

ОПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И БАЗЫ ДАННЫХ ОПТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

УДК 523.334.3, 535.361.1

С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов, М.В. Панченко, В.В. Польшкин

**О широтной зависимости и взаимосвязях характеристик
аэрозоля в атмосфере Южной Атлантики**

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 21.02.2006 г.

Представлены результаты исследований аэрозольной оптической толщи (АОТ) в диапазоне 0,34–4 мкм, счетной концентрации аэрозоля и массового содержания «сажи» в приводном слое атмосферы в период 19-го рейса НИС «Академик Сергей Вавилов» (Атлантический океан, октябрь–декабрь 2004 г.). Обсуждаются статистические характеристики аэрозоля для отдельных районов Атлантики (тропическая зона, прибрежный район Кейптауна, Южный океан и др.). Отмечается очень низкое содержание аэрозоля и «сажи» в районах южнее 35° ю.ш., средние значения аэрозольных характеристик здесь составляют: АОТ в видимой области (0,55 мкм) – 0,05, АОТ в ИК-диапазоне (1,2–4 мкм) – 0,04, счетная концентрация приводного аэрозоля ($r = 0,2\text{--}5$ мкм) – $5,1 \text{ см}^{-3}$, массовая концентрация «сажи» – $0,04 \text{ мкг/м}^3$. Показано, что в атмосфере южного полушария наблюдается широтная зависимость АОТ и содержания «сажи» (уменьшение значений с ростом широты). Рассматриваются взаимосвязи между аэрозольными характеристиками приводного слоя и всей толщи атмосферы.

Введение

Изучение механизмов и тенденций изменения климата невозможно без получения глобальных данных о вариациях климатически значимых характеристик, среди которых важную роль играет атмосферный аэрозоль. Для получения таких данных в последнее время активно развиваются международные и национальные системы регулярных аэрозольных наблюдений в различных регионах планеты [1, 2]. Вместе с тем полученная информация относится преимущественно к континентальным районам. Атмосфера над океаном охватывает в 2,5 раза большую территорию, имеет существенные отличия по составу и характеру изменчивости аэрозоля, но измерения выполняются лишь на береговых станциях (отягощенных в той или иной степени «континентальным влиянием») и эпизодически – с борта судна. В этой связи понятна важность проведения новых циклов исследований атмосферного аэрозоля в морских экспедициях. Анализ обзоров аэрозольных исследований показывает, что наиболее часто измерения, например, аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы [3, 4] проводились в Северной и Центральной Атлантике (включая внутренние моря), далее следуют Тихий и Индийский океаны. Атмосферу южной части Атлантического океана следует отнести к малоизученным районам океана.

В настоящей статье обсуждаются результаты измерений характеристик атмосферного аэрозоля над Атлантическим океаном в период 19-го рейса НИС «Академик Сергей Вавилов» (октябрь–декабрь 2004 г.). Рассматриваются статистические характе-

ристики АОТ в спектральном диапазоне (0,34–4 мкм), концентрации аэрозоля и «сажи» в приводном слое атмосферы для отдельных районов Атлантики. Основное внимание уделено анализу широтной зависимости аэрозольных характеристик и их взаимосвязей в атмосфере южного полушария.

1. Характеристика экспериментов

Во время экспедиции проводились два типа аэрозольных экспериментов: определялась АОТ атмосферы с помощью солнечных фотометров; измерялась концентрация аэрозоля в приводном слое с помощью фотоэлектрического счетчика и «сажемера». Во время наблюдений все приборы располагались на пеленгаторной палубе судна, где обеспечивались наилучший обзор небосвода и минимальное влияние локальных источников аэрозоля.

Многоволновой фотометр SP-5 включает в себя три измерительных канала: 1) коротковолновый (0,4–1,1 мкм) на основе кремниевого фотодиода ФДУК-31; 2) инфракрасный (1,1–4 мкм) на основе пироэлектрического приемника МГ-32; 3) ультрафиолетовый (0,3–0,4 мкм) на основе «солнечно-слепого» фотодиода SiC. Выделение отдельных спектральных участков в фотометре осуществляется интерференционными фильтрами, установленными в непрерывно вращающемся барабане. В состав фотометра входит также двухкоординатное поворотное устройство, которое управляется схемой автоматического слежения за Солнцем. Основные характеристики фотометра приведены в табл. 1.

Наблюдения спектральной прозрачности проводились непрерывно в периоды, когда Солнце не

было закрыто облаками и зенитное расстояние составляло не более 80°. Калибровка фотометра осуществлялась методом Ланггеля для данных, полученных в ходе рейса, в условиях высокой прозрачности атмосферы. Методики калибровки и расчета АОТ τ_λ аналогичны описанным в работах [5, 6]. Погрешность определения АОТ в коротковолновом диапазоне спектра составляет 0,01–0,02, а в ИК-канале увеличивается до 0,02–0,03.

Таблица 1

Основные характеристики фотометра SP-5

Характеристика	УФ-канал	КВ-канал	ИК-канал
Угол поля зрения, град	0,92	1,5	1,15
Максимумы фильтров, мкм	0,34; 0,37	0,42; 0,44; 0,63; 0,68;	1,24; 1,56; 2,15; 4
Полуширина полосы пропускания фильтров, нм	5–8	5–15	10–50
Время единичного цикла, с		50	

В анализе результатов используются усредненные за 30 мин значения τ_λ и показателя Ангстрема α [7], который характеризует селективность спектральной зависимости АОТ в коротковолновом диапазоне спектра:

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

Параметры α , β рассчитывались методом наименьших квадратов после логарифмирования приведенной зависимости для диапазона спектра 0,34–0,87 мкм.

Для определения характеристик аэрозоля в приводном слое атмосферы использовались приборы, созданные в ИОА СО РАН. Счетная концентрация аэрозоля измерялась модернизированным фотоэлектрическим счетчиком, разработанным на основе серийного прибора АЗ-5. Основные характеристики счетчика: диапазон измеряемых радиусов частиц 0,2–5 мкм; количество каналов (поддиапазонов по размерам частиц) – 256; скорость прокачки воздуха – 1,2 л/мин; продолжительность цикла измерений в стандартном режиме забора проб – 10÷15 мин.

Измерение массового содержания «сажи» («black carbon» – BC) проводилось с помощью «сажемера» [8], принцип действия которого аналогичен приборам типа аэталометр [9]. Работа аэталометра основана на измерении диффузного ослабления света слоем аэрозольных частиц, осаждаемых на фильтр при прокачке воздуха. При этом величина регистрируемого диффузного ослабления света слоем частиц прямо пропорциональна поверхностной концентрации поглощающего аэрозольного вещества на фильтре и, следовательно, ее массовой концентрации в воздухе [10, 11]. Калибровка проводилась на основе сопоставления с данными оптических и гравиметрических измерений сажевого аэрозоля.

Общее заборное устройство фотоэлектрического счетчика частиц и аэталометра располагалось в лаборатории, трубки заборника выходили наружу

с ориентацией по ходу судна на высоте 2 м от палубы и около 16 м от водной поверхности. Измерения проводились регулярно – с периодичностью 0,5 или 1 ч в дневное время и выборочно ночью.

Маршрут рейса (рис. 1) включал относительно быстрый переход из п. Калининград через Ла-Манш до п. Кейптаун и затем работу на станциях в Атлантическом секторе Южного океана. Измерения характеристик аэрозоля в приводном слое были начаты в Балтийском море, а прозрачности атмосферы – после выхода в Атлантический океан. Все измерения завершились 5–6 декабря 2004 г. в районе п. Ушуйай (о. Огненная Земля, Аргентина).

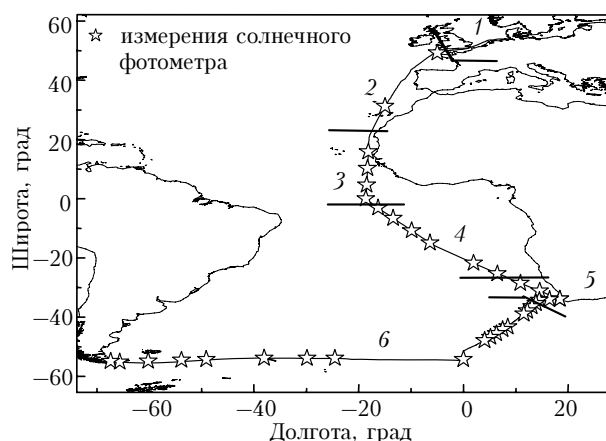


Рис. 1. Карта районов аэрозольных исследований: 1 – Балтийское и Северное моря; 2 – «умеренные широты» Атлантики (переход от Бискайского залива до Канарских островов); 3 – северная пассатная зона; 4 – тропическая зона Южной Атлантики; 5 – «Кейптаун»; 6 – Южный океан

В табл. 2, 3 приведены объем полученных данных и метеорологические условия, при которых проводились исследования.

Таблица 2

Объем полученных данных			
Прибор	Период измерений	Кол-во дней измерений	Кол-во циклов
Солнечный фотометр SP-5	23.10–05.12	34	1768
«Аэрозольный комплекс»	12.10–05.12	61	1205

Таблица 3

Метеорологические характеристики в различных районах: средние (min–max)

Район (рис. 1)	Температура, °С	Относительная влажность, %	Абсолютная влажность, г/м³	Скорость ветра, м/с
2	19,3 (13÷25)	92 (56÷97)	21,3 (12÷30)	7,7 (1÷15)
3	26,1 (22÷31)	81 (67÷97)	27,4 (22÷32)	6,9 (1÷10)
4	21,4 (18÷27)	74 (70÷81)	18,9 (15÷25)	5,9 (1÷13)
5*	19,4 (16÷24)	68 (38÷88)	15,2 (11÷19)	6,9 (0÷17)
6	7,4 (–1÷22)	82 (48÷97)	9,2 (4÷19)	8,3 (1÷21)

* Пропуск в метеоизмерениях с 5 по 9 ноября был восполнен данными фактической погоды в районе Кейптауна [http://www.gismeteo.ru].

2. Статистика и взаимосвязи аэрозольных характеристик

АОТ атмосферы

Изменение АОТ атмосферы (рис. 2) имеет достаточно большой диапазон из-за региональных особенностей аэрозольного замутнения, которые обусловлены выносами аэрозоля с континента [3, 4, 6].

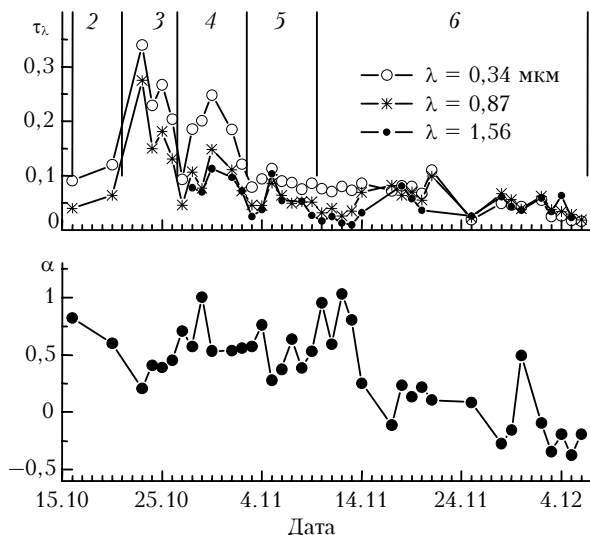


Рис. 2. Изменение в период рейса средних значений τ_λ и α

Из-за наличия пространственных неоднородностей статистику вариаций АОТ целесообразно рассматривать в рамках отдельных районов. В Южной Атлантике были выделены три района: «тропическая зона» — 6 дней измерений в период с 27.10 по 02.11; прибрежный район Кейптауна — 7 дней в период с 03.11 по 09.11; Южный океан от 34° до 55° ю.ш. — 19 дней в период с 10.11 по 06.12. Статистические характеристики τ_λ для всего диапазона спектра уже приводились [12], поэтому здесь ограничимся средними данными (рис. 3) и сопоставлением с результатами других авторов (табл. 4).

В отличие от «северного пассата» [3, 6 и др.], замутнение атмосферы в южной тропической зоне

невелико. В то же время здесь наблюдаются максимальные значения АОТ и показателя Ангстрема по сравнению с другими районами южного полушария. Возможными причинами повышенных значений АОТ в районе, находящемся в середине Атлантики, могут быть: ослабленное влияние выносов лессовой пыли ветром харматан [3] и (или) влияние континентального аэрозоля о-ва Святой Елены (максимальные τ_λ наблюдались при прохождении вблизи острова). Достаточно близкие характеристики были получены и в других исследованиях в этом регионе (см. табл. 4).

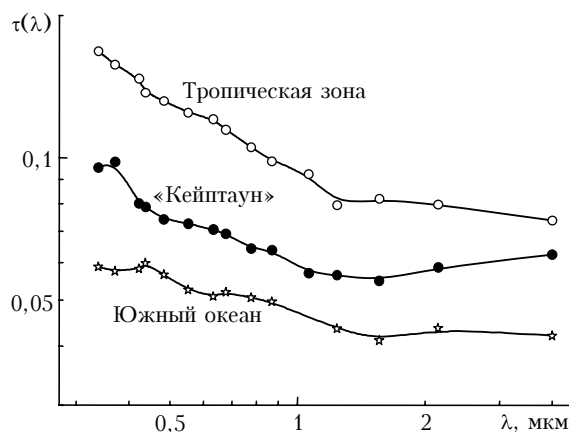


Рис. 3. Средние спектральные зависимости $\tau(\lambda)$ в трех районах Южной Атлантики

Неожиданным фактом стали малые значения АОТ в прибрежном районе Кейптауна. Из сравнения с данными [14] видно, что средние значения τ_λ и α в районе Кейптауна в 2–3 раза больше, чем в прибрежных районах северного полушария, но хорошо согласуются с данными в «центрально-океаническом» районе Тихого океана. Высокая прозрачность атмосферы в районе Кейптауна, по-видимому, объясняется двумя причинами: 1) преимущественным направлением ветра в период наблюдений со стороны океана; 2) меньшим содержанием континентального аэрозоля (в том числе антропогенного) по сравнению с его содержанием в аналогичных районах северного полушария.

Таблица 4

Сравнительные данные основных характеристик АОТ атмосферы

Район	$\tau_{0,55} \pm \sigma_\tau$	$\alpha \pm \sigma_\alpha$	τ_c	τ_f	Данные других авторов
Тропическая зона	$0,125 \pm 0,038$	$0,52 \pm 0,11$	0,087	0,038	[3] о-в Вознесения: $\tau_{0,5} = 0,13$, $\alpha = 0,62$ [4] 43-й рейс НИСП «Проф. Визе»: $\tau_{0,5} = 0,09$, $\alpha = 0,3$ [13] наши данные 1989, 1995 гг.: $\tau_{0,55} = 0,14$, $\alpha = 0,85$
«Кейптаун»	$0,073 \pm 0,03$	$0,43 \pm 0,26$	0,060	0,013	[14] «прибрежные районы»: $\tau_{0,55} = 0,2$, $\alpha = 0,9$ [14] «центр Тихого океана»: $\tau_{0,55} = 0,07$, $\alpha = 0,4$
Южный океан	$0,053 \pm 0,018$	$0,20 \pm 0,35$	0,042	0,011	[4] Антарктида (ст. Мирный): $\tau_{0,55} = 0,05$

Минимальное аэрозольное замутнение наблюдалось над Южным океаном. Полученные здесь значения τ_λ оказались ниже, чем в районах Тихого океана [14], не менее удаленных от суши. Кроме того, отметим относительную устойчивость АОТ — даже при подходе к п. Ушуайя (Южная Америка) аэрозольное замутнение не увеличилось. Минимальные значения α и τ_λ во всем диапазоне спектра свидетельствуют о малом содержании как мелкодисперсного, так и грубодисперсного аэрозолей.

Самостоятельное значение имеет вопрос о величине и спектральной зависимости $\tau(\lambda)$ в области спектра более 1 мкм. Немногочисленные результаты исследований в «окнах прозрачности атмосферы» ИК-диапазона [6, 15–17] свидетельствуют о возможности как нейтрального хода $\tau(\lambda)$, так и отклонения от него. Исследования в 19-м рейсе показали, что отличия АОТ на отдельных длинах волн в области спектра 1,2–4 мкм невелики и не превышают 0,03.

Наличие данных $\tau(\lambda)$ в длинноволновой области спектра позволяет оценить вклад грубо- и мелкодисперсных компонент АОТ. Напомним, что оптическое влияние мелких частиц ($r < \lambda$) проявляется в виде степенного спада аэрозольного ослабления с ростом длины волны. Значимое действие мелкодисперсной фракции простирается от УФ-области до 1–1,5 мкм. Эффективность ослабления радиации крупными частицами практически не меняется с длиной волны и обычно полагается постоянной в спектральной области $\lambda < r$ (в нашем случае от УФ-диапазона до 2–4 мкм). Это свойство широко используется при разделении оптического вклада двух фракций. Отметим также, что перераспределение содержания мелких и крупных частиц в дисперсной структуре аэрозоля является одной из причин изменения селективности спектрального хода $\tau(\lambda)$ и величины показателя Ангстрема.

В качестве грубодисперсной компоненты τ_c нами брались средние значения АОТ в диапазоне 1,2–4 мкм. Величина мелкодисперсной составляющей τ_f меняется с длиной волны, рассмотрим ее для середины видимого диапазона спектра как «остаточную» аэрозольную толщину в области 0,55 мкм: $\tau_f = (\tau_{0,55} - \tau_c)$. Средние значения τ_c и τ_f в трех районах Южной Атлантики приведены в 4-м и 5-м столбцах табл. 4.

Из полученных данных следует, что оптическое влияние мелких частиц очень мало. Их относительный вклад в АОТ в 2–4 раза меньше по сравнению с τ_c . По абсолютной величине τ_f постепенно уменьшается, и в районе Южного океана ее вклад сопоставим с погрешностью.

Содержание приводного аэрозоля

В силу «локальности» метода измерений характеристики концентрации аэрозоля в приводном слое более подвержены влиянию местных факторов (а не дальних переносов) и испытывают значительно большие вариации относительно АОТ. Среди

основных факторов дополнительных флуктуаций можно назвать: пространственные неоднородности аэрозольных полей; воздействие судовых и других близкорасположенных источников аэрозоля, а также влияние маломасштабной (например, суточной) изменчивости гидрометеорологических условий. Поэтому при анализе результатов была проведена отбраковка части данных (выбросов), имеющих явно «локальный» характер. Пространственно-временная изменчивость приводного аэрозоля оценивалась по следующим характеристикам: массовая концентрация ВС — M_s ; общая счетная концентрация частиц радиусами от 0,2 до 5 мкм — N_Σ ; концентрация частиц мелкодисперсной фракции N_1 ($r = 0,2 \div 0,5$ мкм) и более крупных частиц N_2 ($r = 0,5 \div 1$ мкм); интегральный параметр N_1/N_2 , характеризующий отношение концентраций в двух диапазонах размеров.

Особенности изменения полученных значений N_Σ , N_1/N_2 и M_s иллюстрируются на рис. 4.

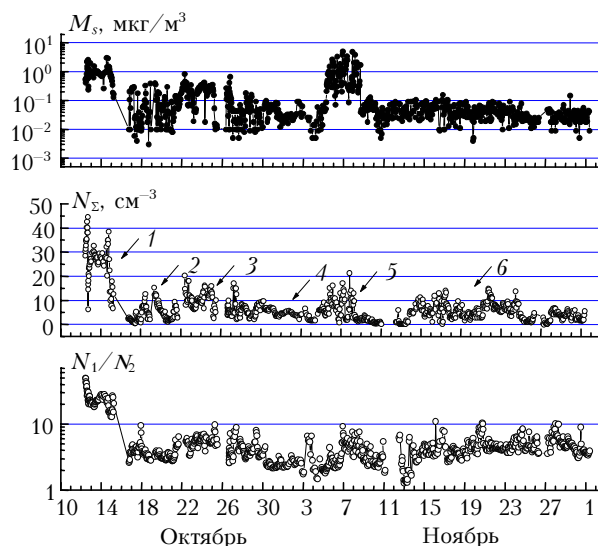


Рис. 4. Изменчивость основных характеристик приводного аэрозоля

Общий диапазон изменчивости характеристик аэрозоля за период исследований (min–max): общая концентрация $N_\Sigma = 0,01 \div 45$ см⁻³; соотношение фракций $N_1/N_2 = 1,3 \div 50$; массовое содержание поглощающего вещества $M_s = 10^{-3} \div 5$ мкг/м³. Для анализа временной изменчивости были рассчитаны статистические характеристики для шести районов (см. рис. 1). Наглядное представление об особенностях дисперсного состава аэрозоля в этих районах дает дифференциальное распределение концентрации частиц n_i (рис. 5).

По статистическим характеристикам (табл. 5) выделяются три района (1, 3 и 5), в которых воздействие континентального аэрозоля наиболее значительно. Максимальное содержание аэрозоля и его изменчивость характерны для Балтийского и Северного морей — районов, находящихся в зоне выноса воздушных масс из промышленно-развитых

стран Европы. Повышенное содержание аэрозоля здесь в 3–6 раз больше, чем в других районах, и обеспечивается за счет мелких частиц (см. рис. 5). Количественно об этом можно судить по величине соотношения двух фракций N_1/N_2 более 24, а во всех других районах эта величина меняется незначительно — от 3,5 до 5,5. Атмосфера Балтийского и Северного морей отличается также максимальным содержанием в аэрозоле поглощающего вещества — M_s в среднем около 1 мкг/м^3 .

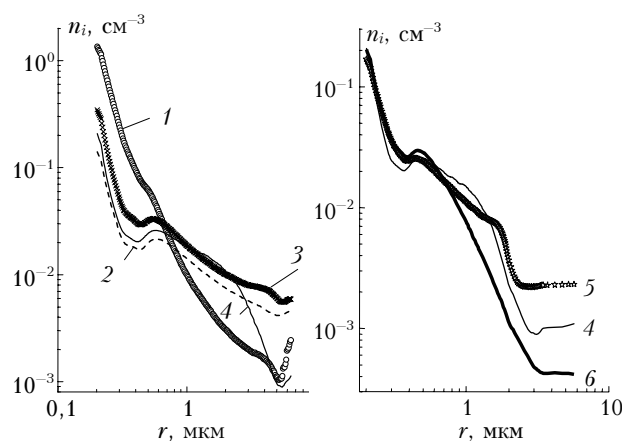


Рис. 5. Дифференциальные концентрации аэрозоля в различных районах Атлантики

Следующей по общей концентрации аэрозоля является зона пассатных выносов пылевого аэрозоля (район 3), известная как «Море Мрака» [3 и др.]. Интересно, что дополнительное обогащение континентальным аэрозолем происходит во всем оптически активном диапазоне размеров частиц, но в конкретный период измерений больше проявилось в диапазоне субмикронных частиц. Содержание ВС в пассатной зоне тоже повышенное, но уступает району «Кейптаун». К характерным особенностям прибрежного района (5) можно отнести большое содержание поглощающего аэрозоля и большую относительную изменчивость всех аэрозольных характеристик. Очевидными причинами флуктуаций являются близость к мощным источникам континентального аэрозоля (в том числе антропогенного) и генерация морского аэрозоля в зоне прибойя.

Три остальных района (2, 4, 6) менее подвержены влиянию континентов, и концентрация N_Σ в них ниже. По средним данным наиболее чистой является атмосфера Южного океана: $N_\Sigma \sim 5,1 \text{ см}^{-3}$, а $M_s = 0,04 \text{ мкг/м}^3$. Тем не менее отметим, что различия средних значений (между районами 2, 4, 6) меньше величины стандартного отклонения σ .

Распределение счетной концентрации аэрозоля по выделенным районам Атлантики в целом согласуется с данными международных и российских экспериментов — ТРОПЭКС-72, АТЭП-74, ПОЛЭКС-Юг-81, 13-й рейс НИСП «Прилив» [3]. Например, по данным измерений в акватории Южного океана ($55\text{--}65^\circ \text{ ю.ш.}$) в 1987 г. среднее значение N_Σ составило $4,4 \text{ см}^{-3}$ и менялось в зависимости от направления ветра от $2,2$ до $6,6 \text{ см}^{-3}$.

Для сравнения с типичными концентрациями аэрозоля в континентальной атмосфере результаты многолетних наблюдений в районе г. Томска [18, 19] приведены в табл. 5, внизу. Сопоставление данных показывает, что содержание аэрозоля в приводном и приземном слоях атмосферы имеет существенные отличия. Концентрация мелких частиц в континентальных условиях примерно в три раза выше, в то же время над океаном значительно больше крупных частиц. Как следствие, соотношение двух фракций N_1/N_2 различается более чем на порядок. Не меньшее различие наблюдается по массовой концентрации ВС. В «чистых» районах океана (2, 4, 6) содержание «сажи» примерно в 20 раз (в среднем) ниже, но с приближением к зонам континентальных выносов (1, 5) разница резко сокращается.

В заключение данного раздела рассмотрим частотные распределения характеристик аэрозоля. Чтобы исключить проявление пространственных неоднородностей, ограничимся районом Южного океана, где была получена основная часть данных. Рассчитанные гистограммы распределений основных характеристик показаны на рис. 6, из которого видно, что распределения $\tau_{0,55}$, M_s и N_Σ — одномодальные и вытянуты в сторону больших значений.

Приведенные данные позволяют оценить наиболее вероятные значения (моду) этих характеристик: $(\tau)_m \sim 0,045$, $(M_s)_m \sim 0,03$, $(N_\Sigma)_m \sim 5$. В гистограмме τ_c проявляются две моды: основная в области значений $\sim 0,02$ и менее выраженная мода — $\sim 0,06$.

Таблица 5

Статистика основных характеристик приводного аэрозоля

Район	Концентрация аэрозоля N_Σ , см^{-3}				Среднее значение			Массовое содержание ВС M_s , мкг/м^3			
	Среднее значение	σ	min	max	N_1/N_2	N_1	N_2	Среднее значение	σ	min	max
1	26,4	8,35	6,2	44,5	24,3	24,9	1,06	0,959	0,594	0,01	3,05
2	4,63	3,47	0,56	15,3	3,68	2,86	0,82	0,082	0,101	0,003	0,405
3	8,78	4,58	2,12	20,4	5,50	6,26	1,18	0,192	0,137	0,008	0,833
4	5,57	2,46	1,72	17,0	3,47	3,57	0,98	0,056	0,072	0,001	0,674
5	5,43	3,57	0,78	16,1	3,64	3,39	1,07	0,440	0,47	0,018	1,89
6	5,08	3,23	0,05	16,9	4,58	3,04	1,53	0,040	0,022	0,005	0,148
Томск	10,8	—	0,385	244	72	10	0,237	1,37	—	0,058	16,4

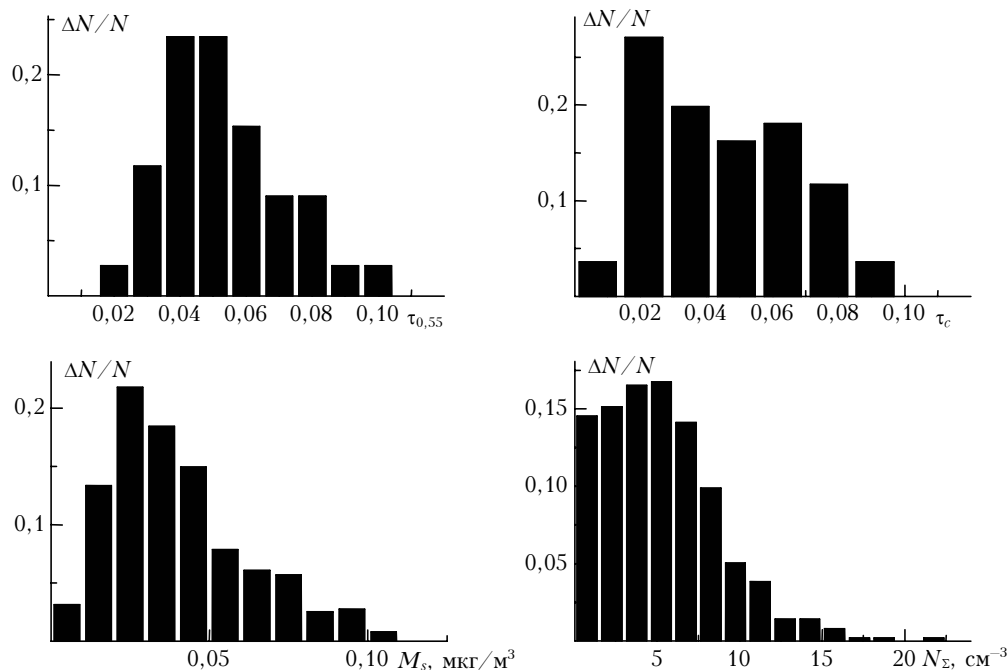


Рис. 6. Взаимосвязи аэрозольных характеристик (южное полушарие)

Взаимосвязи аэрозольных характеристик

Представляет интерес оценить взаимосвязи двух групп характеристик аэрозоля – во всей толще атмосферы и в локальном приводном слое. Из первой группы рассмотрим $\tau_{0,55}$, τ_c и τ_f , а из второй – N_Σ , N_1 , N_2 и M_s . На указанные характеристики разное влияние оказывают местные источники и перенос аэрозоля из соседних регионов (в том числе с континента). Приводный слой атмосферы находится в непосредственной близости к морской поверхности. Поэтому измерители концентрации более чутко реагируют на интенсивность генерации морского аэрозоля (к сожалению, они более подвержены и «судовым» искажениям). АОТ атмосферы является интегральной характеристикой содержания аэрозоля на разных высотах, и в ней значительно большую роль играют переносы аэрозоля из других регионов. Необходимо также учитывать, что АОТ и концентрация являются все-таки разными характеристиками. Величина τ_λ (и ее компоненты – τ_c , τ_f) является функцией не только содержания аэрозоля в атмосфере, но и эффективности ослабления радиации, зависящей от относительного размера частиц.

Для расчета коэффициентов взаимной корреляции $R_{i,j}$ использовался массив среднечасовых значений характеристик аэрозоля, полученных в южном полушарии (районы 4–6). Исключены были только данные во время стоянки в п. Кейптаун. Характер взаимосвязи отдельных параметров показан на рис. 7, а рассчитанные значения коэффициентов $R_{i,j}$ приведены в табл. 6. Для рассматриваемого массива данных критическое значение

корреляции с доверительной вероятностью 0,95 составляет 0,253.

Высокие корреляции $\tau_{0,55}$ с двумя ее составляющими τ_f и τ_c (аналогично N_Σ с N_1 и N_2) не требуют дополнительных пояснений. Отметим только, что более высокое значение коэффициента корреляции у компоненты τ_c , которая вносит больший вклад в $\tau_{0,55}$. Отсутствие связи между τ_f и τ_c свидетельствует о разной природе вариаций мелко- и грубодисперсной фракций аэрозоля в атмосферной толще. В то же время в приводном слое атмосферы наблюдается высокая взаимосвязь между концентрациями аэрозоля в двух диапазонах размеров. По-видимому, это обусловлено тем, что рассматриваемый диапазон частиц ($r = 0,2 \div 0,5 \div 1$ мкм) является относительно узким и в нем преобладающий вклад в вариации N_1 и N_2 вносит общий механизм – генерация морского аэрозоля.

Таблица 6

Коэффициенты взаимной корреляции АОТ и концентрации аэрозоля в приводном слое (жирным шрифтом выделена значимая корреляция)

Параметр	$\tau_{0,55}$	τ_c	$\tau_f(0,55)$	M_s	N_Σ	N_1	N_2
$\tau_{0,55}$	1	0,80	0,70	0,03	0,29	0,10	0,45
τ_c		1	0,13	0,08	0,48	0,34	0,60
$\tau_f(0,55)$			1	-0,07	-0,12	-0,26	0,02
M_s				1	0,16	0,19	0,13
N_Σ					1	0,97	0,95
N_1						1	0,85

Среди характеристик из разных групп наибольшая корреляция наблюдается у τ_c и N_2 . Значит, заметное влияние на τ_c оказывает вклад «местного» морского аэрозоля в диапазоне размеров

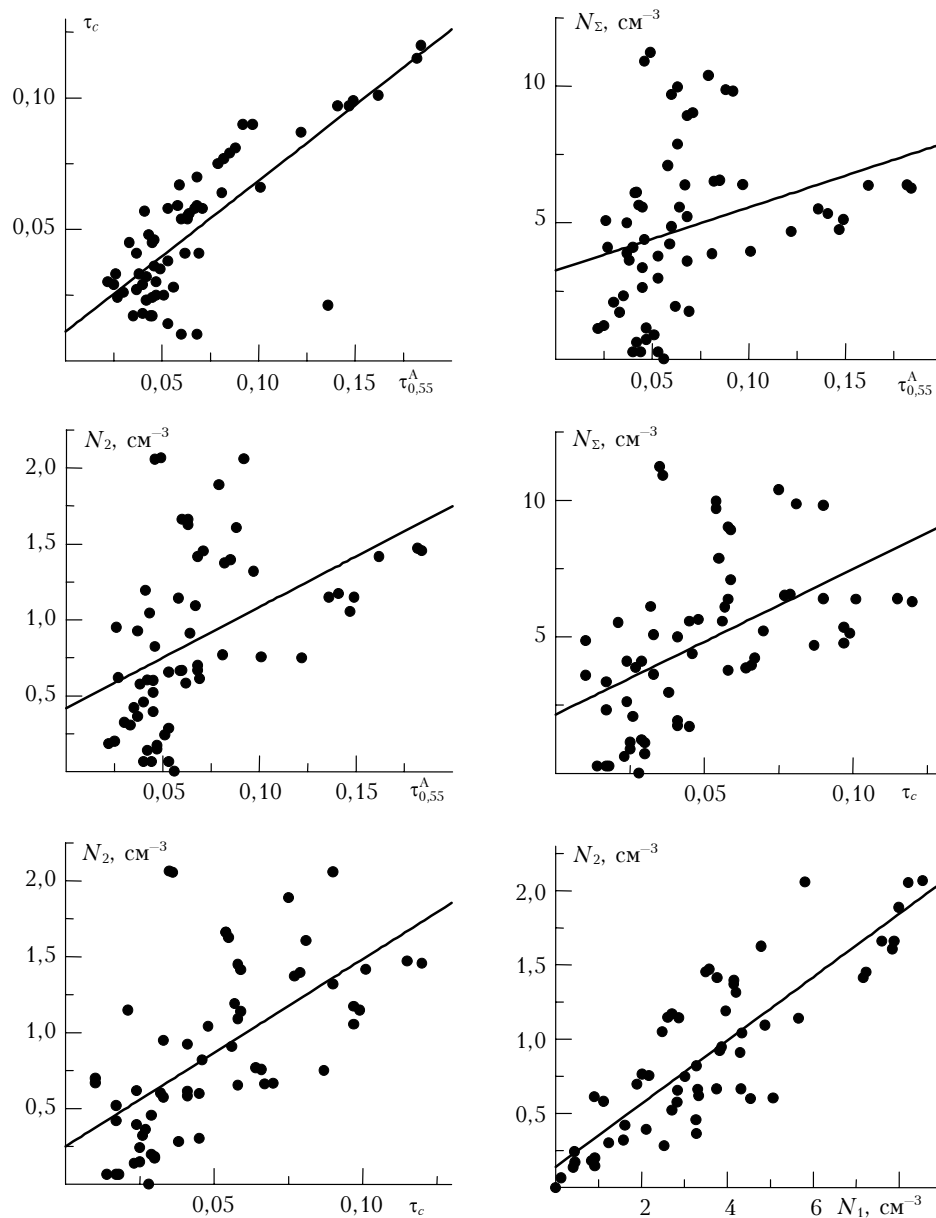


Рис. 7. Гистограммы распределений основных характеристик (Южный океан)

$r > 0,5$ мкм. Несколько ниже, но все же значимая корреляция наблюдается между τ_c и концентрацией N_1 , которая тоже зависит от генерации морского аэрозоля. У мелкодисперсной компоненты τ_f корреляция с N_1 отсутствует. Из этого можно сделать вывод, что источники у них разные: в составе N_1 присутствуют преимущественно частицы, образовавшиеся над морской поверхностью, а на τ_f основное влияние оказывают дальние переносы и образование вторичного (фотохимического) аэрозоля в атмосфере.

Наконец, массовое содержание ВС не коррелирует ни с одной из других характеристик. Основная причина в том, что и τ_λ , и счетная концентрация характеризуют лишь содержание аэрозоля, но не имеют прямой зависимости от наличия или отсутствия поглощающей компоненты — M_s .

3. Широтная зависимость аэрозольных характеристик в южном полушарии

АОТ атмосферы

Выше отмечалось, что τ_λ и α убывают по мере удаления от экватора. Причем эта зависимость не связана с удалением от какого-то конкретного источника континентального аэрозоля. Даже наоборот — приближение к прибрежным районам («Кейптаун» и Огненная Земля) практически не искажает общей закономерности. В качестве примера на рис. 8, а, б показаны изменение с широтой значений $\tau_{0,55}$, τ_c и два вида аппроксимации (линейная и экспоненциальная).

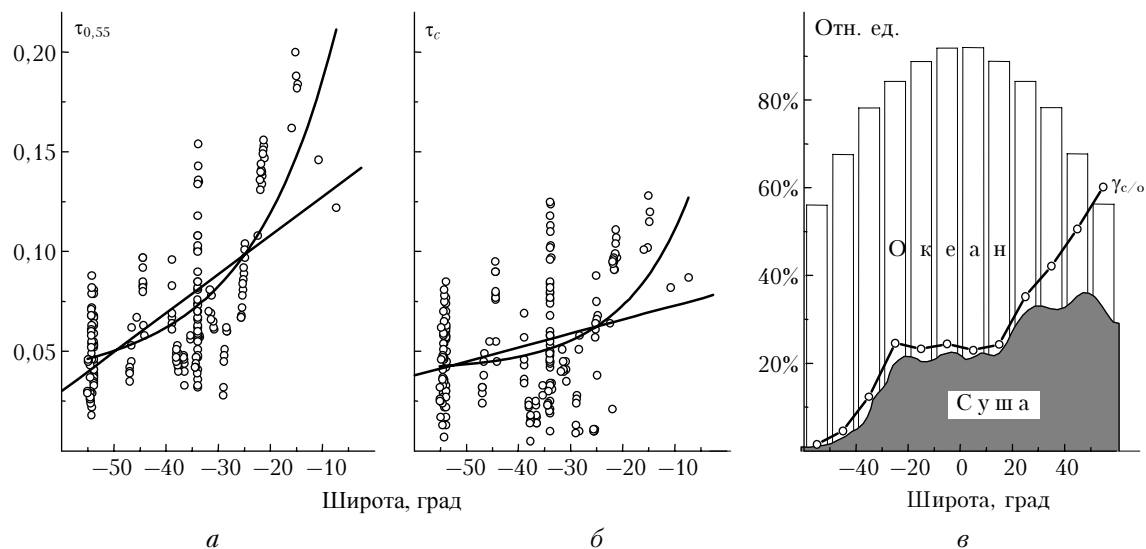


Рис. 8. Широтное изменение АОТ атмосферы (а, б) и соотношения площадей, занятых сушей и океаном (в)

Широтная зависимость τ_λ проявляется на всех длинах волн и для обеих составляющих АОТ. Из рис. 8 видно, что $\tau_{0,55}$ спадает от $\sim 0,13$ в тропической зоне до $0,048$ на широте $\sim 54^\circ$ ю.ш. Аналогично грубодисперсная компонента τ_c уменьшается от $\sim 0,09$ до $0,046$. Ветром, влияющим на генерацию морского аэрозоля [15, 20], или относительной влажностью указанный спад объяснить не удалось. В Южном океане эти характеристики в среднем были выше, чем в других районах (см. табл. 3).

Широтную зависимость АОТ в Южной Атлантике можно объяснить следующим образом. Важную роль в дополнительном обогащении морской атмосферы континентальным аэрозолем играют не только близость к континентам, но и два других фактора: широтное распределение континентальных источников аэрозоля и глобальная циркуляция воздушных масс, в которой преобладают зональные переносы. Как известно, распределение суши на планете очень неравномерно — основная ее территория сосредоточена в северном полушарии, а южнее 40° ю.ш. — только узкая оконечность Южной Америки, о-в Новая Зеландия и покрытая льдом Антарктида. В качестве количественного подтверждения на рис. 8, в показано (по данным из монографии [21]) распределение по широтным зонам относительной площади, занятой сушей и океаном, а также соотношение этих площадей — $\gamma_{c/o}$. Отсутствие в умеренных и высоких широтах южного полушария значимых источников континентального аэрозоля приводит к тому, что АОТ приближается к некоторым фоновым значениям, характерным для Антарктиды (см., например, [3]).

Приведенное объяснение не противоречит тому, что центральные районы Тихого океана [14] (см. табл. 4) более удалены от континента, а средняя величина АОТ совпадает с нашими данными в прибрежном районе Кейптауна и больше, чем в Южном океане. Дело в том, что тихоокеанский район [14] находится ближе к экватору — в зоне зональ-

ных переносов воздуха между континентами. Поэтому дополнительный вклад континентального аэрозоля должен быть больше, чем в высокоширотных районах. Исследований прозрачности в южной части Тихого океана, по нашим сведениям, не проводилось, но, следуя изложенным соображениям, АОТ в этих районах тоже должна иметь минимальные значения, близкие к данным в Атлантическом секторе Южного океана и Антарктиде.

Уменьшение показателя Ангстрема от $0,52$ в тропиках до $0,2$ в высоких широтах Южной Атлантики происходит под влиянием разного широтного изменения двух фракций аэрозоля и соответствующего перераспределения оптического вклада в $\tau(\lambda)$ этих фракций. По данным табл. 4 нетрудно оценить, что относительная величина τ_f/τ_c в тропической зоне составляет 44% , а в Южном океане снижается до 26% . В результате уменьшения относительного вклада мелкодисперсной составляющей τ_f естественно снижаются селективность спектральной зависимости АОТ или величина параметра α .

Приводный аэрозоль

Для выявления широтной зависимости характеристик аэрозоля в приводном слое были исключены результаты измерений непосредственно во время стоянки в п. Кейптаун и проведено скользящее усреднение данных (по 15 точкам), которое позволило сгладить маломасштабные вариации.

Полученная широтная изменчивость массовой концентрации ВС и концентрации частиц в различных диапазонах размеров иллюстрируется на рис. 9. Жирными линиями показано скользящее среднее, а пунктиром — линейная аппроксимация. По содержанию ВС (рис. 9, а) широтная зависимость просматривается: M_s уменьшаются в среднем от $0,06$ мкг/м³ на экваторе до $\sim 0,03$ мкг/м³ на широтах южнее 50° . В то же время на общей тенденции выделяются два участка — более быстрый спад ВС до южных широт $\sim 30^\circ$, затем рост и новый спад

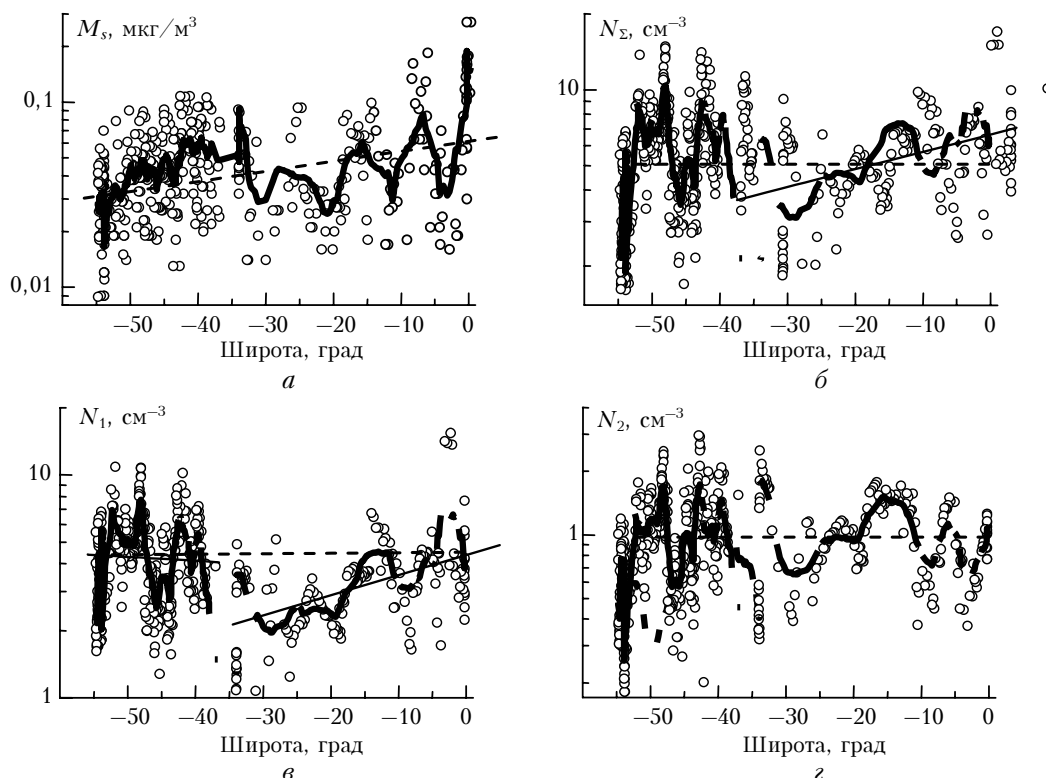


Рис. 9. Широтное изменение массовой концентрации ВС и концентрации частиц N_{Σ} , N_1 , N_2

содержания поглощающего вещества. Отметим, что в недавних исследованиях [22] в Индийском океане тоже отмечалась широтная зависимость ВС. Массовое содержание ВС уменьшалось в южном полушарии от 0,2–0,3 мкг/м³ в экваториальной зоне до значений менее 0,05 мкг/м³ в Индийском секторе Южного океана (до 56° ю.ш.).

Несколько иная ситуация с общей концентрацией аэрозоля N_{Σ} (рис. 9, б). В изменении N_{Σ} тоже различаются два участка: от экватора до Кейптауна (34° ю.ш.) широтное уменьшение концентрации N_{Σ} действительно происходит (примерно с 6,5 до 3,5 см⁻³), а затем содержание аэрозоля вновь увеличивается и далее варьирует на среднем уровне ~5 см⁻³. Заметим, что широтное изменение и почти скачкообразный рост общей концентрации аэрозоля при переходе в Южный океан происходили в диапазоне мелких частиц N_1 (рис. 9, в). Вклад более крупных частиц в общую счетную концентрацию N_{Σ} мал и практически не влияет на формирование широтной зависимости концентрации в приводном слое.

Рассмотренное нами увеличение концентрации N_1 при переходе в широтную зону 40–54° ю.ш. требует дальнейшего изучения. Отметим пока, что в этот период произошла довольно заметная смена гидрометеорологических условий (см. табл. 3). Возможно, сочетание больших значений скорости ветра и относительной влажности в Южном океане привело к увеличению числа частиц аэрозоля во всем оптически активном диапазоне размеров, в котором работает фотоэлектрический счетчик. Но так как концентрация крупных частиц N_2 при сильном ветре может занижаться (из-за оседания части

крупных частиц в заборном устройстве), то рост концентрации проявился только в диапазоне мелких частиц.

Чтобы проверить статистическую достоверность уменьшения аэрозольных характеристик с широтой, дополнительно были рассчитаны соответствующие коэффициенты взаимной корреляции («характеристика аэрозоля – широта»). Расчеты показали, что широтный ход τ_{λ} и M_s статистически значим с доверительной вероятностью 0,95 (для N_{Σ} – только на участке 0–34° ю.ш.). Таким образом, широтная зависимость проявилась в тех характеристиках, где больше относительное влияние дальних переносов аэрозоля с континента, а не местных факторов генерации морского аэрозоля. Конкретно, это интегральная характеристика τ_{λ} и концентрация поглощающего вещества, которого в составе континентального аэрозоля больше, чем в морском. Более сложный характер имеет зависимость счетной концентрации мелких частиц – в ней сочетаются широтное убывание (до ~34° ю.ш.) влияния дальних переносов и действие «местных» факторов генерации морского аэрозоля (акватория Южного океана). Наконец, в вариациях концентрации N_2 влияние дальних переносов вообще не сказывается.

Заключение

Благодаря экспериментам, проведенным в 19-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов», существенно пополнена информация о свойствах атмосферного аэрозоля в малоисследованных районах океана. Определены статистические характеристики АОТ атмосферы, счетной концентрации аэрозоля

и массового содержания «сажи» в приводном слое для нескольких районов Центральной и Южной Атлантики. Проведенный анализ данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Атмосфера Южной Атлантики (в сравнении с Северной) отличается меньшим содержанием аэрозоля. Наиболее чистым в южном полушарии является район Южного океана, средние значения основных характеристик здесь составляют: $\tau_{0,55} = 0,053$ ($\alpha = 0,20$), $N_{\Sigma} \sim 5,1 \text{ см}^{-3}$, $M_s = 0,04 \text{ мкг/м}^3$, а наиболее вероятные значения — $0,045$, 5 см^{-3} и $0,03 \text{ мкг/м}^3$ соответственно.

2. Величина АОТ во всем спектральном диапазоне в среднем уменьшается с ростом широты: например, $\tau_{0,55}$ спадает от $\sim 0,13$ в тропической зоне до $0,048$ южнее 50° ю.ш. (в ИК-диапазоне τ_c уменьшается от $\sim 0,08$ до $0,046$). Аналогичная зависимость выявлена для массовой концентрации ВС — по средним значениям M_s уменьшается от $0,06 \text{ мкг/м}^3$ на экваторе до $\sim 0,03 \text{ мкг/м}^3$ в Южном океане. Предложено объяснение, что наблюдаемая широтная зависимость обусловлена ослаблением влияния дальних переносов континентального аэрозоля вследствие зональности переносов воздуха и уменьшения площади суши с ростом широты.

3. Спектральная зависимость $\tau(\lambda)$ в ИК-диапазоне практически нейтральна, максимальные «межволновые» отклонения не превышают $0,03$. Средние значения АОТ в диапазоне $1,2\text{--}4 \text{ мкм}$ в тропической зоне составляют $0,09$; в районе Кейптауна — $0,06$; в Южном океане — $0,04$.

4. Анализ взаимосвязей аэрозольных характеристик (в приводном слое и во всей толще) показал, что максимальная корреляция наблюдается у τ_λ с двумя ее компонентами — τ_f и τ_c , аналогично у N_{Σ} с N_1 и N_2 . Среди характеристик из разных групп наибольшая корреляция наблюдается у τ_c с N_2 и N_{Σ} . Это свидетельствует о преимущественном вкладе в грубодисперсную компоненту АОТ «местного» морского аэрозоля в диапазоне размеров $r > 0,5 \text{ мкм}$.

Авторы благодарят В.С. Козлова и В.П. Шмаргунова за техническую подготовку приборов и любезно предоставленную аппаратуру для исследования сажевой компоненты аэрозоля.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология».

1. WMO/GAW expert's workshop on a global surface-based network for long term observations of column aerosol optical properties // Report N 162 — (WMO TD No. 1287). Davos, Switzerland, 2005. 144 p.
2. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakadjima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. AERONET — A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Rem. Sens. Environ. 1998. V. 66. P. 1–16.
3. Smirnov A., Holben B.N., Kaufman Y.J., Dubovik O., Eck T.F., Slutsker I., Pietras C., Halthore R.N. Optical Properties of Atmospheric Aerosol in Maritime Envi-

- ronments // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 1. P. 501–523.
4. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ИК-области спектра. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 224 с.
5. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. О методике определения аэрозольной оптической толщи атмосферы в ближнем ИК-диапазоне спектра // Оптика атмосф. и океана. 1997. Т. 10. № 8. С. 866–875.
6. Sakerin S.M., Kabanov D.M. Spatial inhomogeneities and the spectral behavior of atmospheric aerosol optical depth over the Atlantic Ocean // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. N 3. Part 1. P. 484–500.
7. Angstrom A. Parameters of atmospheric turbidity // Tellus. 1964. V. XVI. N 1. P. 64–75.
8. Kozlov V.S., Panchenko M.V., Tumakov A.G., Shmargunov V.P., Yausheva E.P. Some peculiarities of the mutual variability of the content of soot and submicron aerosol in the near-ground air layer // J. Aerosol Sci. 1997. V. 28, suppl. 1. P. S231–S232.
9. Hansen A.D.A., Rosen H., Novakov T. The aethalometer-an instrument for the real-time measurement of optical absorption by aerosol particles // Sci. Total Environ. 1984. V. 36. N 1. P. 191–196.
10. Rosen H., Novakov T. Optical transmission through aerosol deposits on diffusely reflective filters — a method for measuring the absorbing component of aerosol particles // Appl. Opt. 1983. V. 22. N 1. P. 1265–1267.
11. Clarke A.D. Effects of filter internal reflection coefficient on light absorption measurements made using the integrating plate method // Appl. Opt. 1982. V. 21. N 16. P. 3021–3031.
12. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Smirnov A., Holben B., Slutsker I., Giles D. Вариации аэрозольной оптической толщи атмосферы в Южной Атлантике // Фундаментальные исследования океанов и морей. М.: Наука, 2006 (в печати).
13. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Пространственное распределение аэрозольной компоненты прозрачности атмосферы над Атлантическим океаном // Оптика атмосф. и океана. 1999. Т. 12. № 2. С. 99–104.
14. Волгин В.М., Ершов О.А., Smirnov A.B., Шифрин К.С. Оптическая толщина аэрозоля в характерных морских регионах // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1988. Т. 24. № 10. С. 1058–1065.
15. Villevalde Y.V., Smirnov A.V., O'Neill N.T., Smyshlyayev S.P., Yakovlev V.V. Measurement of aerosol optical depth in the Pacific Ocean and the North Atlantic // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 20,983–20,988.
16. Shiobara M., Spinhirne J.D., Uchiyama A., Asano S. Optical depth measurement of aerosol, cloud, and water vapor using sun photometers during FIRE Cirrus IFO II // J. Appl. Meteorol. 1996. V. 35. N 1. P. 36–46.
17. Vitale V., Tomasi C., Lupi A., Cacciari A., Marani S. Retrieval of columnar aerosol size distributions and radiative-forcing evaluations from sun-photometric measurements taken during the CLEARCOLUMN (ACE 2) experiment // Atmos. Environ. 2000. V. 34. P. 5095–5105.
18. Pol'kin V.V. Temporal variability of microstructural parameters of near-ground aerosol. Part 1. Annual and seasonal variability // Proc. SPIE. 2004. V. 5743. P. 359–364.
19. Козлов В.С., Панченко М.В., Терпугова С.А., Полькин В.В., Яушева Е.П. Динамика временной изменчивости характеристик субмикронного приземного аэрозоля и сажи в Западной Сибири // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / Под ред. М.В. Кабанова. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2002. С. 156–164.

20. *Кабанов Д.М., Сакерин С.М.* Прозрачность атмосферы над Атлантическим океаном. Часть 2. Вариации аэрозольной оптической толщи и влагосодержания атмосферы // *Оптика атмосф. и океана*. 2000. Т. 13. № 8. С. 716–722.
21. *Нешиба С.* *Океанология*. М.: Мир, 1991. 414 с.
22. *Moorthy K.K., Satheesh S.K., Babu S.S., Saha A.* Large latitudinal gradients and temporal heterogeneity in aerosol black carbon and mass mixing ratio over southern and northern oceans observed during a transcontinental cruise experiment // *J. Geoph. Res. Lett.* 2005. V. 32. L14818, doi:10.1029/2005GL023267.

S.M. Sakerin, D.M. Kabanov, M.V. Panchenko, V.V. Pol'kin. **About latitude dependence and interconnections of aerosol characteristics in atmosphere of Southern Atlantics.**

The results of investigation of the aerosol optical thickness (AOT) within 0.34–4 μm range, aerosol number concentration, and «soot» mass content in the near-water atmospheric layer during the 19th cruise of the research vessel «Akademic Sergei Vavilov» (the Atlantic Ocean, October–December, 2004) are presented. Statistic characteristics of aerosol for different regions of Atlantics (tropical zone, coastal region of Cape Town, the Antarctic Ocean) are under discussion. Very low content of aerosol and «soot» southward 35°S is marked; mean values of aerosol characteristics there are the following: 0.05 for AOT in the Visible (0.55 μm); 0.04 for AOT in IR (1.2–4 μm); 5.1 cm^{-3} for number concentration of the near-water aerosol ($r = 0.2\text{--}5 \mu\text{m}$); 0.04 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ for «soot» mass concentration. A latitude dependence of the AOT and «soot» content is marked in the Southern hemisphere (a decrease with the growing latitude). Interconnections between aerosol characteristics in the near-water layer and in the entire atmosphere are considered.