

ОПТИКА КЛАСТЕРОВ, АЭРОЗОЛЕЙ И ГИДРОЗОЛЕЙ

УДК 523.334.3, 535.361.1

## Обобщение результатов измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы на арх. Шпицберген в 2011–2016 гг.

С.М. Сакерин<sup>1</sup>, Д.М. Кабанов<sup>1</sup>, В.Ф. Радионов<sup>2</sup>, Д.Г. Чернов<sup>1</sup>,  
Ю.С. Турчинович<sup>1</sup>, К.Е. Лубо-Лесниченко<sup>2</sup>, А.Н. Прахов<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

<sup>2</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт  
199397, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38

Поступила в редакцию 19.05.2017 г.

Обсуждаются результаты спектральных измерений аэрозольной оптической толщины (АОТ) атмосферы, выполненных в теплые периоды 2011–2016 гг. в арктическом поселке Баренцбург (арх. Шпицберген). Приводятся статистические характеристики сезонной и межгодовой изменчивости АОТ атмосферы в диапазоне спектра 0,34–2,14 мкм. Среднее значение АОТ (0,5 мкм) за шестилетний период наблюдений составило 0,086, в том числе мелкодисперсная компонента АОТ – 0,062, грубодисперсная – 0,024. Показано, что сезонная изменчивость лучше всего проявилась в уменьшении модальных (наиболее вероятных) значений мелкодисперсной компоненты АОТ от 0,055 весной до 0,025 осенью. По сравнению с предшествующим периодом (до 2011 г.) отмечено сближение средних значений АОТ весной и летом, обусловленное уменьшением содержания мелкодисперсного аэрозоля весной и ростом – летом. Наиболее вероятной причиной летнего роста АОТ являются эпизодические выносы дымового аэрозоля из бореальных зон Евразии и Северной Америки.

*Ключевые слова:* аэрозольная оптическая толщина, Шпицберген; aerosol optical depth, Spitsbergen.

### Введение

В связи с глобальным потеплением на планете, проявившимся в большей степени в полярных районах, в последнее время активизировались исследования радиационно-значимых характеристик атмосферы, в число которых входит аэрозоль. Обращаясь к истории, отметим приоритет российских ученых (ААНИИ), начавших исследования арктического аэрозоля в 70-х гг. прошлого века на нескольких высокоширотных островах и дрейфующих станциях. В частности, первые измерения спектральной аэрозольной оптической толщины (АОТ) арктической атмосферы были проведены в 1978–1979 гг. на дрейфующей станции «Северный полюс-22» [1–3], одновременно с такими же измерениями на Аляске [4]. В последние 20 лет многочисленные данные о характеристиках аэрозоля в приземном слое атмосферы были получены в ежегодных экспедициях, организуемых Институтом океанологии РАН в арктических и субарктических морях [5, 6 и др.].

Проведенные исследования показали, что чистая атмосфера полярных районов, обедненная собственными источниками, обогащается аэрозолем различного типа (дымовой, промышленный, сульфатный, органический), выносимым из умеренных широт Евразии и Северной Америки [6–9 и др.]. Эти дальние переносы субмикронного аэрозоля осуществляются преимущественно зимой. Вследствие этого аэрозоль накапливается в подинверсионном слое и формируются повышенные аэрозольные замутнения атмосферы, называемые «арктической дымкой». В начале весны с появлением облачности, выпадением осадков и разрушением инверсий происходят уменьшение содержания аэрозоля и соответствующее увеличение прозрачности атмосферы.

Что касается исследований спектральных АОТ атмосферы в Российском секторе Арктики, то они были возобновлены после 20-летнего перерыва уже на регулярной основе, с использованием современных солнечных фотометров CE 318 (AERONET; <https://aeronet.gsfc.nasa.gov>) и SP [10]: в районах Якутска – с 2004 г. [11], Тикси – с 2010 г. [12, 13] и на арх. Шпицберген (Баренцбург) – с 2011 г. [14]. Кроме того, с 2013 г. измерения АОТ стали проводиться портативными солнечными фотометрами с бортовой научной аппаратурой на различных районах Северного Ледовитого океана [15].

В настоящей работе выполнено статистическое обобщение характеристик АОТ атмосферы, измерен-

\* Сергей Михайлович Сакерин (sms@iao.ru); Дмитрий Михайлович Кабанов (dkab@iao.ru); Владимир Федорович Радионов (vradion@aaqi.ru); Дмитрий Григорьевич Чернов (chernov@iao.ru); Юрий Сергеевич Турчинович (tus@iao.ru); Константин Евгеньевич Лубо-Лесниченко (k-lubo@yandex.ru); Александр Николаевич Прахов (aleks.prahov@rambler.ru).

ных в теплые периоды 2011–2016 гг. в арктическом поселке Баренцбург. Шестилетний период наблюдений мал для разработки региональных моделей, особенно в условиях перестройки климата, но вполне приемлем для оценки типичных значений спектральной АОТ атмосферы и особенностей сезонной изменчивости в современный период.

## 1. Аппаратура и характеристика измерений

Начиная с 2011 г. на территории Российского научного центра в п. Баренцбург (78,06° с.ш., 14,22° в.д.) ежегодно в течение полярного дня (апрель–сентябрь) ведутся измерения физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля [14, 16–18]. Интегральные характеристики – аэрозольная оптическая толщина в диапазоне спектра 0,34–2,14 мкм и общее влагосодержание атмосферы – измеряются с помощью многоволновых солнечных фотометров SPM и SP-9 [10]. Сначала использовался портативный фотометр SPM, а с 2015 г. измерения стали проводиться фотометром SP-9 с системой автоматического слежения за Солнцем. Измерительные блоки фотометров идентичны, но отличаются числом спектральных каналов (12 в SPM, 15 в SP-9) и режимом измерений. В базовый набор спектральных каналов входят интерференционные фильтры с максимумами на следующих длинах волн: 0,34; 0,37; 0,41; 0,50; 0,55; 0,67; 0,77; 0,87; 0,93; 1,04; 1,25; 2,14 мкм. В фотометре SP-9 дополнительно установлены фильтры 0,42; 0,48; 1,55 мкм.

Наблюдения фотометром SP-9 ведутся в автоматическом режиме (без участия оператора) и непрерывно (1 замер в минуту), если Солнце не закрыто облачностью. Идентификация ситуаций «безоблачного» Солнца и включение системы наведения/слежения фотометра осуществляются с помощью специально разработанного датчика [10]. Портативный фотометр наводится на Солнце вручную, а измерения проводятся отдельными сериями – по 5–10 замеров продолжительностью 5–20 с каждый.

По полученным данным рассчитываются спектральная АОТ  $\tau_\lambda^a$  и параметры  $\alpha$ ,  $\beta$  формулы Ангретра:

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

Кроме того, по данным измерений в ИК-диапазоне спектра ( $\lambda > 1$  мкм) определяются две составляющие АОТ, обусловленные ослаблением радиации грубо- и мелкодисперсным аэрозолем [16, 19]:

$$\tau^a(\lambda) = \tau^c + \tau_\lambda^f = \tau^c + m\lambda^{-n}, \quad (2)$$

где  $m$  и  $n$  – параметры аппроксимации спектрального хода  $\tau_\lambda^f$ . Грубодисперсная компонента  $\tau^c$  находилась по минимальным значениям АОТ в диапазоне 1,24–2,14 мкм, а мелкодисперсная оценивалась для длины волны 0,5 мкм как остаточная толщина:  $\tau_{0,5}^f = \tau_{0,5}^a - \tau^c$ .

Фотометры калибровались долгим методом Бугера (Langley plot method [19–21]). Алгоритмы рас-

чета АОТ и влагосодержания атмосферы описаны в работах [19, 22]. Расчетные оценки и результаты интеркалибровок показали, что погрешность определения АОТ составляет 0,01–0,02, а влагосодержания – около 0,05 г/см<sup>2</sup> [19].

Кроме фотометрических данных, к анализу изменчивости АОТ в п. Баренцбург привлекались результаты многолетних (2004–2015 гг.) измерений спутникового спектрометра MODIS/Aqua&Terra (коллекция 6 [23, 24]) – средние значения АОТ (0,55 мкм) над соседним районом Гренландского моря с координатами 75–80° с.ш., 0–10° в.д.

Объем данных, полученных только во время полярного дня, недостаточен для детального описания годового хода АОТ по декадным или месячным значениям. Поэтому оценки сезонной изменчивости проводились для трех нестандартных периодов – начала, середины и конца теплого сезона: 1) апрель–май (условно весна); 2) июнь–июль (лето); 3) август–сентябрь (осень). Сначала рассчитывались средние значения всех параметров для каждого часа измерений, по ним – средние за сутки, затем – средние для месяцев и трех условных сезонов (весна, лето, осень) каждого года и уже по ним определялись статистические характеристики: средние, минимальные, максимальные значения и среднеквадратические отклонения (СКО). Объем полученных данных для каждого года измерений и в отдельные сезоны представлен в табл. 1.

Таблица 1

Количество дней (часов) измерений АОТ атмосферы в различные периоды

| Год, сроки                    | Количество дней (часов) измерений |
|-------------------------------|-----------------------------------|
| 2011, 20 апреля – 20 августа  | 31 (194)                          |
| 2012, 24 апреля – 20 августа  | 25 (73)                           |
| 2013, 16 апреля – 7 сентября  | 13 (64)                           |
| 2014, 22 апреля – 25 августа  | 37 (135)                          |
| 2015, 30 апреля – 1 сентября  | 68 (393)                          |
| 2016, 18 апреля – 12 сентября | 61 (298)                          |
| Общее количество данных       | 235 (1157)                        |
| весна                         | 87 (441)                          |
| лето                          | 78 (389)                          |
| осень                         | 70 (327)                          |

## 2. Статистические характеристики и сезонная изменчивость

Сорокалетние исследования в различных районах Арктики [25–28 и др.] показали, что среднемесячные значения АОТ (0,5 мкм) изменяются в пределах от 0,03 до 0,15 и характеризуются примерно двукратным спадом от весны к осени. В середине вышеуказанного диапазона менялись значения АОТ и в трех пунктах наблюдений на арх. Шпицберген (Ny-Alesund, Hornsund, Баренцбург) в 2002–2013 гг. [28]:  $\tau_{0,5}^a$  в среднем уменьшалась от 0,08–0,11 весной до 0,03–0,07 осенью. Повышенные весенние замутнения атмосферы, известные как «арктическая дымка», объясняются выносами мелкодисперсного аэрозоля из Северной Евразии и Америки,

что подтверждается статистикой траекторий движения воздушных масс (см., например, [8, 9]) и большими значениями показателя селективности Ангстрема.

На рис. 1, *a* показано изменение среднедневных значений АОТ в зависимости от Юлианского дня (JD) за весь период наших измерений в п. Баренцбург. Ситуация самого большого замутнения атмосферы ( $\tau_{0,5}^a > 4$ ), наблюдавшаяся 10–13 июля 2015 г. (190–195 JD), будет проанализирована отдельно.

Ранее нами отмечался хорошо выраженный спад АОТ от весны к осени в 2011 и 2013 гг. [14, 16]. Однако в данных за более продолжительный период (2011–2016 гг.) сезонные изменения в явном виде не проявились (см. рис. 1, *a*). Прослеживается только сезонный ход минимальных значений АОТ: весенний спад до 150–160 JD, летний рост до 200–210 JD и последующий спад до конца измерительного сезона.

Заметим, что такая же закономерность изменения АОТ (с весенним и летним максимумами) характерна для большинства районов boreальной зоны Евразии (см., например, [19, 29]).

Из сравнения средних спектральных зависимостей  $\tau^a(\lambda)$  видно (рис. 1, *б*), что сезонная изменчивость выразилась только в осеннем спаде АОТ в коротковолновой части спектра (до 1 мкм). Весной и летом средние АОТ практически одинаковы, и отличие проявляется лишь на краях диапазона: в УФ части спектра (0,34 мкм) весенние АОТ немного больше, чем летом, а на длине волны 2,14 мкм наоборот.

Количественная информация о сезонном изменении характеристик АОТ приведена в табл. 2. Более подробные данные представлены для АОТ в середине видимой области спектра (0,5 мкм) и двух ее

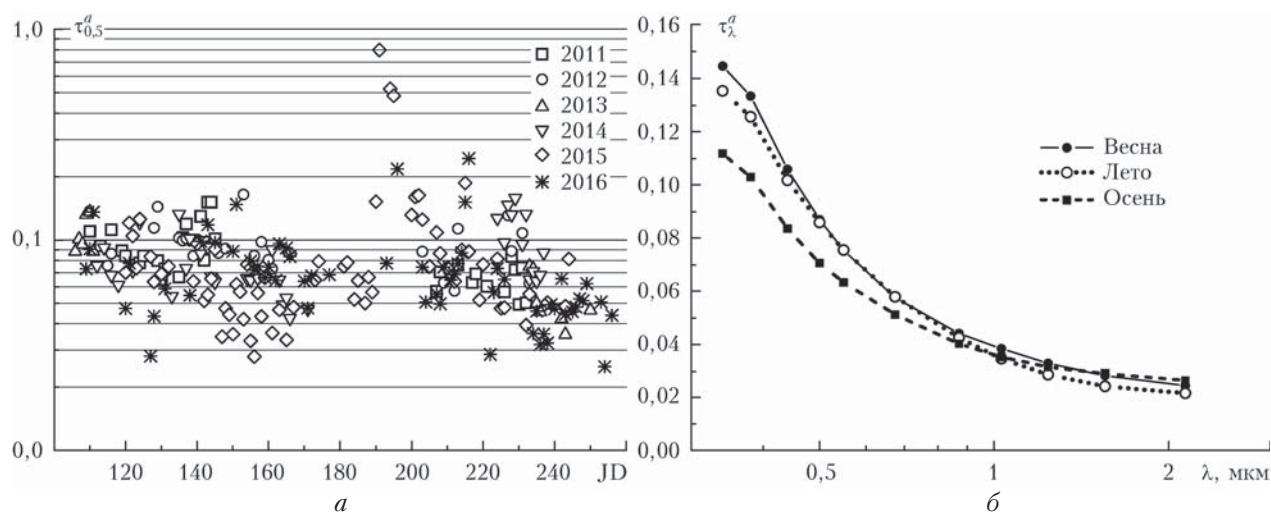


Рис. 1. Вариации среднедневных значений АОТ (*a*) и средние спектральные зависимости  $\tau^a(\lambda)$  в условные сезоны (*б*) в п. Баренцбург (2011–2016 гг.)

Таблица 2

**Статистические характеристики АОТ и влагосодержания атмосферы (*W*) в п. Баренцбург для трех сезонов и общего массива данных (первая строка – среднее  $\pm$  СКО, вторая строка – мода, третья строка – минимальные и максимальные значения)**

| Характеристика                | Весна                                     | Лето                                      | Осень                                     | Общее                                     |
|-------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------------------------|
| $\tau_{0,5}^a$                | $0,087 \pm 0,028$<br>0,085<br>0,028–0,151 | $0,095 \pm 0,11$<br>0,065<br>0,028–0,799  | $0,072 \pm 0,039$<br>0,045<br>0,025–0,244 | $0,086 \pm 0,069$<br>0,065<br>0,025–0,799 |
| $\tau_{0,5}^f$                | $0,063 \pm 0,024$<br>0,055<br>0,013–0,123 | $0,071 \pm 0,099$<br>0,045<br>0,01–0,736  | $0,049 \pm 0,034$<br>0,025<br>0,016–0,212 | $0,062 \pm 0,062$<br>0,035<br>0,01–0,736  |
| $\tau^c$                      | $0,025 \pm 0,013$<br>0,023<br>0,008–0,066 | $0,024 \pm 0,018$<br>0,018<br>0,005–0,124 | $0,023 \pm 0,012$<br>0,018<br>0,002–0,058 | $0,024 \pm 0,014$<br>0,018<br>0,002–0,124 |
| $\tau_{0,5}^f / \tau_{0,5}^a$ | 0,72                                      | 0,75                                      | 0,68                                      | 0,72                                      |
| $\tau_{0,38}^a$               | $0,131 \pm 0,045$                         | $0,138 \pm 0,139$                         | $0,109 \pm 0,059$                         | $0,127 \pm 0,091$                         |
| $\tau_{0,87}^a$               | $0,045 \pm 0,016$                         | $0,048 \pm 0,05$                          | $0,037 \pm 0,018$                         | $0,044 \pm 0,032$                         |
| $\alpha$                      | $1,31 \pm 0,35$                           | $1,25 \pm 0,37$                           | $1,25 \pm 0,37$                           | $1,27 \pm 0,36$                           |
| $\beta$                       | $0,037 \pm 0,015$                         | $0,041 \pm 0,044$                         | $0,031 \pm 0,016$                         | $0,036 \pm 0,028$                         |
| $n$                           | $2,11 \pm 0,55$                           | $2,07 \pm 0,59$                           | $2,21 \pm 0,42$                           | $2,13 \pm 0,53$                           |
| $m$                           | $0,015 \pm 0,009$                         | $0,020 \pm 0,033$                         | $0,011 \pm 0,008$                         | $0,016 \pm 0,02$                          |
| $W$                           | $0,48 \pm 0,15$                           | $0,87 \pm 0,32$                           | $0,92 \pm 0,38$                           | $0,74 \pm 0,35$                           |

компонент —  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$ : во второй строке таблицы — модальные или наиболее вероятные значения, в третьей строке — минимальные и максимальные значения. Кроме того, на рис. 2 приведены гистограммы повторяемостей  $\tau_{0,5}^a$ ,  $\tau_{0,5}^f$  и  $\tau^c$ , рассчитанные по среднечасовым значениям.

Из статистических данных следует, что модальные значения мелкодисперсной компоненты АОТ уменьшаются от весны к осени и гистограмма распределений  $\tau_{0,5}^f$  осенью становится более узкой. Сезонные изменения грубодисперсной компоненты незначительны.

Сезонная динамика  $\tau_{0,5}^a$  аналогична своей мелкодисперсной компоненте  $\tau_{0,5}^f$ . Это обусловлено малой изменчивостью  $\tau^c$  и преобладающим вкладом в АОТ мелкодисперсного аэрозоля: отношение ( $\tau_{0,5}^a/\tau_{0,5}^f$ ) составляет 68–75%. У параметров  $\alpha$ ,  $\beta$ , а также  $m$  и  $n$  сезонные различия значительно меньше величины межсезонных вариаций — СКО.

Среднее значение АОТ в п. Баренцбург в периоды полярного дня 2011–2016 гг. ( $\tau_{0,5}^a = 0,086$ ) близки к данным на соседней станции Hornsund (2008–2013 гг.) [30] —  $\tau_{0,5}^a = 0,09$ . Однако сезонные отличия АОТ в Баренцбурге оказались заметно меньше, чем отмечались в Арктике в предшествующие годы и десятилетия [13, 25–28]. В работе [30] не указаны среднесезонные значения АОТ на ст. Hornsund, но из приведенных в ней рисунков видно, что после 2010 г. (т.е. с начала наших измерений) произошло уменьшение как амплитуды сезонного хода (весна–осень), так и среднегодовых значений  $\tau_{0,5}^a$ . Причем уменьшилась именно мелкодисперсная компонента и в основном в весенний период: от  $\tau_{0,5}^f \sim 0,1$  в 2008–2010 гг. до  $\tau_{0,5}^f = 0,04–0,08$  в 2011–2013 гг. Последняя величина согласуется с данными наших измерений в Баренцбурге весной 2011–2016 гг. —  $\tau_{0,5}^f = 0,063$  (см. табл. 2).

Результаты, полученные в Баренцбурге, были сопоставлены с многолетними данными спутниковых (MODIS) измерений над соседним Гренландским морем. Заметим, что использование стандартных спутниковых алгоритмов восстановления АОТ в высоко-

широтных районах затруднено [31] из-за высокой отражательной способности заснеженной поверхности и больших зенитных углов Солнца. По нашим оценкам [16], над поверхностью, частично покрытой льдом/снегом, спутниковые АОТ завышены на 0,05–0,1, что сопоставимо с восстанавливаемой величиной АОТ. Поэтому в данном случае нас интересовали не абсолютные значения, а характер относительной изменчивости АОТ — межгодовой и сезонной.

Средний за 2004–2015 гг. сезонный ход АОТ (0,55 мкм) над Гренландским морем (рис. 3, а) согласуется с результатами наземных наблюдений: после повышенных значений весной–летом наблюдается спад к осени. Кроме того, на рис. 3, б видно, что в сезонных значениях АОТ в последнее десятилетие произошли изменения. Обращают на себя внимание уменьшение межгодовых вариаций после 2010 г., а также сближение весенних и летних значений АОТ.

Таким образом, можно сделать вывод, согласующийся с [30] и спутниковыми данными, что в последние 5–6 лет на арх. Шпицберген в среднем наблюдались одинаковые характеристики АОТ весной и летом, а сезонная изменчивость в течение полярного дня была менее выраженной, чем в предшествующий период.

### 3. Ситуации экстремальных значений АОТ

Отдельно рассмотрим случаи экстремальных замутнений, которые эпизодически возникают в арктической атмосфере. Одно из таких событий произошло на арх. Шпицберген 10 июля 2015 г., когда АОТ ( $\tau_{0,5}^a = 0,799$ ) почти в 10 раз превысила среднее за все время наших наблюдений. Вследствие такого высокого замутнения заметно исказились и статистические характеристики летом 2015 г. Сравнение характеристик АОТ (табл. 3) показало, что ситуация 10 июля привела к увеличению среднего значения  $\tau_{0,5}^a$  в 1,65 раза, а  $\tau_{0,5}^f$  — почти в 2 раза.

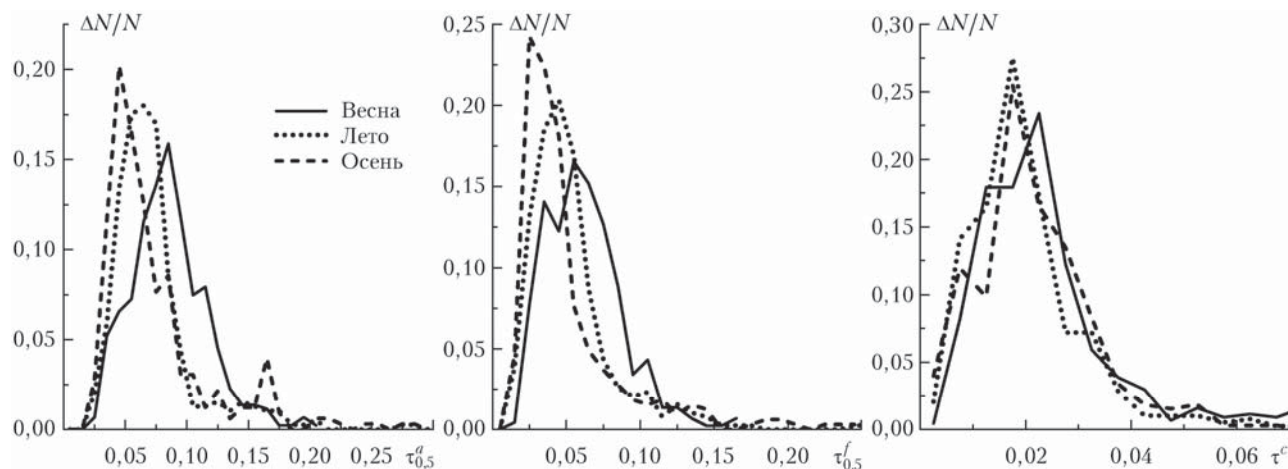


Рис. 2. Гистограммы повторяемостей  $\tau^a$  (0,5 мкм),  $\tau_{0,5}^f$  и  $\tau^c$  в условные сезоны в п. Баренцбург

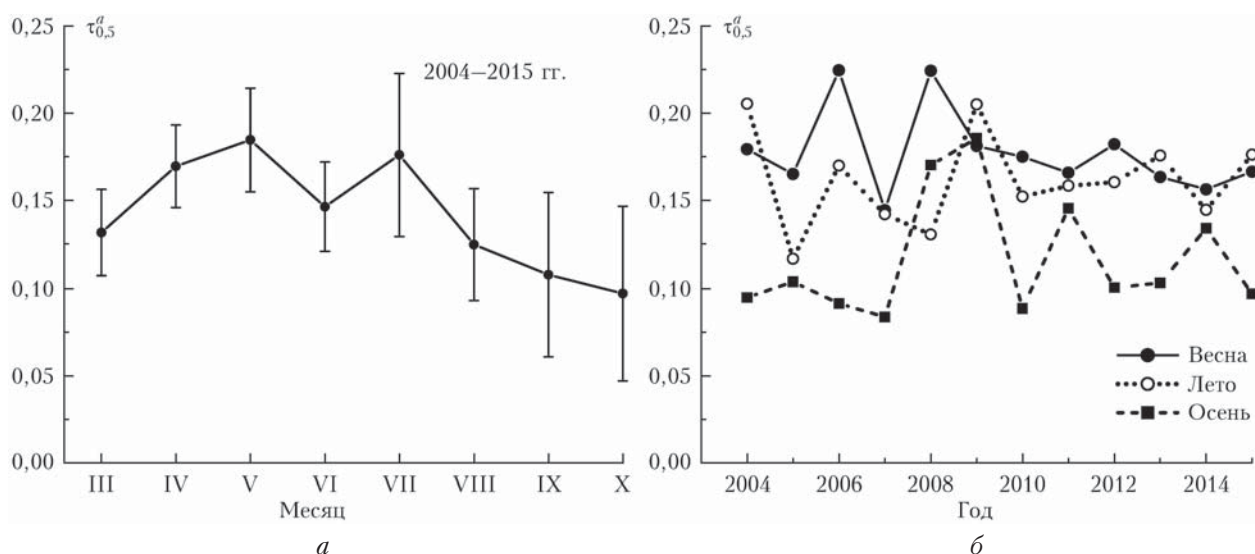


Рис. 3. Сезонная (а) и межгодовая (б) изменчивость АОТ (0,55 мкм) над Гренландским морем по данным спутниковых наблюдений (MODIS/Aqua&Terra [24])

Таблица 3  
Статистические характеристики АОТ атмосферы летом 2015 г. с учетом и без учета ситуации 10 июля (первая строка – среднее ± СКО, вторая строка – максимальные значения)

| Характеристика | Все данные                 | Без ситуации «10 июля»     |
|----------------|----------------------------|----------------------------|
| $\tau_{0,5}^a$ | $0,119 \pm 0,159$<br>0,799 | $0,072 \pm 0,034$<br>0,163 |
| $\tau_{0,5}^f$ | $0,088 \pm 0,143$<br>0,736 | $0,046 \pm 0,028$<br>0,123 |
| $\tau^c$       | $0,031 \pm 0,024$<br>0,124 | $0,025 \pm 0,014$<br>0,065 |

То, что в этом случае измерения были не ложные (облачность или локальный шлейф дыма), вытекает из следующих фактов. Увеличение АОТ не было кратковременным – оно началось вечером 9 июля и продолжалось не менее трех дней. В этот же период увеличивалось содержание аэрозоля в приземном слое атмосферы, особенно счетная концентрация мелких частиц [32]. Аналогичное изменение АОТ (по величине и срокам) было зарегистрировано на соседней станции AERONET в Hornsund (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>), расположенной в 120 км от Баренцбурга. Из совокупности этих фактов следует, что повышенное замутнение в период 10–13.07.2015 г. было обусловлено не местными источниками аэрозоля, а дальним переносом загрязненного воздуха.

Для выяснения источника выноса аэрозоля были рассмотрены данные траекторного анализа движения воздушных масс ([https://tropo.gsfc.nasa.gov/aeronet/IMAGES/Y15/M07/ktraj\\_tlk\\_7bck15071012.ps210001.gif](https://tropo.gsfc.nasa.gov/aeronet/IMAGES/Y15/M07/ktraj_tlk_7bck15071012.ps210001.gif)). Семисуточные обратные траектории показывают, что в период 9–14 июля 2015 г. континентальный воздух поступал в район наблюдений со следующих направлений: 9 июля (перед ростом АОТ) воздуш-

ные массы приходили со стороны Таймыра на высотах 1,5–2 км, из Якутии (~3 км), а также из Канады через Гренландию и Северную Сибирь (5–6 км); 10 июля воздух стал приходить по более короткой траектории с севера Аляски на высотах 1–2,5 км и из Западной Сибири (рис. 4); 11 и 12 июля продолжился перенос воздуха из Аляски на высотах 1–5 км (12 июля добавился перенос в нижнем слое 1–1,5 км с севера Канады и Якутии); 14 июля загрязненный воздух над Шпицбергом был вытеснен более чистыми воздушными массами, сформировавшимися в основном над акваторией Северного Ледовитого океана.

Данные траекторного анализа с высокой вероятностью свидетельствуют, что источником загрязнения атмосферы над Шпицбергом был вынос дымовых лесных пожаров на Аляске. Это предположение подтверждается доступной информацией: спутниковыми картами очагов пожаров (<http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/firemaps.cgi>), результатами измерений АОТ на станции AERONET в Барроу/Аляска (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>), а также динамикой спутниковых полей АОТ (<http://giovanni.sci.gsfc.nasa.gov>), в которой отразилось движение дымового облака от Аляски до Шпицберга в период 7–9.07.2015 г. Таким образом, на аэрозольное замутнение атмосферы на арх. Шпицберген оказали влияние выносы аэрозоля как с севера Евразии, так и с севера Американского континента.

В заключение отметим, что редкие ситуации вторжения в арктическую атмосферу дымового аэрозоля из бореальной зоны не только увеличивают средние значения АОТ (сезонные, годовые), но являются также основной причиной относительно больших межгодовых колебаний. На рис. 5 показаны вариации сезонных значений  $\tau^c$  и  $\tau_{0,5}^f$  за период наших наблюдений в Баренцбурге.

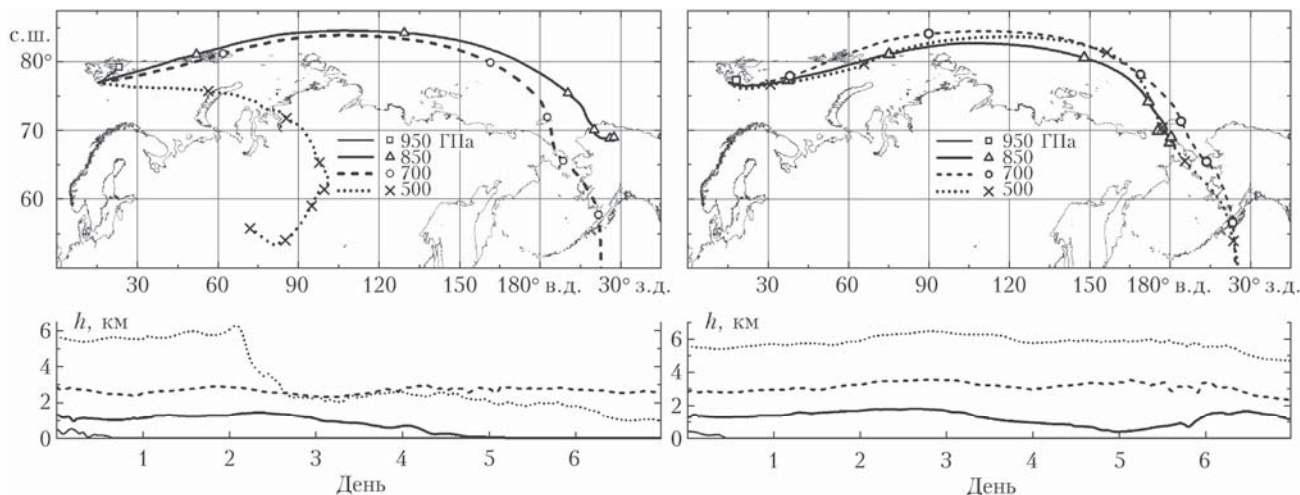


Рис. 4. Семисуточные обратные траектории движения воздушных масс в район арх. Шпицберген 10 и 11 июля 2015 г. (в разных представлениях сверху и внизу)

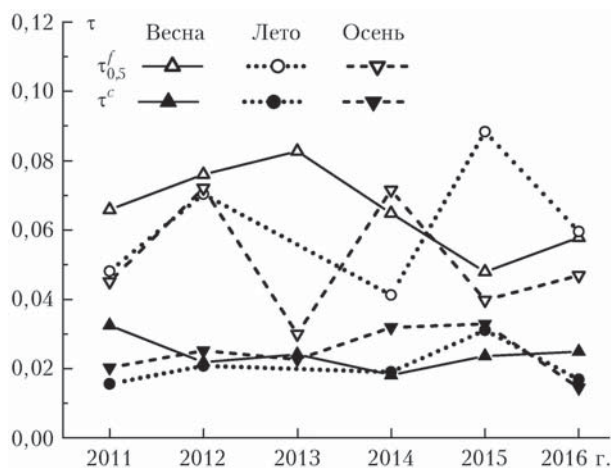


Рис. 5. Межгодовая изменчивость  $\tau_{0.5}^f$  и  $\tau^c$  в районе Баренцбурга в различные сезоны

Самые большие отклонения от средних значений наблюдаются у мелкодисперсной компоненты: летом (июнь–июль) до 0,05 и немного ниже осенью (август–сентябрь). Межгодовые колебания весенних значений  $\tau_{0.5}^f$  не превышают 0,035, и самая малая изменчивость у  $\tau^c$  – во все сезоны меньше 0,02.

### Заключение

На основе результатов шестилетних (2011–2016 гг.) фотометрических наблюдений в поселке Баренцбург (арх. Шпицберген) проанализированы статистические характеристики сезонной и межгодовой изменчивости спектральных АОТ атмосферы. Средние значения АОТ на длине волны 0,5 мкм составили 0,086, в том числе  $\tau_{0.5}^f = 0,062$ ,  $\tau^c = 0,024$ . Сезонная изменчивость лучше всего проявилась в поведении модальных значений мелкодисперсной компоненты  $\tau_{0.5}^f$ : 0,055 весной, 0,045 летом, 0,025 осенью. Вследствие этого модальные значения АОТ (0,5 мкм) уменьшаются от 0,085 весной до 0,045 осенью.

Отмечено уменьшение величины сезонного спада АОТ с весны по осень по сравнению с предшествующим периодом (до 2011 г.). Причинами являются уменьшение содержания мелкодисперсного аэрозоля ( $\tau_{0.5}^f$ ) в весенний период и рост летних (июль–август) значений  $\tau_{0.5}^f$ , обусловленных эпизодическими выносами дымового аэрозоля из бореальных зон Евразии и Северной Америки. Одна из таких ситуаций, с 10 по 13 июля 2015 г., проанализирована более подробно. В результате дальнего переноса дымов лесных пожаров на Аляске АОТ (0,5 мкм) на арх. Шпицберген увеличилась до 0,8, что в 10 раз превысило среднее значение за 6 лет наблюдений.

Авторы выражают благодарность специалистам NASA GES-DISC и GSFC/NASA, обслуживающим системы Giovanni и AERONET, за возможность использования данных наземных и спутниковых наблюдений, а также коллегам, которые разрабатывали фотометры SP и участвовали в измерениях АОТ в Баренцбурге – С.А. Турчиновичу, А.П. Ростову, А.В. Губину, О.Р. Сидоровой.

Работа выполнялась в рамках исследований Совместной межведомственной «Лаборатории полярного аэрозоля», организованной ФГБУ «ААНИИ» и ФГБУН «ИОА СО РАН» в соответствии с Межведомственными программами научных исследований и наблюдений на архипелаге Шпицберген при финансовой поддержке проекта № П.2П/IX.135-8 Комплексной программы фундаментальных исследований СО РАН.

1. Сакунов Г.Г., Бартенева О.Д., Радионов В.Ф., Тимурев А.А., Воскресенский А.И., Аднашкин В.Н. Оптические свойства атмосферы Арктического бассейна // Полярный аэрозоль, протяженная облачность и радиация. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1981. С. 73–88.
2. Radionov V.F., Marshunova M.S. Long-term variations in the turbidity of the Arctic atmosphere in Russia // Atmos. Ocean. 1992. V. 30, N 4. P. 531–549.
3. 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., Wehrli 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. P. D16205. DOI: 10.1029/2007JD008432.
4. Shaw G.E. Atmospheric turbidity in polar regions // *J. Appl. Meteorol.* 1982. V. 21. P. 1080–1088.
5. Шевченко В.П., Виноградова А.А., Лисицын А.П., Навигатский А.Н., Горюнова Н.В. Атмосферные аэрозоли как источник осадочного вещества и загрязнений в Северном Ледовитом океане // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во Моск. унта, 2009. С. 150–172.
6. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А., Смирнов В.В., Серова В.В., Штайн Р. Аэрозоли Арктики – результаты десятилетних исследований // *Оптика атмосф. и океана.* 2000. Т. 13, № 6–7. С. 551–576.
7. *Аэрозоль и климат* / под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 541 с.
8. Виноградова А.А., Пономарева Т.Я. Атмосферный перенос антропогенных примесей в арктические районы России (1986–2010) // *Оптика атмосф. и океана.* 2012. Т. 25, № 6. С. 475–483; Vinogradova A.A., Ponomareva T.Ya. Atmospheric transport of anthropogenic impurities to the Russian Arctic (1986–2010) // *Atmos. Ocean. Opt.* 2012. V. 25, N 6. P. 414–422.
9. Виноградова А.А. Сезонные и долговременные вариации индексов атмосферной циркуляции и перенос воздуха в Российскую Арктику // *Оптика атмосф. и океана.* 2014. Т. 27, № 6. С. 463–472.
10. 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 атмосф. и океана.* 2012. Т. 25, № 12. С. 1112–1117; Sakerin S.M., Kabanov D.M., Rostov A.P., Turchinovich S.A., Knyazev V.V. Sun photometers for measuring spectral air transparency in stationary and mobile conditions // *Atmos. Ocean. Opt.* 2013. V. 26, N 4. P. 352–356.
11. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Панченко М.В., Польшкин В.В., Холбен Б.Н., Смирнов А.В., Береснев С.А., Горда С.Ю., Корниченко Г.И., Николашкин С.В., Поддубный В.А., Тацillin М.А. Результаты мониторинга атмосферного аэрозоля в азиатской части России по программе AEROSIBNET в 2004 г. // *Оптика атмосф. и океана.* 2005. Т. 18, № 11. С. 968–975.
12. 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 климато-экологическому мониторингу».* Томск, 3–6 октября 2011 г. С. 72–74
13. Tomasi C., Lupi A., Mazzola M., Stone R.S., Dutton E.G., Herber A., Radionov V.F., Holben B., Sorokin M., Sakerin S.M., Terpuгова 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.
14. Сакерин С.М., Чернов Д.Г., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Панченко М.В., Польшкин 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.
15. Sakerin S.M., Bobrikov A.A., Bukin O.A., Golobokova L.P., Polkin Vas.V., Polkin Vik.V., Shmirko K.A., Kabanov D.M., Khodzher T.V., Onischuk N.A., Pavlov A.N., Potemkin V.L., Radionov V.F. On measurements of aerosol-gas composition of the atmosphere during two expeditions in 2013 along Northern Sea Route // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15, iss. 21. P. 12413–12443. DOI: 10.5194/acp-15-1-2015.
16. Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Кабанов Д.М., Николашкин С.В., Прахов А.Н., Радионов В.Ф., Турчинович Ю.С., Чернов Д.Г., Holben B.N., Smirnov A., Sorokin M.G. О результатах исследований аэрозольной оптической толщи атмосферы в арктических районах // *Оптика атмосф. и океана.* 2014. Т. 27, № 5. С. 413–423; Sakerin S.M., Andreev S.Yu., Kabanov D.M., Nikolashkin S.V., Prakhov A.N., Radionov V.F., Turchinovich S.A., Chernov D.G., Holben B.N., Smirnov A., Sorokin M.G. On results of studies of atmospheric aerosol optical depth in Arctic Regions // *Atmos. Ocean. Opt.* 2014. V. 27, N 6. P. 517–528.
17. Голобокова Л.П., Польшкин 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.
18. Чернов Д.Г., Козлов В.С., Панченко М.В., Турчинович Ю.С., Радионов В.Ф., Губин А.В., Прахов А.Н. Особенности изменчивости концентраций аэрозоля и сажи в приземном слое воздуха в Баренцбурге (Шпицберген) в 2011–2013 гг. // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2014. № 4(102). С. 34–44.
19. *Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России* / под общей ред. С.М. Сакерина. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2012. 484 с.
20. Гуцин Г.П. Методы, приборы и результаты измерения спектральной прозрачности атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 200 с.
21. Shaw G.E., Reagan J.A., Herman B.M. Investigations of atmospheric extinction using direct solar radiation measurements made with a multiple wavelength radiometer // *J. Appl. Meteorol.* 1973. V. 12. P. 374–380.
22. Кабанов Д.М., Веретенников В.В., Воронина Ю.В., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С. Информационная система для сетевых солнечных фотометров // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 1. С. 61–67; Kabanov D.M., Veretennikov V.V., Vorinina Yu.V., Sakerin S.M., Turchinovich Yu.S. Information system for Network Solar Photometers // *Atmos. Ocean. Opt.* 2009. V. 22, N 1. P. 121–127.
23. Acker J.G., Leptoukh G. Online analysis enhances use of NASA Earth science data // *EOS. Trans. AGU.* 2007. V. 88, N 2. P. 14–17.
24. URL: <http://giovanni.sci.gsfc.nasa.gov> (дата обращения: 12.05.2016).
25. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 224 с.
26. Радионов В.Ф., Маршунова М.С., Русина Е.Н., Лубо-Лесниченко К.Е., Пиманова Ю.Е. Аэрозольная мутность атмосферы в полярных районах // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана.* 1994. Т. 30, № 6. С. 797–801.
27. Herber A., Thomason L.W., Germandt H., Leiterer U., Nagel D., Schulz K., Kaptur J., Albrecht T., Notholt J. Continuous day and night aerosol optical depth observations in the Arctic between 1991 and 1999 // *J. Geo-*

- phys. Res. 2002. V. 107. P. 4097. DOI: 10.1029/2001JD000536.
28. Tomasi C., Kokhanovsky A.A., Lupi A., Ritter C., Smirnov A., Mazzola M., Stone R.S., Lanconelli C., Vitale V., Holben B.N., Nyeki S., Wehrli C., Altonen V., de Leeuw G., Rodriguez E., Herber A.B., Stebel K., Stohl A., O'Neill N.T., Radionov V.F., Zielinski T., Petelski T., Sakerin S.M., Kabanov D.M., Xue Y., Mei L., Istomina L., Wagener R., McArthur B., Sobolewski P.S., Butler J., Kivi R., Courcoux Y., Larouche P., Broccardo S., Piketh S.J. Aerosol remote sensing in polar regions // *Earth Sci. Rev.* 2015. V. 140. P. 108–157.
  29. Абакумова Г.М., Горбаренко Е.В. Прозрачность атмосферы за последние 50 лет и ее изменение на территории России. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 188 с.
  30. Chen Y.-C., Hamre B., Frette Q., Muyimbwa D., Blindheim S., Stebel K., Sobolewski P., Toledano C., Stammes J. Aerosol optical properties in Northern Norway and Svalbard // *Appl. Opt.* 2016. V. 55, N 4. DOI: 10/1364/AO.55.000660.
  31. Istomina L.G., von Hoyningen-Huene W., Kokhanovsky A.A., Schultz E., Burrows J.P. Remote sensing of aerosol over snow using infrared AATSR observations // *Atmos. Meas. Techn.* 2011. V. 4. P. 1133–1145.
  32. Чернов Д.Г., Козлов В.С., Панченко М.В., Радионов В.Ф., Голобокова Л.П., Ходжер Т.В. Результаты исследований оптико-микрофизических характеристик и химического состава на архипелаге Шпицберген в 2011–2015 гг. // Тез. докл. XXIII Рабочей группы «Аэрозоли Сибири». Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2016. С. 7.

*S.M. Sakerin, D.M. Kabanov, V.F. Radionov, D.G. Chernov, Yu.S. Turchinovich, K.E. Lubo-Lesnichenko, A.N. Prakhov.* **Generalization of results of measurements of atmospheric aerosol optical depth on Spitsbergen Archipelago in 2011–2016.**

We discuss the results of spectral measurements of aerosol optical depth (AOD) of the atmosphere, carried out in warm periods of 2011–2016 in the Arctic settlement Barentsburg (Spitsbergen Archipelago). The statistical characteristics of seasonal and interannual variations in atmospheric AOD in the wavelength range 0.34–2.14  $\mu\text{m}$  are presented. The average AOD (0.5  $\mu\text{m}$ ) for the six-year period of observations had been 0.086, including the fine-mode AOD component 0.062 and coarse-mode AOD component 0.024. It is shown that the seasonal variations were best manifested in the decrease in modal (most probable) values of fine-mode AOD component from 0.055 in spring to 0.025 in autumn. As compared to the preceding (pre-2011) period, we noted a closer correspondence in the average AOD values between spring and summer, primarily due to a decrease in the content of fine-mode aerosol in spring and its increase in summer. The summertime AOD growth is most likely due to episodic outflows of smoke aerosol from boreal zones of Eurasia and North America.