях обусловлено, главным образом, изменением соотношения между объемным содержанием двух указанных фракций.

Таким образом, количественные отличия большинства рассмотренных характеристик аэрозольной толщи в ситуациях дымов и обычных условиях очевидны. В то же время, если сопоставить средние характеристики АОТ в обычных условиях и для общего массива данных (т.е. включая дымы), то различия оказываются невелики, хотя и статистически значимы (см. рис. 3, а). Это обусловлено сравнительно небольшим числом дымовых ситуаций – по относительной величине они составляют около 14% случаев.

2. Изменение радиационных характеристик в условиях дымов пожаров

Для количественной оценки радиационных эффектов в настоящее время наиболее часто используются коротковолновая составляющая прямого радиационного форсинга аэрозоля Φ и эффективный радиационный форсинг аэрозоля Φ^e , т.е. форсинг, нормированный на АОТ. Радиационный форсинг аэрозоля рассчитывается как разность между притоками солнечного излучения с учетом и без учета аэрозоля на уровне подстилающей поверхности Φ_s , верхней границе атмосферы Φ_t и в пределах всего столба атмосферы $\Phi_{atm} = \Phi_t - \Phi_s$. Для получения достоверных оценок Φ и Φ^e необходимо располагать алгоритмом расчета широкополосных потоков излучения и надежной информацией о характеристиках атмосферы и подстилающей поверхности – АОТ, Λ и индикатрисе рассеяния излучения аэрозольными частицами или ее среднего косинуса (фактора асимметрии) $\langle \mu \rangle$, альбедо подстилающей поверхности, влагосодержании W и т.д.

Таблица 2

Средние (\pm СКО) значения параметров микроструктуры аэрозоля в ситуациях «дым/фон»						
Выборка	V	V_1	V_2	$\langle r \rangle$, мкм	$\langle r_1 \rangle$, мкм	$\langle r_2 \rangle$, мкм
Общий массив	$0,059 \pm 0,042$	$0,018 \pm 0,014$	$0,041 \pm 0,034$	$0,58 \pm 0,29$	$0,20 \pm 0,03$	$1,98 \pm 0,40$
«Фон»	$0,052 \pm 0,034$	$0,014 \pm 0,007$	$0,038 \pm 0,032$	$0,61 \pm 0,30$	$0,20 \pm 0,03$	$1,99 \pm 0,40$
«Дым»	$0,102 \pm 0,058$	$0,041 \pm 0,020$	$0,061 \pm 0,043$	$0,40 \pm 0,13$	$0,18 \pm 0,01$	$1,93 \pm 0,41$

2.1. Метод расчета и выбор входных параметров

Для расчета интегральных по спектру потоков восходящей $F^\uparrow(z)$ и нисходящей $F^\downarrow(z)$ радиации на различных атмосферных уровнях z нами была разработана методика расчета, подробно описанная в [23]. Согласно предлагаемому подходу диапазон 0,2–5,0 мкм разбивается на $N_{\text{int}} = 30$ полос, и потоки $F^{\uparrow(\downarrow)}(z)$ рассчитываются на основе соотношения

$$F^{\uparrow(\downarrow)}(z) = \sum_{i=1}^{N_{\text{int}}} F_i^{\uparrow(\downarrow)}(z).$$

Предполагается, что в пределах каждого i -го подынтервала оптические характеристики аэрозоля, молекулярного рассеяния и альbedo поверхности являются постоянными. Для учета поглощения атмосферными газами функция пропускания $T_{\Delta\lambda}$ представляется в виде конечного ряда экспонент; коэффициенты молекулярного поглощения рассчитываются на основе современных версий базы данных спектроскопической информации HITRAN и модели континуума MT_CKD [24, 25]. Сравнение с эталонными полинейными расчетами в молекулярно-аэрозольной и рэлеевской атмосферах показало, что погрешность расчета потоков зависит от числа экспонент (5–10) в представлении $T_{\Delta\lambda}$ и даже при использовании различных версий базы данных HITRAN не превышает, как правило, 3–5 Вт/м².

В данном подразделе представлены оценки радиационного форсинга дымового аэрозоля и выполнено его сравнение с типичными для нашего региона фоновыми ситуациями. Необходимые наборы входных параметров для радиационных расчетов сформированы на основе экспериментальных данных (см. п. 1.3) с привлечением современных моделей аэрозоля и подстилающей поверхности.

АОТ и влагосодержание атмосферы. Для задания спектральной зависимости оптической толщи дымового и фонового аэрозоля использовались данные многолетних измерений АОТ в интервале 0,37–4,0 мкм в районе г. Томска (см. табл. 1). Среди газовых компонентов атмосферы наибольшее влияние на приходящую радиацию оказывает водяной пар. При учете поглощения H₂O за основу была взята интегральная величина – общее влагосодержание атмосферы W , полученное по результатам измерений фотометров в полосе поглощения водяным паром 0,94 мкм [26], а тип профилей влажности задавался по многолетним данным ближайшей аэрологической станции (г. Новосибирск). Поскольку значимых отличий влагосодержания в дымовых и обычных ситуациях не наблюдалось, то в расчетах использовалось среднее значение W для Томска в летний сезон 1,9 г/см². Учет поглощения других атмосферных газов проводился так же, как в [23].

Индикатриса и альbedo однократного рассеяния аэрозоля. Для задания характеристик рас-

сеяния дымового аэрозоля использовались значения Λ и среднего косинуса $\langle\mu\rangle$ индикатрисы рассеяния, восстановленные для 4 длин волн (0,44; 0,67; 0,87; 1,02 мкм) по данным AERONET наблюдений в весенне-летние периоды 2002–2008 гг. Отметим, что количество указанных данных, представленных на сайте AERONET для г. Томска (уровень Level 2), как и для других районов Сибири, крайне ограничено – всего 94 значения с наибольшим числом данных в мае–июле. Кроме того, методика решения обратной задачи [19, 20] позволяет восстанавливать Λ лишь в условиях замутненной атмосферы ($\tau_{0,44}^a > 0,4$). Естественно было предположить, что приведенные на сайте AERONET значения альbedo однократного рассеяния соответствуют, в основном, дымовому аэрозолю. Проверка сроков определения Λ и наблюдений дымов (см. методику в п. 1.2) подтвердила, что эти данные в подавляющем большинстве случаев действительно получены в условиях задымленной атмосферы.

Средние значения и диапазон изменчивости Λ и $\langle\mu\rangle$ в условиях дымов обобщены в табл. 3. Обратим внимание, что величина Λ меняется в достаточно широких пределах (см. минимальные/максимальные). Дело в том, что дымовые ситуации могли соответствовать не только лесным пожарам, но и горению торфяников, весенним палам прошлогодней растительности и т.д. Многообразие источников дымов, по-видимому, и явилось причиной большого диапазона значений Λ .

Большие значения Λ в некоторых ситуациях дымов в районе Томска близки к данным во время интенсивных лесных и торфяных пожаров в Подмосковье летом 2002 г. [5, 6] – $\Lambda(0,55 \text{ мкм}) = 0,93 \pm 0,98$. Средние величины Λ и ее спектральная зависимость находятся в хорошем согласии с результатами для бореальной зоны США и Канады [27]. В то же время средние альbedo однократного рассеяния дымового аэрозоля по AERONET наблюдениям оказались ниже значений, восстановленных локальными методами нефелометрии и аэталометрии – $\Lambda > 0,95$ (см., например, [28]). Различия и достоверность оценок Λ , полученных разными методами, требуют отдельного исследования. Но в данном случае в расчетах радиационного форсинга аэрозоля использовались значения Λ для всей толщи атмосферы, как это делалось авторами [7–12] для других регионов.

Как отмечалось выше, из-за специфики методики решения обратной задачи [19, 20] на сегодняшний день фактически отсутствуют данные натурных измерений Λ и $\langle\mu\rangle$ для фонового аэрозоля в Сибирском регионе [23, 31]. В связи с этим расчеты радиационных характеристик выполнены на основе моделей континентального аэрозоля WCP (cont-I [29]) и OPAC (continental clean, continental average и continental polluted [30]). В табл. 3 приведены значения Λ и $\langle\mu\rangle$ для этих моделей в тех же спектральных интервалах, что и для дымового аэрозоля.

Таблица 3

Значения альbedo однократного рассеяния аэрозоля и среднего косинуса по данным AERONET наблюдений в Томске (в условиях пожаров) и в моделях континентального аэрозоля WCP [29], OPAC [30] при влажности 80%

Вид моделей и эмпирических данных	λ , мкм			
	0,44	0,67	0,87	1,02
	Λ			
Дымы (AERONET):				
средние значения	$0,917 \pm 0,039$	$0,905 \pm 0,046$	$0,886 \pm 0,057$	$0,879 \pm 0,062$
минимум	0,80	0,79	0,77	0,76
максимум	0,995	0,994	0,993	0,992
Фоновые модели:				
OPAC { clean	0,98	0,965	0,94	0,93
average	0,93	0,92	0,89	0,87
polut	0,9	0,88	0,86	0,836
WCP	0,9	0,88	0,84	0,81
	$\langle \mu \rangle$			
Дымы (AERONET)				
средние значения	$0,675 \pm 0,032$	$0,589 \pm 0,04$	$0,556 \pm 0,042$	$0,553 \pm 0,045$
Фоновые модели:				
OPAC { clean	0,72	0,69	0,67	0,65
average	0,72	0,69	0,67	0,65
polut	0,71	0,68	0,66	0,64
WCP	0,64	0,63	0,63	0,63

Относительно обоснованности использования модельных данных отметим следующее. В [32] представлено сопоставление результатов численного моделирования потоков прямой и суммарной радиации с использованием моделей континентального аэрозоля WCP, OPAC и измерений, выполненных летом 2007 г. на полигоне «Фоновый» ИОА СО РАН с помощью пиргелиометра MS-53 и пиранометра MS-802 (0,305–2,8 мкм). Рассчитанные потоки суммарной радиации отличались от измеренных максимум на 20 Вт/м², что составило ~3% и было сравнимо с погрешностью измерений. (Аналогичные расхождения между модельными и измеренными потоками были получены также в работе [6].) Это дает основание считать, что в задачах, основанных на расчетах потоков суммарной радиации, использование моделей WCP и OPAC – как первого приближения для описания фоновых ситуаций – можно считать допустимым.

Подчеркнем, что совместное рассмотрение этих моделей обеспечивает широкий диапазон изменения Λ и $\langle \mu \rangle$, который может наблюдаться в реальных ситуациях. Отметим также, что показатель Ангстрема для фоновых ситуаций по данным многолетних наблюдений в Томске $\alpha = 1,43$ (см. табл. 1) хорошо согласуется с моделью континентального аэрозоля OPAC ($\alpha = 1,42 \div 1,45$) и отличается от модели WCP ($\alpha = 1,2$). В то же время ни одна из этих моделей не может быть использована для описания дымовых ситуаций ввиду существенных отличий показателя Ангстрема (см. табл. 1) и невозможности одновременно передать спектральную изменчивость Λ и $\langle \mu \rangle$ (см. табл. 3). Значительные ошибки при оценках радиационного форсинга аэрозоля в задымленной атмосфере, полученных при использовании модели cont-I WCP, были отмечены также в [5].

При расчете радиационных потоков в фоновых условиях использовались значения Λ и индикатрисы рассеяния аэрозоля с учетом их спектральной зависимости и вертикальной стратификации. При моделировании потоков в дымовых ситуациях полагалось, что в спектральных интервалах $\lambda \leq 0,44$ и $\lambda \geq 1,04$ мкм Λ и $\langle \mu \rangle$ постоянны и равны соответствующим значениям при $\lambda = 0,44$ и 1,02 мкм. В качестве индикатрис рассеяния аэрозоля использовалась модельная индикатриса Хенби–Гринштейна с определенными выше значениями $\langle \mu \rangle$. При задании вертикального профиля оптических характеристик предполагалось, что их основная изменчивость имеет место в слое 0–2 км, а при $z > 2$ км использовалась оптическая модель OPAC.

Альbedo подстилающей поверхности. Величина альbedo подстилающей поверхности A_S является одним из определяющих факторов, который оказывает влияние на радиационные эффекты аэрозоля, особенно на верхней границе атмосферы (см., например, [33]). В данной работе – в отличие от [23] – для задания альbedo в диапазоне 0,4–2,2 мкм использовалась комбинация спектральных значений A_S , восстановленных на основе измерений спутникового сканера MODIS [34] для района г. Томска, и данных спектральной модели [35] – вне этого спектрального интервала.

Модельные значения альbedo поверхностей типа «смешанный лес» в диапазоне 0,87–2,2 мкм [35] оказались примерно в 2 раза выше спутниковых данных для нашего региона (средние за лето 2008 г.). Из данных табл. 4 следует, что такое отличие A_S слабо влияет на потоки нисходящей радиации: F^{\downarrow} меняется в пределах 3 Вт/м² – менее 1%.

Более существенно отличие мгновенных значений Φ_s и Φ_s^e – примерно на 10% при зенитном угле

Таблица 4

Радиационные характеристики на верхнем и нижнем уровнях атмосферы в средних условиях «дым/фон», рассчитанные для двух моделей альbedo подстилающей поверхности ($\xi_0 = 60^\circ$)

Радиационная характеристика, Вт/м ²	F^\downarrow	F^\uparrow	Φ_s	Φ_t	Φ_s^e	Φ_t^e
	Пожары					
Модель [34]	438,9	168,3	-50,8	-18,2	-154,4	-55,3
Комбинация данных MODIS и [34]	435,9	132,5	-56,3	-25,0	-171,1	-76,0
	Фон: OPAC average					
Модель [34]	475,5	156,1	-19,9	-6,0	-155,5	-46,9
Комбинация данных MODIS и [34]	473,5	116,6	-22,3	-9,1	-174,2	-71,1

Солнца $\xi_0 = 60^\circ$. В то же время использование спутниковых данных влечет за собой уменьшение потоков восходящей радиации F^\uparrow на несколько десятков Вт/м² (~25% при дымах и ~35% — в фоновых условиях), а выхолаживающий эффект аэрозоля возрастает примерно на 30 и 50% в задымленной и чистой атмосфере соответственно. Подчеркнем, что такие большие отличия являются результатом относительно малых значений Φ_t в сравнении с Φ_s .

2.2. Сравнение потоков нисходящей и восходящей радиации в дымовых и фоновых условиях

На рис. 4 приведены потоки нисходящей (диффузной F_s^\downarrow и суммарной F^\downarrow) и восходящей радиации для средних характеристик дымов, ситуации сильного задымления 18.05.2004 г. и фоновых условий (модель OPAC average, см. табл. 3).

Переход от фонового состояния атмосферы к сильному задымлению сопровождается увеличением АОТ, следствием чего являются возрастание потоков восходящей радиации на верхней границе атмосферы ($F_{\text{фон}}^\uparrow < F_{\text{дым}}^\uparrow < F_{18.05.2004}^\uparrow$) и соответственно уменьшение потоков суммарной радиации на уровне подстилающей поверхности ($F_{\text{фон}}^\downarrow > F_{\text{дым}}^\downarrow > F_{18.05.2004}^\downarrow$).

При этом потоки диффузной радиации F_s^\downarrow возрастают, преимущественно за счет увеличения АОТ.

Отметим, что широкий диапазон изменения Λ и $\langle \mu \rangle$ (при фиксированной АОТ), используемый для описания фоновых условий, приводит к существенно меньшим изменениям потоков излучения, нежели *возрастание* АОТ, характеризующее дымовые ситуации, и не превышает в основном 5–7 Вт/м². В частности, нисходящий суммарный поток в фоновых условиях оценивается как $F^\downarrow = (473,2 \pm 6)$ Вт/м², тогда как в средних дымовых ситуациях $F^\downarrow = 435$ Вт/м², а при сильном задымлении 18.05.2004 г. — $F^\downarrow = 352$ Вт/м² (рис. 4). (В [36] показано, что отличия мгновенных потоков суммарной радиации и радиационного форсинга аэрозоля, обусловленные использованием различных моделей микроструктуры аэрозоля, основанных на данных экспериментов, не превышают 10 Вт/м².)

2.3. Оценки радиационного форсинга аэрозоля

Как уже отмечалось во введении, оценки радиационного форсинга дымового аэрозоля получены для различных регионов земного шара. Учитывая общность подходов, которые используются различными авторами при оценке радиационных эффектов, отличие результатов обусловлено в значительной степени широким диапазоном оптических характеристик дымов (лесные и торфяные пожары; расстояние до места пожара, стадии пожара — открытый огонь или тление и т.д.).

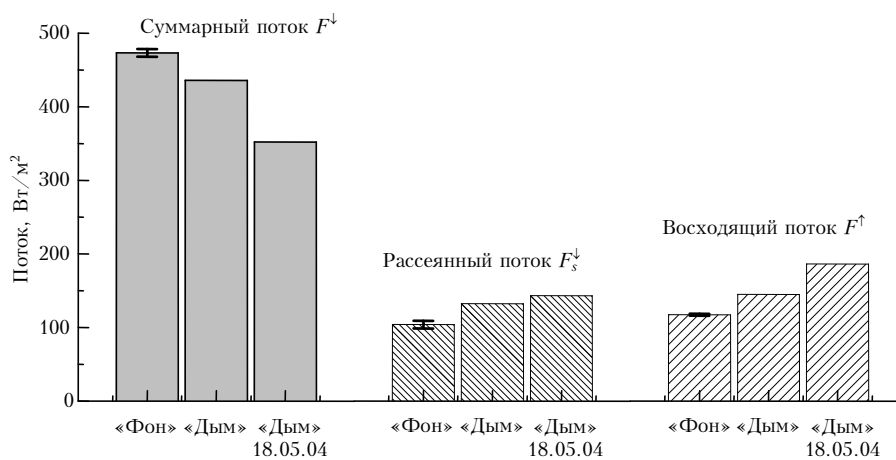


Рис. 4. Потоки излучения на двух уровнях атмосферы (F^\downarrow , F_s^\downarrow , F^\uparrow) для средних характеристик аэрозоля в ситуациях «дым/фон», а также в случае сильного дымового замутнения ($\xi_0 = 60^\circ$; «рисками» обозначен диапазон изменения потоков при использовании в расчетах различных моделей фонового аэрозоля)

Результаты моделирования мгновенных (при зенитных углах Солнца $\xi_0 = 45\div 75^\circ$) значений $\Phi_{s(t)}$ и $\Phi_{s(t)}^e$ для *средних* характеристик дымов и фоновых условий (модель ОРАС, continental average) представлены на рис. 5.

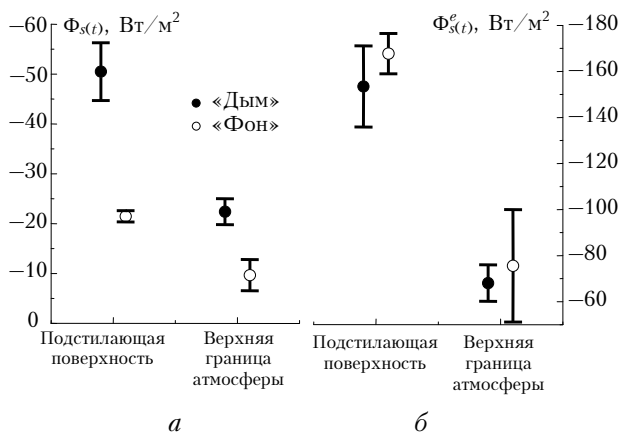


Рис. 5. Диапазон изменения $\Phi_{s(t)}$ (а) и $\Phi_{s(t)}^e$ (б) для средних дымовых и фоновых условий (ОРАС average) при зенитных углах Солнца $45^\circ \leq \xi_0 \leq 75^\circ$

Расчеты показывают, что абсолютное значение $\Phi_{s(t)}$ дымового аэрозоля в сравнении с фоновым возрастает примерно в 2,5–3 раза: от $-20\text{...}-25$ до $-45\text{...}-55$ Вт/м² на уровне подстилающей поверхности и от $-8\text{...}-12$ до $-20\text{...}-25$ Вт/м² на верхней границе атмосферы. Важно, что $|\Phi_{s(t),\text{фон}}| < |\Phi_{s(t),\text{дым}}|$ даже с учетом неопределенности оптических характеристик фоновых аэрозоля ($\pm 5\text{--}7$ Вт/м² в зависимости от используемой модели). Увеличение выхолаживающего эффекта дымового аэрозоля на границах атмосферы сопровождается нагреванием в столбе атмосферы: например, при $\xi_0 = 60^\circ$ форсинг аэрозоля Φ_{atm} возрастает от 15 до 35 Вт/м².

Что касается величины эффективного радиационного форсинга, то в *средних* дымовых и фоновых условиях диапазоны изменчивости $\Phi_{\text{фон/дым}}^e$ перекрываются (рис. 5, б): на уровне подстилающей поверхности Φ^e изменяются в пределах $-180 \leq \Phi_{s,\text{фон}}^e \leq -160$ Вт/м² и $-170 \leq \Phi_{s,\text{дым}}^e \leq -135$ Вт/м², а на верхней границе $-100 \leq \Phi_{t,\text{фон}}^e \leq -50$ Вт/м² и $-75 \leq \Phi_{t,\text{дым}}^e \leq -60$ Вт/м² соответственно. Неопределенность $\Phi_{\text{фон}}^e$, обусловленная заданием Λ и $\langle \mu \rangle$ для фоновых условий, достаточно велика и в зависимости от ξ_0 составляет $-40\text{...}-20$ Вт/м² (15–40%) на нижней и около -10 Вт/м² (10–20%) на верхней границах атмосферы соответственно.

Очевидно, что оптические характеристики в конкретных ситуациях сильных дымов могут существенно отличаться от приведенных выше средних значений. На рис. 6 в качестве примера пред-

ставлен дневной ход $\Phi_{s(t)}$ и $\Phi_{s(t)}^e$ в условиях сильного замутнения 18.05.2004.

В данном случае радиационный форсинг аэрозоля на уровне подстилающей поверхности в середине дня составил -140 Вт/м², что существенно больше, чем при средних дымах, — примерно -50 Вт/м². Соответствующие значения $\Phi_{s(t)}$ составляют примерно -40 Вт/м² в ситуации 18.05.2004 и -25 Вт/м² при средних оптических характеристиках дымов.

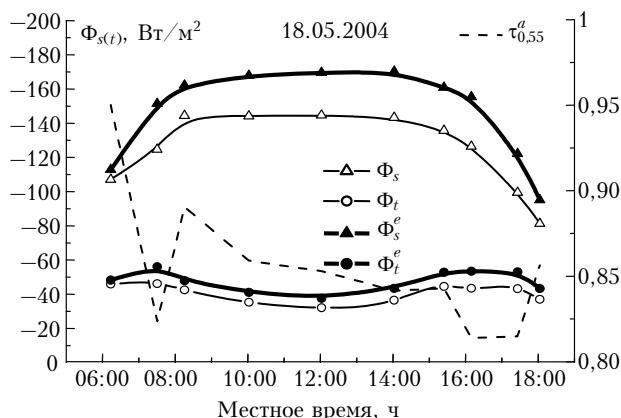


Рис. 6. Дневная изменчивость $\Phi_{s(t)}$, $\Phi_{s(t)}^e$ и АОТ в ситуации дымового замутнения атмосферы

Приведенный пример позволяет также оценить влияние на радиационный форсинг зенитного угла Солнца. Поскольку оптические характеристики в течение дня оставались относительно стабильными ($\tau_{0,55}^a = 0,88 \pm 0,07$, $\Lambda(0,55) = 0,898 \pm 0,007$, $\langle \mu \rangle(0,55) = 0,62 \pm 0,01$), то большое изменение $\Phi_{s(t)}$ (от -140 до -80 Вт/м²) было обусловлено зависимостью именно от ξ_0 . С влиянием зенитного угла Солнца связано и значительное изменение *эффективного* радиационного форсинга — от -170 до -100 Вт/м². На верхней границе атмосферы диапазон изменчивости $\Phi_{s(t)}$ и $\Phi_{s(t)}^e$ несколько меньше (рис. 6). Полученные оценки радиационного форсинга в конкретных дымовых ситуациях — при близких значениях оптических характеристик атмосферы и значений альбедо A_S — согласуются с данными других авторов (см., например, [5, 6]).

Заключение

На основе многолетних наблюдений прозрачности атмосферы в районе Томска рассмотрены особенности оптических и микроструктурных характеристик аэрозоля атмосферной толщи во время дымов лесных пожаров в сравнении с обычными условиями.

В отличие от ранее проведенных исследований, проанализированы характеристики не для отдельных ситуаций (как правило, сильных дымов), а статистические данные для многообразия дымовых

замутнений. Для идентификации дымов пожаров предложена методика, основанная на использовании результатов измерений спектральных характеристик АОТ атмосферных.

Из сравнительного анализа полученных результатов следует, что аэрозольное замутнение в условиях дымов в основном обусловлено высоким содержанием мелкодисперсного аэрозоля, а характеристики АОТ имеют отличия по сравнению с фоновыми условиями:

– АОТ (0,5 мкм) в среднем увеличивается в ~ 2,7 раза, мелкодисперсный компонент – в 3 раза, а грубодисперсный – в 1,5 раза;

– объемные факторы заполнения в среднем увеличиваются для субмикронного аэрозоля в 3 раза, для грубодисперсного в 1,6 раза;

– показатель селективности мелкодисперсного компонента АОТ и средние радиусы частиц двух фракций аэрозоля меняются незначительно;

– в конкретных ситуациях сильных дымов АОТ может превышать фоновые значения в 4 раза и более.

Несмотря на перечисленные отличия, сравнение средних характеристик в фоновых условиях (без дымов пожаров) и для общего массива данных (с дымами) показало, что в масштабах всего теплого периода влияние дымов сказывается незначительно из-за относительно малого числа лесных пожаров.

На основе комбинированного подхода в задании входных параметров проведены расчеты радиационного форсинга аэрозоля в условиях фоновой и задымленной атмосферы. Показано, что при средних характеристиках дымового аэрозоля его выхолаживающее воздействие на границах атмосферы увеличивается по сравнению с фоновым в 2–3 раза: на уровне подстилающей поверхности – от $-20 \div -25$ Вт/м² до $-45 \div -55$ Вт/м², на верхней границе – от $-8 \div -12$ Вт/м² до $-20 \div -25$ Вт/м²; нагревание столба атмосферы возрастает от 8–15 до 25–45 Вт/м² (в зависимости от зенитного угла Солнца).

Значение эффективного радиационного форсинга аэрозоля в ситуациях «дым/фон» меняется в следующих пределах: от $-180 \leq \Phi_{s,фон}^e \leq -160$ Вт/м² до $-170 \leq \Phi_{s,дым}^e \leq -135$ Вт/м² на уровне подстилающей поверхности; от $-100 \leq \Phi_{t,фон}^e \leq -50$ Вт/м² до $-75 \leq \Phi_{s,дым}^e \leq -60$ Вт/м² – на верхней границе.

В конкретных ситуациях сильных дымов характеристики радиационного воздействия аэрозоля увеличиваются в несколько раз (в отличие от средних дымов). Учитывая существующие на сегодняшний день неопределенности задания Λ и $\langle \mu \rangle$ для условий фоновых и дымовых замутнений, необходимо продолжить исследования для получения более надежных оценок радиационного форсинга аэрозоля.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 75, гранта РФФИ № 09-05-00961а и Роснауки (Госконтракт № 02.740.11.0674).

1. Козлов В.С., Панченко М.В., Польшкин В.В., Пхалогов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н., Яушева Е.П. Исследование особенностей динамики оптических и микрофизических характеристик аэрозоля в дымовой мгле // Оптика атмосфер. и океана. 1999. Т. 12. № 5. С. 406–410.
2. Самсонов Ю.Н., Попова С.А., Беленко О.А., Чанкина О.В. Химический состав и дисперсные характеристики дымовой аэрозольной эмиссии от пожаров в бореальных лесах Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21. № 6. С. 523–531.
3. Рахимов Р.Ф., Козлов В.С., Макиенко Э.В. Некоторые особенности формирования дисперсной структуры дымовых аэрозолей при термическом разложении хвойной древесины. 1. Вариации массы сжигаемых образцов // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21. № 3. С. 218–222.
4. Абакумова Г.М., Горбаренко Е.В., Незваль Е.И., Шиловцева О.А. Влияние дымной мглы на прозрачность атмосферы, солнечную радиацию и естественную освещенность в Москве в 2002 г. // Метеорол. и гидрол. 2005. № 4. С. 18–29.
5. Тарасова Т.А., Горчакова И.А., Свириденков М.А., Аникин П.П., Ромашова Е.В. Оценка радиационного форсинга дымового аэрозоля по данным радиационных измерений на Звенигородской научной станции ИФА РАН летом 2002 года // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2004. Т. 40. № 4. С. 514–524.
6. Горчакова И.А., Мохов И.И., Рублев А.Н. Влияние аэрозоля на радиационный режим безоблачной атмосферы по данным звенигородских аэрозольно-облачно-радиационных экспериментов // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 496–510.
7. Holben B.N., Tanre D., Smirnov A., Eck T.F., Slutsker I., Abuhassan N., Newcomb W.W., Schafer J.S., Chatenet B., Lavenu F., Kaufman Y.J., J. Vande Castle, Jr., Setzer A., Markham B., Clark D., Frouin R., Halthore R., Karneli A., O'Neill N.T., Pietras C., Pinker R.T., Voss K., Zibordi G. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 11. P. 12,067–12,097.
8. Eck T.F., Holben B.N., Ward D.E., Dubovik O., Reid J.S., Smirnov A., Mikelabai M.M., Hsu N.C., O'Neill N.T., Slutsker I. Characterization of the optical properties of biomass burning aerosols in Zambia during the 1997 ZIBBEE field campaign // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 4. P. 3425–3448.
9. Stone R.S., Anderson G.P., Shettle E.P., Andrews E., Loukachine K., Dutton E.G., Schaaf C., Roman III M.O., Radiative impact of boreal smoke in the Arctic: Observed and modeled // J. Geophys. Res. 113, D14S16, doi:10.1029/2007JD009657.
10. Li X., Christopher S.A., Chou J., Welch R. Estimation of Shortwave Direct Radiative Forcing of Biomass-Burning Aerosols Using New Angular Models // J. Appl. Meteorol. 2000. V. 39. N 12. P. 2278–2291.
11. Abell V., Highwood E.J., Haywood J.M., Stringer M.A. The direct radiative effect of biomass burning aerosols

- over southern Africa // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. V. 5. P. 1999–2018.
12. *Christopher S.A., Zhang J.* Daytime Variation of Shortwave Direct Radiative Forcing of Biomass Burning Aerosols from GOES-8 Imager // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59. N 3. P. 681–691.
 13. *Kabanov D.M., Sakerin S.M.* Variations of the characteristics of the aerosol optical depth under conditions of forest fires // *Proc. SPIE: Thirteenth Joint Int. Sympos. on «Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics.»* 2006. V. 6522. P. 65221J-1–65221J-6.
 14. *Макиенко Э.В., Кabanov Д.М., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М.* Изменения микроструктуры аэрозоля под воздействием дымов по результатам обращения данных спектральных оптических измерений // *Оптика атмосфер. и океана.* 2007. Т. 20. № 4. С. 321–327.
 15. *Кabanov Д.М., Веретенников В.В., Воронина Ю.В., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С.* Информационная система для сетевых солнечных фотометров // *Оптика атмосфер. и океана.* 2009. Т. 22. № 1. С. 61–67.
 16. *Веретенников В.В.* Обратные задачи солнечной фотометрии для интегральных аэрозольных распределений. I. Теория и численный эксперимент в субмикронной области размеров частиц // *Оптика атмосфер. и океана.* 2006. Т. 19. № 4. С. 294–300.
 17. *Веретенников В.В.* Обратные задачи солнечной фотометрии для интегральных аэрозольных распределений. II. Разделение на субмикронную и грубодисперсную фракции // *Оптика атмосфер. и океана.* 2006. Т. 19. № 4. С. 301–307.
 18. *Кabanov Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А.* Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // *Оптика атмосфер. и океана.* 2001. Т. 14. № 12. С. 1162–1169.
 19. *Dubovik O.T., King M.* A flexible inversion algorithm for retrieval aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105. N 16. P. 20673–20696.
 20. *Dubovik O., Smirnov A., Holben B., King M., Kaufman Y., Eck T., Slutsker I.* Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105. N 8. P. 9791–9806.
 21. *Сакерин С.М., Кabanov Д.М.* Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 0,34–4 мкм // *Оптика атмосфер. и океана.* 2007. Т. 20. № 2. С. 156–164.
 22. *Сакерин С.М., Кabanov Д.М.* О взаимосвязях параметров формулы Ангрестра и аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 1–4 мкм // *Оптика атмосфер. и океана.* 2007. Т. 20. № 3. С. 222–228.
 23. *Журавлева Т.Б., Кabanov Д.М., Сакерин С.М., Фирсов К.М.* Моделирование прямого радиационного форсинга аэрозоля для типичных летних условий Сибири. Часть 1: Метод расчета и выбор входных параметров // *Оптика атмосфер. и океана.* 2009. Т. 22. № 2. С. 163–172.
 24. *Tvorogov S.D., Zhuravleva T.B., Rodimova O.B., Firsov K.M.* Theory of series of exponents and its application for analysis of radiation processes // *A.P. Cracknell, V.F. Kravivin, and C.A. Varotsos (eds). // Problems of Global Climatology and Ecodynamics: Anthropogenic Effects on the State of Planet Earth.* Springer/Praxis, Chichester, UK, 2008. Chapter 9. P. 211–240.
 25. *Chesnokova T.Yu., Voronin B.A., Bykov A.D., Zhuravleva T.B., Kozodoev A.V., Lugovskoy A.A., Tennyson J.* Calculation of solar radiation atmospheric absorption with different H₂O spectral line data banks // *J. Mol. Spectrosc.* 2009. V. 256. N 1. P. 41–44.
 26. *Кabanov Д.М., Сакерин С.М.* Результаты исследования общего влагосодержания атмосферы методом оптической гигрометрии. Часть II. Характеристики изменчивости влагосодержания // *Оптика атмосфер. и океана.* 1996. Т. 9. N 5. С. 656–663.
 27. *Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А.* Исследование состава задымленной атмосферы Москвы во время пожаров торфяников летом–осенью 2002 г. // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2004. Т. 40. № 3. С. 370–384.
 28. *Козлов В.С., Панченко М.В., Яушева Е.П.* Относительное содержание сажи в субмикронном аэрозоле как индикатор влияния дымов удаленных лесных пожаров // *Оптика атмосфер. и океана.* 2006. Т. 19. № 6. С. 484–491.
 29. *A preliminary cloudless standart atmosphere for radiation computation.* World Climate Research Programme. WCP-112, WMO/TD N 24. 1986. 60 p.
 30. *Hess M., Koepke P., Schult I.* Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79. N 5. P. 831–844.
 31. *Журавлева Т.Б., Сакерин С.М.* Моделирование прямого радиационного форсинга аэрозоля для типичных летних условий Сибири. Часть 2: Диапазон изменчивости и чувствительность к входным параметрам // *Оптика атмосфер. и океана.* 2009. Т. 22. № 2. С. 173–182.
 32. *Насртдинов И.М., Журавлева Т.Б., Кabanov Д.М., Сакерин С.М.* Потоки коротковолновой радиации в безоблачной атмосфере: моделирование и результаты измерений в районе г. Томска // *Тезисы докл. XVI Рабочей группы «Аэрозоли Сибири».* Томск. Изд-во ИОА СО РАН, 2009. С. 80.
 33. *Zhou M., Yu H., Dickson R.E., Dubovik O., Holben B.N.* A normalized description of the direct effect of key aerosol types on solar radiation as estimated from Aerosol Robotic Network aerosols and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer albedos // *J. Geophys. Res.* 2005. V.110. D19202. doi:10.1029/2005JD005909.
 34. *Moody E.G., King M.D., Platnick S., Schaaf C.B., Gao F.* Spatially compete global spectral surface albedos: value-added datasets derived from Terra MODIS Land products // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2005. V. 43. N 1. P. 144–158.
 35. *Hook S.J.* ASTER Spectral Library: Johns Hopkins University (JHU) spectral library; Jet Propulsion Laboratory (JPL) spectral library; The United States Geological Survey (USGS-Reston) spectral library, 1998. Dedicated CD-ROM. Version1.2. (см. также <http://speclib.jpl.nasa.gov>).
 36. *Горчакова И.А., Тарасова Т.А., Свириденков М.А., Аникин П.П., Ромашова Е.В.* Моделирование радиационного форсинга фонового аэрозоля с использованием данных измерений // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2009. Т. 45. № 4. С. 501–512.

S.M. Sakerin, V.V. Veretennikov, T.B. Zhuravleva, D.M. Kabanov, I.M. Nasrtdinov. **Comparative analysis of aerosol radiative characteristics in situations of forest fire smokes and under usual conditions.**

We discuss the specific features of the aerosol radiative characteristics in situations of forest fire smokes and under usual (background) conditions in Siberia. The analysis is based on the multiyear measurements of aerosol optical depth (AOD) of the atmosphere in the wavelength range 0.37–4 μm . For two types of conditions (“smoke/background”), we present the statistical characteristics of the spectral AOD, Angstrom parameters, finely and coarsely dispersed AOD components, retrieved parameters of the aerosol microstructure, and aerosol radiative forcing. It is shown that, in the 0.5- μm region, AOD under smoke conditions increases, on the average, by a factor of 2.7, finely dispersed component increases by a factor of 3, and coarsely dispersed component increases by a factor of 1.5. The choice of the input parameters for the radiation calculations is substantiated; it is based on the combination of multiyear ground-based observations, satellite measurements, and model data. It is shown that the aerosol radiative forcing at the bottom of the atmosphere is -22 W/m^2 under background conditions, it increases to -50 W/m^2 in the smoke situations, and it can reach -140 W/m^2 and more for strong smoke.