

РАССЕЯНИЕ И ПЕРЕНОС ОПТИЧЕСКИХ ВОЛН В АТМОСФЕРЕ И ОКЕАНЕ

УДК 551.510+551.521.3

С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ НАД АТЛАНТИЧЕСКИМ ОКЕАНОМ

Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск

Поступила в редакцию 4.11.98 г.

Принята к печати 30.11.98 г.

Предложена генетическая классификация районов Атлантики, характеризующая пространственное распределение аэрозольной мутности атмосферы над океаном. Районирование основывается на результатах многомесячных измерений прозрачности атмосферы в пяти морских экспедициях (1989–1996 гг.), учитывает основные факторы формирования аэрозольных полей над океаном и согласуется с данными предшествующих атмосферно-оптических исследований. Приводятся количественные характеристики аэрозольной оптической толщи атмосферы и параметра Ангстрема для различных районов Атлантики в широтной зоне ~10° ю.ш. – 60° с.ш.

Введение

Результаты многолетних наблюдений на континентальной сети актинометрических и озонметрических станций позволили выявить и количественно характеризовать свойства и закономерности изменчивости прозрачности в различных районах и атмосферных условиях [1–4 и др.]. Совсем по-другому обстоит дело с исследованием прозрачности и аэрозольной оптической толщи (АОТ) морской атмосферы. Из-за отсутствия метеорологических станций, высокой стоимости и сложности морских экспериментов исследования носят эпизодический характер, выполнены в отдельных районах, ряды наблюдений прерывисты и непродолжительны. Анализ обзора морских исследований АОТ за 30-летний период [5] позволяет заключить, что в наиболее исследованной части Мирового океана – Атлантике – проведено около двадцати экспедиций, общий объем полученных данных сопоставим с двухлетним циклом наблюдений всего одной континентальной станции, а степень регулярности наблюдений (отношение числа дней измерений к измерительным периодам) составляет 0,3–0,6.

Географическое распределение АОТ над океаном разнообразно, а ее величина изменяется в пределах двух порядков [4–10]. Причем отличия проявляются не только в самой величине АОТ, но также в характере ее изменчивости и в спектральном ходе. Даже по средним значениям АОТ в результатах различных авторов наблюдается большой разброс данных – от 0,05 до 0,5 и более. В какой-то степени можно усомниться в качестве некоторых измерений или их репрезентативности, но основная причина различий объективна. На большой территории океана, граничащей как с чистыми полярными районами, так и с материками – генераторами различных типов аэрозолей [11], трудно ожидать одинаковых характеристик атмосферного замутнения. Результаты на рис. 1, 2 иллюстрируют область изменчивости АОТ τ_1^A и параметра Ангстрема α , характеризующего селективность спектрального хода $\tau^A(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha}$.

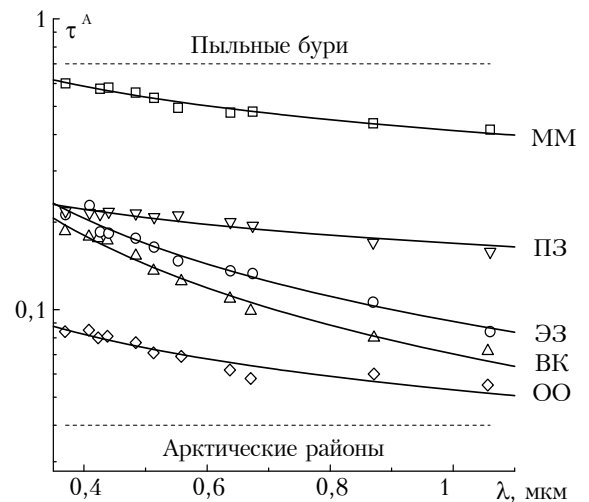


Рис. 1. Средние спектральные зависимости АОТ атмосферы над океаном

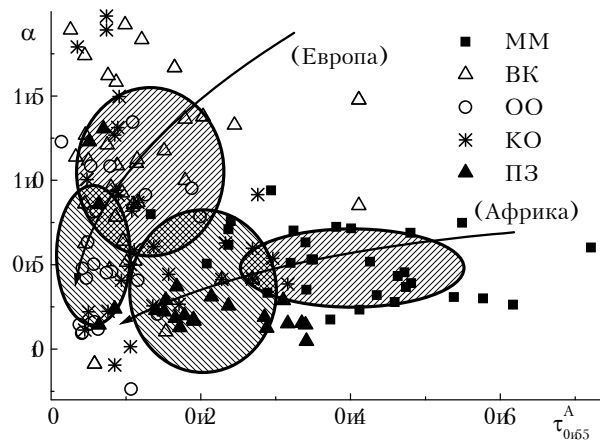


Рис. 2. Совместные области значений $\tau_{0,55}^A$ и параметра Ангстрема α в основных районах Атлантики

При таком многообразии характеристик спектральных АОТ вопрос о необходимости районирования представляется достаточно очевидным.

Принципы районирования

Безусловно важную роль в исследованиях оптических свойств атмосферы над океаном сыграли работы О.Д. Бартеневой и К.С. Шифрина с соавт. [4, 6 и др.]. Многочисленные исследования, проведенные в 70–80-х годах, позволили выявить особенности изменчивости, свойства аэрозольного замутнения атмосферы в различных районах и заложить основы всех последующих физических обобщений.

В период 1989–1996 гг. в пяти атлантических экспедициях авторами настоящей работы был выполнен новый цикл исследований спектральной прозрачности [7–10 и др.], достаточно представительный по регулярности наблюдений – 0,9 и объему полученных данных – 264 дня измерений дополнительно к ~600 дням во всех других работах. Широкий диапазон и разнообразие характеристик прозрачности в различных районах (от 10° ю.ш. до 60° с.ш.) потребовали решения методической задачи – разделение пространственных и временных вариаций или выделение районов с единообразными свойствами АОТ. Географическая систематизация данных по этой теме, проведенная ранее Л.И. Ивановым [12], представляется противоречивой. Один из недостатков его «широтно-долготной концепции» состоит в том, что за основу районирования аэрозольной характеристики была взята модель пространственного распределения термодинамических характеристик по трем широтным зонам: 0–30, 30–50 и 50–70°, т.е. фактически была принижена роль очагов формирования воздушных масс и атмосферных циркуляций.

В существующих методах климатического районирования можно выделить две группы классификаций – «призначная» и генетическая [13]. Понятно, что для аэрозоля как элемента климатической системы подходы должны быть аналогичными. В отношении АОТ атмосферы основы «призначной» классификации были предложены авторами [6]: по величине τ^A и α выделены три наиболее контрастных района океана – «море мрака», центрально-океанический и прибрежный. При этом остались вопросы – куда отнести большие пространства других районов океана и какие характеристики прозрачности для них свойственны.

Для акватории океана более предпочтительной является генетическая классификация, которая вскрывает основные процессы формирования физических полей атмосферы и позволяет, в условиях недостатка информации, распространить выявленные закономерности на менее исследованные районы [13–15]. Ниже представлена попытка применения такого подхода к аэрозольной компоненте прозрачности атмосферы. При определении принципов районирования АОТ были учтены следующие соображения.

Во многих генетических классификациях – Алисова, Флона, Витвицкого и др. [13–15], важную, если не определяющую, роль играют атмосферные циркуляции и особенности подстилающей поверхности. Большинство источников аэрозоля тоже определяется типом подстилающей поверхности, а пространственное распространение зависит от движений воздушных масс. Микрофизические и оптические исследования аэрозоля над океаном [4–11] показали, что, несмотря на однородность подстилающей поверхно-

сти (генератора морского аэрозоля), а также сглаженный характер колебаний метеополей, вариации характеристик прозрачности значительны и во многом обусловлены вторжениями различных видов аэрозоля с континентов.

Из этого следует очевидный вывод, что пространственные неоднородности АОТ над океаном это суть проблемы переносов именно континентального аэрозоля. Таким образом, классификация аэрозольных полей должна учитывать совместное влияние двух основных факторов: преобладающие в каждой широтной зоне источники или типы континентального аэрозоля и преобладающие циркуляции – переносы воздушных масс, которые определяют направление и глубину выносов аэрозоля в океан.

Результаты районирования

Положение рассматриваемых «аэрозольных» районов поясняется рис. 3.

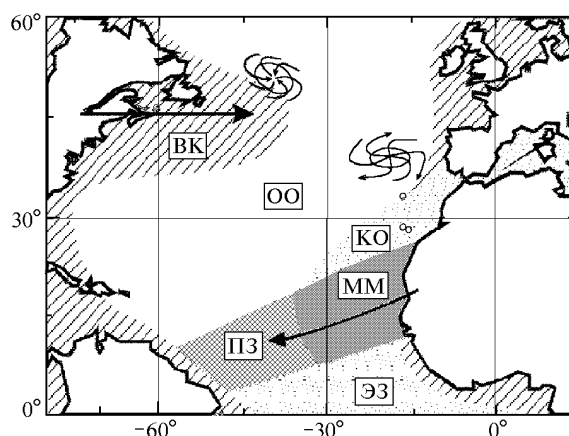


Рис. 3. Географическое положение «аэрозольных» районов на территории Атлантического океана

В атмосфере умеренных широт (Европа, Америка) преобладает более мелкодисперсный аэрозоль по отношению к собственно морскому [11]. Вдоль границы с континентом на удалении в десятки километров можно выделить узкую прибрежную зону (ПЗ) с бризовой циркуляцией, которая способствует регулярному перемешиванию континентального аэрозоля с морским, обогащая последний мелкодисперсной фракцией. Дальнейший перенос континентального аэрозоля в океан обеспечивается развитой в этих широтах циклонической деятельностью и западным переносом. В ближней зоне следует выделить районы вблизи континентов (ВК), а в дальней – центрально-океанический или открытый океан (ОО). В силу удаленности района ОО континентальные воздушные массы (и аэрозоль) поступают туда значительно трансформированными. Недостаток данных и случайный характер переносов не позволяют строго определить протяженность района ВК в глубь океана. Поэтому воспользуемся полукачественной оценкой, взяв за основу масштаб циклонических образований. Учитывая разную (по широтам) интенсивность источников аэрозоля и переносов, протяженность можно оценить от 100÷200 км на границах умеренной зоны до ~1000 км – в средней части.

Следующий регион расположен в тропических широтах. Здесь преобладает устойчивый пассатный перенос с выносами грубодисперсного пылевого аэрозоля из пус-

тынь Сахары. По результатам континентальных и судовых исследований [4, 14] известно, что содержание в атмосфере сахарского аэрозоля постепенно убывает, но прослеживается вплоть до берегов Америки. Этому способствуют характерные для пассатной зоны (ПЗ) инверсии и относительно высокие скорости переноса аэрозоля в слое 2–4 км. С точки зрения аэрозольных характеристик можно считать, что ПЗ простирается до западных прибрежных районов Атлантики. Соответственно область ОО постепенно сужается в южном направлении и ограничивается ПЗ. Наиболее насыщенный пылевым аэрозолем район ПЗ (восточнее ~35° з.д.) хорошо известен в литературе как «море мрака» (ММ). Естественной южной границей ММ и ПЗ является внутритропическая зона конвергенции (ВЗК), среднегодовое положение которой около 7° с.ш. [13, 14, 16]. Причем ось ВЗК, так же как пассатного переноса, отклонена в направлении с ВСВ на ЗЮЗ.

На севере пассатной зоны следует выделить смешанные районы – Канарские о-ва (КО) и Средиземное море (СМ), которые в зависимости от сезонных условий циркуляций находятся под переменным воздействием выносов грубо- и мелкодисперсного аэрозоля двух континентов. Смена циркуляций здесь обусловлена соседством северновосточного пассата с одним из главных центров действия атмосферы – азорским антициклоном.

Наконец, в южной части находится экваториальная зона (ЭЗ), или ВЗК. Для этого района типичны следующие геофизические условия: затишье ветра, развитая конвекция, фильтрация континентального аэрозоля облачностью и частыми осадками [4, 13]. Ближе к Африке можно также отметить действие ветра «харматан» [4, 14], выносящего минеральный аэрозоль – более мелкий по сравнению с сахарским. Вся совокупность условий формирует здесь характер аэрозольного замутнения, отличный от соседней пассатной зоны.

Количественные характеристики АОТ для выделенных районов океана приведены в табл. 1. Отметим, что для статистических характеристик не проводилось обобщения (усреднения) с результатами других авторов по соображениям методического характера: разные способы учета га-

зовых компонент (в некоторых работах поглощение вообще не исключалось), отличия в статистической обеспеченности и способах осреднения результатов и т.д. Из-за немногочисленности наших измерений вблизи побережий для районов ПБ приведены данные из работы [6].

Из таблицы следует, что основные различия «аэрозольных» провинций проявляются по трем характеристикам: средним значениям АОТ, коэффициентам вариаций V_{τ} и параметру Ангстрема. Очевидным является повышенное замутнение атмосферы вблизи континентов – районы ММ, ВК, КО. Также не требует пояснений тот факт, что в умеренных широтах параметр Ангстрема от чисто океанических значений $\alpha \approx 0,6$ увеличивается, по мере сближения с континентом, и стремится к континентальным значениям $\alpha_{\text{конт}} \approx 1,3$ [4]. В пассатной зоне такого не происходит, так как при сближении с Африкой замутнение увеличивается за счет обогащения грубодисперсной фракции.

Определенные сомнения может вызвать тот факт, что минимальные среди средних значений α наблюдаются в районе ПЗ, а не в «море мрака» с максимальной концентрацией пыли. Дело, по-видимому, в следующем. Содержание минеральной фракции аэрозоля действительно убывает в западном направлении в силу пространственного рассеяния и стока аэрозоля в океан. Причем, согласно данным [17], в процессе переноса происходят слипание мелких пылевых частиц в конгломераты и оседание последних, т.е. с удалением от континента трансформируется спектр размеров пылевого аэрозоля за счет уменьшения содержания мелких частиц. Содержание в воздухе другой грубодисперсной фракции – солевых частиц, определяется характером волнения и скоростью ветра [11]. Как следует из [16] и результатов наших измерений, с удалением от Африки в среднем увеличивается скорость ветра и, следовательно, генерация морского аэрозоля. (Центральная часть Атлантики в зоне пассата вообще отличается наиболее сильными и устойчивыми ветрами среди других районов). Процессу наполнения атмосферы морским аэрозолем в ПЗ способствует и то, что в этом районе инверсии оседания ослабевают и начинают преобладать восходящие потоки.

Таблица 1

Статистические характеристики (средние, СКО и коэффициенты вариаций) τ^A и α в различных районах Атлантики

Районы (N дней измерений)	$\bar{\tau}_{0,55}$	σ_{τ}	V_{τ}	$\bar{\alpha}$	σ_{α}	V_{α}
ОО (26)	0,076	0,047	0,62	0,59	0,47	0,80
ВК (25)	0,149	0,097	0,65	1,11	0,50	0,45
ПБ [6]	0,20	0,10	0,49	0,90	0,43	0,48
КО (31)	0,135	0,081	0,60	0,73	0,54	0,74
СМ (6)	0,072	0,048	0,66	1,0	0,60	0,60
ММ (32)	0,381	0,143	0,38	0,50	0,22	0,45
ПЗ (23)	0,196	0,095	0,49	0,31	0,34	1,11
ЭЗ (25)	0,141	0,073	0,52	0,85	0,55	0,65

Таким образом, совместное действие рассмотренных факторов приводит к тому, что при переходе от ММ к ПЗ содержание мелких частиц значительно сокращается, а убыль крупных восполняется процессом коагуляции и генерацией солевых частиц. Трансформация дисперсного состава аэрозоля приводит к изменению оптических характеристик в ПЗ (см. рис. 1): АОТ в УФ-диапазоне становится соизмеримой с другими районами океана, а в ближнем ИК-диапазоне остается на относительно высоком уровне.

В целом общий диапазон характеристик АОТ над Атлантикой ($\langle \tau \rangle = 0,01 \div 0,7$; $\langle \alpha \rangle = -0,24 \div 2,42$) сопоставим с диапазоном изменчивости в условиях континентальной атмосферы [1–4, 18], но гистограммы повторяемости τ^A (кроме ММ) сдвинуты в область меньших значений (рис. 4). Гистограммы повторяемости АОТ в районах ОО, ВК, ММ – одномодальные, с наиболее вероятными значениями τ^A вблизи средних величин. Частотные графики τ^A для ПЗ, ЭЗ и КО более размытые, и в них просматривается

вторая мода из-за эпизодических вторжений запыленного воздуха со стороны ММ.

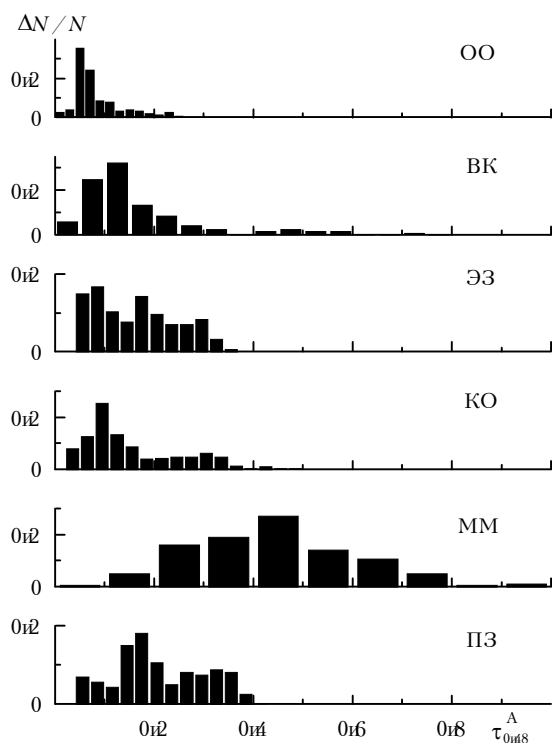


Рис. 4. Гистограммы повторяемости среднечасовых значений $\tau_{0,48}^A$ в выделенных районах океана

Классификация по районам позволила выделить и рассмотреть особенности временных вариаций АОТ в различных районах. Пространственное распределение абсолютной межсуточной изменчивости (σ_τ) примерно повторяет распределение средних величин АОТ. Значения σ_τ сопоставимы с континентальными [18], а относительная изменчивость ($V_\tau = \sigma_\tau / \bar{\tau}$) более высокая из-за меньшего замутнения морской атмосферы. Причем максимальные коэффициенты вариаций $V_\tau = 60-80\%$ характерны для районов ОО, ВК и КО, находящихся в зоне активной циклонической деятельности. Вариации параметра Ангстрема (особенно относительные – V_a) тоже более значительные, чем в континентальной атмосфере: $0,45 \div 1,11$ против $0,3 \div 0,4$ в условиях Томска.

Относительно рассмотренных характеристик сделаем два примечания:

1. При расчете статистики АОТ (см. табл. 1) не были использованы результаты 1991 г. [19], полученные через 1–3 мес после извержения вулкана Пинатубо. Характеристики АОТ в этот период в районах КО, ОО, ВК тоже согласуются с проведенной классификацией, но сами значения τ^A и α были искажены дополнительным вкладом вулканического слоя.

2. Из-за малочисленности наших данных не были прокомментированы характеристики прозрачности в районе СМ. Нехарактерно малые для внутреннего моря значения АОТ (по сравнению с [5,6]) были обусловлены как малой продолжительностью наблюдений, так и циркуляционными особенностями этого района вблизи азорского максимума. В различные сезоны и синоптические перио-

ды в СМ преобладают чистые воздушные массы со стороны ОО (как в нашем случае) или континентальные выносы со стороны Европы и Сахары.

Обоснование и сопоставление результатов

Правильность подхода к районированию в методическом плане подтверждается согласием с результатами «призначной» классификации по значениям τ^A , α и V_τ . Области значений « τ^A – α » (см. рис. 2) локализируются в соответствии с особенностями каждого района. Перекрывание областей и разброс точек естественны из-за синоптической изменчивости АОТ (вторжений в районы различных воздушных масс). Разделение районов по « τ^A – α » дополнительно подкрепляется отличиями в коэффициентах вариаций (см. табл. 1).

Проведенное районирование хорошо согласуется с данными космических наблюдений аэрозольного замутнения над океаном. В качестве примера на рис. 5 иллюстрируется пространственное распределение АОТ по данным радиометра AVHRR – спутник NOAA-11 (результаты подспутниковых экспериментов [20]). Несмотря на то, что космическое зондирование проводится только на одной длине волны (не отслеживаются спектральные отличия АОТ), основные особенности и положение районов соответствуют рассмотренной классификации.

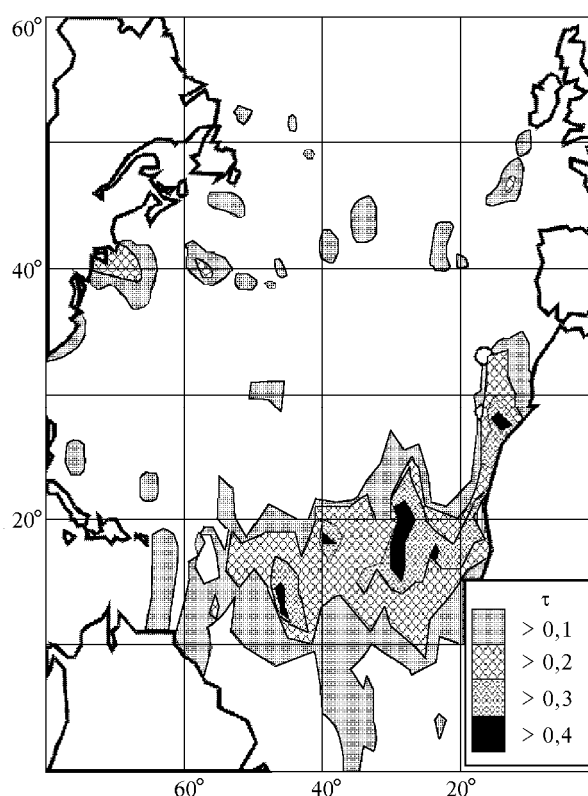


Рис. 5. Пространственное распределение АОТ атмосферы над океаном по данным космического зондирования (NOAA-11, 21.09.89 г.)

Еще одним подтверждением районирования и количественных характеристик может послужить сравнение с результатами других авторов. Для краткости ограничимся

рассмотрением только тех работ и районов, где были проведены наиболее подробные исследования по статистической и спектральной обеспеченности (табл. 2).

Сопоставление результатов для района ОО показывает, что в большинстве случаев наши данные оказываются в середине диапазона значений τ^A и α , полученных другими авторами: $\langle \tau^A \rangle_{00} = 0,067 \pm 0,087$ и $\langle \alpha \rangle_{00} = 0,1 \pm 0,66$. Исключения представляют результаты [21], а также [5,22] для 1985 и 1988 гг. Данные [21] вызывают большие сомнения, так как значения АОТ в середине Атлантики (севернее 30° с.ш.) оказались в диапазоне 0,11–0,61 – фактически, как в зоне мощных пылевых выносов. Во втором случае измерения проводились северо-западнее Гибралтара, поэтому могли сказаться континентальные выносы с Пире-

нейского полуострова и из Африки. По нашей классификации, это скорее район ВК, а не ОО. Если учесть это замечание, то при сравнении данных в районе ВК наши результаты тоже занимают среднее положение в общем диапазоне значений: $\langle \tau^A \rangle_{ВК} = 0,097 \pm 0,21$; $\langle \alpha \rangle_{ВК} = 0,1 \pm 1,17$.

Разброс данных в относительно небольшом районе ММ – $\langle \tau^A \rangle_{ММ} = 0,24 \pm 0,54$, $\langle \alpha \rangle_{ММ} = 0,3 \pm 0,6$, отражает сезонную изменчивость и цикличность пылевых выносов из Сахары. В наших исследованиях [7, 8] средние значения АОТ для различных периодов тоже отличаются. В октябре 1989 г. – $\tau^A = 0,36$, в ноябре–декабре 1989 г. – $\tau^A = 0,28$, в марте–апреле 1995 г. – $\tau^A = 0,48$, а общее среднее значение ($\tau^A = 0,38$) занимает промежуточное положение для всех результатов.

Т а б л и ц а 2

Средние значения τ^A и α , полученные различными авторами в трех районах (* – наши данные)

Район	Авторы	Год	Район	N, дней	$\tau^A_{0,55}$	α
ОО	*	1989–1996	Атлантический океан	26	0,076	0,59
	[4]	1979	« «	–	0,071	0,1
	[4]	1987	« «	–	0,087	0,3
	[5]	1989/90	« «	12	0,07	0,34
	[6]	1982, 1986	Тихий океан	33	0,07	0,40
	[4]	1981	Индийский океан	15	0,067	0,60
ОО/ВК	[21]	1988	Атлантический океан	6	0,16	1,0
	[5]	1985	Восточная Атлантика	11	0,18	0,56
	[22]	1988	« «	15	0,12	0,66
ВК	*	1989–1996		25	0,149	1,11
	[4]	1979	Карибское море	–	0,097	0,1
	[4]	1983	Норвежское море	–	0,201	0,3
	[6]	1986	Средиземное море	27	0,20	1,17
	[22]	1988	Восточная Атлантика	19	0,21	0,86
ММ	*	1989–1995	«море мрака»	32	0,381	0,50
	[6]	1986	« «	9	0,42	0,45
	[4]	1972	« «	–	0,24	0,6
	[4]	1986/87	« «	–	0,535	0,3
	[21]	1988	« «	–	0,37	0,33
	[23]		« «	–	0,382	–

Заключение

Объем экспериментальных данных о прозрачности атмосферы над океаном по-прежнему остается недостаточным для разработки качественных эмпирических моделей. Из-за снижения активности научного флота России с начала 90-х годов можно полагать, что в ближайшей перспективе океанические исследования останутся редкими, а результаты фрагментарными. Поэтому, не претендуя на завершенность модели, основную задачу авторы видели в формулировке и обосновании принципов районирования океана (для АОТ), которые позволят систематизированно анализировать разрозненные результаты для различных районов. Сопоставление средних характеристик τ^A и α с данными других работ дает основание считать, что в результате проведенных исследований получены наиболее обоснованные оценки спектральных АОТ для выделенных районов Атлантики.

Авторы выражают признательность академику В.Е. Зуеву, а также научным руководителям экспедиций и проектов – Г.К. Коротаеву и Н.А. Пантелееву (Морской

гидрофизический институт АН УССР), А.М. Сагалевичу (Институт океанологии РАН), О. Ллинас (Канарский институт наук о море, Испания), Л. Стоув и П. Клемента-Колон (Национальная администрация по океану и атмосфере, США), которые способствовали проведению многолетних исследований спектральной прозрачности атмосферы над океаном.

1. Гуцин Г.П. Методы, приборы и результаты измерения спектральной прозрачности атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 200 с.
2. Ярхо Е.В. // Изв. РАН. Сер. ФАО. 1994. Т. 30. N 3. С. 417–424.
3. Белан Б.Д., Заде Г.О. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 9. С. 1187–1197.
4. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И. и др. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 224 с.
5. Smirnov A., Yershov O., Villevalde Y. Measurement of aerosol optical depth in the Atlantic Ocean and Mediterranean Sea // SPIE. 1995. V. 2582. P. 203–214.
6. Волгин В.М., Еришов О.А., Смирнов А.В., Шифрин К.С. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1988. Т. 24. N 10. С. 1058–1064.

7. Сакерин С.М., Афонин С.В. и др. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. N 7. С. 695–704.
8. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Полькин В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. N 12. С. 1767–1777.
9. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. N 12. С. 1461–1468.
10. Korotaev G.K., Sakerin S.M. et al. // J. Atmos. Oceanic Technol. 1993. V. 10. N 5. P. 725–735.
11. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 224 с.
12. Разработка пространственно-временной модели интенсивности рассеянного излучения атмосферы в области спектра 0,2–0,8 мкм. М., 1988. Деп. в ВИНТИ 30.12.88, N 0186.0054708.
13. Изменчивость физических полей в атмосфере над океаном / Под ред. В.С. Самойленко. М.: Наука, 1983. 168 с.
14. Блотген И. География климатов. Т. 1, 2. М.: Прогресс, 1972–1973. 428 с.
15. Алисов Б.П., Полтораус Б.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1974. 299 с.
16. Кооль Л.В. Сезонные изменения в поле результирующего ветра в Атлантике // Метеорологические исследования в тропических частях океана. N 24. М.: Наука, 1975. С. 85–94.
17. Кондратьев К.Я., Бартенева О.Д. и др. Аэрозоль в районе АТЭП и его радиационные свойства // Тр. ГГО. 1976. Вып. 381. С. 67–130.
18. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. N 6. С. 727–734.
19. Сакерин С.М., Дергилева И.Л., Игнатов А.М., Кабанов Д.М. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. N 10. С. 1241–1248.
20. Ignatov A.M., Stowe L.L., Sakerin S.M., Korotaev G.K. // J. Geoph. Res. 1995. V. 100. N D3. P. 5123–5132.
21. Reddy P.J., Kreiner F.W. et al. // Global Biogeochem. Cycles. 1990. V. 4. N 3. P. 225–240.
22. Еришов О.А., Смирнов А.В., Шифрин К.С. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1990. Т. 26. N 4. С. 388–394.
23. Артемкин А.А., Кривошеин С.С. Статистические модели изменчивости спектральной структуры аэрозольных оптических толщ и степени поляризации рассеянного атмосферой света над фоновыми регионами Атлантики: Тез. докл. III Всесоюз. совещания по атм. оптике и актинометрии. Ч. 1. Томск, 1983. С. 274–279.

S.M. Sakerin, D.M. Kabanov. Spatial Distribution of Aerosol Component of Atmospheric Transmittance over the Atlantic Ocean.

A genetic classification of the Atlantic Ocean regions, characterizing spatial distribution of aerosol turbidity over the ocean, is proposed in the paper. The classification is based on many-month measurements of atmospheric transmittance performed during five expeditions (1989–1996). It takes into account the main factors of formation of aerosol fields over ocean and agrees with the data former atmospheric-optical investigations. The quantitative characteristics of the atmosphere aerosol optical thickness and Angstrom parameter are presented for different regions of the Atlantic Ocean for latitudes $\sim 10^{\circ}\text{S}$ – 60°N .