

Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин

## Прозрачность атмосферы над Атлантическим океаном. Часть 1. Пространственные неоднородности прозрачности

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 05.04.2000 г.

По результатам исследований в пяти морских экспедициях (1989 – 1996 гг.) обсуждается пространственное распределение прозрачности атмосферы над Атлантикой. Показано, что неоднородности обусловлены прежде всего вариациями аэрозольной оптической толщи атмосферы под влиянием выносов континентального аэрозоля – мелкодисперсного в умеренных широтах и грубодисперсного в пассатной зоне. Приведены характеристики изменчивости влагосодержания и высоты однородного слоя атмосферы и отмечена необходимость выделения в тропиках двух широтных зон. Предложена модель пространственного распределения прозрачности, основанная на согласующихся результатах генетического и «призначного» районирования аэрозольного замутнения атмосферы. Рассмотрены особенности и определены параметры спектрального хода аэрозольной оптической толщи в различных районах океана для участков спектра 0,37 – 1,06 и 0,37 – 4 мкм. Обсуждается вклад мелко- и грубодисперсного аэрозоля в аэрозольную оптическую толщину и интегральную прозрачность атмосферы.

### Введение

Приток прямой солнечной радиации в безоблачных условиях определяется общей функцией пропускания атмосферы  $T^{\Sigma} = T^A \cdot T^W \cdot T^C$ , которая зависит от «аэрозольной» –  $T^A$ , «влажной» –  $T^W$  компонент и пропускания других газов ( $T^C$ ). Важными особенностями основных составляющих –  $T^A$  и  $T^W$  являются их региональные отличия и сильная синоптическая изменчивость при смене воздушных масс. Остальные компоненты можно учесть как константы или с достаточной точностью рассчитать по средним модельным данным для конкретных сезонов и широтных зон. Поэтому если не рассматривать многолетние тренды, то характер изменения  $T^{\Sigma}$  в различных районах практически полностью определяется вариациями  $T^A$  и  $T^W$ .

Функционирование континентальной сети станций дает богатый эмпирический материал для выяснения закономерностей пространственно-временной изменчивости прозрачности атмосферы, общего влагосодержания и аэрозольной оптической толщи (АОТ) –  $\tau(\lambda)$ . Представления об оптических характеристиках океанической атмосферы не достаточно полны и надежны, так как основываются на малочисленных результатах судовых наблюдений и данных береговых станций, отягощенных влиянием континента.

В 1989–1996 гг. нами были проведены атмосферно-оптические исследования в ряде районов Атлантики, которые позволили, в какой-то степени, восполнить недостаток знаний о прозрачности морской атмосферы [1–4]. Измерения проводились с помощью многоволнового солнечного фотометра в окнах прозрачности атмосферы, в диапазоне спектра 0,37–1,06 мкм (часть данных получена в области до 4 мкм). Влагосодержание атмосферы определялось по дифференциальной методике с использованием полосы поглощения водяного пара 0,94 мкм. Более подробно аппаратно-методические вопросы рассмотрены в [5, 6 и др.]. В настоящей статье обобщены результаты исследований в части пространственного распределения характеристик

прозрачности, особенностей спектрального хода АОТ и влагосодержания атмосферы в отдельных районах океана.

### 1. Пространственное распределение АОТ атмосферы

В предшествующей работе [1] было предложено генетическое районирование аэрозольного замутнения атмосферы Атлантики, которое учитывает совместное влияние двух факторов – преобладающих в каждой широтной зоне источников (типов) континентального аэрозоля и циркуляций (переносов) воздушных масс. На основе публикаций были выделены следующие районы: открытый океан (ОО), прибрежные (ПБ), вблизи континента (ВК), Канарские острова (КО), пассатная зона (ПЗ), «море мрака» (ММ) и экваториальная зона (ЭЗ). Сами характеристики прозрачности в этом случае использовались лишь косвенно – для качественной оценки правильности проводимой классификации.

Для подтверждения результатов генетического районирования в дальнейшем был реализован другой подход – проведена «призначная» классификация районов с однотипными характеристиками  $\tau(\lambda)$ . Выделение районов в «призначной» классификации [7] проводилось на основе количественных данных о нескольких непосредственно измеряемых характеристиках атмосферы. В отношении АОТ атмосферы было уже показано [8], что для определения типичных районов достаточно двух «признаков» –  $\tau$  (0,55 мкм) и параметра Ангстрема  $\alpha$ , характеризующего спектральную зависимость

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

Процедура районирования включала два этапа. Сначала были построены карты с изолиниями исследуемых характеристик (рис. 1). При этом значения  $\tau_{0,55}$  и  $\alpha$  усреднялись по квадратам с шагом 5° по широте и долготе, а

отсутствующие точки достраивались путем интер- и экстраполяции данных. Полученные результаты хорошо согласуются с выводами, которые обсуждались при генетическом районировании [1]. Например, в умеренных широтах распределение изолиний свидетельствует об увеличении  $\tau_{0,55}$  и селективности спектрального хода ( $\alpha$ ) при сближении с континентами как в западном, так и в восточном направлениях. В зоне пассатного переноса картина иная. Величина замутнения непрерывно увеличивается от Америки к Африке, а параметр имеет минимум в средней части океана и концентрическое распределение изолиний (увеличивается во всех направлениях).

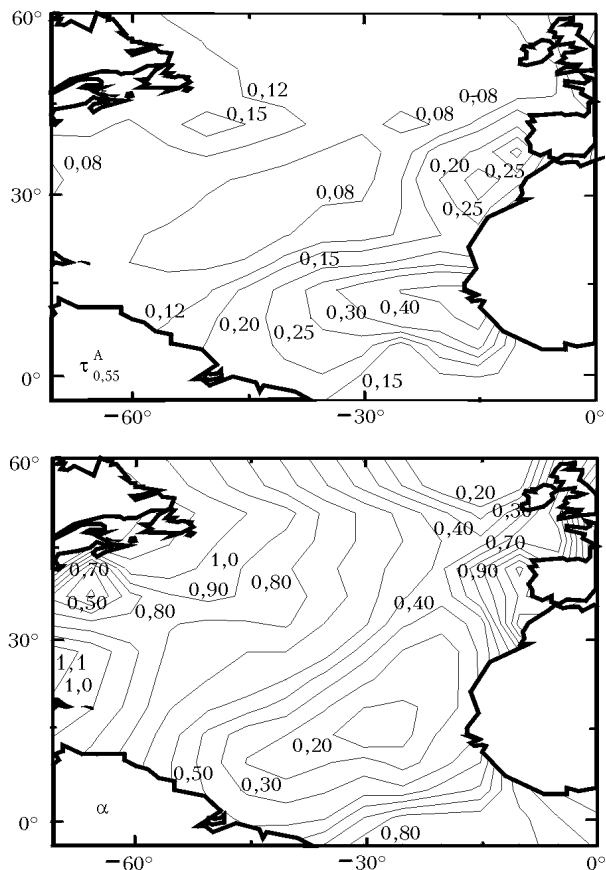


Рис. 1. Изолинии пространственного распределения  $\tau_{0,55}$  и параметра  $\alpha$

Второй этап – определение границ районов. Критерием для выделения области ОО служило попадание величин  $\tau_{0,55}$  и  $\alpha$  в интервал «среднее  $\pm$  СКО», полученных в центральной части океана умеренных широт. Разделение районов ОО и ВК фактически определилось границами по величине  $\tau_{0,55}$ . Критериями для выбора границ в тропической и экваториальной зоне служили качественные различия характера пространственного распределения  $\tau_{0,55}$  и  $\alpha$ . Границы проводились в местах максимальных градиентов или минимальных значений параметров между соседними районами. В результате определились «аэрозольные провинции», достаточно близкие к данным генетического районирования (рис. 2). Полученные выборки для отдельных районов статистически различимы между собой хотя бы по одному параметру с доверительной вероятностью не менее 0,9, а средние значения  $\tau_{0,55}$  и  $\alpha$  находятся в хорошем со-

гласии с результатами других наблюдений, проведенных в аналогичных районах [8–10]. Отметим также, что основные различия  $\tau(\lambda)$  по районам проявляются в области спектра до 1 мкм (см. ниже). Поэтому результаты районирования справедливы по крайней мере до ~4 мкм (т.е. во всем спектральном диапазоне, наиболее значимом для солнечной радиации).

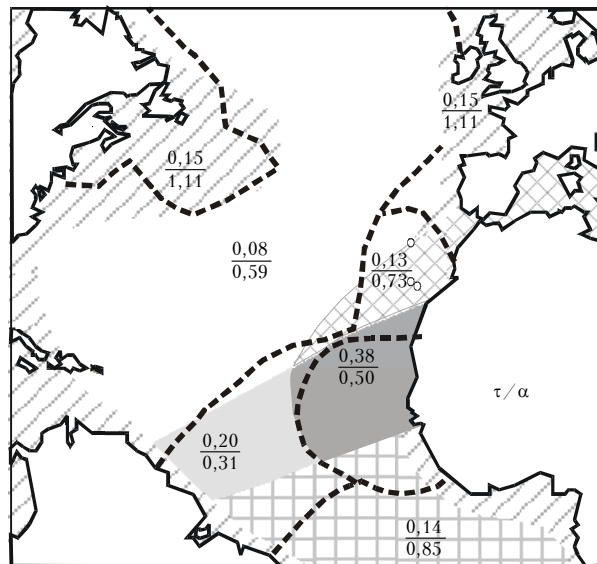


Рис. 2. Результаты «призначного» (пунктир) и генетического районирования (в виде дроби приведены средние значения  $\tau_{0,55}/\alpha$ )

## 2. Спектральный ход АОТ атмосферы в различных районах

Из-за относительно малого содержания в морской атмосфере мелкодисперсного аэрозоля отличия  $\tau(\lambda)$  в отдельных участках спектра не столь значительны. Тем не менее в области 0,37–1 мкм в среднем наблюдается монотонный спад  $\tau$  с ростом длины волны (подробнее см. [1]). Отклонения от степенной аппроксимации Ангстрема (1) обычно не превышают 3–6%, а в районе ОО – 12%. Средние значения показателя  $\alpha$  находятся в пределах от 0,3 в пассатной зоне до 1,1 вблизи континентов (см. рис. 2).

Судя по литературным данным, измерения прозрачности в диапазоне более 1 мкм можно считать единичными. Результаты наших исследований показали, что спектральная зависимость  $\tau(\lambda)$  в длинноволновом участке переходит от степенной к нейтральной (рис. 3). Для сравнения на рис. 3 приведены результаты других исследований в сходных условиях [11–14]. Обратим внимание на близость данных в «море мрака» к значениям  $\tau(\lambda)$  во время пылевых выносов в Сенегале [11] и на юге Франции [12]. Измерения [13, 14] проводились в Норвежском море (относительно близко от суши), поэтому полученные данные занимают промежуточное положение между спектрами  $\tau(\lambda)$  в районах ОО и ВК. В целом можно заметить, что вдали от пылевых выносов (т.е. в районах ОО, ВК, ЭЗ) АОТ в ИК-диапазоне примерно одинакова (~0,06) и обусловлена крупными частицами собственно морского аэрозоля. Повышенное содержание крупных пылевых частиц в других районах приводит к увеличению АОТ в ИК-диапазоне в несколько раз.

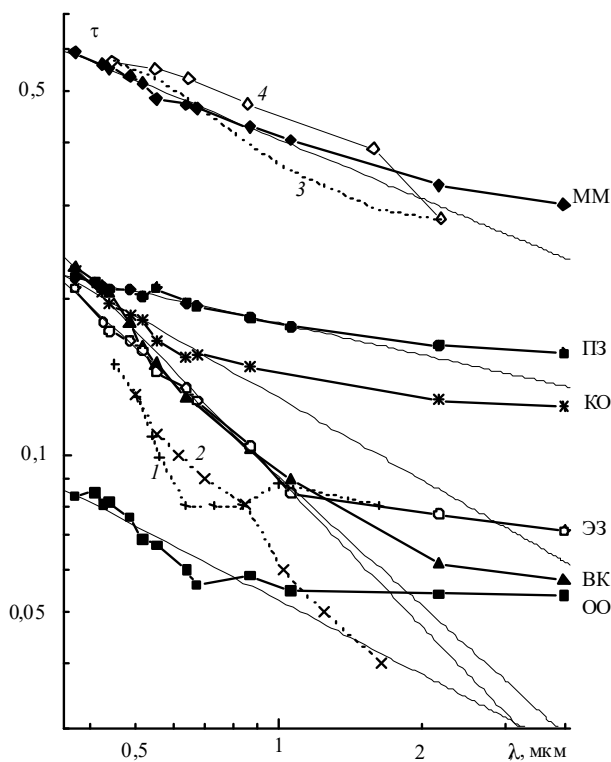


Рис. 3. Средние спектры  $\tau(\lambda)$  в различных районах (тонкие линии – аппроксимация степенной зависимостью; 1 и 2 – результаты измерений в Норвежском море [13, 14]; 3 и 4 – АОТ во время пылевых выносов в Сенегале [11] и на юге Франции [12])

Как отмечалось многими авторами, описание спектрального хода  $\tau(\lambda)$  формулой (1) в расширенном диапазоне спектра (0,37–4 мкм) становится неоправданным. Для рассматриваемого массива данных средние величины отклонения  $\tau(\lambda)$  от степенной зависимости возрастают в различных районах многократно: в области спектра до 2 мкм – в 2–12 раз, а для 4 мкм – в 4–18 раз. Более подходящим является представление  $\tau(\lambda)$  в виде суммы двух компонент, обусловленных действием мелко- и грубодисперсного аэрозоля:

$$\tau(\lambda) = \tau_m + \tau_r = m \lambda^{-n} + \tau_r. \quad (2)$$

По аналогии с формулой (1) параметр связан с показателем преломления и функцией распределения по размерам мелкодисперсного аэрозоля, а коэффициент  $m$  характеризует содержание частиц. В качестве грубодисперсной составляющей АОТ, имеющей нейтральный спектральный ход, можно использовать значения  $\tau$  в области 4 мкм ( $\tau_r = \tau_4$ ).

Параметры представления (2), рассчитанные методом наименьших квадратов, для средних  $\tau(\lambda)$  приведены в табл. 1. Полученные данные позволяют оценить вклад в АОТ частиц мелкого и крупного аэрозоля в различных районах и участках спектра. В частности, величина  $\gamma = (m\lambda^{-n}/\tau_r)$  характеризует перераспределение влияния двух фракций в спектральном диапазоне от 0,37 до 1,06 мкм. Распределение по районам  $\tau_r$ , с максимальными значениями в «море мрака», представляется достаточно очевидным. Судя по высоким значениям  $m$  и  $\gamma$ , район ММ отличается большим содержанием не только крупного, но и мелкого аэрозоля. По степени селективности  $\tau_m(\lambda)$  районы разделились на три группы: минимальные значения наблюда-

ются в зоне пассатного переноса, промежуточные – в районах КО, ЭЗ, ВК и максимальные – в открытом океане. Недостаток информации пока не позволяет однозначно истолковать последний факт. Можно лишь предположить, что в чистом воздухе района ОО функция распределения мелких частиц аэрозоля наиболее узкая и сдвинута в область меньших размеров.

Таблица 1

Параметры модельного представления  $\tau(\lambda)$  и оценка вклада различных фракций аэрозоля

Районы	ОО	ПЗ	КО	ММ	ЭЗ	ВК
$\tau_r = \tau_4$	0,054	0,157	0,124	0,303	0,071	0,058
$m$	0,002	0,020	0,016	0,089	0,022	0,027
$n$	2,83	1,30	1,85	1,30	1,91	2,06
$\gamma = \tau_m/\tau_r$	0,62– –0,03	0,46– –0,12	0,81– –0,12	1,07– –0,27	2,07– –0,28	3,61– –0,41

Вопрос о спектральном ходе  $\tau(\lambda)$  в районах ОО, с точки зрения фонового характера, представляет самостоятельный интерес. Дело в том, что атмосфера всех других районов по составу представляет собой смесь океанического аэрозоля и различного типа аэрозоля, генерируемого на суше. В процессе дальних переносов континентальный воздух значительно трансформируется и в удаленных районах океана практически утрачивает свои континентальные признаки (исключая, конечно, зону северо-восточного пассата Атлантики). То есть атмосфера теряет региональную зависимость от источников (выносов) континентального аэрозоля и примерно одинакова для всего Мирового океана. Результаты наблюдений в Тихом и Индийском океанах [8 – 10] подтверждают этот вывод.

Из рис. 3 видно, что  $\tau(\lambda)$  в районе ОО достигает уровня нейтральной зависимости гораздо раньше – в области 0,6 – 1 мкм. В этом случае грубодисперсную составляющую  $\tau_r$  можно оценивать по минимальным значениям АОТ в более коротковолновой области спектра ( $\tau_r = \tau_{\min}$ ) и моделировать спектральный ход  $\tau(\lambda)$  в виде, аналогичном (2) (обозначение параметров –  $m_0$  и  $n_0$ ). Следовательно, есть возможность улучшить оценку спектральной зависимости, используя не ограниченный (0,37 – 4 мкм), а полный массив данных (0,37 – 1,06 мкм). Если исключить редкие ситуации «всплесков» значений  $\tau$  в коротковолновой области в результате дальних переносов мелкодисперсного аэрозоля с континента, то получим спектральную зависимость действительно для фоновых условий океана (табл. 2).

Таблица 2

Статистика параметров спектральной зависимости  $\tau(\lambda)$  для районов океана, не подверженных влиянию континента ( $V$  – коэффициент вариаций)

Параметр	Среднее	СКО	$V$	Min	Max	$N$
$\tau_r = \tau_{\min}$	0,035	0,011	0,31	0,019	0,064	48
$m_0$	0,0038	0,0018	0,49	0,001	0,008	48
$n_0$	2,18	0,66	0,30	0,76	3,15	48

По статистическим характеристикам можно судить о содержании и устойчивости двух основных фракций – крупных морских частиц и вторичного, по-видимому, сульфатного аэрозоля. Грубые оценки показывают, что для

реализации фоновой спектральной зависимости указанные фракции должны быть разнесены по шкале размеров. Мелкие частицы (в области до первого максимума фактора эффективности рассеяния), по-видимому, не превышают ~0,2 мкм, а крупные сосредоточены в области более 1 мкм. В противном случае степенной спад  $\tau(\lambda)$  был бы более пологим и простирался до 1–4 мкм.

Со спектральным ходом  $\tau(\lambda)$  непосредственно связан вопрос о взаимосвязи АОТ для отдельных длин волн. Анализ коэффициентов корреляции  $R(\tau_{\lambda_i}; \tau_{\lambda_j})$  показал наличие высокозначимой связи (как и в более узкой области спектра [2, 8 и др.]), убывающей по мере увеличения спектрального диапазона ( $\lambda_i \div \lambda_j$ ). Например, коэффициенты корреляции с длинноволновым участком спектра составили  $R(\tau_{0,37}; \tau_4) = 0,787$  и  $R(\tau_{1,06}; \tau_4) = 0,855$  при критическом значении корреляции 0,082 (с доверительной вероятностью 0,95). Высокий уровень взаимосвязи ( $\tau_{\lambda_i}; \tau_{\lambda_j}$ ) дает основание записать уравнения регрессии для оценки АОТ в ИК-диапазоне по данным в коротковолновой части спектра. В табл. 3 представлены параметры регрессионных формул с использованием  $\tau_{0,514}$  и  $\tau_{1,06}$ , а на рис. 4 иллюстрируется реальный разброс измеренных и рассчитанных значений –  $\tau_4$  и  $\tau_{2,18}$ . Из приведенных данных следует, что погрешность определения АОТ на основе одного входного параметра ( $\tau_{\lambda_0}$ ) можно оценить как удовлетворительную.

Таблица 3

Параметры линейной регрессии  $\tau_\lambda = a + b \tau_{\lambda_0}$  для двух типичных районов ( $\Delta$ ,  $\delta$  – абсолютная и относительная ошибки регрессии)

$\lambda$ , мкм	$\lambda_0$ , мкм	$a$	$b$	$\Delta$	$\delta$ , %
Открытый океан					
2,18	0,514	$0,004 \pm 0,05$	$0,755 \pm 0,065$	0,02	37
	1,06	$0,010 \pm 0,004$	$0,792 \pm 0,053$	0,02	31
4,0	0,514	$0,012 \pm 0,007$	$0,624 \pm 0,088$	0,03	50
	1,06	$0,011 \pm 0,005$	$0,753 \pm 0,070$	0,02	41
«море мрака»					
2,18	0,514	$0,005 \pm 0,018$	$0,602 \pm 0,036$	0,04	15
	1,06	$0,005 \pm 0,014$	$0,750 \pm 0,035$	0,04	12
4,0	0,514	$0,036 \pm 0,031$	$0,472 \pm 0,061$	0,07	26
	1,06	$0,029 \pm 0,024$	$0,638 \pm 0,061$	0,06	23

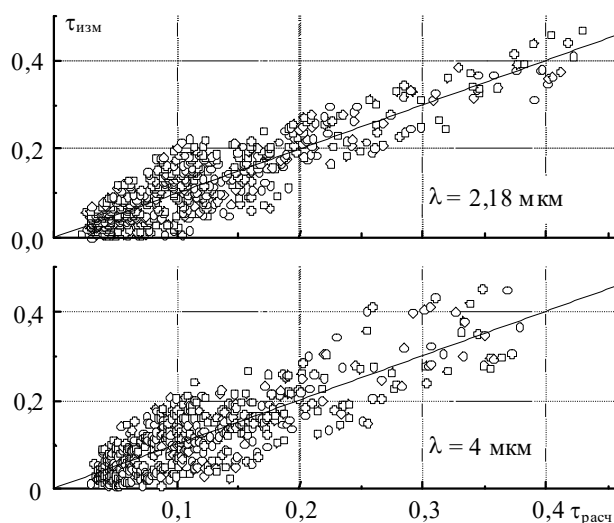


Рис. 4. Сопоставление измеренных и рассчитанных по регрессионным формулам (при  $\lambda_0 = 0,514$  мкм) значений АОТ атмосферы

### 3. Влагосодержание и высота однородного слоя атмосферы $H_0$

При анализе изменчивости характеристик влажности использовались данные об общем влагосодержании  $W$  и высоте однородного слоя атмосферы  $H_0 = W/a_0$  ( $a_0$  – абсолютная влажность в приводном слое) [15]. В пространственном распределении ОВС над океаном основной закономерностью является широтная зависимость. (Значимой зависимости  $W$  при сближении с континентами в наших исследованиях не обнаружено).

Наибольшее распространение получило деление на 3–4 широтные зоны [16]: тропическая 0–25°, умеренная – 45–65° и арктическая 65–90°. Результаты судовых наблюдений [3, 17] показывают необходимость несколько другого зонального деления в тропиках. Дело в том, что две области тропического широт – внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) и пассатная зона – имеют существенные отличия атмосферных условий [7, 19]. Область пассатов (~30 ÷ 7° с.ш.) характеризуется устойчивым сильным ветром, малой облачностью и инверсией оседания, которая препятствует вертикальному распространению водяного пара. ВЗК – относительно узкая полоса вблизи экватора – отличается затишьем ветра, развитой конвекцией и облачностью.

Следствием перечисленных различий является резкий градиент  $W$  (~0,35 г/см<sup>2</sup> на 1° широты) и высоты  $H_0$  на северной границе ВЗК (рис. 5). Причем естественное разграничение тропической зоны на две проявляется не только для разовых широтных разрезов. Из многолетних данных [18] следует, что пространственно-временная изменчивость положения ВЗК приводит к некоторому сглаживанию границы. Тем не менее даже для усредненных результатов повышенный градиент  $W$  на границе ВЗК остается вполне определенным, особенно в восточной части Атлантики (~0,2 г/см<sup>2</sup> на 1° широты). Таким образом, по аналогии с аэрозольным районированием южнее 60° с.ш. были выделены три зоны, в рамках которых в дальнейшем изучались характеристики временной изменчивости  $W$  и  $H_0$  [22]. Рассмотренная особенность нашла свое отражение и при районировании интегральной прозрачности атмосферы.

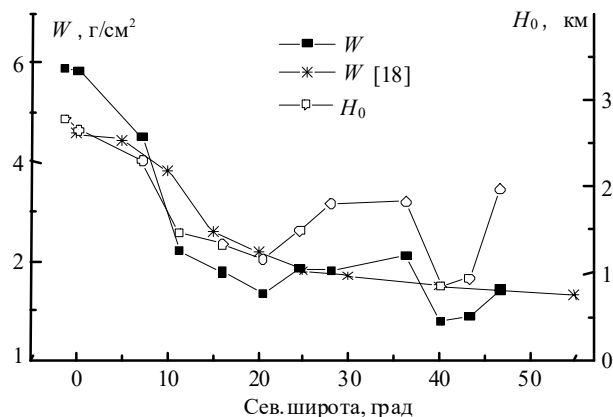


Рис. 5. Широтная зависимость  $W$  и  $H_0$ , полученная в 35-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [3] и рассчитанная по многолетним данным [18] (апрель, 20° з.д.)

#### 4. Пространственное распределение интегральной прозрачности атмосферы

При определении пространственного распределения интегральной (по спектру  $0,37 \div 4$  мкм) прозрачности атмосферы и прямой радиации  $S$  за основу были взяты результаты районирования АОТ. То есть сначала в рамках выделенных районов (см. п. 1) рассчитывались аэрозольные компоненты прозрачности –  $T^A$ , затем для этих же районов находились средние значения  $W$  и  $T^W$ , а на последнем этапе определялась общая прозрачность  $T^Z$  с учетом постоянных газов. Вычисления проводились для высоты Солнца  $30^\circ$  с использованием пакета программ LOWTRAN-7 [20] по следующим формулам:

$$T^A = \int S_{0\lambda} \exp(-\tau_\lambda M) d\lambda / \int S_{0\lambda} d\lambda; \quad (3)$$

$$T^W = \int S_{0\lambda} T_\lambda(WM) d\lambda / \int S_{0\lambda} d\lambda; \quad (4)$$

$$T^Z = \int S_{0\lambda} T_\lambda^C T_\lambda^W T_\lambda^A d\lambda / \int S_{0\lambda} d\lambda; \quad (5)$$

$$S = \int S_{0\lambda} T_\lambda^C T_\lambda^W T_\lambda^A d\lambda, \quad (6)$$

где  $S_{0\lambda}$  – спектральная солнечная постоянная [21];  $M = 2$  – оптическая масса атмосферы. Причем функция пропускания  $T^W$  вычислялась на основе многолетних данных  $W$ , полученных Туллером [18]. При расчете  $T^A$  в

диапазоне  $0,37-1,06$  мкм использовались средние по районам значения  $\tau_\lambda$ , а для участка более  $1$  мкм полагалась нейтральная зависимость АОТ. Последнее было связано с меньшей надежностью (малочисленностью) результатов  $\tau(\lambda)$  в ИК-диапазоне. Однако более важно, что прозрачность  $T^Z$  в области более  $1$  мкм определяется в основном «влажной» компонентой  $T^W$ . Таким образом, было получено некоторое среднегодовое пространственное распределение прозрачности и приходящей прямой радиации над Атлантикой (табл. 4). Относительно «среднегодового распределения» необходимо дать пояснение.

Результаты исследований  $\tau(\lambda)$  [1–4, 8–10 и др.] были получены в разные сроки, но данных пока не достаточно для выявления каких-то сезонных особенностей. Появившиеся в последнее время результаты круглогодичных космических наблюдений  $\tau$  относятся лишь к одной длине волны и недостаточно точны в области малых значений. Отметим также, что сезонная изменчивость АОТ над океаном должна быть менее выраженной – генерация морского аэрозоля сохраняется круглый год, а в выносах континентального преобладает влияние районов с мягким климатом, где не происходит смены состояния земного покрова. (Приближенные оценки сезонной изменчивости  $\tau$  приведены в [22]). Совсем другая ситуация с влажностью: данных существенно больше и годовой ход  $W$  вполне определенный. Именно поэтому было принято считать, что полученные значения  $\tau(\lambda)$  близки к среднегодовым, и соответственно для расчета  $T^W$  – использовать многолетние значения  $W$  [18], а не наши данные для отдельных месяцев.

Таблица 4

Результаты районирования компонент интегральной прозрачности атмосферы и притока прямой радиации при высоте Солнца  $30^\circ$  (районы в пределах широтных зон приведены в последовательности с запада на восток;  $X$  – содержание озона)

Широтная зона	Район	$X$ , е.д.	$W$ , г/см <sup>2</sup>	$T^A$	$T^W$	$T^Z$	$S$ , Вт/м <sup>2</sup>
Умеренные широты	ВК	331,6	1,27	0,792	0,840	0,561	767
	ОО		1,80	0,872	0,823	0,605	827
	ВК		1,65	0,792	0,828	0,553	756
Субтропики	ВК	300	3,35	0,792	0,787	0,526	719
	ОО		3,2	0,872	0,790	0,581	794
	КО		2,4	0,796	0,807	0,542	741
Тропическая (пассатная) зона	ВК	277,3	4,2	0,792	0,771	0,516	705
	ОО		4,05	0,872	0,774	0,570	779
	ПЗ		3,65	0,683	0,781	0,451	617
Экваториальная (ВЗК)	ММ	277,3	3,3	0,498	0,788	0,331	452
	ЭЗ		4,5	0,787	0,767	0,510	697

Из табл. 4 видно, что из-за пространственных неоднородностей содержания аэрозоля и влаги общая прозрачность изменяется почти в 2 раза. В вариациях  $T^Z$  более существенную роль играет аэрозольная компонента: диапазон  $T^A \approx 0,5 \div 0,87$ , а  $T^W \approx 0,77 \div 0,84$ . Причем большая изменчивость  $T^A$  характерна как для широтных, так и для меридиональных разрезов. Согласно расчетам, приток прямой радиации достигает максимальных значений в районах открытого океана умеренных широт ( $0,82$  кВт/м<sup>2</sup>), а минимальных в «море мрака» ( $0,452$  кВт/м<sup>2</sup>).

На основе полученных данных был рассмотрен еще один вопрос – оценено влияние мелко- и грубодисперсного аэрозоля на интегральную (по спектру  $0,37 \div 4$  мкм) АОТ атмосферы (при  $M = 1$ ):

$$\tau^* = -\ln T^A = -\ln \left[ \int S_{0\lambda} \exp(-\tau_\lambda) d\lambda / \int S_{0\lambda} d\lambda \right]. \quad (7)$$

Грубодисперсная составляющая  $\tau_r^*$ , как и ранее, определялась по значению АОТ в области  $4$  мкм, а мелкодисперсная рассчитывалась по разности  $\tau_m^* = (\tau^* - \tau_r^*)$ . Результаты расчетов показывают, что основное влияние на  $\tau^*$  и приток прямой радиации в большинстве районов оказывает грубодисперсный аэрозоль (табл. 5). Мелкодисперсная фракция начинает доминировать только в прибрежных районах умеренных широт (ВК).

Таблица 5

Сопоставление вклада мелкодисперсной ( $\tau_m^*$ ) и грубодисперсной ( $\tau_g^* = \tau_g$ ) составляющих интегральной ( $\tau^*$ ) АОТ атмосферы в различных районах Атлантики

Районы	ОО	ПЗ	КО	ММ	ЭЗ	ВК
$\tau^*$	0,061	0,188	0,157	0,443	0,117	0,120
$\tau_m^*$	0,007	0,031	0,033	0,140	0,046	0,062
$\tau_m^*/\tau^*$	0,12	0,17	0,21	0,32	0,39	0,52
$\tau_g^*/\tau_m^*$	7,71	5,07	3,76	2,16	1,54	0,94

### Заклучение

В проведенном исследовании, с учетом результатов других авторов, определены основные закономерности изменчивости прозрачности атмосферы над океаном, отмечена необходимость регионального подхода для описания ее свойств и предложена модель пространственного распределения. Показано, что наиболее вариабельной является аэрозольная компонента прозрачности  $T^A$  или АОТ атмосферы. Пространственные неоднородности  $\tau(\lambda)$  обусловлены, прежде всего, разным содержанием континентального аэрозоля: мелкодисперсного – в умеренных широтах и крупного пылевого – в тропиках. Параметры эмпирических зависимостей  $\tau(\lambda)$  дают количественную характеристику среднего спектрального хода АОТ в различных районах и свидетельствуют о приоритетной роли грубодисперсного аэрозоля на большей территории океана. В частности, для интегральной АОТ вклад мелкодисперсного аэрозоля преобладает только в умеренных широтах вблизи континентов.

1. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 2. С. 99–104.
2. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 12. С. 1461–1468.

3. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Польшин В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. № 12. С. 1767–1777.
4. Сакерин С.М., Афонин С.В. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. С. 695–704.
5. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 8. С. 866–874.
6. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. // Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 2 / Под ред. М.В. Кабанова. Томск, 1997. С. 131–145.
7. Изменчивость физических полей в атмосфере над океаном / Под ред. В.С. Самойленко. М.: Наука, 1983. 168 с.
8. Волгин В.М., Еришов О.А., Смирнов А.В., Шифрин К.С. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1988. Т. 24. № 10. С. 1058–1064.
9. 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.
10. Smirnov A., Yershov O., Villevalde Y. // SPIE. 1995. V. 2582. P. 203–214.
11. Deuze J., Devaux C., Herman M. et al. // J. Appl. Meteorol. 1988. V. 27. N 5. P. 680–686.
12. Tanre D., Deshamps P. et al. // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. N D12. P. 15,955–15,964.
13. Villevalde Y., Smirnov A. et al. // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. N 8. P. 16,639–16,650.
14. Wolgin V.M., Rodionov V.F., Leiterer U. // Z. Meteorol. 1991. V. 41. P. 267–272.
15. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. N 5. С. 656–663.
16. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 264 с.
17. Арефьев В.Н., Вишератин К.Н. и др. // Труды ИЭМ. 1994. Вып. 25 (160). С. 58–64.
18. Tuller S.E. // Monthly weather Review. 1968. V. 96. № 1. P. 785–797.
19. Атмосфера: Справочник. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 510 с.
20. Kneizys F., Anderson G. et al. 1988. Users Guide to LOWTRAN-7. AFGL-TR-0177. 137 p.
21. Прецизионные радиационные измерения в метеорологии / Под ред. К.Я. Кондратьева, Л.Б. Красильщикова. Л.: Гидрометеониздат, 1972. 272 с.
22. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 8. С. 716–722.

### D.M. Kabanov, S.M. Sakerin. Atmospheric transparency above the Atlantic ocean. Part I. The transparency spatial inhomogenities.

Spatial distribution of atmospheric transparency above the Atlantic ocean is discussed by results of five oceanic research expeditions (1989–1996). The transparency inhomogenities are shown to be, first of all, due to variations of the atmospheric aerosol optical thickness affected by the continental aerosol carry-over, being small-sized in mid – latitudes and coarse in the trade wind zone. The characteristics of variability of water content and homogeneous layers height in the atmosphere are presented and the necessity to distinguish two latitude zones in tropics is underlined. A model of the transparency spatial distribution is proposed based on agreed results of genetic and «characteristic» division of atmospheric aerosol turbidity into regions. Peculiarities of spectral behavior of the aerosol optical thickness are treated and its parameters in 0.37–1.06 and 0.37–4  $\mu\text{m}$  spectral ranges are determined for different oceanic regions. The contribution of the small-sized and coarse aerosols into aerosol optical thickness and total transmittance of the atmosphere are under discussion.