

УДК 523.334.3, 535.361.1

О результатах исследований аэрозольной оптической толщи атмосферы в арктических районах

С.М. Сакерин¹, С.Ю. Андреев¹, Д.М. Кабанов¹, С.В. Николашкин²,
А.Н. Прахов³, В.Ф. Радионов³, Ю.С. Турчинович¹, Д.Г. Чернов¹,
В.N. Holben⁴, А. Smirnov⁴, М.G. Sorokin^{4*}

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

²Институт космических исследований и аэронавтики им. Ю.Г. Шафера СО РАН
677980, г. Якутск, пр. Ленина, 31, Россия

³Арктический и антарктический научно-исследовательский институт
199397, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38, Россия

⁴NASA Goddard Space Flight Center
8800 Greenbelt Rd, Greenbelt, MD 20771, USA

Поступила в редакцию 21.12.2013 г.

Обсуждаются характеристики спектральной аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы, измеренные солнечными фотометрами в высокоширотных районах (Шпицберген, Тикси, Якутск). Сезонная изменчивость характеризуется уменьшением АОТ с весны до осени примерно в 2 раза в Якутии и в 1,5 раза в районе Шпицбергена. Показано, что высокая селективность спектральной зависимости АОТ в теплый период (показатели Ангстрема от 1,3 до 1,8) обусловлена низким содержанием грубодисперсного аэрозоля. По многолетним данным спутниковых наблюдений (MODIS) оценивается пространственное распределение аэрозольного замутнения и отмечается систематическое завышение спутниковых значений АОТ над арктическими морями.

Ключевые слова: Арктика, аэрозольная оптическая толщина, годовой ход, пространственное распределение; Arctic, aerosol optical depth, annual behavior, spatial distribution.

Введение

Актуальность исследований природной среды, включая аэрозоль, в высокоширотных районах обусловлена двумя основными причинами: глобальным потеплением климата, наиболее проявившимся именно в полярных районах Северного полушария [1–3 и др.] и начавшимся освоением Арктического бассейна. О повышенном внимании к климато-экологическим проблемам Арктики свидетельствуют проведение Международного полярного года 2007/08 и ряда крупных международных форумов, а о практических шагах – создание и переоснащение полярных станций в Тикси [4], Баренцбурге (Шпицберген) [5] и на острове Самойловском [6]. Целью проводимых работ является переход от эпизодических экспе-

диционных измерений к регулярному мониторингу окружающей среды для получения статистически обоснованных данных об уровне загрязнений, путях их переноса в арктические районы и основных источниках.

Одним из наиболее динамичных компонентов природной среды является аэрозоль, который играет важную роль в процессах радиационных переносов и массообмена в системе «континент–атмосфера–океан». В качестве характеристики его интегрального содержания в атмосфере обычно используется аэрозольная оптическая толщина (АОТ). Экспедиционные измерения спектральных АОТ, выполненные в 70–80-х гг. XX в. [7–11], показали, что атмосфера в акватории Северного Ледовитого океана отличается малым содержанием аэрозоля. Вместе с тем было обнаружено повышенное аэрозольное замутнение с максимумом в марте–апреле, названное «арктической дымкой» [10–12]. Результаты исследований химического состава аэрозоля и траекторного анализа привели к выводу, что существенное влияние на состав арктического воздуха оказывают выносы аэрозоля из промышленно развитых районов Евразии [11–15 и др.]. Следовательно, содержание аэрозоля в Арктике определяется интенсивностью антропогенных эмиссий в умеренных широтах и меридиональных циркуляций.

* Сергей Михайлович Сакерин (sms@iao.ru); Сергей Юрьевич Андреев (serga@iao.ru); Дмитрий Михайлович Кабанов (dkab@iao.ru); Семен Викторович Николашкин (nikolashkin@ikfia.ysn.ru); Александр Николаевич Прахов (alex.prahov@mail.ru); Владимир Федорович Радионов (vradion@aari.nw.ru); Юрий Сергеевич Турчинович (tus@iao.ru); Дмитрий Григорьевич Чернов (chernov@iao.ru); Brent N. Holben (Brent.N.Holben@nasa.gov); Alexander Smirnov (Alexander.Smirnov-1@nasa.gov); Mikhail G. Sorokin.

Российские исследования АОТ атмосферы в арктических районах были возобновлены после 30-летнего перерыва – в сотрудничестве авторов проведено несколько циклов измерений в районе Тикси в июне 2010 г. и на архипелаге Шпицберген в весенне-летние периоды 2011–2013 гг. [16–20]. С учетом ввода в действие станции AERONET в Тикси [4] измерения АОТ в Российском секторе Арктики стали регулярными. В настоящей статье обобщаются результаты наблюдений АОТ атмосферы в районах Шпицбергена и Тикси с привлечением многолетних данных спутниковых измерений (MODIS).

1. Характеристика экспериментов и анализируемых данных

В экспедиционных измерениях АОТ в районах Тикси (71°35,22' с.ш.; 128°55,29' в.д.) и Баренцбурга (архипелаг Шпицберген – 78°03,54' с.ш.; 14°13,16' в.д.) использовался портативный солнечный фотометр SPM [21]. Многолетние наблюдения в Якутске (61°39,65' с.ш.; 129°22,01' в.д.), затем в Тикси ведутся с помощью Sun-Sky-радиометров Cimel CE-318 (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>; [23]). Описания фотометров и методики измерений АОТ τ_λ^a и влагосодержания атмосферы W уже приводились в наших публикациях (см., например, [21–23]), поэтому напомним только спектральные характеристики фотометров: SPM имеет 12 спектральных каналов в диапазоне 0,34–2,14 мкм; CE-318 – 8 спектральных каналов в диапазоне 0,34–1,02 мкм.

Сетевые фотометры CE-318 работают в программно заданном режиме: максимальная частота замеров составляет 4 раза в час при высоте Солнца более 36°. Данные измерений, искаженные влиянием облачности, исключаются с помощью специального алгоритма фильтрации «cloud screening» [24].

Измерения фотометрами SPM проводятся сериями – по 5–10 единичных замеров в ситуациях, когда Солнце не закрыто облаками. По полученным данным определялись среднечасовые и среднедневные значения τ_λ^a , влагосодержания W и параметров α , β формулы Ангрстрема, которая описывает спектральную зависимость АОТ в области спектра до 1 мкм: $\tau_\lambda^a = \beta \lambda^{-\alpha}$. Параметры α , β рассчитывались методом наименьших квадратов после логарифмирования спектральных зависимостей АОТ для диапазона 0,44–0,87 мкм.

Измерения в расширенном диапазоне спектра (0,34–2,14 мкм) дают возможность оценить две составляющие АОТ, обусловленные ослаблением радиации грубо- и мелкодисперсным аэрозолем. В качестве грубодисперсной компоненты τ^c брались минимальные значения АОТ, измеренные в диапазоне 1,24–2,14 мкм, а мелкодисперсная компонента оценивалась для длины волны 0,5 мкм – как остаточная толща: $\tau_{0,5}^f = \tau_{0,5}^a - \tau^c$ (подробнее см. [23, 25]).

Пространственное распределение аэрозольного замутнения в высоких широтах оценивалось по данным спутниковых спектрометров MODIS (TERRA

и AQUA), полученным за период 2001–2011 гг. (коллекция 5.1): АОТ на длине волны 0,55 мкм с пространственным разрешением 1° и временным усреднением 1 мес. Указанная информация находится в свободном доступе на сайте [26].

2. Вариации АОТ атмосферы в пос. Баренцбург (Шпицберген)

В наших публикациях [18, 19] уже обсуждались результаты экспедиционных исследований оптических и микрофизических характеристик аэрозоля весной и летом 2011 г. на территории Зональной гидрометеорологической обсерватории в пос. Баренцбург. В 2012–2013 гг. в этом же районе проведены новые циклы измерений АОТ и влагосодержания атмосферы с использованием портативного солнечного фотометра SPM [21].

Средние спектральные зависимости АОТ атмосферы в «весенние» и «летние» циклы наблюдений 2011–2013 гг. показаны на рис. 1, а в табл. 1 и 2 приведены статистические данные о количестве измерений и полученных характеристиках атмосферной толщи. Заметим, что сезонное название отдельных циклов является условным.

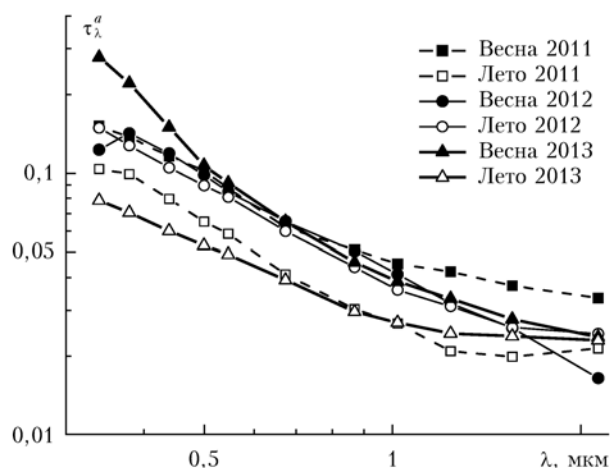


Рис. 1. Средние спектральные зависимости АОТ атмосферы в районе Баренцбурга в «весенние» и «летние» циклы измерений 2011–2013 гг.

Таблица 1
Статистика измерений АОТ в Баренцбурге в 2012–2013 гг.

Измерительный цикл	Период	Количество		
		дней измерений	среднечасовых замеров	единичных замеров
«Весна» (2012)	21.04–12.06	17	47	290
«Лето» (2012)	21.07–28.08	8	26	581
«Весна» (2013)	16.04–21.04	6	32	122
«Лето» (2013)	21.08–07.09	7	32	92

Таблица 2

Средние (\pm СКО) значения характеристик атмосферной толщи в районе Баренцбурга весной и летом 2011 [18], 2012–2013 гг. и за 3 года измерений

Характеристика	2011	2012	2013	2011–2013
«Весна»				
$\tau_{0,34}^a$	$0,150 \pm 0,048$	$0,122 \pm 0,031$	$0,273 \pm 0,031$	$0,156 \pm 0,063$
$\tau_{0,5}^a$	$0,101 \pm 0,027$	$0,097 \pm 0,024$	$0,106 \pm 0,022$	$0,100 \pm 0,025$
$\tau_{0,87}^a$	$0,051 \pm 0,016$	$0,050 \pm 0,011$	$0,045 \pm 0,015$	$0,050 \pm 0,014$
$\tau_{1,02}^a$	$0,045 \pm 0,016$	$0,041 \pm 0,013$	$0,039 \pm 0,016$	$0,042 \pm 0,014$
$\tau_{2,14}^a$	$0,033 \pm 0,013$	$0,017 \pm 0,004$	$0,024 \pm 0,015$	$0,025 \pm 0,013$
α	$1,28 \pm 0,34$	$1,25 \pm 0,09$	$1,71 \pm 0,30$	$1,33 \pm 0,30$
β	$0,041 \pm 0,016$	$0,041 \pm 0,010$	$0,035 \pm 0,013$	$0,040 \pm 0,013$
$\tau_{0,5}^f$	$0,068 \pm 0,027$	$0,081 \pm 0,024$	$0,082 \pm 0,020$	$0,075 \pm 0,025$
τ^c	$0,033 \pm 0,013$	$0,017 \pm 0,004$	$0,024 \pm 0,015$	$0,025 \pm 0,013$
$W, \text{ г/см}^2$	$0,54 \pm 0,13$	$0,61 \pm 0,22$	$0,47 \pm 0,15$	$0,56 \pm 0,18$
«Лето»				
$\tau_{0,34}^a$	$0,103 \pm 0,022$	$0,147 \pm 0,038$	$0,078 \pm 0,019$	$0,109 \pm 0,037$
$\tau_{0,5}^a$	$0,065 \pm 0,011$	$0,089 \pm 0,027$	$0,053 \pm 0,015$	$0,069 \pm 0,022$
$\tau_{0,87}^a$	$0,030 \pm 0,005$	$0,044 \pm 0,009$	$0,030 \pm 0,012$	$0,034 \pm 0,01$
$\tau_{1,02}^a$	$0,027 \pm 0,005$	$0,036 \pm 0,007$	$0,027 \pm 0,012$	$0,029 \pm 0,009$
$\tau_{2,14}^a$	$0,021 \pm 0,005$	$0,024 \pm 0,003$	$0,023 \pm 0,008$	$0,023 \pm 0,006$
α	$1,42 \pm 0,11$	$1,26 \pm 0,22$	$1,06 \pm 0,38$	$1,28 \pm 0,27$
β	$0,024 \pm 0,004$	$0,036 \pm 0,008$	$0,026 \pm 0,011$	$0,028 \pm 0,009$
$\tau_{0,5}^f$	$0,045 \pm 0,009$	$0,065 \pm 0,027$	$0,030 \pm 0,010$	$0,047 \pm 0,021$
τ^c	$0,020 \pm 0,004$	$0,024 \pm 0,003$	$0,023 \pm 0,008$	$0,022 \pm 0,005$
$W, \text{ г/см}^2$	$1,27 \pm 0,27$	$1,11 \pm 0,30$	$1,11 \pm 0,17$	$1,19 \pm 0,27$

В результатах измерений 2013 г., как и в 2011 г., хорошо проявился сезонный спад АОТ от весны к осени, например в области 0,5 мкм АОТ уменьшилась в среднем от 0,1 до 0,07. Сезонное уменьшение параметров Ангстрема составило у α от 1,7 до 1,06, у β от 0,035 до 0,026. Обратим внимание, что 2013 г. характеризовался самыми высокими (весной) и самыми низкими (летом) значениями параметра α и АОТ в коротковолновой части спектра (0,34–0,44 мкм).

В измерительный период 2012 г. сезонного уменьшения аэрозольного замутнения не наблюдалось: различие средних АОТ весной и летом меньше среднеквадратического отклонения (СКО) межсуточных вариаций. Среднедневные значения АОТ в области 0,5 мкм варьировали в диапазоне 0,057–0,166 при среднем значении $\tau_{0,5}^a = 0,095$; показатель селективности Ангстрема α менялся от 0,8 до 1,48 при среднем значении $\bar{\alpha} = 1,25$.

Из рис. 1 видно, что особенностью спектрального хода $\tau^a(\lambda)$ весной 2012 г. являлся более продолжительный степенной спад АОТ вплоть до 2,14 мкм. Причем в диапазоне $\lambda < 1$ мкм средние весенние значения АОТ в 2012 и 2011 гг. совпадают, а в более длинноволновом диапазоне они ниже всех летних данных. Такое поведение $\tau^a(\lambda)$ обусловлено перераспределением вклада в ослабление радиации мелко- и грубодисперсного аэрозоля. Сравнение $\tau_{0,5}^f$ и τ^c в разные сезоны и годы показывает (см. табл. 2), что «весенний» цикл 2012 г. отличался самыми низкими значениями $\tau^c = 0,017$ и одновременно высоким $\tau_{0,5}^f = 0,081$. В другие годы, с наступлением лета, обе компоненты АОТ уменьшаются, но в 2012 г. τ^c уве-

личилась, а $\tau_{0,5}^f$ осталась практически на уровне весенних значений.

Заметим, что некоторые отличия сезонных значений АОТ в отдельные годы могут быть обусловлены как малой продолжительностью циклов измерений, так и спецификой погодных и циркуляционных условий. В частности, относительно большие АОТ в июле–августе 2012 г., завуалировавшие сезонный спад, могли быть следствием дальнего переноса дымового аэрозоля из Сибири, где в этот период наблюдались массовые лесные пожары. Об этом свидетельствуют данные обратного траекторного анализа (<http://www.ready.noaa.gov/ready/hysplit4.html>), показавшие, что при повышенных замутнениях атмосферы 31 июля, 14 и 18 августа воздушные массы в район Шпицбергена приходили со стороны Сибири.

Для получения более достоверных оценок были рассчитаны средние характеристики для объединенных (2011–2013 гг.) массивов данных, полученных в «весенние» (42 дня) и «летние» (27 дней) периоды измерений (см. последний столбец табл. 2 и рис. 2).

Сравнение данных за 3-летний период показывает, что от весны к лету уменьшаются все характеристики АОТ, но наиболее значима динамика мелкодисперсной компоненты $\tau_{0,5}^a$ – на 60%. Именно сезонный спад содержания мелких частиц и влечет за собой уменьшение τ_{λ}^a , α и β .

Обращает на себя внимание, что средние значения показателя селективности Ангстрема в *морском арктическом* районе ($\alpha = 1,28$ – $1,33$) находятся в середине диапазона *континентальных* значений, например в Томске и Сибири среднемесячные α в теплый

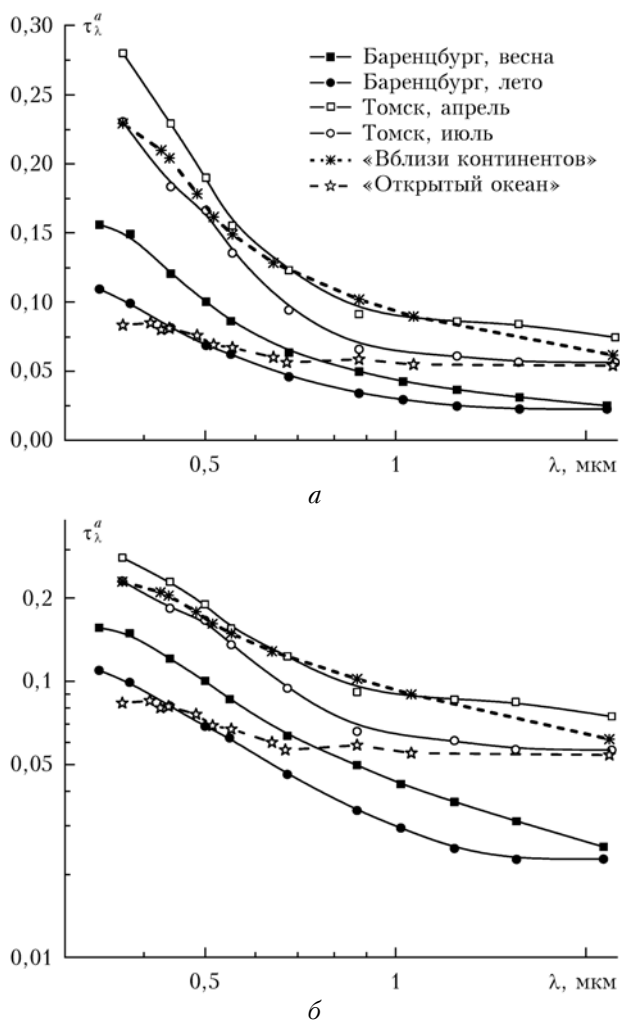


Рис. 2. Средние спектральные зависимости $\tau^a(\lambda)$ в районах Баренцбурга, Томска [22], «вблизи континентов» и «открытого океана» [26]: линейная (а) и логарифмическая (б) шкала

период меняются от 1,2 до 1,5 [23]. Однако это совпадение не является артефактом. При сравнительном анализе иногда упускается из виду, что формула Ангрестра является *двухпараметрической* зависимостью и характеризует *относительный* спектральный ход $\tau^a(\lambda)$ — с учетом или относительно параметра β , который мало отличается от τ^c или величины АОТ в ИК-диапазоне [23, 25]. В данном случае показатель α сохраняется на уровне континентальных значений, потому что наряду со снижением мелкодисперсной компоненты АОТ в полярном районе существенно уменьшается и τ^c .

То, что близкие значения показателя α могут относиться к разным спектральным АОТ атмосферы, можно проследить по данным рис. 2, где для сравнения приведены средние $\tau^a(\lambda)$ в умеренных широтах континента и океана: Томск [23], Атлантика «вблизи континентов» и в удаленных морских районах — «открытый океан» [27]. АОТ атмосферы в районах Томска и Баренцбурга различаются существенно (в первую очередь из-за большей величины τ^c в континенталь-

ном районе), но наклон спектральных зависимостей $\tau^a(\lambda)$ на участке до 1 мкм в логарифмической шкале (или показатель α) практически одинаковый.

Примерно так же различается АОТ в Баренцбурге и с данными в морских районах «вблизи континентов», хотя показатель α в них меньше лишь на величину среднеквадратического отклонения ($\bar{\alpha} = 1,11$ [27]). В удаленных районах океана величина τ^c находится на том же уровне, что «вблизи континентов» и в Томске летом, но спектральная зависимость АОТ в «открытом океане» наиболее пологая ($\bar{\alpha} = 0,59$ [27]), что обусловлено низким содержанием мелкодисперсного аэрозоля — $\tau_{0,5}^f$.

Таким образом, основное различие $\tau^a(\lambda)$ на архипелаге Шпицберген и в районах средних широт состоит в малой величине грубодисперсной составляющей τ^c . Вторая компонента АОТ $\tau_{0,5}^f$ имеет умеренные значения и занимает промежуточное положение между данными в «открытом океане» и в Томске летом (или «вблизи континентов»).

Сезонная динамика влагосодержания атмосферы по сравнению с динамикой АОТ более устойчива: несмотря на межсезонные вариации, каждый год отчетливо проявляется увеличение W от весны к лету, а затем спад к осени. Межгодовые различия средних «весенних» и «летних» значений влагосодержания невелики и в основном обусловлены не природными факторами, а разными сроками проведения измерений (см. табл. 1).

3. АОТ атмосферы в Якутии

Сезонная изменчивость АОТ. Как уже отмечалось, исследования во второй половине XX в. показали [7–10], что годовой ход АОТ в Арктике характеризуется весенним максимумом (март–апрель) и последующим спадом до осени (наиболее интенсивно с апреля по июнь). В целом такая же тенденция изменения аэрозольного замутнения наблюдается и в более южных районах. Отличие состоит в том, что в умеренных широтах проявляется еще летний максимум АОТ, иногда более высокий, чем весенний [23, 28, 29].

Для оценки особенностей сезонной изменчивости АОТ в современный период рассмотрим данные сетевых наблюдений AERONET в северном и центральном районах Якутии: в обсерватории Тикси [4] (2010–2013 гг.) и вблизи Якутска (2004–2013 гг.). Хотя Якутск и находится южнее арктической зоны, но это самый северный район азиатской части России, где накоплены многолетние данные об изменчивости спектральных значений АОТ атмосферы.

Предварительный анализ результатов (рис. 3, а) показал, что мощные лесные пожары, наблюдавшиеся в Сибири летом 2012 г. [30, 31], существенно исказили сезонную изменчивость АОТ атмосферы не только в центральной части Якутии, но и на арктическом побережье (Тикси). Под влиянием дымового аэрозоля АОТ в середине видимого диапазона спектра увеличилась примерно в 2 раза: в Якутске — в июне–июле, в Тикси — на месяц позже.

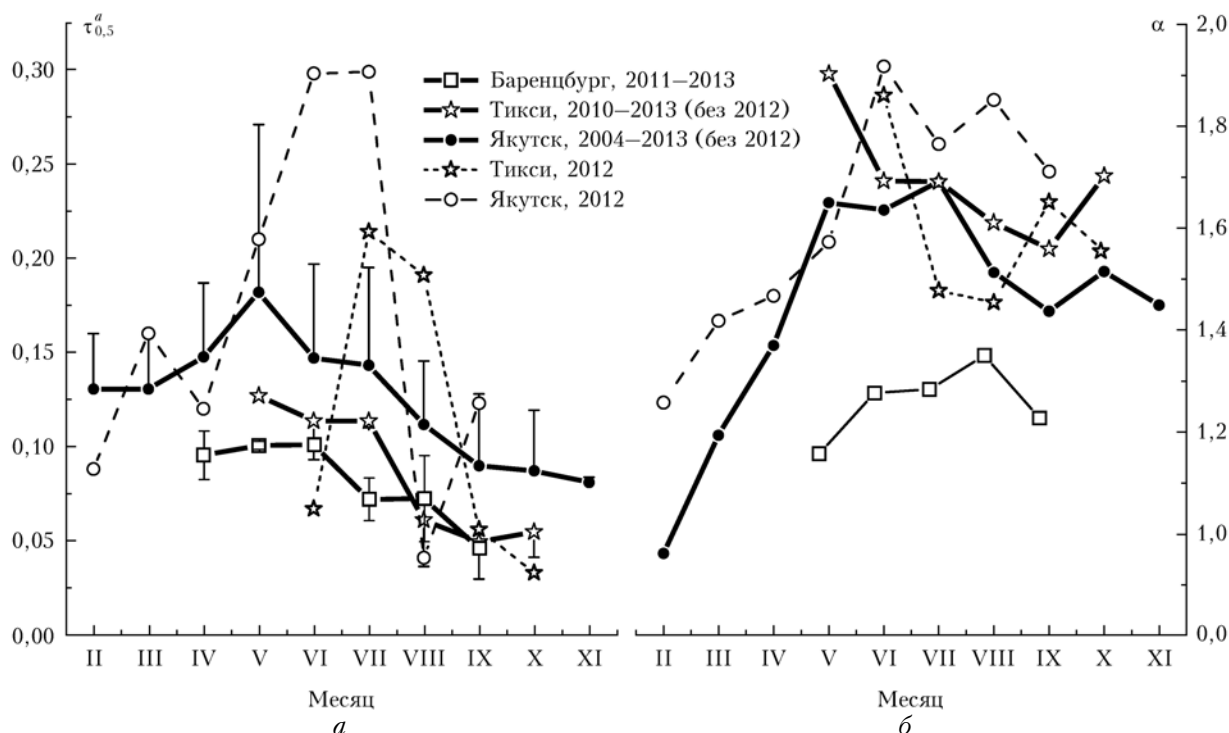


Рис. 3. Годовой ход $\tau_{0,5}^a$ (а) и показателя Ангстрема α (б) в арктических и субарктических районах

Если исключить аномальные данные 2012 г., то средняя тенденция годового хода АОТ в рассматриваемых районах Якутии одинакова – примерно двукратное уменьшение с конца весны до ноября. Более подробную количественную информацию можно получить из табл. 3, где приведены средние значения τ_{λ}^a , α , β и W в характерные периоды года: во время весеннего максимума, в середине лета и осенью. Отметим следующие особенности характеристик атмосферной толщи в двух районах Якутии. Средние АОТ в Тикси во все месяцы и на всех длинах волн на 0,02–0,03 меньше, чем в Якутске. У параметров Ангстрема соотношение противоположное: показатель α в Тикси немного больше, а параметр β – меньше, чем в Якутске. Сезонная изменчивость показателя α в Якутске и Тикси типична для континента – самые большие α наблюдаются в теплый период (более 1,7) и минимальные зимой ($\alpha \approx 1$). Значения влажностного содержания атмосферы соответствуют известной сезонной изменчивости (максимум в июле, минимум зимой) и широтному убыванию [32, 33].

Для сравнения на рис. 3 приведен также график годового хода АОТ в Баренцбурге. Из сопоставления данных следует, что в Европейском секторе Арктики диапазон сезонного изменения аэрозольного замутнения несколько меньше за счет пониженных значений АОТ в весенний период (летом АОТ в двух арктических районах примерно одинаковы).

Отдельного комментария требуют очень большие средние значения показателя α , которые с апреля по ноябрь варьируют в диапазоне 1,4–1,8 (такие значения обычно характерны для дымов лесных пожаров). По нашему мнению, основной причиной высокой селективности спектрального хода АОТ явля-

ется малое содержание в полярной атмосфере грубодисперсного аэрозоля, что уже отмечалось в разд. 2.

Таблица 3
Средние характеристики атмосферной толщи в Якутске и Тикси во время весеннего максимума, осеннего минимума и в середине лета

Характеристика	Тикси	Якутск
<i>Май</i>		
$\tau_{0,34}^a$	0,213	0,316
$\tau_{0,5}^a$	0,127	0,182
$\tau_{0,87}^a$	0,045	0,074
α	1,910	1,600
β	0,033	0,058
W	0,980	1,060
<i>Июль</i>		
$\tau_{0,34}^a$	0,188	0,242
$\tau_{0,5}^a$	0,114	0,143
$\tau_{0,87}^a$	0,044	0,056
α	1,710	1,690
β	0,035	0,044
W	1,740	2,110
<i>Сентябрь–октябрь</i>		
$\tau_{0,34}^a$	0,084	0,141
$\tau_{0,5}^a$	0,052	0,089
$\tau_{0,87}^a$	0,022	0,040
α	1,630	1,500
β	0,017	0,032
W	0,620	0,860

Отсутствие результатов измерений АОТ в ИК-диапазоне (как в Баренцбурге) не дает возможность определить грубодисперсную компоненту АОТ – τ^c .

Но ее можно оценить по величине параметра β , который тесно связан с τ^c приблизительно линейной зависимостью (среднее отличие не более 0,01) [23, 25]. Из табл. 2 и 3 видно, что весной и летом средние значения β в Тикси и Баренцбурге составляют 0,03–0,04, в субполярном Якутске 0,044–0,058, а в фоновых районах умеренных широт в 1,5–2 раза больше. Например, в Томске средние β в теплый период находятся в диапазоне 0,05–0,08 [23]. Значит, примерно в такой же пропорции возрастает (с уменьшением широты) и грубодисперсная компонента АОТ.

О малом содержании грубодисперсного аэрозоля в полярных районах и его возрастании при переходе к субполярным и умеренным широтам свидетельствуют также пока не многочисленные результаты восстановления концентраций частиц, рассмотренных ниже.

Таким образом, большие значения показателя α в высокоширотных районах обусловлены не повышенным уровнем мелкодисперсного аэрозоля (как в дымовых ситуациях), а низким содержанием крупных частиц, что отражается и в малой величине параметра β .

Интерпретация сезонной изменчивости АОТ в высоких широтах затруднена: данные в холодный период малочисленны из-за малой высоты Солнца, а в декабре–январе вообще отсутствуют из-за полярной ночи. Тем не менее для замыкания годового хода следует полагать, что зимой (с ноября–декабря) происходит увеличение АОТ атмосферы.

Зимний рост аэрозольного замутнения в полярных районах с максимумом в начале весны обычно приписывается влиянию выносов антропогенного аэрозоля из Евразии [7–11 и др.]. Не отрицая антропогенного влияния, необходимо уточнить, что правильнее говорить о выносах *любого мелкодисперсного* аэрозоля из более южных районов. Дело в том, что весеннее увеличение содержания аэрозоля и наличие соответствующего максимума АОТ являются общими свойствами для большинства районов умеренных широт [23, 29]. Поэтому естественно, что циркуляциями воздуха мелкодисперсный аэрозоль (независимо от типа – антропогенный или природный) выносится и в полярные широты. По мере схода снеж-

ного покрова арктическая атмосфера обогащается также «весенним» аэрозолем, генерируемым в зоне тундры.

Восстановленные характеристики аэрозоля.

По данным наблюдений AERONET в условиях безоблачного неба кроме АОТ определяется и ряд других характеристик аэрозоля [34–36]: альbedo однократного рассеяния (АОР) Λ , фактор асимметрии индикаторы рассеяния $\langle \mu \rangle$ и параметры микроструктуры – объемные концентрации C_V ($\text{мкм}^3/\text{мкм}^2$), медианные радиусы r (мкм) и стандартное отклонение логнормальных распределений σ , мелкодисперсной (подстрочный символ f) и грубодисперсной (символ c) фракций частиц. Средние значения указанных характеристик для трех сезонов приведены в табл. 4 и на рис. 4.

Необходимо пояснить, что области измеренных значений АОТ, рассмотренных выше, и восстановленных характеристик аэрозоля перекрываются лишь частично и между ними нет строгого соответствия. Во-первых, восстановленные характеристики определяются только при ясном небе, следовательно в существенно меньшем объеме (подробнее см. [23]) и для одного типа погодных условий. Во-вторых, методика определения АОР аэрозоля применима при относительно высоких замутнениях атмосферы ($\tau_{0,44}^a > 0,4$ [36]), которые нетипичны для высокоширотных районов. (Такие значения АОТ в обычно чистой полярной атмосфере фактически относятся к дымам лесных пожаров.) Из-за методических ограничений и короткого периода измерений в Тикси параметры микроструктуры и $\langle \mu \rangle$ восстановлены только для 35 дней измерений, а АОР – для одного дня. С учетом перечисленных обстоятельств рассмотренные ниже средние значения характеристик в различные сезоны носят оценочный характер и относятся к ограниченному кругу аэрозольных ситуаций.

Из сравнения характеристик мелкодисперсной моды видно (см. табл. 4), что сезонные отличия медианных радиусов частиц и σ_f в Тикси и Якутске незначительны. Концентрации мелкодисперсных частиц немного выше в Якутске, а сезонный ход в двух районах качественно одинаков – небольшое увеличение C_f от весны к лету и двукратный спад осенью.

Таблица 4

Средние значения параметров микроструктуры аэрозоля для отдельных сезонов

Сезон	Мелкодисперсная мода			Грубодисперсная мода			Кол-во дней измерений
	C_f , $\text{мкм}^3/\text{мкм}^2$	r_f , мкм	σ_f	C_c , $\text{мкм}^3/\text{мкм}^2$	r_c , мкм	σ_c	
<i>Тикси</i>							
Весна	$0,017 \pm 0,007$	$0,17 \pm 0,02$	$0,43 \pm 0,04$	$0,010 \pm 0,011$	$2,02 \pm 0,51$	$0,76 \pm 0,05$	3
Лето	$0,023 \pm 0,039$	$0,19 \pm 0,02$	$0,43 \pm 0,03$	$0,005 \pm 0,006$	$2,89 \pm 0,63$	$0,79 \pm 0,04$	14
Осень	$0,009 \pm 0,008$	$0,18 \pm 0,04$	$0,44 \pm 0,04$	$0,002 \pm 0,002$	$2,42 \pm 0,65$	$0,77 \pm 0,07$	18
<i>Общее</i>	$0,016 \pm 0,026$	$0,19 \pm 0,03$	$0,44 \pm 0,04$	$0,004 \pm 0,005$	$2,57 \pm 0,68$	$0,78 \pm 0,06$	35
<i>Якутск</i>							
Весна	$0,026 \pm 0,044$	$0,20 \pm 0,03$	$0,44 \pm 0,05$	$0,013 \pm 0,013$	$2,06 \pm 0,58$	$0,74 \pm 0,07$	175
Лето	$0,028 \pm 0,034$	$0,17 \pm 0,03$	$0,45 \pm 0,05$	$0,014 \pm 0,018$	$3,02 \pm 0,55$	$0,69 \pm 0,07$	250
Осень	$0,012 \pm 0,006$	$0,19 \pm 0,03$	$0,47 \pm 0,06$	$0,006 \pm 0,005$	$2,98 \pm 0,72$	$0,70 \pm 0,07$	76
<i>Общее</i>	$0,025 \pm 0,036$	$0,19 \pm 0,03$	$0,45 \pm 0,05$	$0,012 \pm 0,015$	$2,67 \pm 0,74$	$0,71 \pm 0,07$	502

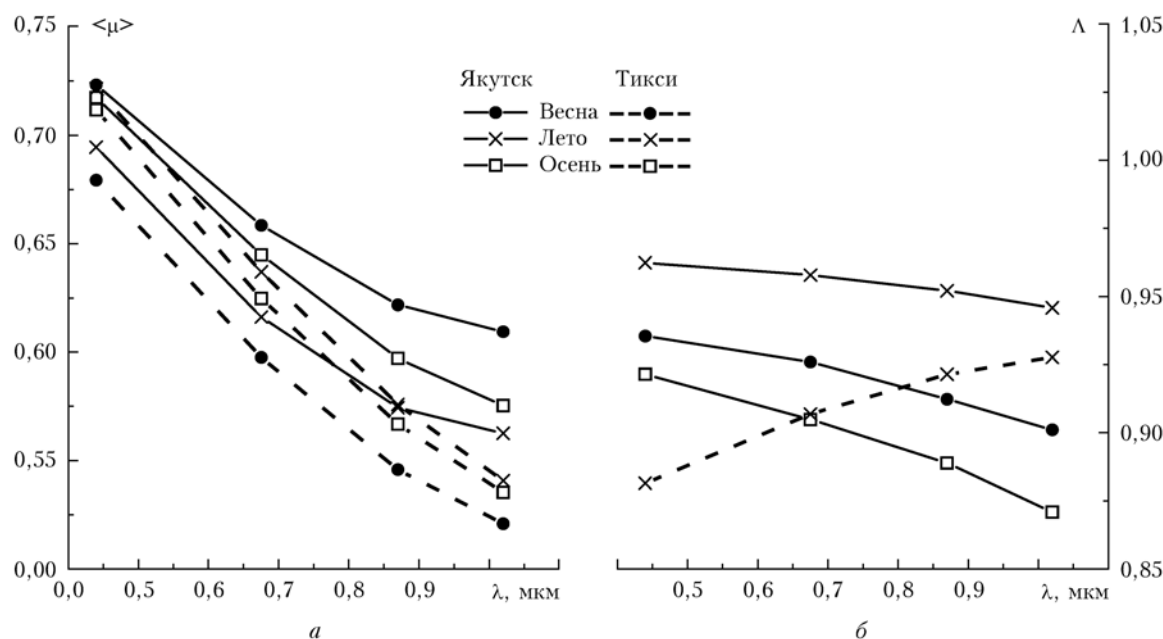


Рис. 4. Средние спектральные зависимости $\langle \mu \rangle$ (а) и Λ (б) в районе Якутска (сплошные линии) и Тикси (штриховые) в разные сезоны

Более существенное различие наблюдается в концентрации грубодисперсных частиц: в Якутске она примерно в 3 раза, а в умеренных широтах Сибири (Томск [23]) примерно в 5 раз выше, чем в Тикси. Сезонная изменчивость концентрации крупных частиц в полярном районе характеризуется значительным спадом с весны до осени. В субполярном Якутске весной и летом средние значения C_c примерно одинаковы, а осенью в 2 раза меньше. Одновременно с изменением концентрации немного меняются медианные радиусы частиц – растут к лету, затем спадают к осени.

Фактор асимметрии (степень вытянутости) индикаторы рассеяния аэрозоля (см. рис. 4) характеризуется примерно 20%-м спадом с ростом длины волны. В Тикси величина $\langle \mu \rangle$ в среднем меньше, чем в Якутске, а также в других районах азиатской части России [23]. Более всего это проявляется в ИК-диапазоне спектра: в Якутске средние значения $\langle \mu \rangle$ меняются от 0,56 до 0,61, а в Тикси не превышают 0,54. Еще одно отличие касается сезонной изменчивости: в Якутске и других районах минимальные значения $\langle \mu \rangle$ наблюдаются летом, а в Тикси летом они самые большие (возможно, это противоречие обусловлено малым числом измерений в полярном районе).

Альbedo однократного рассеяния аэрозоля в Якутске отличается высокими значениями (малым поглощением): максимальные $\Lambda \approx 0,95$ наблюдаются летом, а в переходные сезоны АОР, как и в других районах [23], снижается на 5–7%. Спектральный ход АОР в Якутске такой же, как и в других районах – монотонно спадает с ростом длины волны. В Тикси спектральная зависимость АОР оказалась противоположной, но эти данные получены только для одного дня измерений, поэтому их интерпретация пока преждевременна.

4. Пространственное распределение АОР в Арктике по данным MODIS

Из-за малочисленности пунктов наземных наблюдений АОР в арктических районах были рассмотрены результаты спутниковых измерений с помощью спектрометра MODIS [26]. На рис. 5 показано пространственное распределение средних значений $\tau_{0,55}^a$ и среднеквадратических отклонений σ_τ в арктической зоне России по данным наблюдений с 2003 по 2011 г. В расчетах использовались только статистически обеспеченные данные для июня–сентября. Для количественной оценки пространственных различий аэрозольного замутнения были выделены отдельные районы, примерно соответствующие акватории арктических морей. Координаты и условные названия районов поясняются в табл. 5.

Обращают на себя внимание две странности в пространственной изменчивости АОР: 1) более высокие замутнения атмосферы над арктическими морями в сравнении с северными районами Евразии; 2) большие неоднородности средних значений $\tau_{0,55}^a$ и особенно σ_τ над Северным Ледовитым океаном. В первую очередь это касается Карского и Восточно-Сибирского морей, где средние значения АОР превышают 0,2, т.е. примерно в 2 раза больше, чем на севере Сибири.

Для выяснения причин этих артефактов было проведено сопоставление результатов наземных измерений АОР в районах Тикси и Шпицбергена (Hornsund) и спутниковых измерений АОР, восстановленных для атмосферы над соседними морями. Сравнительный анализ показал наличие их статистически значимой взаимосвязи, но спутниковые данные оказались систематически завышенными. Например, над морем Лаптевых $\tau_{0,55}^a$ на 0,02–0,03 больше, чем в районе Тикси. Еще существеннее различия (0,05–0,1)

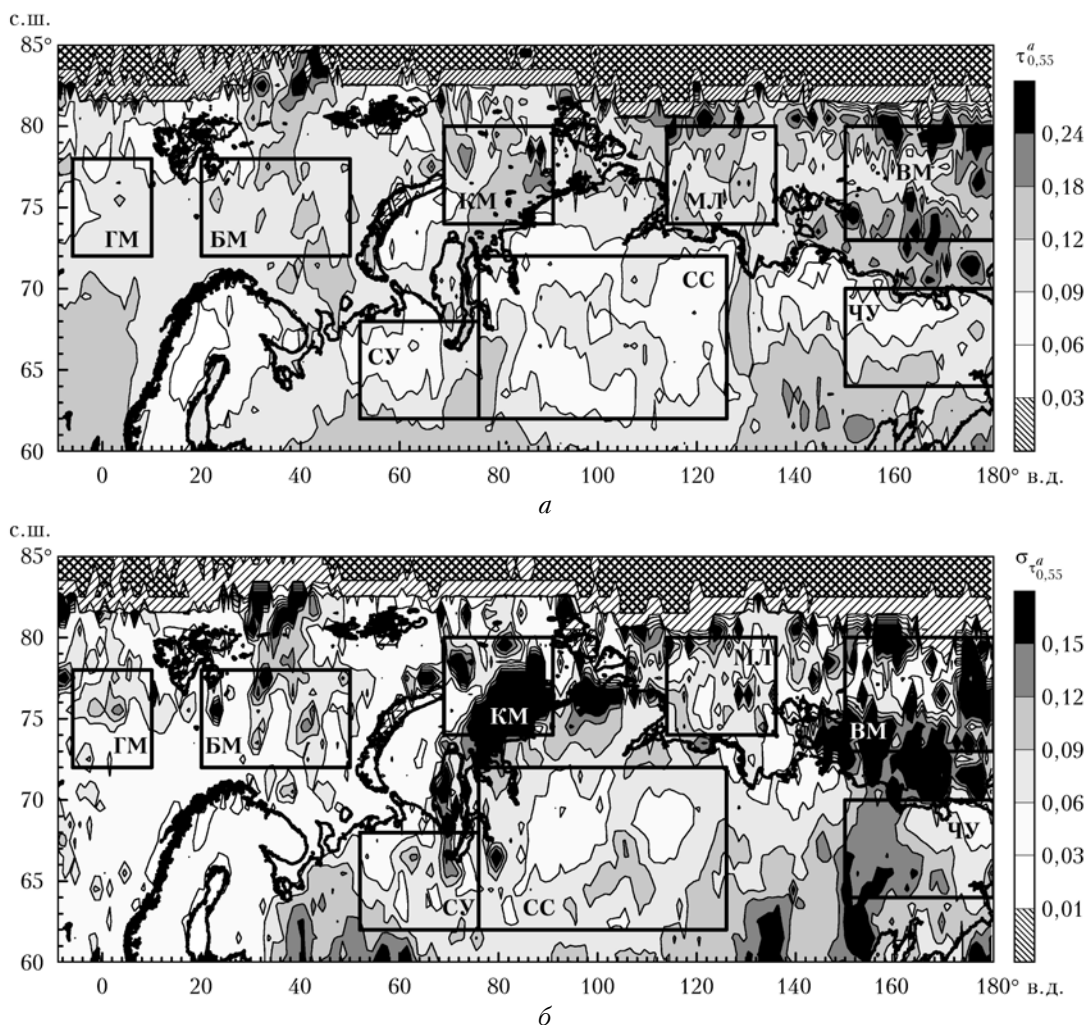


Рис. 5. Пространственное распределение средних (июнь–сентябрь) значений $\tau_{0,55}^a$ (а) и СКО (б) в высокоширотных районах (прямоугольниками обозначены анализируемые районы)

Таблица 5
Условные названия и координаты анализируемых районов Арктики

Условное название района	Северная широта, град	Восточная долгота, град
Гренландское море (ГМ)	72–78	6 з.д. – 10 в.д.
Баренцево море (БМ)	72–78	20–50
Карское море (КМ)	74–80	69–91
Море Лаптевых (МЛ)	74–80	114–136
Восточно-Сибирское море (ВМ)	73–80	150–180
Северный Урал (СУ)	62–68	52–76
Северная Сибирь (СС)	62–72	76–126
Чукотка (ЧУ)	64–70	150–180

АОТ, полученных над Гренландским и Баренцевым морями и на Шпицбергене (Hornsund, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

Высокие значения и вариабельность спутниковых АОТ могли быть обусловлены недостаточной фильтрацией данных, полученных в условиях облачности. Для снижения этого фактора была применена стандартная процедура – исключены сомни-

тельные значения (выбросы) АОТ, величина которых более чем на три СКО отличается от среднего. После этого средние значения АОТ несколько снизились, но все же остались больше значений данных наземных измерений.

Относительно высокие значения АОТ над арктическими морями (в сравнении с районами континента – СУ, СС, ЧУ) можно пытаться связать с какими-то физическими факторами (например, с обводнением континентального аэрозоля при его поступлении во влажную морскую атмосферу или с частыми туманами), но более вероятными являются методические ошибки спутниковых измерений. Возможно, они связаны с погрешностью восстановления АОТ при скользящих углах освещения или с учетом увеличения альbedo поверхности морей, покрытых льдом и снегом. Влияние последнего фактора уже отмечалось нами при интерпретации повышенных значений АОТ над Южным океаном [37].

Несмотря на завышенные спутниковые значения АОТ, полученные в различных арктических районах, было проведено их сравнение для теплого периода (июнь–сентябрь), которое показало следующее (рис. 6):

а) средние значения $\tau_{0,55}^a$ над морями Лаптевых, Гренландским и Баренцевым составляют 0,1–0,12, т.е. равны или немного больше, чем в континентальной Арктике (СУ, СС, ЧУ); б) значения АОТ над Карским и Восточно-Сибирским морями на 0,03–0,06 больше, чем над соседними (более южными) районами континента, и отличаются значительными вариациями; в) исключение выбросов ($\pm 3\sigma$) снижает среднее значение АОТ над Карским морем до средних значений уровня в соседних районах континента (СУ, СС), но практически не меняет их над Восточно-Сибирским морем.

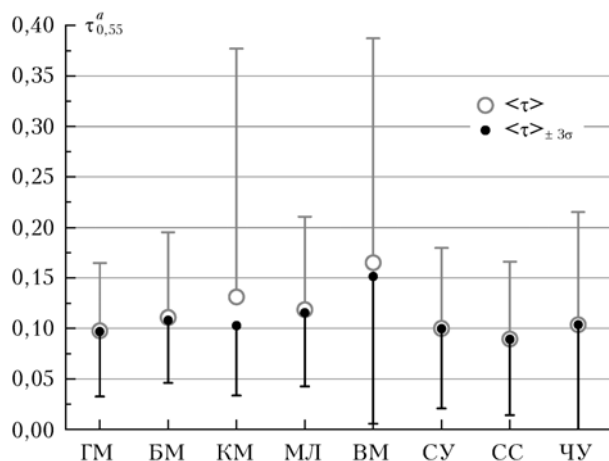


Рис. 6. Сравнение средних АОТ (июнь–сентябрь) в арктических районах для общего массива данных (светлые кружки) и с исключенными ($\pm 3\sigma$) выбросами (темные кружки)

По аналогии с [38, 39] рассмотрена взаимосвязь вариаций аэрозольного замутнения атмосферы в восьми арктических районах. Проведенный анализ показал, что из 28 коэффициентов взаимной корреляции месячных $\tau_{0,55}^a$ значимыми являются только четыре: между Карским морем и Северной Сибирью ($R = 0,86$), Баренцевым и Гренландским морями ($R = 0,67$) и несколько ниже между морем Лаптевых и Карским морем ($R = 0,55$) и Северной Сибирью ($R = 0,5$). В остальных случаях корреляция ниже уровня статистически значимой (0,33), с доверительной вероятностью 0,95. Отсутствие взаимосвязи АОТ в большинстве соседних районов свидетельствует в пользу того, что спутниковые данные, полученные над арктическими морями, в значительной степени обусловлены погрешностями восстановления АОТ.

Заключение

Анализ данных экспедиционных и сетевых измерений АОТ атмосферы в полярных (Шпицберген, Тикси) и субполярных (Якутск) районах показал следующее.

Очевидным фактом является малое аэрозольное замутнение арктической атмосферы по сравнению с замутнением фоновых районов умеренных широт, что обусловлено низким содержанием (генерацией) как мелко-, так и грубодисперсного аэрозоля. Мож-

но было ожидать даже меньших значений АОТ, но дефицит аэрозоля в Арктике в диапазоне мелкодисперсной фракции частично пополняется дальними переносами из умеренных широт.

Фактически по этой причине в полярных районах наблюдается относительно высокая селективность спектральных зависимостей АОТ в теплый период — средняя величина показателя α в морской арктической атмосфере Баренцбурга составляет 1,3, а в Якутии более 1,6. То, что повышенные значения показателя α обусловлены именно низким содержанием грубодисперсного аэрозоля, подтверждается малыми значениями τ^c , параметра β и восстановленных концентраций крупных частиц C_c .

Сезонная изменчивость АОТ атмосферы в Якутске и Тикси характеризуется примерно двукратным спадом с весны до осени, а зимой происходит увеличение замутнения. Пока не продолжительные измерения АОТ в Баренцбурге показали, что в Европейском секторе Арктики амплитуда их годового хода несколько меньше, чем на севере Сибири.

По данным спутниковых наблюдений (MODIS) для теплого периода (июнь–сентябрь) оценено аэрозольное замутнение арктической атмосферы: над морями Лаптевых, Гренландским и Баренцевым средние АОТ (0,1–0,12) немного больше, чем в континентальной Арктике; над Карским и Восточно-Сибирским морями средние АОТ достигают 0,13–0,16, что в ~1,5 раза выше, чем на севере Сибири. Большая пространственно-временная изменчивость спутниковых значений АОТ над арктическими морями, систематическое завышение относительно наземных данных и отсутствие взаимосвязи между соседними районами свидетельствуют о том, что спутниковые данные в арктических районах в значительной степени отягощены ошибками методического характера.

Авторы благодарны сотрудникам ААНИИ А.П. Макштасу, В.Ю. Кустову, Л.М. Саватюгину, И.Ю. Соловьяновой, персоналу гидрометеорологической обсерватории Тикси за помощь в организации и проведении наблюдений в Тикси и Российском научном центре на архипелаге Шпицберген (Баренцбург).

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 23.1 Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

1. Мохов И.И., Карпенко А.А., Стотт П.А. Наибольшие скорости регионального потепления климата в последние десятилетия с оценкой роли естественных и антропогенных причин // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 1. С. 538–543.
2. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Климатические изменения в Арктике и северной полярной области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 1(84). С. 67–80.
3. Метеорологические и геофизические исследования. Серия: «Вклад России в Международный полярный год 2007/08» / Под ред. Г.В. Алексеева. М.: Paulsen, 2011. 352 с.
4. Макштас А.П., Уттал Т. Начало совместных Российско-американских атмосферных наблюдений в Тикси // Российские полярные исследования. 2010. № 2. С. 35–38.

5. Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю. Российский научный центр на архипелаге Шпицберген // Российские полярные исследования. 2011. № 3(1). С. 13–15.
6. Садыкова Е. Арктика: Эксперимент природы над человеком // Наука в Сибири. 2012. № 21(2856). С. 6–7.
7. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 224 с.
8. Радионов В.Ф., Маришунова М.С., Русина Е.Н., Лубо-Лесниченко К.Е., Пиманова Ю.Е. Аэрозольная мутность атмосферы в полярных районах // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 1994. Т. 30, № 6. С. 797–801.
9. Русина Е.Н., Маришунова М.С., Ломакин М.В., Пиманова Ю.И. Аэрозольно-оптическая толщина атмосферы на арктических и среднеширотных станциях России // Тр. ГНЦ РФ ААНИИ. 2000. Т. 440. С. 158–167.
10. Shaw G.E. Atmospheric turbidity in polar regions // J. Appl. Meteorol. 1982. V. 21. P. 1080–1088.
11. Аэрозоль и климат / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 541 с.
12. Ивлев Л.С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 5. С. 392–410.
13. Tomasi C., Vitale V., Lupi A., Di Carmine C., Campanelli M., Herber A., Treffeisen R., Stone R.S., Andrews E., Sharma S., Radionov V.F., von Hoyningen-Huene W., Stebel R., Yansen G.H., Myhre C.L., Wehrl C., Aaltonen V., Lihavainen Y., Virkkula A., Hillamo R., Strom J., Toledano C., Cachorro V.E., Ortiz P., de Frutos A.M., Blindheim S., Frioud M., Gausa M., Zeielinski T., Petelski T., Yamanouchi T. Aerosol in polar regions: A historical overview based on optical depth and in situ observations // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. D16205. DOI: 10.1029/2007JD008432.
14. Виноградова А.А., Пономарева Т.Я. Атмосферный перенос антропогенных примесей в арктические районы России (1986–2010 гг.) // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 6. С. 475–483.
15. Виноградова А.А., Веремейчик А.О. Модельные оценки содержания антропогенной сажи в атмосфере Российской Арктики // Оптика атмосфер. и океана. 2013. Т. 26, № 6. С. 443–451.
16. Tomasi C., Lupi A., Mazzola M., Stone R.S., Dutton E.G., Herber A., Radionov V.F., Holben B., Sorokin M., Sakerin S.M., Terpuigova S.A., Lanconelli C., Petkov B., Vitale V. An update of the long-term trend of aerosol optical depth in the polar regions using POLAR-AOD measurements performed during the International Polar Year // Atmos. Environ. 2012. V. 52. P. 29–47.
17. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Николашкин С.В., Терпугова С.А., Holben B., Smirnov A., Sorokin M., Кустов В.Ю. Результаты исследований аэрозольной оптической толщи атмосферы в Якутии // Материалы «IX Сибирского совещания по климатологическому мониторингу». Томск, 3–6 октября 2011. С. 72–74.
18. Сакерин С.М., Чернов Д.Г., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Панченко М.В., Польшин В.В., Радионов В.Ф. Предварительные результаты исследований аэрозольных характеристик атмосферы в районе Баренцбурга (Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 1(91). С. 20–31.
19. Голобокова Л.П., Польшин В.В., Кабанов Д.М., Ходжер Т.В., Терпугова С.А., Чернов Д.Г., Чипанина Е.В., Панченко М.В., Сакерин С.М. Исследования характеристик атмосферного аэрозоля в приземном слое населенных пунктов Арктики // Лед и снег. 2013. № 2(122). С. 129–136.
20. Kozlov V.S., Panchenko M.V., Kabanov D.M., Sakerin S.M., Chernov D.G., Turchinovich Yu.S., Gubin A.V., Radionov V.F. Results of measurements of optical and microphysical characteristics of aerosol in the Arctic region: Spitsbergen-2012 // Proc. Int. Sympos. «Atmospheric Radiation and Dynamics». Saint-Petersburg, 24–27 June 2013. P. 79–80.
21. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 12. С. 1112–1117.
22. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Remote Sens. Environ. 1998. V. 66(1). P. 1–16.
23. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России / Под общей ред. С.М. Сакерина. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2012. 484 с.
24. Smirnov A., Holben B., Eck T.F., Dubovik O., Slutsker I. Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET data base // Remote Sens. Environ. 2000. V. 73. P. 337–349.
25. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. О взаимосвязях параметров формулы Ангрстрема и аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 1–4 мкм // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20, № 3. С. 222–228.
26. URL: http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/Collection_051_Changes_v1.pdf
27. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Smirnov A.V., Holben B.N. Aerosol optical depth of the atmosphere over ocean in the wavelength range 0.37–4 μm // Int. J. Remote Sens. 2008. V. 29, iss. 9. P. 2519–2547. DOI: 10.1080/0143116070167492.
28. Ярхо Е.В. Особенности внутригодовой изменчивости аэрозольной оптической толщи атмосферы в различных климатических регионах // Оптика атмосфер. и океана. 1995. Т. 8, № 7. С. 1063–1072.
29. Абакумова Г.М., Горбаренко Е.В. Прозрачность атмосферы за последние 50 лет и ее изменение на территории России. М.: Изд. ЛКИ, 2008. 188 с.
30. Сакерин С.М., Бедарева Т.В., Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Насртдинов И.М., Турчинович Ю.С. Радиационные характеристики аэрозоля во время дымной мглы в Сибири // Междунар. симпоз. стран СНГ «Атмосферная радиация и динамика» (ISARD-2013): Сб. тезисов. С.-Петербург, 24–27 июня 2013. С. 67.
31. Яушева Е.П., Козлов В.С., Панченко М.В., Терпугова С.А., Чернов Д.Г., Шмаргунов В.П. Влияние обширных лесных пожаров летом 2012 г. на оптические и микрофизические характеристики приземного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Сб. докл. XIX Междунар. симпоз. [Электронный ресурс]. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2013. 1 CD-ROM, C115-C119.
32. Атлас «Содержание и перенос влаги в атмосфере над территорией СССР». М.: ГУГК, 1984. 76 с.
33. Складнева Т.К., Ломакина Н.Я., Бедарева Т.В. Пространственно-временное распределение общего содержания водяного пара и озона в континентальных районах Сибири и переходной зоне «материк–океан» Дальнего Востока // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 12. С. 1077–1083.
34. 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.
35. Dubovik O., Smirnov A., Holben B., King M., Kaufman Y., Eck T., Slutsker I. Accuracy assessments of aerosol opti-

- cal properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res. D*. 2000. V. 105, N 8. P. 9791–9806.
36. *Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Smirnov A., Sinyuk A., Schafer J., Giles D., Dubovik O.* AERONET's version 2.0 quality assurance criteria // *Proc. SPIE*. 2006. V. 6408. 64080Q.
37. *Сакерин С.М., Власов Н.И., Кабанов Д.М., Лубо-Лесниченко К.Е., Прахов А.Н., Радионов В.Ф., Турчинович Ю.С., Холбен В.Н., Смирнов А.* Результаты спектральных измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы солнечными фотометрами в 58-й Российской антарктической экспедиции // *Оптика атмосфер. и океана*. 2013. Т. 27, № 12. С. 1059–1067.
38. *Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Бедарева Т.В., Кабанов Д.М., Поддубный В.А., Лужецкая А.П.* Пространственно-временная изменчивость аэрозольной оптической толщи атмосферы на территории Поволжья, Урала и Западной Сибири // *Оптика атмосфер. и океана*. 2012. Т. 25, № 11. С. 958–962.
39. *Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Бедарева Т.В., Кабанов Д.М.* Особенности пространственного распределения аэрозольной оптической толщи атмосферы в азиатской части России // *Оптика атмосфер. и океана*. 2012. Т. 25, № 6. С. 484–490.

S.M. Sakerin, S.Yu. Andreev, D.M. Kabanov, S.V. Nikolashkin, A.N. Prakhov, V.F. Radionov, Yu.S. Turchinovich, D.G. Chernov, B.N. Holben, A. Smirnov, M.G. Sorokin. **On results of studies of atmospheric aerosol optical depth in Arctic regions.**

We discuss characteristics of the spectral aerosol optical depth (AOD) of the atmosphere, measured using sun photometers in high-latitude regions (Spitsbergen, Tiksi, Yakutsk). The seasonal variations are characterized by a decrease in AOD from spring to fall by approximately two times in Yakutia and 1.5 times in the region of Spitsbergen. It is shown that the high selectivity of the spectral AOD dependence in warm period (with Angstrom parameters varying from 1.3 to 1.8) was caused by low content of coarse aerosol. Based on long-term that satellite observations systematically overestimate AOD over Arctic seas.