

Исследование дисперсного состава аэрозоля в периоды весенней дымки и лесных пожаров

М.Ю. Аршинов^{1,2}, Б.Д. Белан^{1*}

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

²Томский государственный университет
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

Поступила в редакцию 28.02.2011 г.

По данным одновременного измерения дисперсного состава аэрозоля в приземном слое воздуха на трех постах, расположенных в окрестностях г. Томска, исследуется динамика его изменения в различные сезоны. Показано, что в течение года наблюдаются основной зимний максимум и два вторичных. Первый вторичный максимум, наблюдавшийся весной, обусловлен образованием мощной и продолжительной дымки фотохимического и конденсационного происхождения. Формирование весенней дымки в зоне бореальных лесов происходит за счет интенсивной генерации наночастиц. Вторичный максимум, наблюдавшийся в августе, образовался вследствие переноса шлейфов от лесных пожаров, охвативших летом 2010 г. европейскую часть России, Южный и Средний Урал. Наиболее часто события нуклеационных всплесков наблюдаются в весенний и осенний периоды года.

Ключевые слова: атмосфера, аэрозоль, воздух, дымка, пожар, распределение по размерам; atmosphere, aerosol, air, size distribution, haze, biomass burning.

Введение

По данным МГЭИК, одной из главных неопределенностей при оценке глобальных изменений климата является неадекватный учет радиационного воздействия, вносимого атмосферным аэрозолем. Это обусловлено значительной изменчивостью его оптических характеристик [1–5] и наличием в его составе сажевого компонента, особенно в дымах лесных пожаров [6–10]. Поэтому исследование пространственно-временной изменчивости атмосферного аэрозоля остается актуальной задачей, решение которой позволит значительно уменьшить неопределенность учета радиационного форсинга.

В исследованиях, проведенных разными группами ученых в различных районах Северного полушария, установлено, что максимумы эмиссии наночастиц, с которых начинается жизненный цикл аэрозоля в атмосфере, наблюдаются весной (в марте–мае) и осенью (сентябре–ноябре) в дневное время [11–15]. Особое внимание в последние годы уделяется взрывной генерации сверхмалых аэрозольных частиц [11], имеющей в зарубежной литературе термин «nucleation burst» (нуклеационный всплеск, НВ). Уже сам по себе термин подразумевает скоротечность этого явления, поэтому механизмы и факторы, его определяющие, до сих пор не совсем ясны.

В настоящее время рассматриваются три основных механизма, приводящие к эмиссии наноаэрозолей: тернарная гомогенная нуклеация $\text{H}_2\text{SO}_4\text{—H}_2\text{O—NH}_3$, нуклеация и/или конденсация малолетучих органических соединений (МЛОС), ион-индуцированная нуклеация. Однако пока нет единого мнения о приоритетности хотя бы одного из механизмов генерации наноаэрозолей в атмосфере. С высокой степенью вероятности можно предполагать, что в моменты взрывного образования сверхмалых частиц они могут действовать одновременно, а возможно, при определенных условиях, и стимулировать друг друга.

В предыдущих исследованиях нами уже были выявлены некоторые пространственные и временные вариации концентрации наноаэрозолей над Сибирским регионом [16–19]. В настоящей статье представлена временная динамика дисперсного состава аэрозоля в 2010 г. в районе г. Томска.

Летом 2010 г. обширные территории европейской части России, Среднего и Южного Урала были охвачены лесными пожарами. Ситуация осложнялась еще и тем, что в течение длительного периода (с последней декады июня и до середины августа) вся территория Европейской России была охвачена обширным малоподвижным антициклоном, в результате этого над регионом установилась засушливая погода с аномально высокой температурой воздуха. Кроме того, антициклон блокировал перенос воздушных масс на территорию Сибири, где, наоборот, лето было аномально холодным из-за притока воздуха из районов Арктики. Тем не менее шлейфы этих пожаров достигли района наших измерений.

* Михаил Юрьевич Аршинов (michael@iao.ru); Борис Денисович Белан (bbd@iao.ru).

Район и методы исследования

Непрерывные измерения дисперсного состава аэрозоля проводились на трех постах мониторинга атмосферного состава, которыми располагает ИОА СО РАН (рис. 1): обсерватория «Фоновая», TOR-станция и Базовый экспериментальный комплекс (БЭК). Обсерватория «Фоновая» располагается в 60 км западнее г. Томска, TOR-станция на северо-восточной окраине Томского научного центра (Академгородка), а БЭК в пригородном районе в 3 км восточнее Академгородка. Такое расположение постов (практически на одной линии, рис. 1) при наличии западно-восточного переноса воздушных масс позволяет оценить антропогенный вклад г. Томска в формирование поля атмосферных примесей.

Для измерений счетного распределения аэрозолей в диапазоне размеров 0,3–20 мкм используются два оптических счетчика Grimm #1,108 (на «Фоновом» и БЭКе) и один счетчик Grimm #1,109 (на TOR-станции). Последний работает в более широком диапазоне детектируемых размеров (0,25–32), однако оба типа счетчиков имеют 15 идентичных кана-

лов, что делает возможным абсолютное сравнение измерений в диапазоне размеров 0,3–20 мкм. Периодически все счетчики калибруются с помощью генератора аэрозольных частиц Grimm #7,822. В качестве исходного вещества для генерации частиц используется раствор NaCl. Размер и концентрация генерируемых частиц зависят от концентрации соли и расхода несущего потока.

Кроме измерений аэрозоля аккумуляционной и грубодисперсной фракций аэрозоля, на TOR-станции проводились непрерывные измерения счетного распределения аэрозольных наночастиц по размерам с использованием диффузионного спектрометра аэрозолей (ДСА) (диффузионная батарея, совмещенная с конденсационным счетчиком частиц, ДБ + WCPC). Диффузионный спектрометр аэрозоля позволяет восстанавливать счетное распределение наноаэрозолей в диапазоне размеров от 3 до 200 нм в 20 интервалах размеров. Для калибровки ДСА используется генератор частиц Grimm #7,811, позволяющий генерировать наночастицы в диапазоне 10–200 нм. В качестве исходного вещества также используется раствор NaCl.

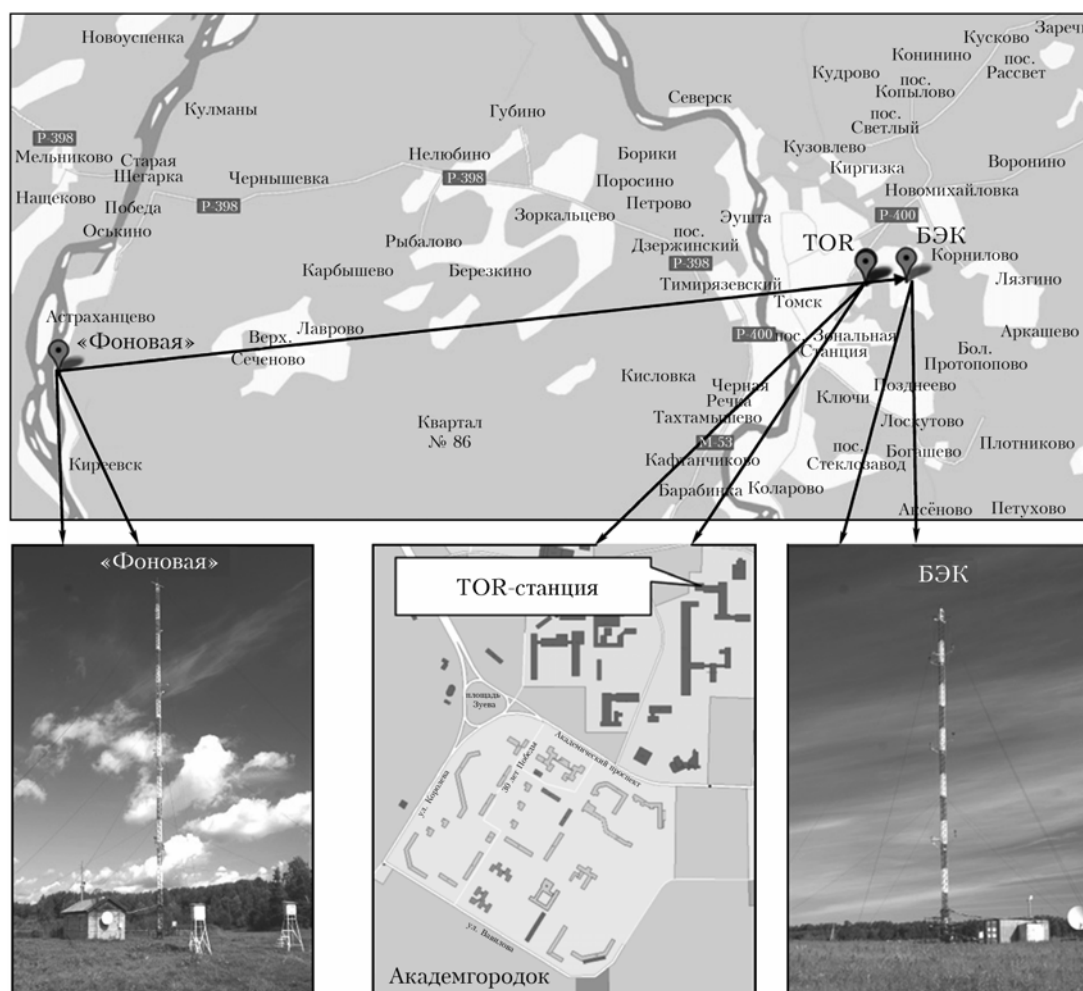


Рис. 1. Расположение постов мониторинга атмосферного состава: слева – обсерватория «Фоновая»; справа – Базовый экспериментальный комплекс (БЭК)

В 2010 г. аэрозольный комплекс был существенно модернизирован и расширен. В настоящее время для выявления событий НВ не нужно использовать сложную методику, применявшуюся нами ранее [17, 18]. События можно определять сначала визуально и затем по критериям, как в [19]. Причем в силу того, что ранее аэрозольный спектрометр имел недостаточное временное разрешение, измеренные счетные распределения наночастиц по размерам подразделялись на три типа: интенсивное образование наночастиц, отсутствие генерации новых частиц и неопределенный тип. Весной 2010 г. нами был начат в тестовом режиме непрерывный мониторинг распределения атмосферного аэрозоля в широком диапазоне размеров (3–200 нм) с интервалом 80 с. На данный момент процент распределений неопределенного типа можно значительно снизить. Визуальное отображение этих измерений теперь доступно (http://lop.iao.ru/activity/?id=aero_com).

Измерения на обсерватории «Фоновая» и базовом экспериментальном комплексе были начаты в июле 2009 г., а на TOR-станции — в марте 2010 г.

Результаты измерений

На рис. 2 представлены результаты измерений общей счетной концентрации наночастиц, проведенных в 2010 г. с использованием нового аэрозольного комплекса. Несмотря на неполный ряд, видно, что генерация наноаэрозолей наиболее интенсивно происходила весной и осенью, подтверждая сезонность в активности этого явления.

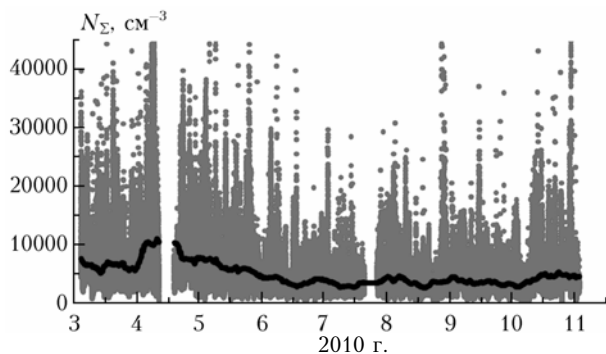


Рис. 2. Суммарная счетная концентрация аэрозоля в диапазоне размеров 3–200 нм

На рис. 3 представлены эпизоды мощных событий генерации наночастиц — нуклеационные всплески, предшествовавшие весенней дымке и приведшие к ее усилению, и осенние НВ.

Из рис. 3 также видно хорошее согласие между счетными распределениями, полученными с помощью ДСА и счетчика Grimm #1,109, несмотря на пробел в диапазоне 200–250 нм. Это еще раз подтверждает качество и эффективность алгоритма восстановления спектра размеров из данных диффузионной батареи, разработанного Анкиловым и Еременко [20], который долгое время использовался фирмой TSI (США) в диффузионном классификаторе аэрозолей (Diffusional Particle Sizer).

На рис. 4 представлены данные измерений суммарной счетной концентрации аэрозольных частиц в диапазоне размеров 0,3–20 мкм, полученные за этот период.

Видно, что в зимний период концентрация аэрозоля на станциях БЭК и «Фоновая» находилась примерно на одном уровне. Это было вызвано тем, что в период с ноября 2009 г. по март 2010 в нашем регионе преобладали ветры южного и восточного направлений (см. розу ветров для этого периода, представленную в нижней части рис. 4) и влияние города на измерения станции БЭК было незначительным. Таким образом, данные измерений отражают общий фон, наблюдавшийся в этот период над территорией, где расположены посты. Сам же зимний максимум объясняется накоплением аэрозоля в тонком пограничном слое.

В летнее время самые низкие значения $N_{d > 0,3 \text{ мкм}}$ наблюдались в фоновом районе, а самые высокие на TOR-станции, расположенной в черте города. Таким образом, видно, что измерения, проводимые на территории обсерватории «Фоновая», соответствуют названию станции и отражают естественные процессы, происходящие в регионе. Наибольшему антропогенному влиянию подвержена TOR-станция, а чуть меньшему — БЭК (при наличии западного переноса).

Следует обратить внимание на два вторичных максимума, наблюдавшихся весной (апрель–май) и летом (август — начало сентября), поскольку они имели разное происхождение. Первый из них был обусловлен весенней дымкой естественного происхождения, а второй — переносом шлейфов от лесных пожаров, охвативших значительную часть России. На TOR-станции второй из них был несколько завуалирован антропогенным вкладом города.

На рис. 5, а представлены изменения суммарной счетной концентрации, зарегистрированные на всех трех станциях в апреле–мае 2010 г. Можно выделить три эпизода, когда концентрация аэрозоля значительно превышала фоновые уровни: 26–29 апреля, 5–8 и 15–16 мая.

Первый дымовой шлейф от лесных пожаров достиг района, где располагаются посты мониторинга ИОА СО РАН, только к вечеру 7 августа (рис. 6, а и б). Однако около полудня следующего дня прошел сопровождавшийся обильными осадками фронт окклюзии, который очистил атмосферу от дымового аэрозоля и воспрепятствовал его накоплению. Несмотря на недолгое пребывание этого шлейфа, он был самым плотным из всех, и концентрация аэрозоля $N_{d > 0,3 \text{ мкм}}$ в нем превышала фоновые значения более чем в 10 раз, достигая 500 частиц в 1 см^3 . Также в этом шлейфе отмечалось одновременное 10-кратное повышение уровня концентрации угарного газа (рис. 6, в).

В дымовых шлейфах заметно отличался дисперсный состав аэрозоля. Для его анализа обратимся к счетным распределениям аэрозольных частиц по размерам в дымовом шлейфе и в условиях фоновой атмосферы, представленным на рис. 6, в.

Первое отличие, которое можно сразу выделить, — это наличие большего количества грубодисперсных

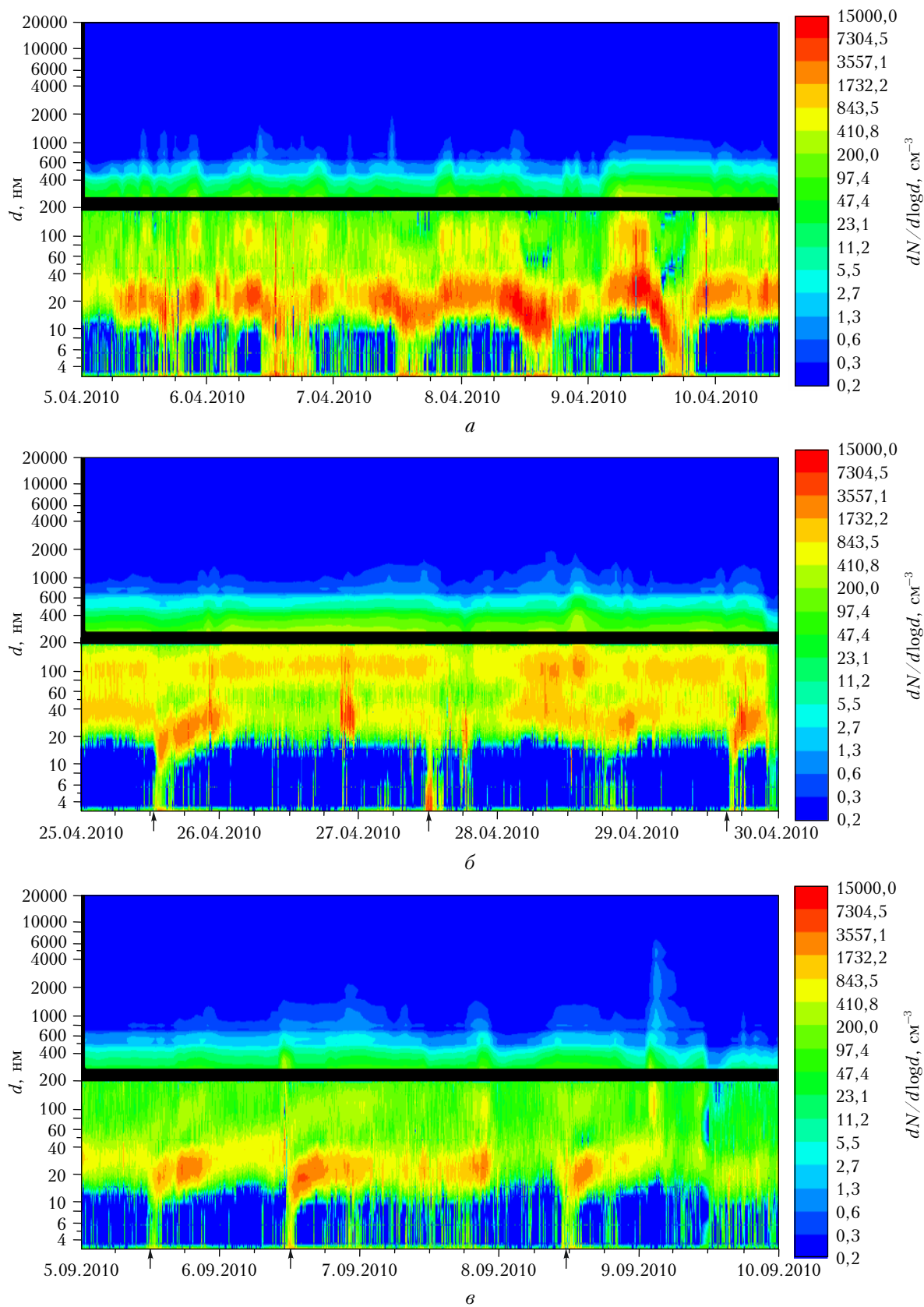


Рис. 3. Временная диаграмма счетного распределения аэрозольных частиц по размерам, измеренных на TOR-станции: *а* – события интенсивного образования наночастиц, предшествовавшие формированию весенней дымки; *б* – во время дымки (мощный нуклеационный всплеск, приведший в дальнейшем к ее усилению, отмечен стрелкой); *в* – события осенних НВ, отмеченные стрелками

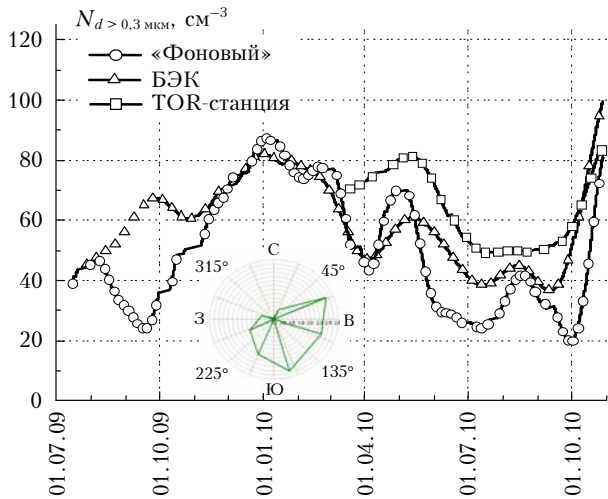


Рис. 4. Временной ход суммарной счетной концентрации аэрозоля в диапазоне размеров 0,3–20 мкм ($N_{d > 0,3 \text{ мкм}}$), сглаженный быстрым преобразованием Фурье (БПФ) по 720 измерениям. В нижней части представлена роза ветров за период с 01.11.2009 по 31.03.2010

частиц ($d > 1 \text{ мкм}$), регистрируемых на TOR-станции и БЭК, чем на обсерватории «Фоновая», не зависимо от наличия дымового шлейфа. При этом кон-

центрации грубодисперсных частиц размерами более 3 мкм как во время, так и до прохождения шлейфов находятся на одном уровне, а значит ($d > 1 \text{ мкм}$), имеют техногенное происхождение.

Второй особенностью является наличие вторичных максимумов в распределениях частиц, регистрируемых на TOR-станции в диапазоне размеров 1–1,6 и 2–3 мкм. Иногда появляется третий локальный максимум между 4 и 5 мкм. Первые два локальных пика наблюдаются постоянно (рис. 7).

Пока сложно определить их истинную природу, и лишь можно предположить, что они являются результатом выброса аэрозолей этих размеров в ходе специфических процессов механического разрушения материалов или других процессов. Иными словами, может существовать какое-либо производство, технология которого приводит к образованию монодисперсных аэрозолей, которые попадают в атмосферу города. Таких производств в любом крупном городе может быть множество. Некоторые результаты исследования образования субмикронных частиц в процессе механического разрушения различных материалов можно найти в [21]. Для выявления такого источника (или источников) в городе требуется проведение площадного исследования с использованием мобильной станции.

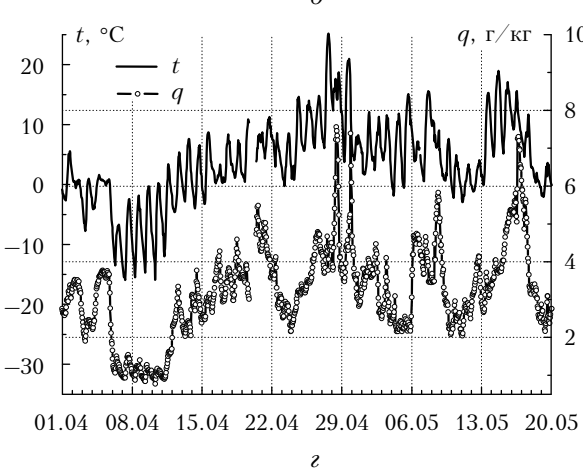
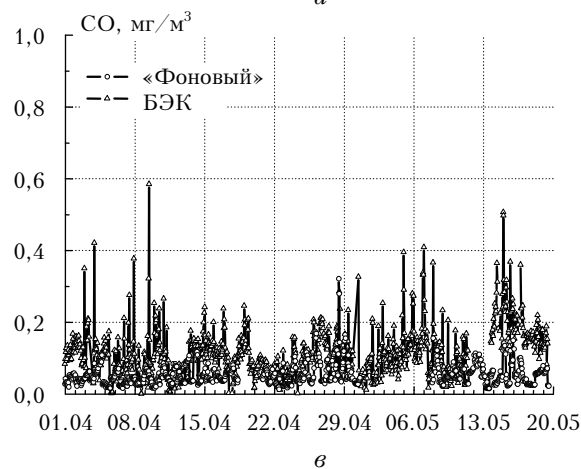
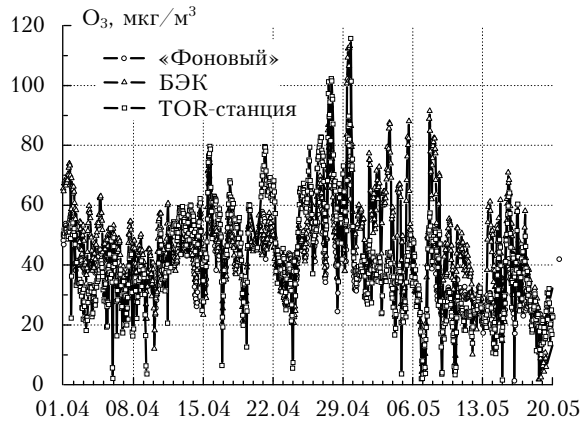
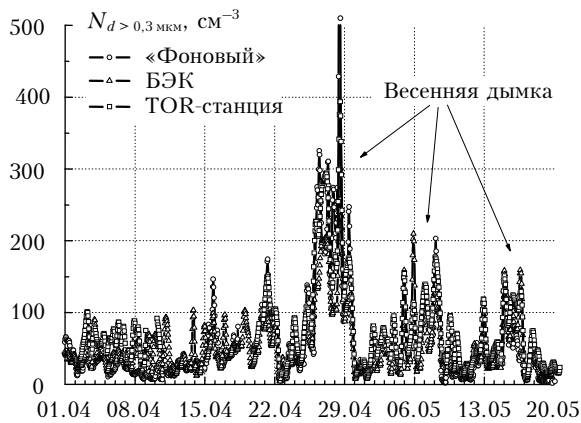


Рис. 5. Вариации суммарной счетной концентрации аэрозоля $N_{d > 0,3 \text{ мкм}}$ (а), концентрации озона (б) и угарного газа (в), температуры воздуха t и удельной влажности q (г)

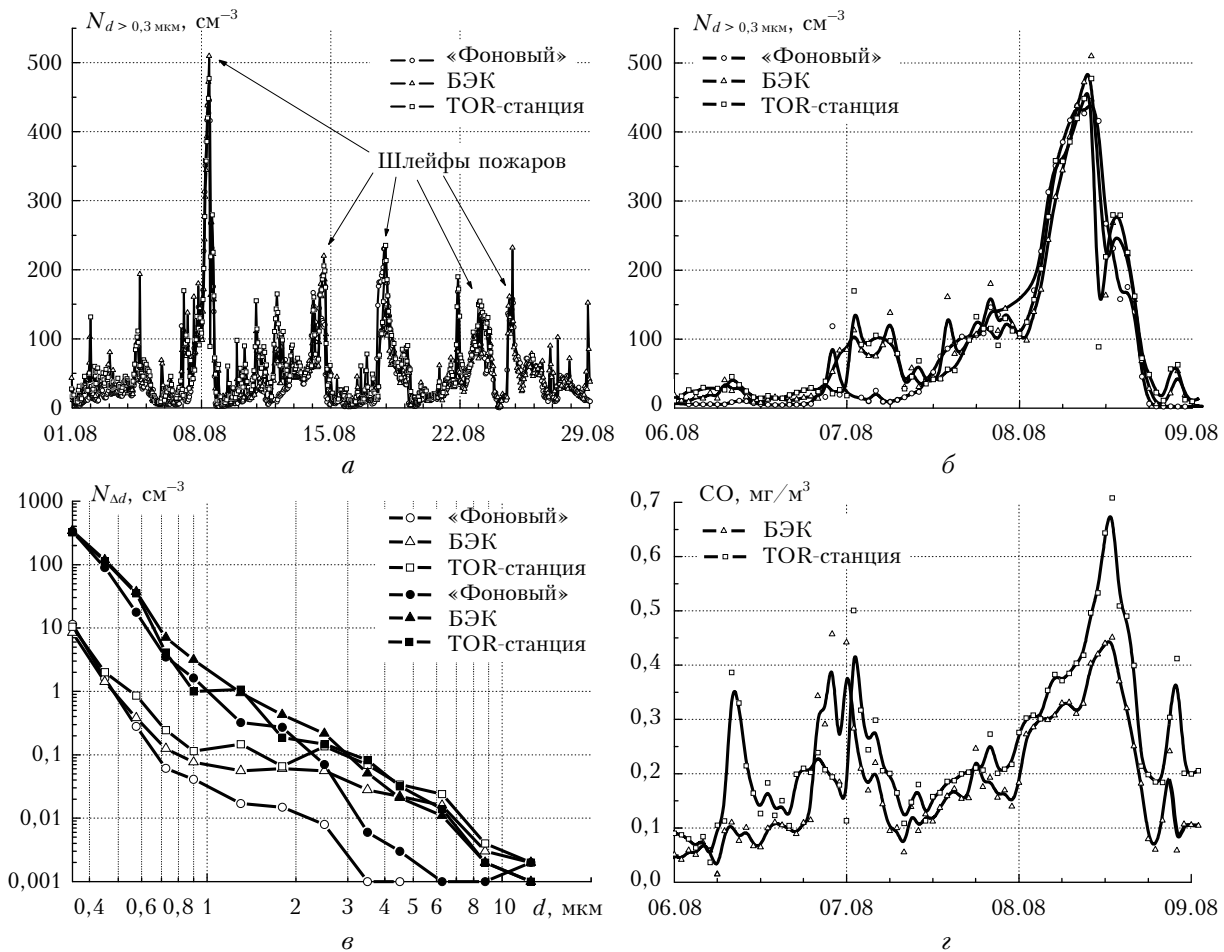


Рис. 6. Изменения счетной концентрации аэрозоля $N_{d > 0.3 \text{ мкм}}$ (а и б), счетного распределения частиц по размерам (в) и концентрации CO (г), зарегистрированные в августе 2010 г.; в – распределения в дымовом шлейфе 08.08.2010 г. (темные значки), фоновые (светлые)

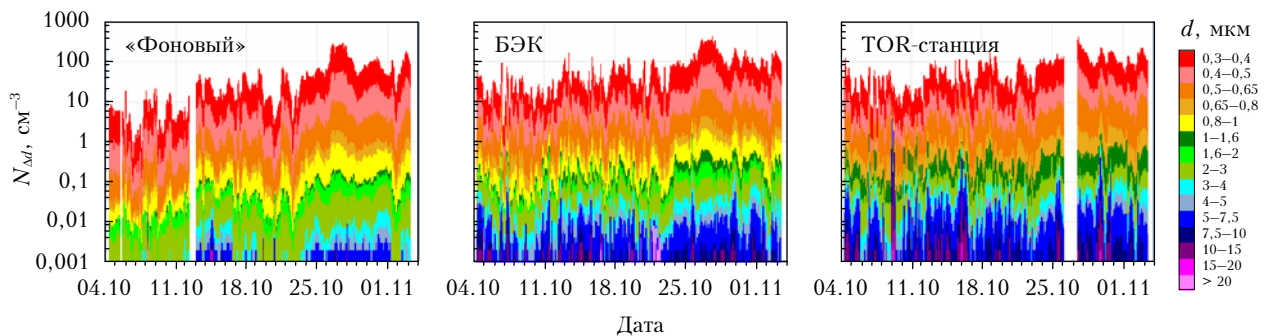


Рис. 7. Счетное распределение аэрозоля по размерам в диапазоне 0,3–20 мкм за октябрь 2010 г.

Обсуждение результатов измерений

Для определения причин зафиксированной динамики дисперсного состава аэрозоля необходимо проанализировать возможные источники, которые могли бы повлиять на измерения.

Весной 2010 г. повышенное внимание мирового сообщества, в том числе и научного, было обращено к извержению влк. Эйяфьятлайокудль, начавшегося 20 марта. Известно, что это извержение не обладало

большой мощностью, чтобы прорвать тропопазу, и основная часть эмиссии примесей поступила в тропосферу Северного полушария. Поэтому, естественно, возникает вопрос о возможности влияния аэрозольных частиц, выбрасываемых в атмосферу этим вулканом, на упомянутые выше эпизоды. Действительно, двумя аэрозольными лидарами ИОА СО РАН 19, 20 и 23 апреля 2010 г. были зарегистрированы достаточно мощные аэрозольные слои на высотах между 3 и 6 км [22, 23]. Анализ обратных траекторий

показал (рис. 8, *a* и *б*), что эти слои были связаны с переносом примесей, извергаемых вулканом Эйфьятлайокудль.

При этом в нижней тропосфере ($h < 3$ км) измерения не выявили каких-либо возмущений аэрозольного поля, показав фоновые значения лидарного отношения. Начиная с 24 апреля, обратные траектории воздушных масс, наблюдавшихся над пунктами измерений (рис. 8, *в* и *г*), показали, что они пришли из других районов. Лидарное зондирование, проведенное 26 апреля, уже не выявило ни одного аэрозольного слоя в тропосфере, и профили имели фоновую структуру.

Обратные траектории, рассчитанные для нижнего слоя тропосферы в районе расположения наземных постов (рис. 8, *д–з*), указывают на то, что станции не были подвержены влиянию воздушных масс, принесенных из районов Исландии.

На рис. 9, *a* приведена карта распределения пожаров, из которой видно, что значительных пожаров в районе проведения приземных измерений зафиксировано не было, а наблюдались лишь локальные очаги.

Также обратные траектории (см. рис. 8, *д–з*) показывают, что воздушные массы проходили либо выше, либо в стороне от очагов пожаров сельскохозяйственных угодий на юго-западе Сибири и в Северном Казахстане. Таким образом, влияние пожаров на повышение концентрации аэрозоля весной

было минимальным, что подтверждается измерениями концентрации CO (см. рис. 5, *в*), которая находилась на уровне фоновых значений, характерных для этого периода года [24].

Анализ синоптической информации для эпизода с самым мощным замутнением атмосферы, наблюдавшимся 26–29 апреля, показал, что в это время преобладало малоградиентное поле повышенного давления. Лишь во второй половине дня 27 и в ночь на 28 апреля станции оказались в контрастной зоне между молодым циклоном, сместившимся затем на северо-восток, и гребнем антициклона, и через них прошли последовательно холодный и теплый фронты. Это привело к подавлению мощного всплеска генерации наночастиц, начавшегося около полудня 27 апреля (см. рис. 3, *б*), и небольшому снижению концентрации аэрозоля. Согласно картам абсолютной топографии AT-500 заток воздуха в район станций в течение всего этого эпизода происходил со стороны Средней Азии.

Днем 29 апреля наблюдался очередной НВ, который привел к усилению моды Айткена, однако уже к вечеру через район измерений прошел холодный атмосферный фронт с ливневыми осадками, что привело к очищению атмосферы и ослаблению дымки.

Таким образом, выделенные эпизоды могут быть отнесены к явлению весенней дымки. Также в пользу этого свидетельствуют характерные для нее рост концентрации озона (см. рис. 5, *б*) и повышение

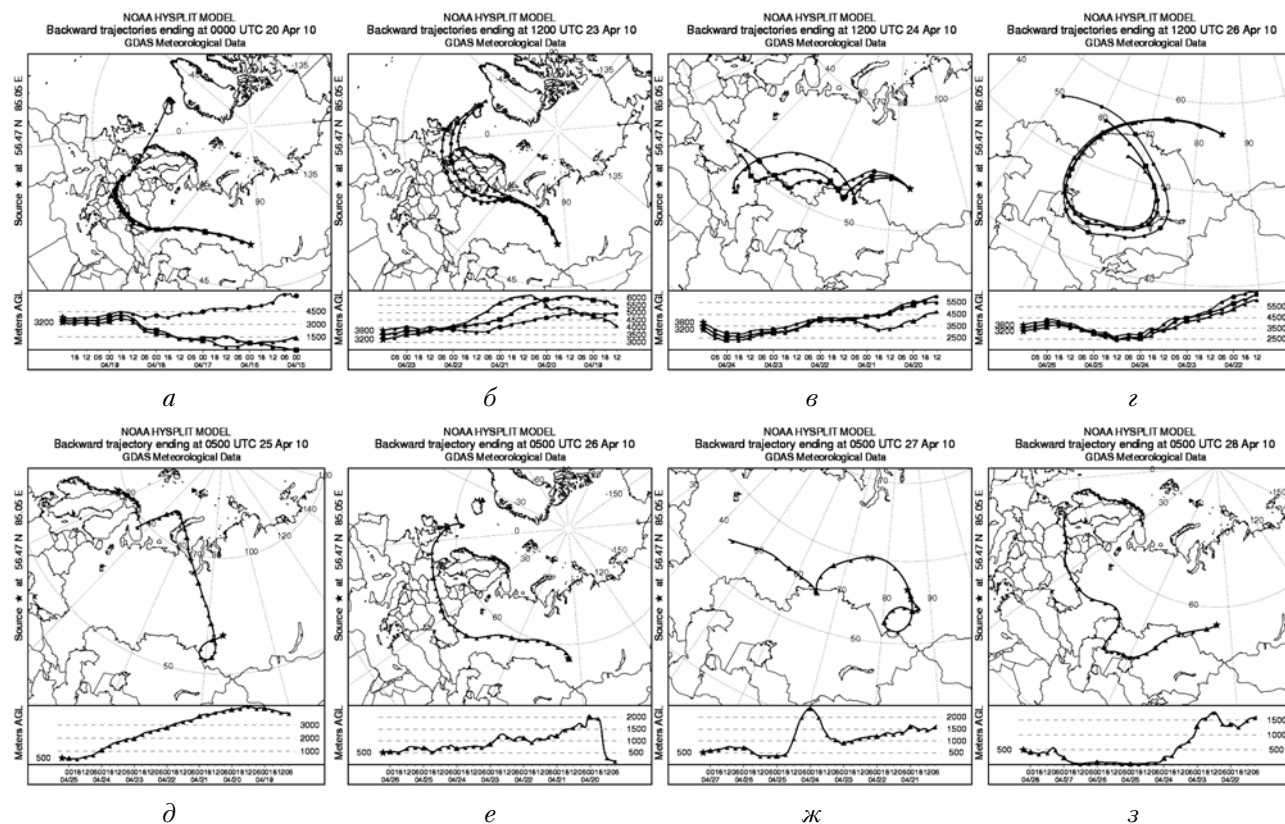
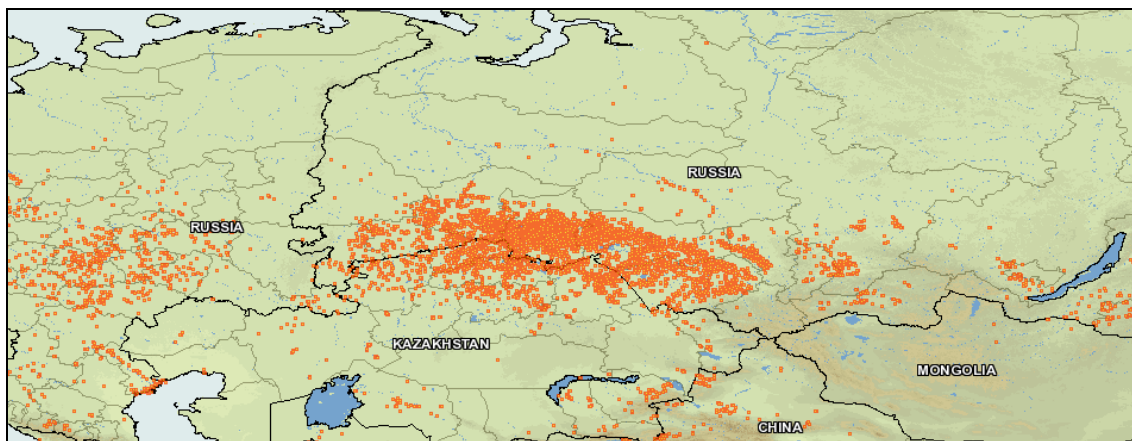
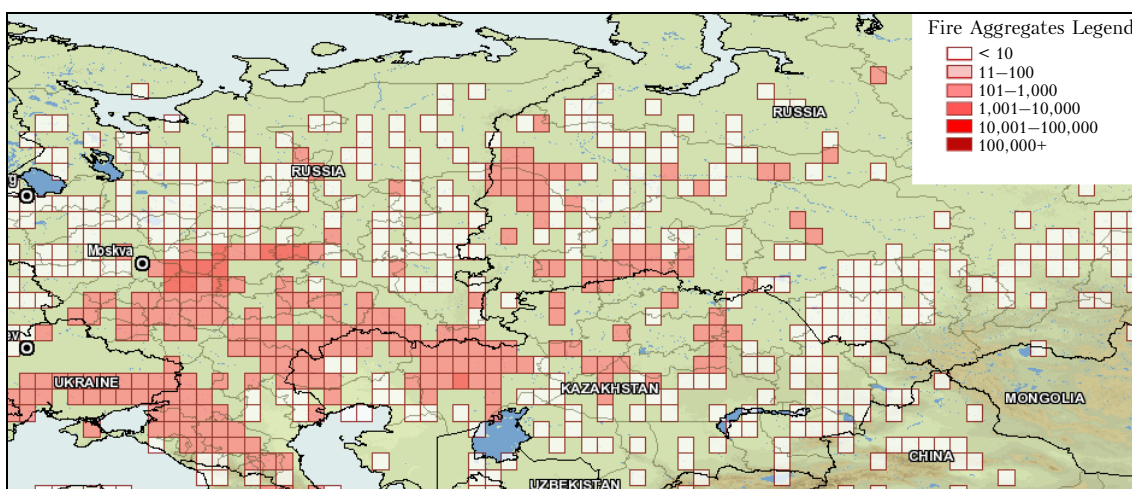


Рис. 8. Обратные траектории воздушных масс, рассчитанные с помощью модели NOAA HYSPLIT (http://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php) для периода, когда были зафиксированы аэрозольные слои в средней тропосфере (*a–г*), и эпизода самого мощного увеличения



a



б

Рис. 9. Карта распределения очагов пожаров для периода с 20 по 30 апреля 2010 г. (а) и с 1 июля по 1 сентября 2010 г. (б). Данные взяты с сайта MODIS Rapid Response System (<http://firefly.geog.umd.edu/firemap/>)

влажносодержания атмосферы (см. рис. 5, з). Кроме того, ее образованию предшествовала интенсивная генерация наночастиц. Значит, она имела фотохимическое происхождение и вторичный максимум концентрации аэрозоля, наблюдавшийся весной, был вызван естественными процессами эмиссии предшественников аэрозоля и озона, характерных для зоны бореальных лесов. Рассмотрим это на примере эволюции распределения аэрозоля по размерам, начиная с момента всплеска генерации наночастиц и после него, наблюдавшейся 25 апреля 2010 г. (рис. 10).

Видно, что после нуклеационного всплеска в 13:30 начинается достаточно быстрый конденсационный рост, который приводит к формированию мощной моды частиц Айткена и подавлению процесса нуклеации, так как все большее количество паров аэрозолеобразующих соединений начинает конденсироваться на увеличивающейся поверхности частиц. Конденсационный рост с достаточной эффективностью продолжается до 18:00, т.е. до момента, когда эмиссия и образование аэрозольных предшественников, зависящих от инсоляции, поддерживают необходимую для этого концентрацию конденсирующихся веществ.

В пользу этого свидетельствует и то, что в этот период интенсивность моды Айткена в счетном распределении практически не изменяется и происходит лишь сдвиг ее модального диаметра в сторону больших размеров (рис. 10, а). При этом наблюдается рост как поверхности частиц диапазона Айткена, так и их объемов (рис. 10, б и в). После 18:00 конденсационные процессы ослабевают, роль коагуляционных процессов в трансформации спектра размеров повышается и примерно к полуночи происходит повышение интенсивности пика аккумуляционной моды как в счетном распределении, так и в распределении поверхности и объемов.

Анализ представленных выше распределений подтверждает, что наблюдавшийся рост концентрации субмикронного аэрозоля относится к явлению весенней дымки конденсационного происхождения. Интенсивная генерация наночастиц до появления дымки и нуклеационный всплеск в самом ее начале привели сначала к формированию мощной переходной субфракции аэрозоля в диапазоне 80–200 нм, постепенный рост которых усилил аккумуляционную фракцию и, собственно, сформировал дымку. Подобные события происходили и в мае 2010 г.,

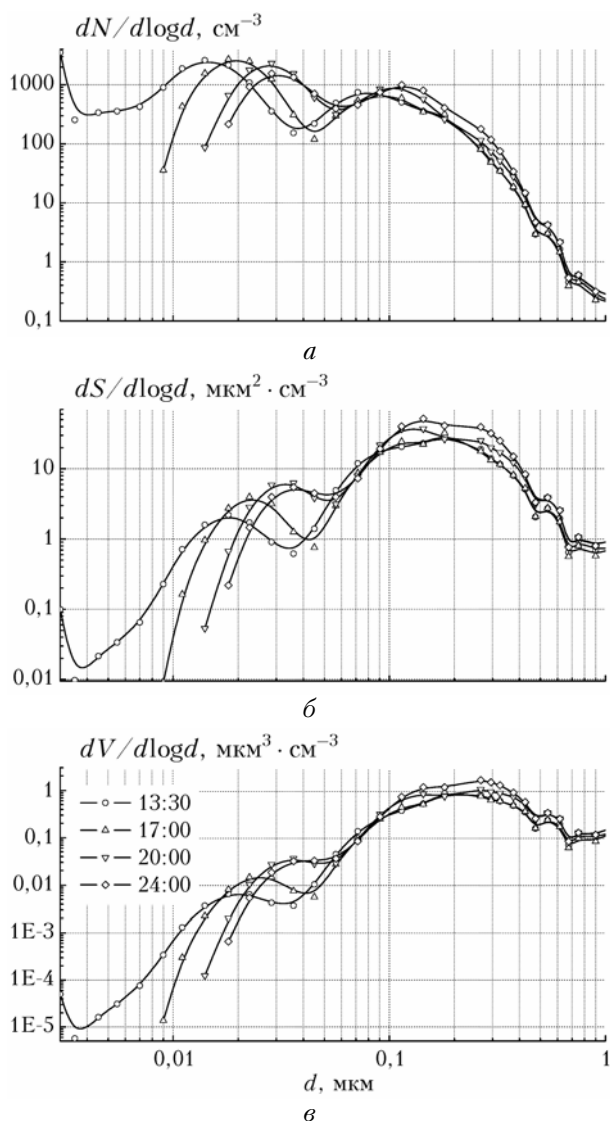


Рис. 10. Динамика распределения аэрозоля по размерам во время события НВ, наблюдавшегося 25.04.2010 г.: *a* – счетное распределение; *б* – распределение поверхности; *в* – распределение объемов

но только с меньшей интенсивностью, и сопровождалась интенсивной генерацией озона.

Несмотря на быстротечность этого явления, во время эпизодов НВ в атмосфере каждую минуту образуется свыше ста «свежих частиц» ($d < 10$ нм) в 1 см^{-3} , что оказывается достаточным для формирования мощной моды Айткена и затем аккумуляционной моды.

Заключение

В ходе мониторинга дисперсного состава, проведенного на трех постах ИОА СО РАН, было установлено следующее:

– весенний вторичный максимум концентрации субмикронного аэрозоля был обусловлен образованием мощной и продолжительной дымки фотохимического и конденсационного происхождения;

– второй вторичный максимум, наблюдавшийся в августе, образовался вследствие переноса шлейфов от лесных пожаров, охвативших летом 2010 г. европейскую часть России, Южный и Средний Урал;

– формированию весенней дымки в зоне бореальных лесов предшествует интенсивная генерация наночастиц;

– наиболее часто события нуклеационных всплесков наблюдаются в весенний и осенний периоды года.

Работа выполнена при поддержке программ Президиума РАН № 4, ОНЗ РАН № 5, грантов РФФИ № 08-0592499, 11-05-00470, 11-05-00516, госконтрактов Минобрнауки РФ № 02.740.11.0674 и 14.740.11.0204.

1. Козлов В.С., Панченко М.В., Яушева Е.П. Субмикронный аэрозоль и сажа приземного слоя в суточном ходе // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23, № 7. С. 561–568.
2. Терпугова С.А., Панченко М.В., Докукина Т.А., Яушева Е.П., Козлов В.С. Сезонная изменчивость содержания веществ разной степени летучести в приземном аэрозоле по данным термооптических измерений // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23, № 6. С. 439–443.
3. Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Панченко М.В. Сезонная изменчивость вертикальных профилей поглощающих характеристик субмикронного аэрозоля в тропосфере // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22, № 7. С. 635–642.
4. Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю., Кабанов Д.М., Корниенко Г.И., Маркелов Ю.И., Михалев А.В., Николашкин С.В., Панченко М.В., Поддубный В.А., Полькин В.В., Смирнов А.В., Тащилин М.А., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С., Холбен Б.Н., Еремлина Т.А. Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщи атмосферы в условиях Сибири // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22, № 6. С. 566–574.
5. Терпугова С.А., Панченко М.В., Свириденков М.А., Докукина Т.А. Соотношения между оптическими и микрофизическими параметрами конденсационной изменчивости приземного аэрозоля // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22, № 7. С. 629–634.
6. Козлов В.С., Панченко М.В., Шмаргунов В.П., Рахимов Р.Ф. Влияние режима горения на изменчивость концентраций субмикронного аэрозоля и сажи в древесных дымах в аэрозольной камере большого объема // Изв. вузов. Физ. 2009. № 2/2. С. 128–132.
7. Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В., Козлов В.С. Влияние коры древесных материалов на оптико-микрофизические свойства пиролизных дымов // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23, № 5. С. 412–418.
8. Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В., Панченко М.В. Оптико-микрофизические свойства смешанных дымов от нескольких разнесенных источников // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23, № 8. С. 675–683.
9. Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В., Шмаргунов В.П. Вариации оптических постоянных и спектра размеров дымовых аэрозолей, образованных при термическом разложении разносортных древесных материалов // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23, № 4. С. 248–258.
10. Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В. Некоторые методические дополнения к решению обратной задачи для восстановления параметров дисперсной структуры дымов смешанного состава // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23, № 3. С. 183–190.

11. Смирнов В.В. Природа и эволюция сверхмалых аэрозольных частиц в атмосфере // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2006. Т. 42, № 6. С. 723–748.
12. Holmes N.S. A review of particle formation events and growth in the atmosphere in the various environments and discussion of mechanistic implications // Atmos. Environ. 2007. V. 41, N 10. P. 2183–2201.
13. Dal Maso M., Sogacheva L., Anisimov M.P., Arshinov M., Baklanov A., Belan B., Khodzher T.V., Obolkin V.A., Staroverova A., Vlasov A., Zagaynov V.A., Lushnikov A., Lyubovtseva Y.S., Riipinen I., Kerminen V.-M., Kulmala M. Aerosol particle formation events at two Siberian stations inside the boreal forest // Boreal Environ. Res. 2008. V. 13, N 2. P. 81–92.
14. Mäkelä J.M., Aalto P., Jokinen V., Pohja T., Nissinen A., Palmroth S., Markkannen T., Seitsonen K., Lihavainen H., Kulmala M. Observations of ultrafine aerosol particle formation and growth in boreal forest // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24, N 10. P. 1219–1222.
15. Kulmala M., Toivonen A., Mäkelä J., Laaksonen A. Analysis of the growth of nucleation mode particles observed in boreal forest // Tellus B. 1998. V. 50, N 5. P. 449–462.
16. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д. Суточный ход концентрации микродисперсной фракции аэрозоля // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13, № 11. С. 983–990.
17. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Paris J.-D., Заде Г.О., Симоненков Д.В. Пространственная и временная изменчивость микродисперсной фракции аэрозоля (наночастиц) на территории Сибири // Оптика атмосф. и океана. 2008. Т. 21, № 12. С. 1015–1023.
18. Paris J.-D., Arshinov M.Yu., Ciais P., Belan B.D., Nédélec P. Large-scale aircraft observations of ultra-fine and fine particle concentrations in the remote Siberian troposphere: New particle formation studies // Atmos. Environ. 2009. V. 43, N 6, P. 1302–1309.
19. Arshinov M.Yu., Paris J.-D., Nédélec P., Stohl A., Belan B.D., Ciais P., Cousin J.-M., Fofonov A. Ultra-fine and Fine Particle Concentrations Measured in the Remote Siberian Troposphere during Large-scale Aircraft Surveys: YAK-AEROSIB/POLARCAT 2008 Campaigns // Nucleation and Atmospheric Aerosols: Proc. 18th Int. Conf. on Nucleation and Atmospheric Aerosols. 10–14 August 2009, Prague, Czech Republic / Edited by Jiri Smolik and Colin O'Dowd. 2009. P. 120–125.
20. Eremenko S., Ankilov A. Conversion of the diffusion battery data to particle size distribution: Multiple Solutions Averaging algorithm (MSA) // J. Aerosol Sci. 1995. V. 26, suppl. 1. P. 749–750.
21. Козлов А.С., Анкилов А.Н., Бакланов А.М., Власенко А.Л., Еременко С.И., Малышкин С.Б. Исследование механических процессов образования субмикронного аэрозоля // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13, № 6–7. С. 664–666.
22. Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э., Самойлова С.В. Результаты лазерного зондирования аэрозольных примесей в тропосфере в 2010 году над г. Томском после вулканических извержений в Исландии // Аэрозоли Сибири. XVI Рабочая Группа: Тезисы докл. Томск: Изд-е ИОА СО РАН, 2010. С. 101.
23. Долгий С.И., Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Невзоров А.В. Следы извержения вулкана Eyjafjallajökull согласно данным лидарных наблюдений в Томске и Сургуте // Аэрозоли Сибири. XVII Рабочая группа: Тезисы докл. Томск: Изд-е ИОА СО РАН, 2010. С. 11.
24. Paris J.-D., Stohl A., Ciais P., Nédélec P., Belan B., Arshinov M., Ramonet M. Source-receptor relationships for airborne measurements of CO₂, CO, and O₃ in the troposphere above Siberia: a cluster-based approach // Atmos. Chem. Phys. 2010. V. 10, N 4. P. 1671–1687.

M.Yu. Arshinov, B.D. Belan. Study of the aerosol size distribution during spring haze and biomass burning events.

In this paper, the study of seasonal dynamics of aerosol size distribution performed based on the continuous aerosol measurements carried out at three sites in the vicinity of Tomsk is presented. It is shown that a primary and two secondary maxima in aerosol particle concentration are observed. A spring secondary maximum is caused by the formation of a strong and long-duration haze of photochemical and condensational origin. The spring haze is the result of intensive new particle formation processes occurred in Siberian boreal zone. Another secondary maximum observed on August 2010 was formed due to the wild fire plumes transported from European Russia and Ural. The frequency of new particle formations events is higher during spring and autumn.