

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.510

Коричневый и черный углерод в смогах мегаполисов

Г.И. Горчаков¹, А.В. Карпов¹, А.В. Васильев², И.А. Горчакова^{1*}

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 3

² Санкт-Петербургский государственный университет
198504, г. Санкт-Петербург, Петродворец, ул. Ульяновская, 1

Поступила в редакцию 16.09.2016 г.

По данным AERONET проанализирована обусловленная вариациями содержания коричневого и черного углерода изменчивость радиационных характеристик аэрозоля в смогах мегаполисов на примере Пекина, Сан-Паулу, Сантьяго и Мехико. Показано, что в смогах вклад коричневого углерода в мнимую часть коэффициента преломления на длине волны 440 нм может в 3 раза превышать вклад черного углерода. В смогах мегаполисов спектральные зависимости аэрозольной оптической толщины поглощения с удовлетворительной точностью аппроксимируются степенными функциями, за исключением некоторых смогов Пекина на длине волны 440 нм при больших относительных концентрациях коричневого углерода. Показано, что в смогах мегаполисов вклад грубодисперсной фракции аэрозоля в суммарную аэрозольную оптическую толщину ослабления может составлять от 6 до 20% для длин волн 440 и 1020 нм соответственно, а вклад в аэрозольную оптическую толщину поглощения от 22% на длине волны 440 нм до 38% и более на длине волны 1020 нм. От дымового аэрозоля, образующегося при крупномасштабных пожарах в бореальных лесах России, аэрозоль в смогах мегаполисов отличается повышенным вкладом грубодисперсной фракции аэрозоля в его суммарный объем и сравнительно большими значениями мнимой части коэффициента преломления и, как следствие, более высокой поглощательной способностью.

Ключевые слова: смоги мегаполисов, коричневый углерод, черный углерод, коэффициент преломления, аэрозольная оптическая толщина, альbedo однократного рассеяния; megacity smogs, brown carbon, black carbon, refraction coefficient, aerosol optical depth, single scattering albedo.

Введение

Изменчивость состава и свойств атмосферного аэрозоля до сих пор недостаточно изучена. В частности, слабо изучены вариации коричневого углерода BrC (brown carbon) или поглощающих коротковолновое солнечное излучение органических соединений [1], которые вместе с черным углеродом BC (black carbon) или сажевым аэрозолем определяют поглощательную способность аэрозоля в видимой области спектра. Целью настоящей статьи является анализ влияния BrC и BC на радиационные характеристики аэрозоля в смогах мегаполисов (СМ), включая аэрозольную оптическую толщину (АОТ) ослабления или экстинкции τ_{ex} и АОТ поглощения τ_{ab} , а также альbedo однократного рассеяния (АОР) по данным AERONET [2] (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Диагностика BrC и BC осуществляется по спектральным зависимостям мнимой части коэффициента преломления. Оценены вклады тонкодисперсного и грубодисперсного аэрозоля в наблюдаемые радиационные характеристики

аэрозоля. Представлены результаты анализа радиационных характеристик смогов Пекина, Сан-Паулу, Сантьяго и Мехико. Выполнено сопоставление радиационных характеристик СМ с радиационными характеристиками дымового аэрозоля при крупномасштабных пожарах в бореальных лесах России [3, 4]. Следует отметить, что исследованиям процессов аэрозольного и газового загрязнения атмосферы в городах и при крупномасштабных пожарах в последние годы уделяется много внимания [3–18].

Вариации мнимой части коэффициента преломления

Согласно данным AERONET [19] поглощательную способность аэрозоля не всегда удается объяснить только присутствием BC в частицах аэрозоля.

Как известно, в видимой и ближней инфракрасной областях спектра мнимая часть коэффициента преломления k для черного углерода и его смесей с непоглощающим веществом слабо зависит от длины волны света λ [20]. В отличие от BC поглощательная способность коричневого углерода существенно селективна [1, 21, 22]. BrC поглощает солнечное излучение в коротковолновой части видимой области спектра. Поэтому различать влияние BrC и BC на радиационные характеристики аэрозоля

* Геннадий Ильич Горчаков (gengor@ifaran.ru); Алексей Владимирович Карпов (karpov@ifaran.ru); Александр Владимирович Васильев (a.vasiliev@spbu.ru); Ираида Александровна Горчакова (gorchakova@ifaran.ru).

можно по спектральной зависимости мнимой части коэффициента преломления κ и, в частности, по результатам восстановления $\kappa(\lambda)$ на станциях AERONET [2, 23] для четырех длин волн: 440, 675, 870 и 1020 нм.

Отметим, что в настоящее время нет единого подхода к оценке абсолютных величин концентрации ВС в частицах аэрозоля по наблюдаемым спектрам $\kappa(\lambda)$. Для черного углерода широко используются три модели [24]: модель внешней смеси [25], модель двухслойных сферических частиц (с ядром ВС) [26] и модель внутренне перемешанного аэрозоля. В случае внутренней смеси сажи (черного углерода) с непоглощающим веществом наблюдаемая величина мнимой части коэффициента преломления (МЧКП) этой смеси равна произведению МЧКП для сажи на объемную долю сажи в частице аэрозоля [27].

При оценках содержания ВС в частицах аэрозоля для определенности во многих случаях целесообразно использовать модель внутренне перемешанного аэрозоля.

На рис. 1 представлены примеры спектральных зависимостей мнимой части коэффициента преломления (точнее $10^3 \kappa$) по данным AERONET в плотных дымках или смогах, когда АОТ ослабления (экстинкции) $\tau_{ex}(\lambda = 440 \text{ нм}) > 0,5$, для смога в Сан-Паулу (Бразилия) 16.09.2004 в 11:21 (1), для смогов в Пекине (Китай) 17.11.2010 в 6:01 (2), 12.06.2007 в 2:16 (3) и 15.11.2013 в 7:01 (4), для смогов в Сантьяго (Чили) 13.06.2001 в 19:44 (5) и в Мехико (Мексика) 14.05.2005 в 17:35 (6). С целью сравнения на рис. 1 показаны зависимости $\kappa(\lambda)$ для задымленной атмосферы г. Томска 2.08.2012 в 3:31 при крупномасштабных пожарах в бореальных лесах России (7), а также для моделей внутреннего перемешанного аэрозоля с объемной долей черного углерода 0,5% (8) и 3% (9), что позволяет, по крайней мере, грубо оценить концентрацию ВС в частицах аэрозоля.

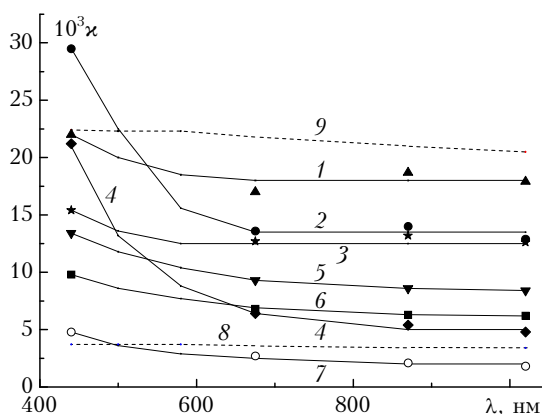


Рис. 1. Примеры спектральных зависимостей мнимой части коэффициента преломления для смога Сан-Паулу в 2004 г. (1), для смогов Пекина в 2010 г. (2), в 2007 г. (3) и в 2013 г. (4), для смогов Сантьяго в 2002 г. (5) и Мехико в 2005 г. (6), для задымленной атмосферы Томска в 2012 г. (7) и для моделей смешанного аэрозоля с объемной долей черного углерода 0,5% (8) и 3% (9)

Обращают на себя внимание большие значения κ (до 0,03) в смогах мегаполисов по сравнению с типичным дымовым аэрозолем (см., например, кривую 7) при крупномасштабных пожарах в бореальных лесах России [3, 23, 24] и отчетливо выраженные максимумы на длине волны 440 нм (рис. 1). При оценке вкладов ВгС и ВС в $\kappa(\lambda)$ можно положить: $\kappa_{bc}(\lambda) \cong \kappa(\lambda = 870 \text{ нм})$ и $\kappa_{br} \cong \kappa(\lambda = 440 \text{ нм}) - \kappa(\lambda = 870 \text{ нм})$.

Следует иметь в виду, что κ_{br} и κ_{bc} характеризуют смесь коричневого и черного углерода с непоглощающими свет веществами аэрозоля (органические соединения, сульфаты и т.д.).

Большие значения κ_{bc} (до 0,02) наблюдались в смогах Сан-Паулу 15.09.2004 и 16.09.2004, а максимальные значения κ_{br} (примерно до 0,015) — в смогах Пекина. В осеннем смоге Пекина 2010 г. κ_{br} превышало κ_{bc} примерно в 1,1 раза, а в смоге Пекина 2013 г. — в 3 раза. Отметим также, что в смогах Сантьяго и Мехико, согласно приведенным данным, κ_{bc} не превышает 0,01, а отношение κ_{br}/κ_{bc} в смогах Сан-Паулу и Сантьяго может достигать 0,4–0,6. Таким образом, из данных, приведенных на рис. 1, следует, что в смогах мегаполисов ВгС может вносить большой вклад в мнимую часть коэффициента преломления на длине волны 440 нм и благодаря этому заметно влиять на радиационные характеристики аэрозоля. Нетрудно видеть (рис. 1), что объемная доля ВС или сажи в частицах СМ может достигать 3%.

Мнимая часть коэффициента преломления в дымовом аэрозоле при крупномасштабных пожарах в бореальных лесах России (см. кривую 7 на рис. 1), как правило, заметно меньше, чем в смогах мегаполисов [3, 15, 28, 29].

О вариациях микроструктуры аэрозоля

Оптические характеристики аэрозоля сильно зависят не только от коэффициента преломления, но и от распределения частиц аэрозоля по размерам. На рис. 2 показаны примеры распределений объемов по размерам $v(r) = dV/d\ln r$, где V — накопленный объем аэрозоля, в вышеупомянутых смогах Пекина 2007 г. (1), 2010 г. (2) и 2013 г. (3) и в смоге Сан-Паулу 16.09.2004 в 18:45 (4), а также в задымленной атмосфере г. Томска 20.07.2012 в 10:57 (5). На функциях распределения $v(r)$ отчетливо выделяются тонкодисперсная (субмикронная) и грубодисперсная фракции аэрозоля. Форму $v(r)$ в СМ можно характеризовать параметром $\psi = \max v_c(r)/\max v_f(r)$, где $\max v_c(r)$ и $\max v_f(r)$ — максимальные значения $v(r)$ для тонкодисперсной и грубодисперсной фракций аэрозоля соответственно. В частности, для смога Сан-Паулу (4 на рис. 2) $\psi = 0,25$, а для вышеупомянутого смога Сантьяго (5 на рис. 1) $\psi = 0,3$. Для летнего смога Пекина 2007 г. $\psi = 0,5$. Максимальные значения ψ наблюдались в осенних смогах Пекина в 2013 г. (0,5) и в 2010 г. (1,9). Дымовой аэрозоль (ДА) при ин-

тенсивных задымлениях территории России в 2002, 2010 и 2012 гг. отличался малыми значениями ψ . Так, например, для ДА в г. Томске 20.07.2012 в 10:57 (5 на рис. 2) $\psi = 0,15$, а на следующий день 21.07.2012 в 10:56 параметр ψ уменьшился до 0,05. Отсюда следует, что в СМ вклад грубодисперсной фракции аэрозоля в суммарные оптические и микрофизические параметры аэрозоль должен быть заметно больше, чем для ДА.

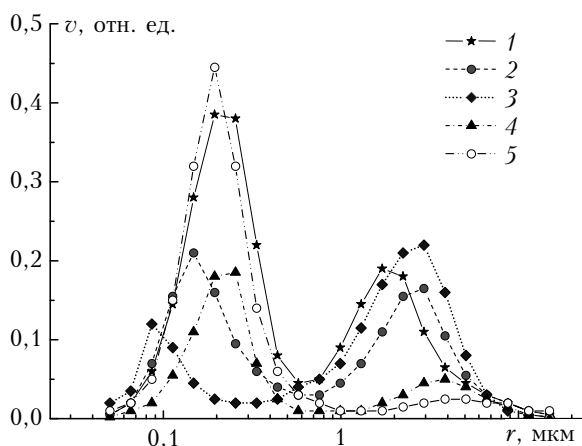


Рис. 2. Распределение объемов частиц тропосферного аэрозоля по размерам для летнего смога Пекина в 2007 г. (1), для осенних смогов Пекина в 2010 г. (2) и в 2013 г. (3), для смога в Сан-Паулу в 2004 г. (4) и для задымленной атмосфере г. Томска в 2012 г. (5)

В смогах мегаполисов функции распределения частиц по размерам могут быть с удовлетворительной точностью аппроксимированы суммой двух логнормальных распределений. Нами были рассчитаны параметры счетных распределений

$$g(r) = (2\pi)^{-0,5} \sigma^{-1} r^{-1} N \exp\left\{-\frac{(\ln r - \ln r_0)^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (1)$$

для тонкодисперсной фракции (N_f, σ_f, r_0^f) и грубодисперсной фракции (N_c, σ_c, r_0^c) аэрозоля, где N_f и N_c – суммарные счетные концентрации; r_0^f и r_0^c – медианные радиусы аппроксимирующих логнормальных распределений; σ_f и σ_c – параметры, характеризующие ширину распределений. В частности, для летнего смога Пекина (2007 г.) $r_0^f = 0,125$ мкм, $\sigma_f = 0,4$, $r_0^c = 1,0$ мкм и $\sigma_c = 0,42$. Для осенних смогов Пекина в 2010 г. $r_0^f = 0,085$ мкм, $\sigma_f = 0,45$, $r_0^c = 1,3$ мкм и $\sigma_c = 0,5$, а в 2013 г. $r_0^f = 0,07$ мкм, $\sigma_f = 0,25$, $r_0^c = 1$ мкм и $\sigma_c = 0,6$. По восстановленным параметрам микроструктуры аэрозоля можно рассчитать с использованием теории Ми радиационные характеристики для тонкодисперсной и грубодисперсной фракций аэрозоля.

Что касается спектральных зависимостей действительной и мнимой части коэффициента преломления, то при расчетах радиационных характеристик аэрозоля использовались $n(\lambda)$ и $k(\lambda)$, представленные на сайте AERONET.

Спектры ослабления в смогах мегаполисов

Смоги мегаполисов радикально трансформируют радиационный режим атмосферы. В смогах мегаполисов τ_{ex} может превышать 4,0–5,0, что приводит к существенному ослаблению прямого солнечного излучения. Согласно закону Бугера коэффициент ослабления k (прозрачность) равен $\exp(-\tau_{ex} \sec \zeta)$, где ζ – зенитный угол Солнца. Нетрудно видеть, что для $\tau_{ex} = 5$ при $\zeta = 0^\circ$ $k = 148$, а при $\zeta = 45^\circ$ $k = 1175$.

На рис. 3 показаны спектральные зависимости АОТ ослабления $\tau_{ex}(\lambda)$ в координатах $\ln \tau_{ex} - \ln \lambda$ для рассматриваемых смогов мегаполисов, в том числе для Пекина (1–3), для Сан-Паулу 16.09.2004 в 10:33 (4) и Мехико 25.04.2000 в 13:41 (5).

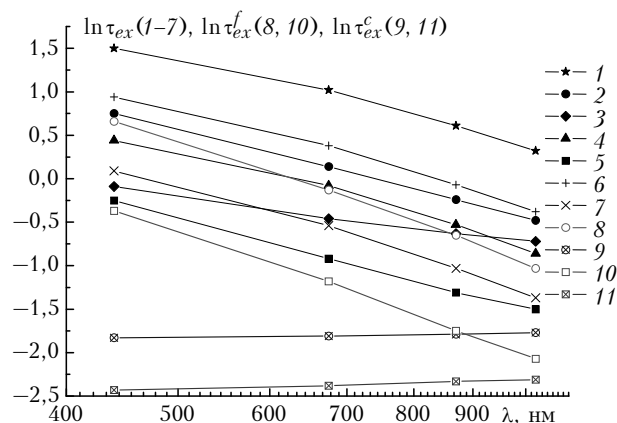


Рис. 3. Спектральные зависимости АОТ ослабления для летнего смога Пекина (1) и для осенних смогов в 2010 г. (2) и в 2013 г. (3), для смогов Сан-Паулу (4) и Мехико (5), для задымленной атмосферы Москвы (6) и Томска (7). Восстановленные спектры ослабления тонкодисперсной и грубодисперсной фракций аэрозоля для смога Пекина в 2010 г. (8 и 9) и смога Мехико (10 и 11)

С целью сравнения на рис. 3 представлены спектры ослабления в задымленной атмосфере г. Москвы 7.09.2002 в 12:30 (6) и г. Томска 20.07.2006 в 10:09 (7). Отметим, что для рассматриваемых смогов $\tau_{ex}(\lambda = 440 \text{ нм})$ варьирует в пределах от 0,78 (смог в Мехико) до 4,54 (летний смог в Пекине). Спектры ослабления для смогов Сан-Паулу и Мехико (4 и 5 на рис. 3) с удовлетворительной точностью аппроксимируются степенными функциями (прямые в координатах $\ln \tau_{ex} - \ln \lambda$):

$$\tau_{ex}(\lambda) = A\lambda^\alpha \quad (2)$$

с $\alpha = -1,37$ и $-1,55$ соответственно.

Для осеннего смога Пекина в 2010 г. $\alpha = -1,46$. Существенно меньше наклон спектра ($\alpha = -0,7$) для смога 2013 г., что, очевидно, обусловлено большим вкладом в ослабление грубодисперсной фракции аэрозоля (кривая 3 на рис. 2). В [3] показано, что спектры ослабления $\tau_{ex}(\lambda)$ в задымленной

атмосфере при пожарах в бореальных лесах, как правило, имеют вид выпуклых парабол в координатах $\ln \tau_{ex} - \ln \lambda$. Этот результат иллюстрируется представленными на рис. 3 спектрами ослабления при задымлениях Москвы и Томска (кривые 6 и 7). Аналогичный вид имеют спектры ослабления для летнего смога в Пекине (1 на рис. 3) и для вышеупомянутого смога в Сантьяго. Наблюдаемые в смогах мегаполисов отклонения $\ln \tau_{ex}$ на длине волны 675 нм от степенных аппроксимаций не превышают 0,1–0,12. Отметим, что отношение $\tau_{ex}(440 \text{ нм})/\tau_{ex}(1020 \text{ нм})$ в рассматриваемых смогах мегаполисов (примерно от 2 до 4) в среднем меньше, чем для дымового аэрозоля.

Спектры поглощения в смогах мегаполисов

В смогах мегаполисов больших значений может достигать АОТ поглощения τ_{ab} . В частности, τ_{ab} для $\lambda = 440 \text{ нм}$ в осенних смогах Пекина достигала 0,35 (в 2010 г.) и 0,19 (в 2013 г.), а в летнем смоге 2007 г. – 0,41. В смогах Сан-Паулу в 2004 г. АОТ поглощения составляла 0,14–0,19, а в смогах Мехико и Сантьяго была близка к 0,08 ($\lambda = 440 \text{ нм}$). На рис. 4 представлены спектры поглощения для смогов Пекина в 2007 г. (1) и 2010 г. (2). С целью наглядности представления на рис. 4 даны утроенные значения τ_{ab} для смога Пекина в 2013 г. (3). На рис. 4 также представлены спектры поглощения для смогов Сан-Паулу 16.09.2004 в 10:33 (4), Сантьяго 13.06.2002 в 19:44 (5) и Мехико 25.04.2000 в 13:41 (6) и спектр поглощения в задымленной атмосфере г. Томска 20.07.2006 в 10:09 (7).

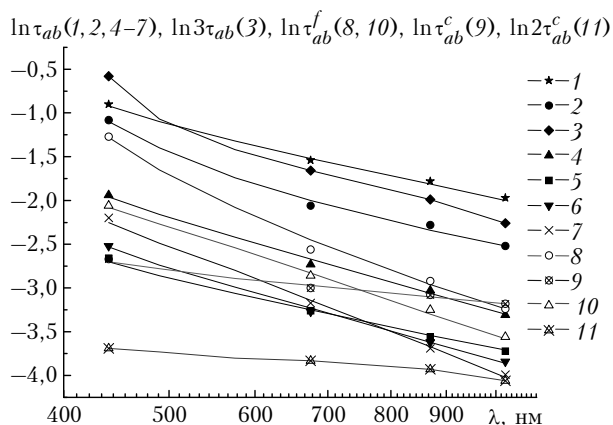


Рис. 4. Спектры поглощения для смогов Пекина в 2007 г. (1), 2010 г. (2) и 2013 г. (3), для смогов Сан-Паулу (4), Сантьяго (5) и Мехико (6) и для задымленной атмосферы г. Томска (7). Восстановленные спектры поглощения тонкодисперсного и грубодисперсного аэрозоля в смоге Пекина осенью 2010 г. (8 и 9) и в смоге Сан-Паулу (10 и 11)

По аналогии со спектрами ослабления спектры поглощения в смогах мегаполисов с удовлетворительной точностью аппроксимируются степенными функциями

$$\tau_{ab}(\lambda) = B\lambda^\beta. \quad (3)$$

В частности, спектры поглощения для смогов Сан-Паулу, Мехико, Сантьяго, а также для задымленной атмосферы Томска в диапазоне длин волн от 440 до 1020 нм аппроксимируются степенными функциями с параметрами $\beta = -1,6; -1,23; -1,61$ и $-2,11$ соответственно. Для смогов Пекина степенная аппроксимация (3) справедлива в более узком диапазоне спектра от 675 до 1020 нм. Соответствующие значения параметра β_1 равны $-1,15$ для смога 2007 г., $-1,1$ для смога 2010 г. и $-1,43$ для смога 2013 г. Если для смогов Пекина восстановить значение $\tau_{ab}(440 \text{ нм})$ по известному значению β_1 , то окажется, что восстановленные значения меньше наблюдаемых примерно в 1,2 раза для смога 2007 г. и примерно в 1,6 раза для смогов 2010 и 2013 гг. Указанные большие отклонения обусловлены главным образом большими абсолютными и относительными значениями κ_{br} (рис. 1). Таким образом, в смогах мегаполиса при наличии в частицах аэрозоля коричневого углерода заметно увеличивается АОТ поглощения в коротковолновой области видимого диапазона спектра.

Спектры поглощения можно также охарактеризовать с помощью параметра $\eta = \tau_{ab}(440 \text{ нм})/\tau_{ab}(870 \text{ нм})$. В рассмотренных выше смогах мегаполисов η варьирует в пределах от 2,4 до 4,1, что заведомо превышает значение $\eta = 2$ для мелкодисперсного сажевого аэрозоля (черный углерод) [30]. Отсюда следует, что большие значения η можно рассматривать как косвенное указание на возможное присутствие коричневого углерода в частицах аэрозоля. Согласно данным наших исследований коричневый углерод может присутствовать и в частицах дымового аэрозоля.

Смоги мегаполисов отличаются сравнительно низкими значениями АОР $\omega = \tau_{sc}/\tau_{ex}$, где АОР рассеяния $\tau_{sc} = \tau_{ex} - \tau_{ab}$. Низкий общий уровень $\omega(\lambda)$ определяется относительно большим содержанием черного углерода в частицах аэрозоля. Благодаря наличию коричневого углерода в частицах аэрозоля максимум $\omega(\lambda)$ в СМ сдвинут в длинноволновую часть спектра (таблица) по отношению к $\omega(\lambda)$ для эмпирической модели Дубовика и др. [31]. Поэтому необходимы статистически обеспеченные модели спектральных зависимостей АОР для смогов мегаполисов и для задымленной атмосферы.

Альbedo однократного рассеяния в смогах мегаполисов

| Мегаполис | Дата | Время | λ , нм | | | |
|-----------|----------|-------|----------------|-------|-------|-------|
| | | | 440 | 675 | 870 | 1020 |
| Пекин | 12.06.07 | 2:16 | 0,91 | 0,92 | 0,91 | 0,90 |
| Пекин | 17.11.10 | 6:01 | 0,84 | 0,89 | 0,87 | 0,87 |
| Пекин | 15.11.13 | 7:01 | 0,80 | 0,90 | 0,92 | 0,93 |
| Сан-Паулу | 16.09.04 | 10:33 | 0,91 | 0,93 | 0,92 | 0,91 |
| Сантьяго | 13.06.02 | 19:44 | 0,915 | 0,94 | 0,94 | 0,935 |
| Мехико | 25.04.00 | 13:41 | 0,90 | 0,905 | 0,895 | 0,89 |

Радиационные характеристики тонкодисперсного и грубодисперсного аэрозоля

На сайте AERONET наряду с радиационными характеристиками представлены полученные методом обратной задачи светорассеяния [3] распределения $v(r)$, на которых, как правило, отчетливо выявляются две фракции или моды: тонкодисперсная с распределением $v_f(r)$ и грубодисперсная с распределением $v_c(r)$. Распределения $v_f(r)$ и $v_c(r)$ могут быть аппроксимированы соответствующими логнормальными распределениями $v_f^{up}(r)$ и $v_c^{up}(r)$. Для восстановления радиационных характеристик аэрозоля по теории Ми необходимо знать параметры счетных логнормальных распределений (1) $g_f(r)$ и $g_c(r)$. При идеальном соответствии наблюдаемого распределения $v(r)$ сумме аппроксимирующих логнормальных распределений $v_f^{up}(r) + v_c^{up}(r)$ по известным параметрам распределений $v_f^{up}(r)$ и $v_c^{up}(r)$ нетрудно определить параметры счетных распределений $g_f(r)$ и $g_c(r)$. Однако в связи с неполным соответствием свойств реального аэрозоля используемым оптическим моделям аэрозоля и погрешностями измерений возникает необходимость уточнения решения обратной задачи светорассеяния с целью определения (переопределения) параметров аппроксимирующих распределений (1) $g_f(r)$ и $g_c(r)$.

Для рассмотренных нами смогов были определены параметры логнормальных аппроксимаций счетных распределений $g_f(r)$ и $g_c(r)$ указанных фракций аэрозоля и восстановлены соответствующие радиационные характеристики.

Ранее нами были выполнены исследования поглощательной способности дымового аэрозоля при крупномасштабных лесных пожарах на европейской территории России (ЕТР) в 2002 и 2010 гг. [3, 5, 8, 28, 29]. Как оказалось, при крупномасштабных пожарах на ЕТР определяющий вклад в АОТ ослабления и поглощения вносила тонкодисперсная фракция дымового аэрозоля, важной особенностью которой была слабая поглощательная способность (в видимой области спектра АОТ часто превышала 0,95–0,96, достигая иногда 0,98–0,99). Отметим, что, по данным О. Дубовика и др. [31], в некоторых регионах планеты дымовой аэрозоль отмечается сравнительно большой поглощательной способностью.

Согласно рис. 2 вклад грубодисперсной фракции в спектры ослабления $\tau_{ex}(\lambda)$ и поглощения $\tau_{ab}(\lambda)$ в СМ более существенен, чем в задымленной атмосфере при крупномасштабных пожарах в бореальных лесах России [3]. На рис. 3 показаны спектры ослабления тонкодисперсной и грубодисперсной фракций аэрозоля для смога Пекина в 2010 г. (8 и 9) и для смога Мехико (10 и 11). Спектры поглощения $\tau_{ab}^f(\lambda)$ для тонкодисперсной фракции (рис. 4) лежат заметно ниже наблюдаемых спек-

тров $\tau_{ex}(\lambda)$, что свидетельствует о существенном вкладе в рассматриваемых случаях грубодисперсной фракции аэрозоля, спектры которой $\tau_{ex}^c(\lambda)$ (9 и 10 на рис. 3) радикально отличаются от спектров $\tau_{ex}^f(\lambda)$, включая существенные различия значений параметра α для грубодисперсного и тонкодисперсного аэрозоля: $\alpha_f = -2,1$ и $-1,4$, $\alpha_c = +0,06$ и $+0,07$ для смога Пекина 2010 г. и для смога Мехико соответственно.

Вклад грубодисперсного аэрозоля в суммарное ослабление для летнего смога Пекина составляет примерно от 6 до 20% для летнего смога Пекина и от 2 до 7% для рассматриваемого смога Сан-Паулу (при изменении длины волны от 440 до 1020 нм).

Еще больше вклад грубодисперсного аэрозоля в АОТ поглощения. На длине волны 440 нм вклад грубодисперсного аэрозоля составляет примерно 8% для смога Сан-Паулу и 22% для летнего смога Пекина, а на длине волны 1020 нм примерно 24% для смога Сан-Паулу и 38% для летнего смога Пекина.

Были построены степенные аппроксимации $\tau_{ab}^f(\lambda)$ и $\tau_{ab}^c(\lambda)$. В частности, для смога Сан-Паулу $\beta^f \cong 1,8$ и $\beta^c = 0,4$ (кривая 11 на рис. 4), а для смога Пекина в 2010 г. $\beta_1^f = 1,9$ и $\beta_1^c \cong 0,5$ (кривая 9 на рис. 4). Следует отметить, что для смога Пекина в 2010 г. τ_{ab}^c для длины волны 1020 нм превышает τ_{ab}^f . Таким образом, в смогах мегаполисов вклад грубодисперсной фракции аэрозоля в поглощение более существенен, чем в ослабление.

Поскольку в смогах мегаполисов АОТ для грубодисперсной фракции аэрозоля существенно меньше, чем для тонкодисперсной, значения $\omega(\lambda)$ всегда превышают наблюдаемые значения $\omega(\lambda)$.

Заключение

Выполнено исследование вариаций радиационных характеристик аэрозоля, включая аэрозольные оптические толщины ослабления и поглощения и альbedo однократного рассеяния в смогах мегаполисов на примере Пекина, Сан-Паулу, Сантьяго и Мехико при наличии в частицах аэрозоля коричневого и черного углерода, выявленное по результатам восстановления мнимой части коэффициента преломления вещества аэрозольных частиц в диапазоне длин волн света от 440 до 1020 нм.

В рассмотренных нами смогах мегаполисов мнимая часть коэффициента преломления, определяемая наличием черного углерода в частицах аэрозоля, достигает 0,02, а обусловленная присутствием коричневого углерода может составлять на длине волны 440 нм примерно 0,015. Следует отметить, что мнимая часть коэффициента преломления коричневого углерода может в 3 раза превышать соответствующую величину для черного углерода.

Выполнена аппроксимация счетных распределений тонкодисперсной и грубодисперсной фракций аэрозоля логнормальными распределениями.

Проанализированы вариации спектральных зависимостей аэрозольной оптической толщины ослабления и поглощения, которые в смогах мегаполисов во многих случаях с удовлетворительной точностью аппроксимируются степенными функциями. Показано, что в смогах Пекина наблюдаемые отклонения АОТ поглощения от степенных аппроксимаций обусловлены большим относительным содержанием коричневого углерода в частицах аэрозоля.

Выполнено сопоставление радиационных и микрофизических характеристик аэрозоля в смогах мегаполисов с соответствующими характеристиками дымового аэрозоля, образующегося при крупномасштабных пожарах в бореальных лесах России. Показано, что аэрозоль в смогах мегаполисов, по сравнению с вышеупомянутым дымовым аэрозолем, отличается большим вкладом грубодисперсного аэрозоля в суммарный объем частиц и большими значениями мнимой части коэффициента преломления. Благодаря наличию коричневого углерода в СМ максимум АОР сдвинут в коротковолновую область спектра.

Рассчитаны радиационные характеристики тонкодисперсной и грубодисперсной фракций аэрозоля в смогах мегаполисов. Показано, что вклад грубодисперсной фракции аэрозоля в наблюдаемую в смогах АОТ ослабления может достигать примерно 6% на длине волны 440 нм и 20% на длине волны 1020 нм. Более значителен вклад грубодисперсного аэрозоля в АОТ поглощения: до 20% для $\lambda = 440$ нм и до 38% и более для $\lambda = 1020$ нм. В случаях дымового аэрозоля при пожарах в бореальных лесах России вклады грубодисперсной фракции аэрозоля в наблюдаемые АОТ ослабления и поглощения заметно меньше, чем в рассматриваемых смогах мегаполисов.

Авторы благодарят команду AERONET и персонально Н.Е. Чубарову, М.В. Панченко и С.М. Сакерина за возможность использования результатов мониторинга тропосферного аэрозоля, К.С. Веричева за участие в подготовке данных и рецензента статьи за полезные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-47-00049).

1. Feng Y., Ramanathan V., Katamarthi V.R. Brown carbon: a significant atmospheric absorber of solar radiation? // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13, N 17. P. 8607–8621.
2. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis I.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima N., Lavenu F., Jakowiac L., Smirnov A. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // *Remote Sens. Environ.* 1998. V. 66, N 1. P. 1–16.
3. Gorchakov G.I., Sitnov S.A., Sviridenkov M.A., Semutnikova E.G., Emilenko A.S., Isakov A.A., Kopeikin V.M., Karpov A.V., Gorchakova I.A., Verichev K.S., Kurbatov G.A., Ponomareva T.Ya. Satellite and ground-based monitoring of smoke in the atmosphere during the summer wildfires in European Russia in 2010 and Siberia in 2012 // *Int. J. Remote Sens.* 2014. V. 35, N 15. P. 5698–5721.

4. Kozlov V.S., Yausheva E.P., Terpigova S.A., Panchenko M.V., Chernov D.G., Shmargunov V.P. Optical-microphysical properties of smoke haze from Siberian forest fires in summer 2012 // *Int. J. Remote Sens.* 2014. V. 35, N 15. P. 5722–5741.
5. Голицын Г.С., Горчаков Г.И., Гречко Е.И., Семутникова Е.Г., Ракитин В.С., Фокеева Е.В., Карпов А.В., Курбатов Г.А., Байкова Е.С., Сафрыгина Т.П. Экстремальное загрязнение угарным газом пограничного слоя атмосферы в Московском регионе летом 2010 г. // *Докл. АН.* 2011. Т. 441, № 4. С. 532–538.
6. Голицын Г.С., Шукуров А.Х., Гинзбург А.С., Сутугин А.Г., Андропова А.В. Комплексное исследование микрофизических и оптических свойств дымового аэрозоля // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 1988. Т. 24, № 3. С. 227–234.
7. Мохов И.И. Особенности формирования летней жары 2010 г. на европейской территории России в контексте общих изменений климата и его аномалий // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2011. Т. 47, № 6. С. 709–716.
8. Горчакова И.А., Мохов И.И. Радиационный и температурный эффекты дымового аэрозоля в Московском регионе в период летних пожаров 2010 г. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2012. Т. 48, № 5. С. 496–503.
9. Бондур В.Г. Космический мониторинг природных пожаров в России в условиях аномальной жары 2010 г. // *Исслед. Земли из космоса.* 2011. № 3. С. 3–13.
10. Бондур В.Г. Космический мониторинг эмиссий малых газовых компонент и аэрозолей при природных пожарах в России // *Исслед. Земли из космоса.* 2015. № 6. С. 21–25.
11. Chubarova N., Nezval E., Sviridenkov M., Smirnov A., Slutsker I. Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010 // *Atmos. Measur. Technol.* 2012. V. 5, N 3. P. 557–568.
12. Еланский Н.Ф., Мохов И.И., Беликов И.Б., Березина Е.В., Елохов А.С., Иванов В.А., Панкратова Н.В., Постыляков О.В., Сафронов А.Н., Скороход А.И., Шумский Р.А. Газовые примеси в атмосфере над Москвой летом 2010 г. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2011. Т. 47, № 6. С. 729–738.
13. Кузнецова И.Н., Звягинцев А.М., Семутникова Е.Г. Экологические последствия погодных аномалий летом 2010 г. // *Анализ условий аномальной погоды летом 2010 года.* М.: Природа, 2010. С. 58–64.
14. Ситнов С.А., Горчаков Г.И., Свириденков М.А., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Карпов А.В. Влияние атмосферной циркуляции на эволюцию и радиационный форсинг дымового аэрозоля на европейской части России летом 2010 г. // *Исслед. Земли из космоса.* 2013. № 2. С. 28–41.
15. Горчаков Г.И., Свириденков М.А., Семутникова Е.Г., Чубарова Н.Е., Холбен Б.Н., Смирнов А.В., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В. М., Карпов А.В., Лезина Е.А., Задорожная О.С. Оптические и микрофизические характеристики аэрозоля задымленной атмосферы московского региона в 2010 году // *Докл. АН.* 2011. Т. 437, № 5. С. 686–690.
16. Дудорова Н.В., Белан Б.Д. Оценка факторов, определяющих формирование городского острова тепла в г. Томске // *Оптика атмосф. и океана* 2016. Т. 29, № 5. С. 426–436.
17. Панченко М.В., Журавлева Т.Б., Козлов В.С., Насртдинов И.М., Польшин В.В., Терпигова С.А., Чер-

- нов Д.Г. Оценка радиационных эффектов аэрозоля в дымовых и задымленных условиях атмосферы Сибири // Метеорол. и гидрол. 2016. № 2. С. 45–54.
18. Складнева Т.К., Ивлев Г.А., Белан Б.Д., Аршинов М.Ю., Симоненков Д.В. Радиационный режим г. Томска в условиях дымной мглы // Оптика атмосф. и океана. 2015. Т. 28, № 3. С. 215–222.
 19. Eck T.F., Holben B.N., Reid J.S., Sinyk A., Hyer E.J., O'Neil N.T., Shaw G.E., Vandle Castle J.R., Chapin F.S., Dubovick O., Smirnov A., Vermote E., Schafer J.S., Giles D., Slutsker I., Sorokine M., Newcomb W.W. Optical properties of boreal region biomass burning aerosols in Central Alaska and seasonal variation of aerosol optical depth at an Arctic coastal site // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. D11201. 14 p.
 20. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
 21. Lewis K., Arnott W.P., Moosmuller H., Wold C.E. Strong spectral variations of biomass smoke light absorption and single scattering albedo observed with a novel dual wavelength photoacoustic instrument // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. D16203. DOI: 10.1029/2007JD009699.
 22. Kirchstetter T.V., Novakov T., Hobbs P.V. Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D21208. DOI: 10.1029/2004JD004999.
 23. Dubovic O., King M.D. A flexible inversion algorithm for the retrieval of aerosol optical properties from Sun and Sky radiance measurements // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105, N 16. P. 20673–20696.
 24. Schnaiter M., Linke C., Mohler O., Naumann K.-H., Saathoff H., Schmidt H., Wagner R., Wehner B. Absorption amplification of black carbon internally mixed with secondary organic aerosol // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D19204. DOI: 10.1029/2005JD006046.
 25. Haywood J.M., Ramaswamy V. Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols // J. Geophys. Res. D. 1998. V. 103, N 6. P. 6043–6058.
 26. Fuller K.A., Malm W.C., Kreidenweis S.M. Effects of mixing on extinction by carbonaceous particles // J. Geophys. Res. D. V. 104, N 13. P. 15941–15954.
 27. Chyleck P.V., Srivastava M., Pinnick R.G., Wang R.T. Scattering of electromagnetic waves by composite spherical particles. Experiment and effective medium approximations // Appl. Opt. 1998. V. 27, N 12. P. 2396–2404.
 28. Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Семутникова Е.Г., Свириденков М.А., Шукуров К.А. Исследование состава задымленной атмосферы московского региона // Докл. АН. 2003. Т. 390, № 5. С. 251–254.
 29. Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Семутникова Е.Г., Свириденков М.А., Шукуров К.А. Исследование состава задымленной атмосферы Москвы во время пожаров торфяников летом – осенью 2002 г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40, № 3. С. 370–384.
 30. Bergstrom R.W., Russel P.B., Hignett P. Wavelength Dependence the Absorption of Black Carbon PARTICLES: Predictions and Results from TARFOX Experiment and Implications for the Aerosol Single Scattering Albedo // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59, N 3. P. 567–577.
 31. Dubovic O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.O., 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.

G.I. Gorchakov, A.V. Karpov, A.V. Vasiliev, I.A. Gorchakova. Brown carbon and black carbon in megacity smogs.

Aerosol radiative characteristic variability stipulated by brown carbon and black carbon content variations in megacity smogs for Beijing, San-Paulu, Santiago, and Mexico have been analyzed by AERONET data. It is shown that the brown carbon contribution into the imaginary part of the refraction coefficient for a wavelength of 440 nm in smogs can exceed the black carbon contribution more than threefold. In megacity smogs the spectral dependencies of the aerosol optical depth absorption can be approximated by power function with satisfactory precision excluding some Beijing smogs at wavelength of 400 nm when relative concentration of the brown carbon is big. It is shown, that the coarse mode contribution into total aerosol optical depth extinction in smogs can constitute from 6 to 20% for wavelength of 440 and 1020 nm respectively and contribution into aerosol optical depth absorption – from 22% for wavelength of 440 nm to 38% for a wavelength of 1020 nm. The megacity smog aerosol distinguishes from the smoke aerosol formed during large-scale fires in the boreal forests of Russia by increased contribution of the coarse mode in total volume of the aerosol and high values of the imaginary part of the refraction coefficient and therefore by more greater values of aerosol absorbing ability.