

Э.В. Макиенко, Д.М. Кабанов, Р.Ф. Рахимов, С.М. Сакерин

## Анализ факторов, влияющих на формирование спектра размеров частиц и аэрозольной оптической толщи в умеренных широтах Северной Атлантики

*Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск*

Поступила в редакцию 10.02.2005 г.

На основе данных о спектральной изменчивости аэрозольной оптической толщи, полученных в ходе 39-го рейса НИС «Академик М. Келдыш», анализируется специфика формирования дисперсной структуры аэрозольного компонента атмосферы в умеренных широтах Атлантики. Рассмотрен вопрос об эффективности выноса аэрозольного компонента с двух континентов — Европы и Северной Америки. Изучены характерные особенности дисперсного состава аэрозолей при возмущениях оптической толщи в открытом океане. Анализируется специфика изменения дисперсного состава океанических аэрозолей в атмосферной толще при усилении скорости ветра.

### Введение

Исследования [1–3] показывают, что, несмотря на однородность подстилающей поверхности и сглаженный характер колебаний метеорологических параметров, вариации оптико-микрофизических характеристик аэрозольного компонента даже в районах открытого океана (на удалении от континентов) имеют заметную амплитуду колебаний, которые обусловлены эпизодическими вторжениями в регион измерений воздушных масс, обогащенных различными типами аэрозолей континентального происхождения.

В [2] по данным спектральных измерений аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы над Атлантическим океаном были восстановлены параметры дисперсной структуры аэрозольного компонента и изучено своеобразие механизма формирования элементов ее микроструктуры в различных районах. Особенности дисперсной структуры аэрозольного компонента анализировались по усредненным экспериментальным данным в каждом из ранее выделенных районов [1]. В 1996 г., в рамках 39-го рейса НИС «Академик М. Келдыш», при переходе от порта Галифакс (Северная Америка) к Европе был реализован цикл измерений спектральной прозрачности атмосферы, что позволило оценить специфику формирования аэрозольного компонента вблизи двух континентов и в открытом океане умеренных широт, изучить влияние таких факторов, как направление и скорость ветра, удаленность точки измерения от континента.

На рис. 1,а представлена временная развертка результатов измерений АОТ на трех длинах волн (0,44; 0,638; 1,06 мкм) и направления ветра  $\theta$  в течение рейса (рис. 1,б). По оси абсцисс указаны зна-

чения номера конкретной реализации  $k$  спектральной зависимости  $\tau_k(\lambda_i)$  и соответствующих им значений метеопараметров: скорости ветра  $S_w$  (рис. 1,в) и относительной влажности  $q$  (рис. 1,г). Необходимо отметить, что по мере удаления от Северо-Американского континента (реализации АОТ с 1 по 20) достаточно быстро падает аэрозольная мутность толщи атмосферы. Аналогичная, но обратная тенденция наблюдается по мере приближения к Европейскому континенту (реализации 130–160). Кроме того, при направлении ветра, приближающемся к восточному, отмечены два всплеска увеличения значений АОТ (с 30-й по 45-ю и с 67-й по 83-ю реализацию), обусловленные (как далее будет показано) заносами в первом случае крупных частиц, во втором аккумулятивной фракции (см. рис. 1,б). Остальные реализации имеют достаточно низкие значения АОТ и характеризуют состояние аэрозольной компоненты над открытым океаном на достаточном удалении от континентов, близкое к фоновому состоянию (ОО, фон) по классификации [2].

Остановимся на некоторых особенностях трансформации микроструктуры аэрозоля при переходе от порта Галифакс (Северная Америка) через район вблизи континента (ВК) в акваторию открытого океана (ОО) в период с 26 по 30 августа. Изменения спектральных зависимостей АОТ и распределений частиц по размерам по мере удаления от Северо-Американского континента показаны на рис. 2.

Из табл. 1 видно, что суммарные сечения  $S_a$  и объем  $V_a$  частиц аккумулятивной фракции с переходом в открытый океан уменьшаются практически на порядок величины. Аналогичные характеристики среднесперсной фракции в этот период измерений остаются достаточно стабильными.

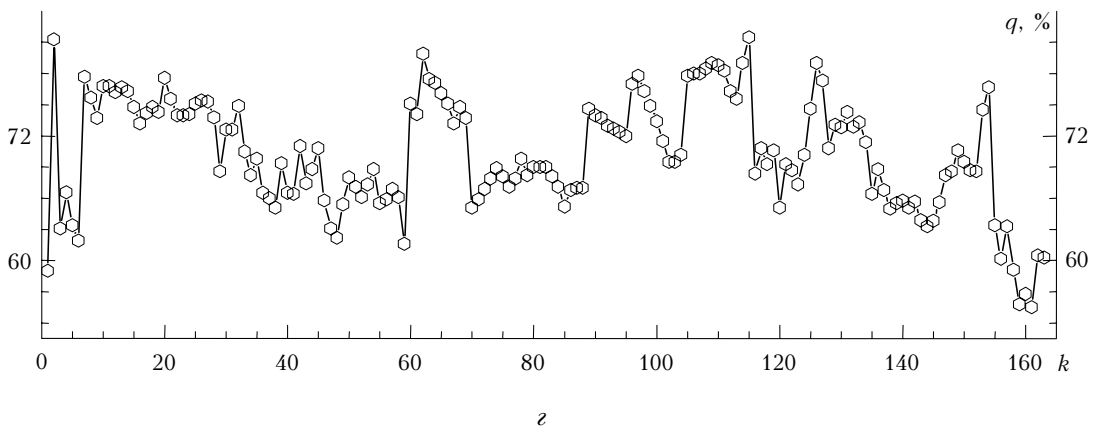
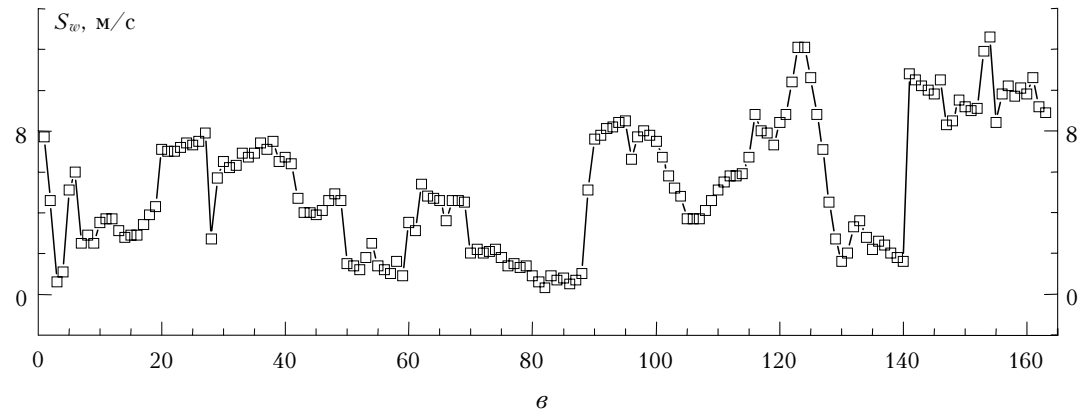
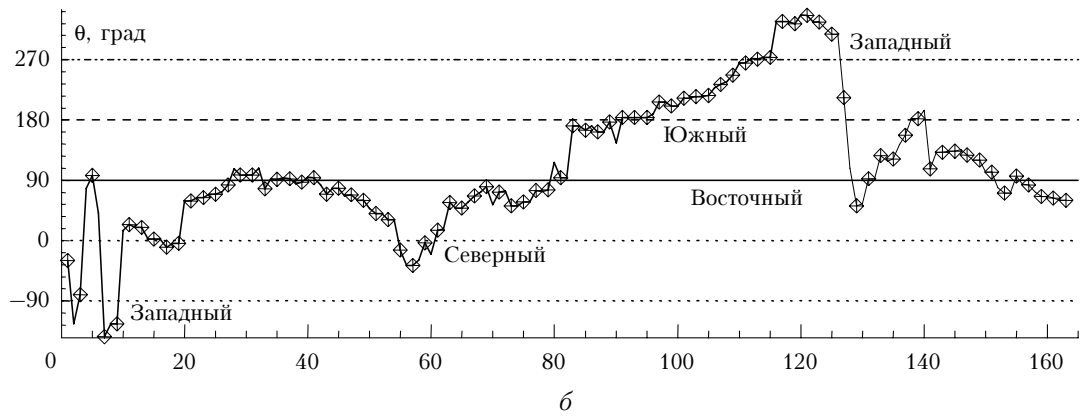
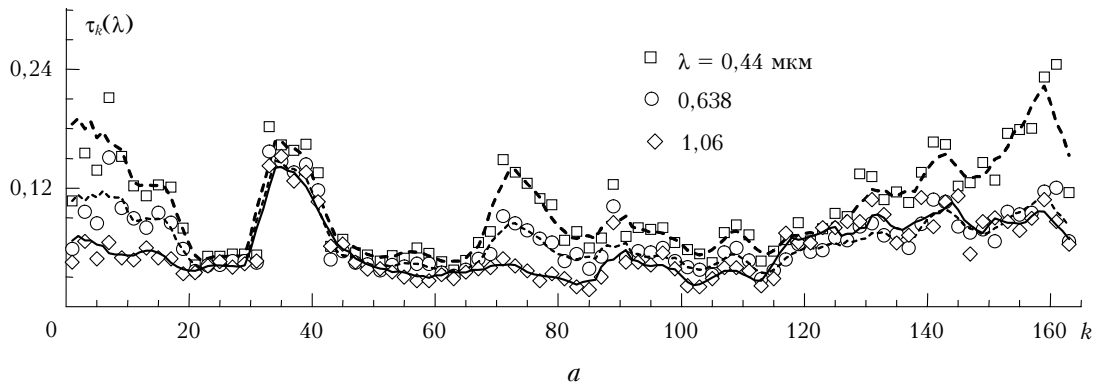


Рис. 1. Временная развертка измерений АОТ на длинах волн 0,44, 0,638 и 1,06 мкм (сплошная линия на рис. 1,а – сглаженный временной ход на длине волны 1,06 мкм) и метеопараметров атмосферы

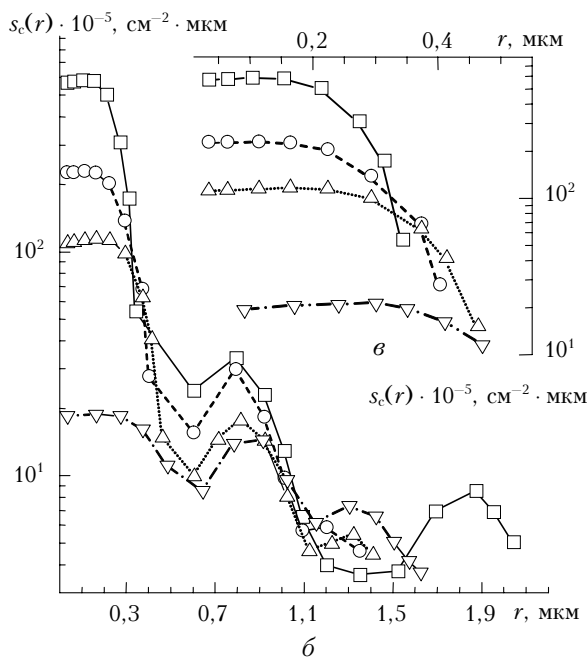
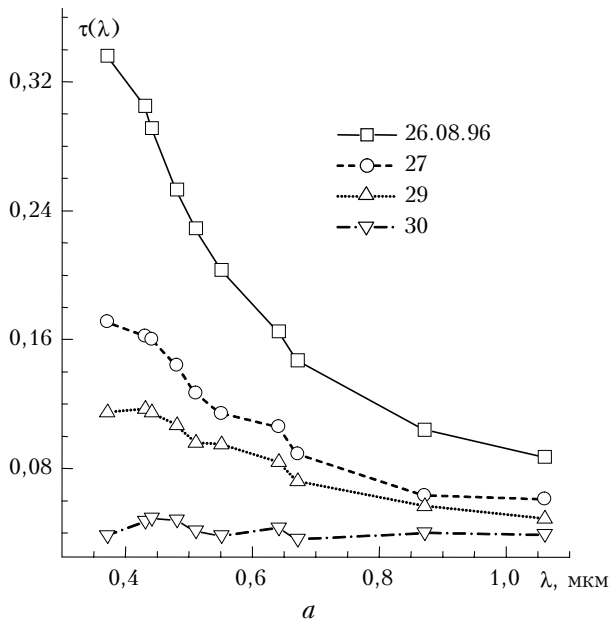


Рис. 2. Среднедневные спектры АОТ (а), распределения геометрического сечения частиц по размерам  $s_c(r)$  (б) и динамика аккумулятивной фракции (в) в период 26–30 августа 1996 г.

Таблица 1

**Динамика изменения параметров микроструктуры аккумулятивной фракции при удалении от порта Галифакс в открытый океан**

| Дата     | $V_a \cdot 10^{-5},$<br>МКМ <sup>3</sup> · СМ <sup>-2</sup> | $S_a \cdot 10^{-5},$<br>МКМ <sup>2</sup> · СМ <sup>-2</sup> | $r_{эф},$<br>МКМ |
|----------|---|---|------------------|
| 26.08.96 | 29  | 150   | 0,15             |
| 27       | 16  | 68  | 0,17             |
| 29       | 11  | 41  | 0,20             |
| 30       | 2,9   | 8,5   | 0,26             |

Динамика изменения спектра размеров частиц аккумулятивной фракции, представленная отдельно (рис. 2,в) показывает, что при удалении от континента

одновременно с уменьшением концентрации аэрозоля возрастает эффективный размер частиц  $r_{эф} = 0,75V/S$  от 0,15 до 0,26 мкм. Крайние значения параметров, приведенных в табл. 1, согласуются с аналогичными оценками, полученными в [2] по результатам обращения усредненных данных многодневных измерений спектров АОТ вблизи континента и в открытом океане при минимальном уровне аэрозольного замутнения атмосферы.

Сходная тенденция изменения микроструктурных параметров наблюдается при движении от района ОО к Европейскому континенту. Из рис. 3 видно, что и в этом случае наиболее существенные изменения микроструктуры аэрозоля происходят в области размеров аккумулятивной фракции, а характеристики среднedisперсной фракции с  $r_{эф} \sim 0,8$  мкм находятся примерно на том же уровне, что и у Северо-Американского континента (рис. 2,б).

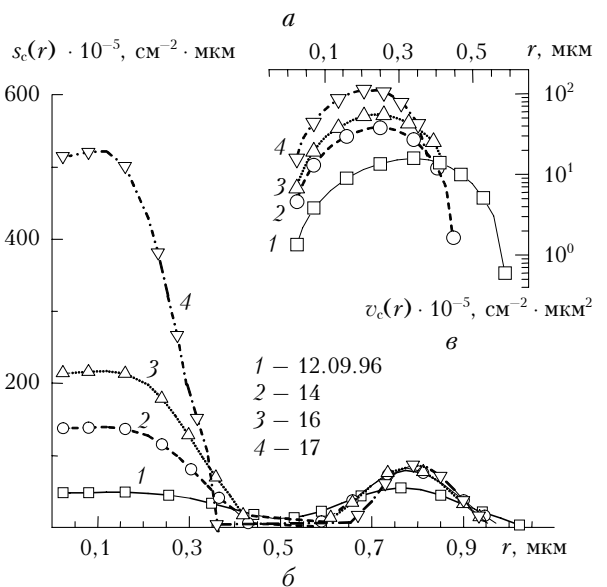
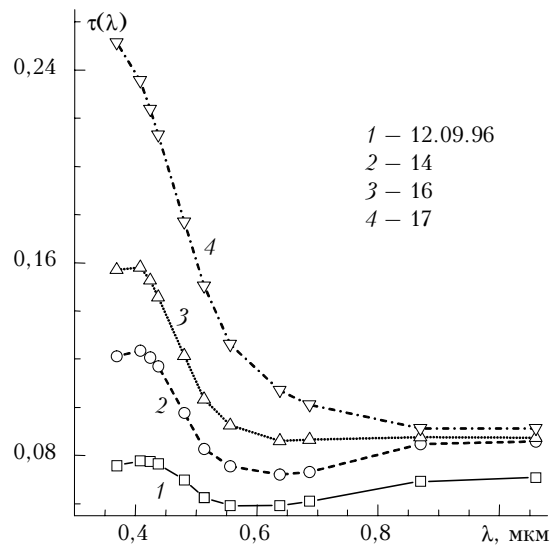


Рис. 3. Среднедневные спектры АОТ (а), распределения  $s_c(r)$  (б) и динамика распределения объемов частиц аккумулятивной фракции (в) при приближении к Европе (12–17 сентября 1996 г.)

Из представленных на рис. 2, 3 результатов следует, что влияние континента на микроструктуру аэрозольного компонента прослеживается на значительном удалении от побережья континентов ~ 500 км и более. По мере удаления от континентов содержание частиц аккумулятивной фракции снижается почти на порядок величины. В открытом океане, исключая отдельные эпизоды увеличения АОТ (выносы аэрозолей с континента), оптический вклад крупных частиц ( $r > 0,45$  мкм) испытывает небольшие колебания и практически равен, а нередко преобладает над оптическим влиянием аккумулятивной фракции.

Перейдем далее к анализу дисперсного состава аэрозоля (рис. 4, а, б), восстановленного по результатам наблюдений АОТ (рис. 4, з) в районе открытого океана (29° с.ш., 43° з.д.) с 31.08 по 02.09.1996 г. В течение трех дней стоянки судна в указанный период был зафиксирован примерно трехкратный скачок  $\tau(\lambda)$  с последующим возвратом к обычным значениям для данного региона (см. реализации 25–45 на рис. 1, а). На рис. 4, в показан пример сравнения измеренной спектральной зависимости

$\tau(\lambda)$  и рассчитанной по восстановленному спектру размеров (кривые 2 на рис. 4, а, б).

Обращает внимание тот факт, что всплески значений  $\tau(\lambda)$  совпадают с периодами, когда направление ветра совпадает с восточным переносом воздушных масс. Анализ результатов, представленных на рис. 4, показывает, что всплеск АОТ был обусловлен приходом в район наблюдений воздушной массы, обогащенной частицами всех трех фракций (аккумулятивной с  $r < 0,5$  мкм, среднедисперсной с  $0,5 < r < 1,2$  мкм и грубодисперсной фракции с  $r > 1,2$  мкм). На это указывает кривая 3, рассчитанная как разность объемных спектров, восстановленных по данным измерений 1 сентября и 31 августа. В табл. 2 представлены суммарные объемы и сечения частиц трех фракций, по которым рассчитаны эффективные размеры  $r_{эф}$  частиц каждой фракции.

Второй аналогичный всплеск мутности атмосферы наблюдался также при стоянке судна в период с 4 по 6 сентября 1996 г. (см. реализации 67–83 на рис. 1, а). Однако в этом случае в атмосферной толще наблюдалось резкое увеличение содержания частиц только аккумулятивной фракции.

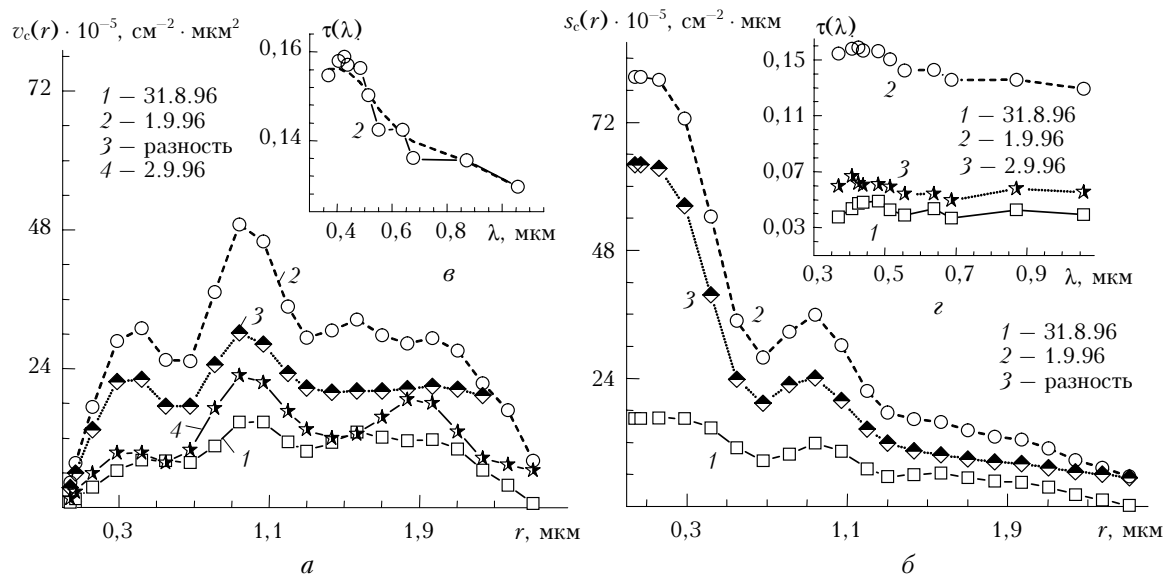


Рис. 4. Распределения объемов частиц  $v_c(r)$  (а), восстановленные по среднедневным спектрам АОТ (з); динамика распределения  $s_c(r)$  (б); сравнение расчетных  $\tau(\lambda)$  (штриховая линия) с измеренными (в). Кривая 3 на рис. 4, а рассчитана как разность между кривыми 1 и 2

Таблица 2

Оценки интегральных параметров распределения частиц по размерам в различных диапазонах дисперсности, полученные из обращения  $\tau(\lambda)$  (рис. 4, в, з)

| Дата     | Фракция   |   |                    |   |   |                    |   |   |                    |
|----------|---|---|--------------------|---|---|--------------------|---|---|--------------------|
|          | $r < 0,5$ мкм   |   |                    | $0,5 < r < 1,2$ мкм   |   |                    | $r > 1,2$ мкм   |   |                    |
|          | $V_a \cdot 10^{-5},$<br>мкм <sup>3</sup> · см <sup>-2</sup> | $S_a \cdot 10^{-5},$<br>мкм <sup>2</sup> · см <sup>-2</sup> | $r_{эф}^a,$<br>мкм | $V_c \cdot 10^{-5},$<br>мкм <sup>3</sup> · см <sup>-2</sup> | $S_c \cdot 10^{-5},$<br>мкм <sup>2</sup> · см <sup>-2</sup> | $r_{эф}^c,$<br>мкм | $V_r \cdot 10^{-5},$<br>мкм <sup>3</sup> · см <sup>-2</sup> | $S_r \cdot 10^{-5},$<br>мкм <sup>2</sup> · см <sup>-2</sup> | $r_{эф}^r,$<br>мкм |
| 31.08.96 | 3   | 43  | 0,21               | 8   | 29  | 0,81               | 11  | 21  | 1,58               |
| 1.09.96  | 12  | 181   | 0,19               | 23  | 87  | 0,80               | 39  | 70  | 1,68               |
| 2.09.96  | 4   | 60  | 0,19               | 11  | 40  | 0,82               | 17  | 31  | 1,67               |

На рис. 5,а,б приведены результаты решения обратной задачи, где пунктиром (кривая 4) обозначена разность между спектрами дисперсного состава аэрозоля до и во время всплеска значений АОТ атмосферы. Из представленных данных видно, что в диапазоне размеров среднedisперсной фракции существенных изменений не фиксируется.

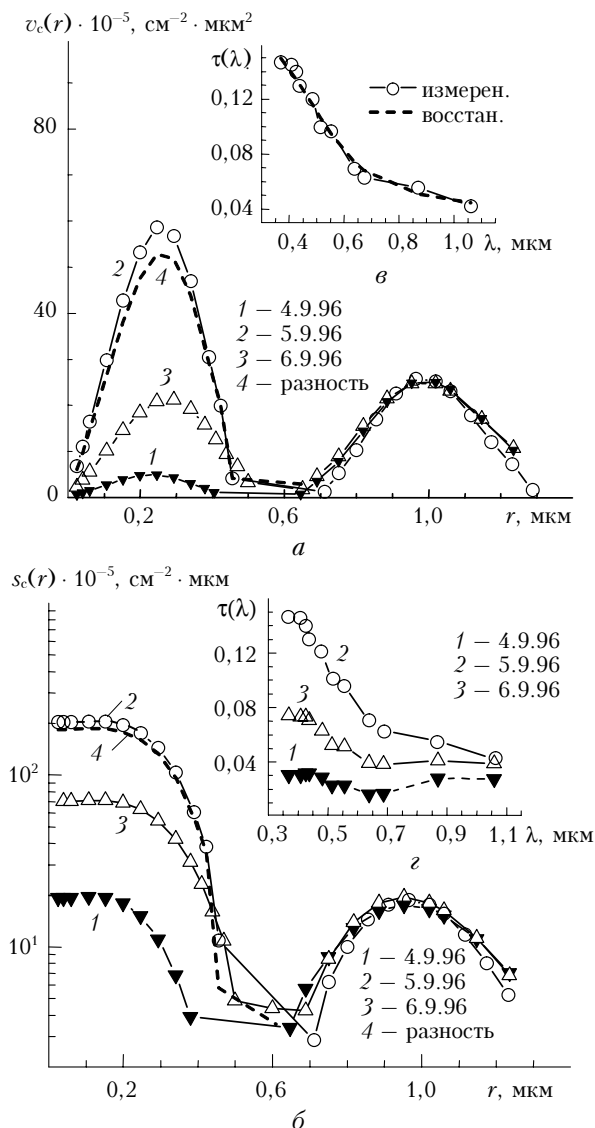


Рис. 5. Восстановленные по отдельным реализациям  $\tau(\lambda)$  [ $k = 64; 69; 74$  ( $z$ )] распределения  $v_c(r)$  (а); динамика распределения  $s_c(r)$  (б); сравнение расчетных данных с измеренными (в)

Следует подчеркнуть, что 4.09.96 г. перед первым и вторым всплесками  $\tau(\lambda)$  были зафиксированы достаточно низкие уровни содержания аккумулятивной фракции в атмосферном столбе  $V_a \sim 3,0 \cdot 10^{-5} \text{ мкм}^3 \cdot \text{ см}^{-2}$ . По результатам решения обратной задачи удалось оценить относительные вклады в ослабление оптического излучения обеих фракций. Эти оценки показывают (рис. 6,а), что оптическое влияние аккумулятивной фракции может снизиться до уровня, когда вклад среднedis-

персной фракции становится преобладающим практически на всем спектральном интервале. При этом частицы среднedisперсной фракции над океаном по своим характерным размерам несколько крупнее (рис. 6,б), чем над континентом [4]. Отметим также, что помимо очень низкого содержания частиц аккумулятивной фракции над океаном ее правая граница сдвинута в область меньших размеров, чем это наблюдается по результатам измерений над континентом. Полученные оценки правой границы аккумулятивной фракции согласуются с аналогичными оценками, представленными в [5].

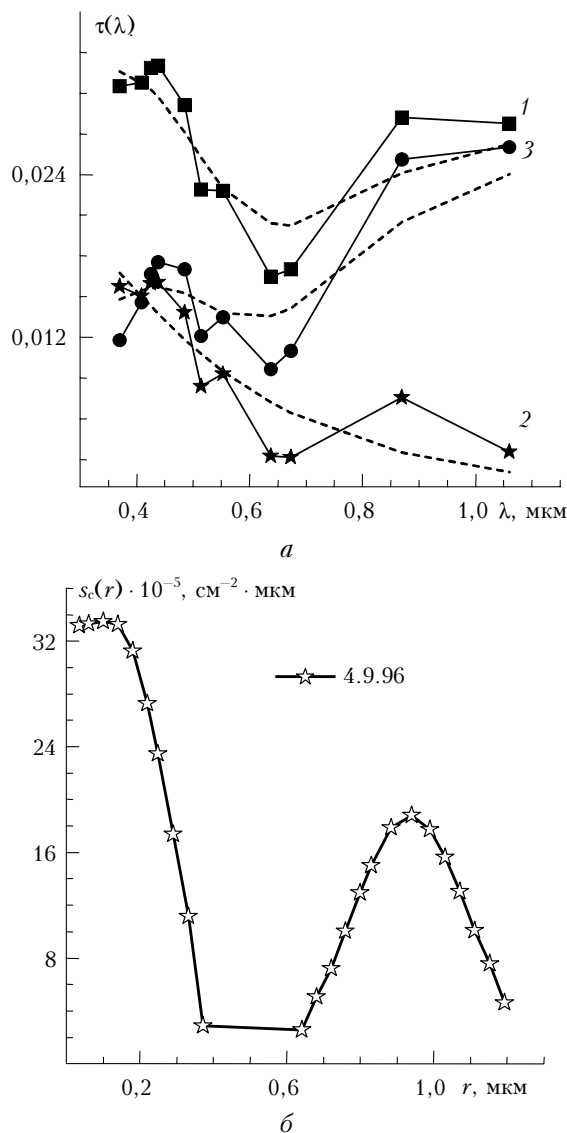


Рис. 6. Оптические вклады аккумулятивной (2) и среднedisперсной (3) фракций в измеренную  $\tau(\lambda)$  (1) по данным от 4.9.96 (а) и восстановленное распределение  $s_c(r)$  (б). Пунктирные линии – сглаженные спектральные зависимости АОТ

Для анализа дисперсного состава собственно морского аэрозоля (не отягощенного влиянием континентальных источников) из полного массива данных были исключены реализации  $\tau_k(\lambda)$ , полученные

в районах вблизи континентов ( $k = 1-20$  и  $125-163$ ), и данные в период двух всплесков атмосферного замутнения ( $k = 30-44$  и  $64-85$ ), тоже обусловленные выносами континентального аэрозоля. Для образованного таким образом ансамбля данных (ОО, фон) характерна слабая корреляция значений  $\tau(\lambda_i)$  с относительной влажностью воздуха в приземном слое ( $\rho_{\text{корр}} = -0,02$ ), и в то же время оптические данные обнаруживают заметную взаимосвязь со скоростью ветра  $S_w$  в приводном слое (коэффициент корреляции  $\rho_{\text{корр}}$  составил примерно  $-0,31$ ).

Ранее [1], при анализе влияния на аэрозольное замутнение метеорологических условий, была отмечена нелинейная зависимость  $\tau(\lambda)$  от скорости ветра. Аналогичный анализ, проведенный для ансамбля реализаций «ОО, фон» (рис. 7), показал наличие отмеченной взаимосвязи для всех длин волн (линиями на рис. 7 указано скользящее среднее). Нелинейная зависимость прозрачности атмосферы от скорости ветра отмечалась и ранее, например в [6] по измерениям спектрального пропускания атмосферы на приземных трассах в прибрежной зоне Черного моря.

Эффективность пополнения атмосферной толщи частицами морского аэрозоля зависит не только от интенсивности генерации их океанической поверхностью, но и от режима турбулентного перемешивания в приводном слое, обеспечивающего вертикальный перенос, а также от соотношения между термической и динамической составляющей и состояния устойчивости стратификации. Над морской поверхностью в силу относительно малых значений параметра шероховатости (при малых волнениях) выделяют два типа воздушных потоков: аэродинамический сглаженный (при значениях па-

раметра  $u_* z_0/v < 0,13$ ) и турбулизованный (при  $u_* z_0/v > 2,5$ ) [7, 8]. Здесь  $u_*$  – масштаб скорости ветра (скорость трения);  $z_0$  – масштаб шероховатости подстилающей поверхности;  $\nu$  – вязкость воздуха.

С возрастанием скорости ветра над океанической поверхностью изменяются величины, определяющие значение числителя параметра, и режим турбулентного перемешивания (благодаря динамической составляющей) постепенно изменяется от аэродинамически сглаженного потока (через переходную зону) к турбулизованному. В зависимости от соотношения динамической и конвективной составляющих режима турбулентного перемешивания меняется высота слоя перемешивания, в связи с чем изменяется эффективность наполнения атмосферной толщи эмитируемыми морской поверхностью аэрозольными частицами.

Как видно из рис. 7, при возрастании скорости ветра от штиля до  $3$  м/с увеличивается интенсивность поступления аэрозольных частиц в атмосферную толщу, поскольку термическая составляющая (на анализируемых широтах) при данных значениях  $S_w$  сохраняет свое преобладание над динамической. По мере усиления динамической составляющей растет коэффициент турбулентной диффузии, что ведет к усилению эффективности стока аэрозольных частиц в силу возрастания так называемой эффективной скорости «сухого осаждения» на водную поверхность. Поэтому при значениях  $S_w \sim 2-3$  м/с достигается некоторый максимум эффективности пополнения атмосферной толщи частицами, генерируемыми водной поверхностью, преимущественно «пузырьковым механизмом» [3].

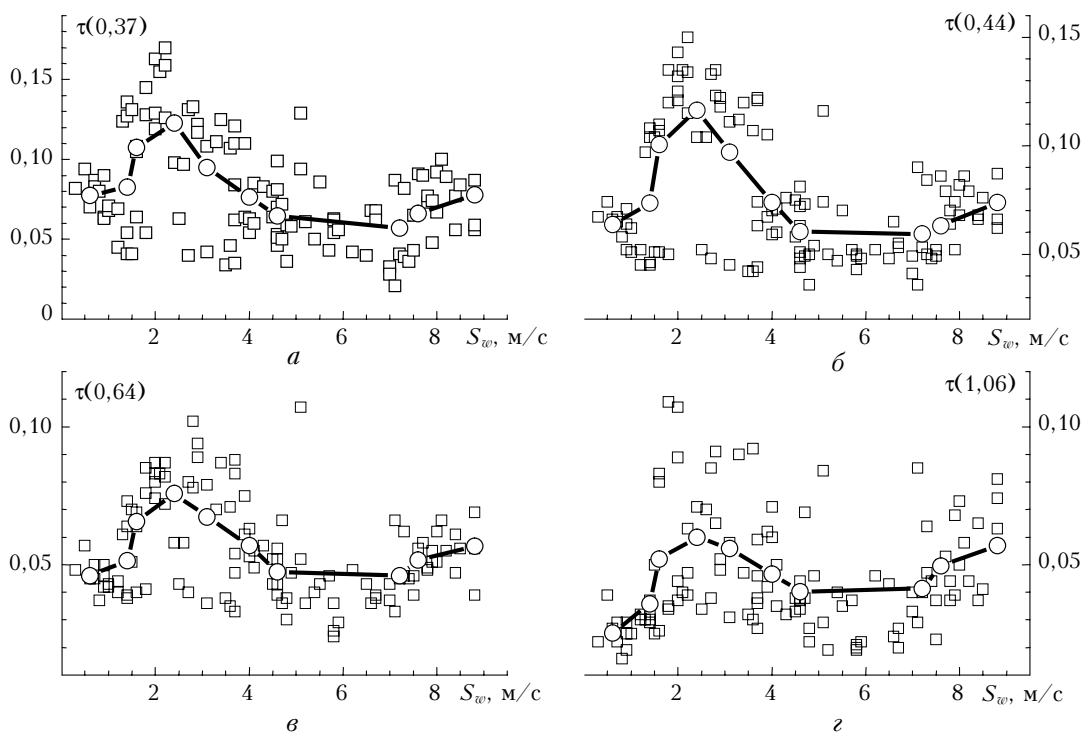


Рис. 7. Изменение  $\tau(\lambda)$  по мере возрастания скорости ветра

При значениях скорости ветра более 5–6 м/с возрастает эффективность генерации аэрозолей океанической поверхностью за счет дополнительного механизма — сдувания брызг с гребней разбивающихся волн, что и определяет следующую стадию увеличения содержания аэрозолей в атмосферной толще. Таким образом, как видно из представленных на рис. 7 данных, наблюдаемые изменения спектральных зависимостей АОТ (рис. 8) характеризуются сменой трех этапов их трансформации с увеличением скорости ветра.

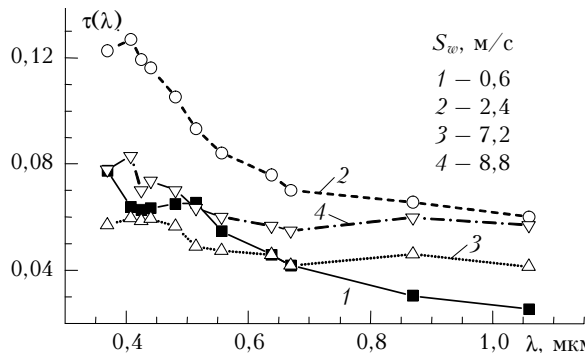


Рис. 8. Изменение формы спектральной зависимости АОТ со скоростью ветра

Следует также отметить, что с увеличением скорости ветра возрастает эффективность обсыхания эмитируемых частиц, что понижает эффективность оседания тяжелых частиц на водную поверхность. Все указанные обстоятельства в значительной степени являются причиной рассмотренной

ниже трансформации спектра размеров частиц аэрозоля с увеличением скорости ветра.

По данным, полученным как скользящее среднее, были рассчитаны средние спектральные зависимости  $\tau(\lambda)$  для набора значений скорости ветра  $S_w$  от штилевых значений 0,6 до 9 м/с (рис. 8, табл. 3). Более высокие значения скорости ветра не рассматривались вследствие малой статистической обеспеченности экспериментальных данных.

На основе усредненных спектров АОТ, приведенных в табл. 3, были восстановлены объемные распределения частиц по размерам отдельно для трех диапазонов скорости ветра или трех этапов его изменчивости (рис. 9).

На первом этапе происходит устойчивое возрастание содержания частиц как аккумулятивной, так и среднedisперсной фракции. Затем наблюдается этап понижения концентрации частиц, более выраженный для аккумулятивной фракции, — по достижении некоторого уровня содержание мелких частиц уже не меняется.

Иная ситуация наблюдается в динамике изменения среднedisперсной фракции. Начиная со скорости ветра ~4,6 м/с, наблюдается рост их содержания, обусловленный увеличением эффективности генерации аэрозолей водной поверхностью за счет усиления динамической составляющей режима турбулентного перемешивания и упомянутого ранее механизма сдувания брызг с гребней разбивающихся волн. Таким образом, в атмосферную толщу над океаном более эффективно выносятся частицы среднedisперсной фракции.

Таблица 3

Изменение усредненных измеренных значений  $\tau(\lambda)$  в зависимости от скорости ветра

| $\lambda$ , мкм | $S_w$ , м/с |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----------------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                 | 0,6         | 1,4   | 1,6   | 2,4   | 3,1   | 4,0   | 4,6   | 7,2   | 7,6   | 8,8   |
| 0,369           | 0,077       | 0,082 | 0,108 | 0,123 | 0,095 | 0,076 | 0,065 | 0,057 | 0,066 | 0,078 |
| 0,408           | 0,064       | 0,075 | 0,106 | 0,127 | 0,103 | 0,080 | 0,063 | 0,060 | 0,069 | 0,083 |
| 0,425           | 0,063       | 0,072 | 0,099 | 0,119 | 0,096 | 0,075 | 0,061 | 0,059 | 0,064 | 0,070 |
| 0,44            | 0,064       | 0,074 | 0,100 | 0,116 | 0,097 | 0,074 | 0,060 | 0,059 | 0,063 | 0,074 |
| 0,481           | 0,065       | 0,070 | 0,091 | 0,105 | 0,087 | 0,071 | 0,060 | 0,056 | 0,063 | 0,070 |
| 0,514           | 0,065       | 0,067 | 0,083 | 0,093 | 0,076 | 0,066 | 0,057 | 0,049 | 0,055 | 0,063 |
| 0,556           | 0,055       | 0,059 | 0,074 | 0,084 | 0,072 | 0,061 | 0,052 | 0,047 | 0,053 | 0,060 |
| 0,638           | 0,046       | 0,052 | 0,066 | 0,076 | 0,067 | 0,057 | 0,047 | 0,046 | 0,052 | 0,057 |
| 0,67            | 0,042       | 0,046 | 0,061 | 0,070 | 0,061 | 0,051 | 0,043 | 0,042 | 0,048 | 0,055 |
| 0,87            | 0,030       | 0,041 | 0,058 | 0,066 | 0,060 | 0,052 | 0,044 | 0,046 | 0,054 | 0,060 |
| 1,06            | 0,025       | 0,036 | 0,052 | 0,060 | 0,056 | 0,047 | 0,040 | 0,041 | 0,049 | 0,057 |

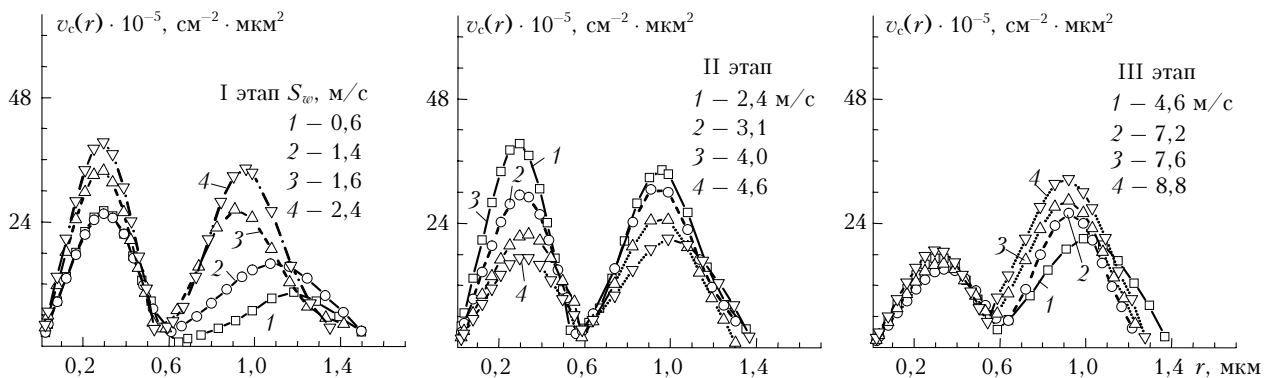


Рис. 9. Динамика изменения объемных распределений частиц по размерам с ростом скорости ветра

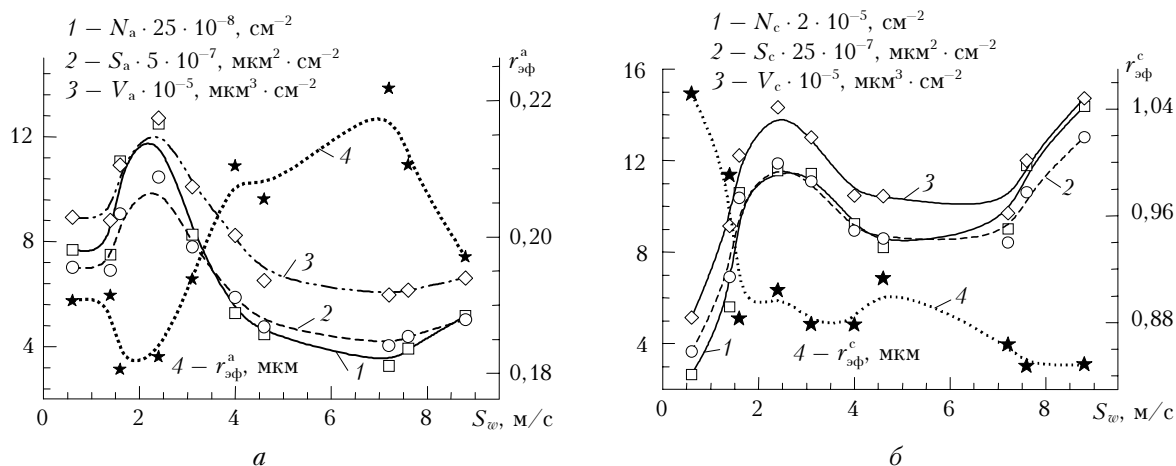


Рис. 10. Динамика изменения интегральных параметров спектра размеров  $N, S, V$  и эффективного размера  $r_{\text{эф}}$  аэрозолей аккумулятивной (а) и среднedisперсной (б) фракций

Таблица 4

Изменение интегральных параметров распределения по размерам частиц аккумулятивной и среднedisперсной фракций в зависимости от скорости ветра

| $S_w, \text{ м/с}$ | Аккумулятивная                       |   |   |                                | Среднedisперсная                     |   |   |                                |
|--------------------|--------------------------------------|---|---|--------------------------------|--------------------------------------|---|---|--------------------------------|
|                    | $N_a \cdot 10^{-5}, \text{ см}^{-2}$ | $S_a \cdot 10^{-5}, \text{ мкм}^2 \cdot \text{см}^{-2}$ | $V_a \cdot 10^{-5}, \text{ мкм}^3 \cdot \text{см}^{-2}$ | $r_{\text{эф}}^a, \text{ мкм}$ | $N_c \cdot 10^{-5}, \text{ см}^{-2}$ | $S_c \cdot 10^{-5}, \text{ мкм}^2 \cdot \text{см}^{-2}$ | $V_c \cdot 10^{-5}, \text{ мкм}^3 \cdot \text{см}^{-2}$ | $r_{\text{эф}}^c, \text{ мкм}$ |
| 0,6                | 308                                  | 140   | 8,9   | 0,19                           | 1,1                                  | 14,7  | 5,1   | 1,05                           |
| 1,4                | 300                                  | 138   | 8,8   | 0,19                           | 2,2                                  | 27,6  | 9,1   | 0,99                           |
| 1,6                | 443                                  | 181   | 10,9  | 0,18                           | 4,2                                  | 41,5  | 12,2  | 0,88                           |
| 2,4                | 500                                  | 209   | 12,7  | 0,18                           | 4,6                                  | 47,5  | 14,3  | 0,90                           |
| 3,1                | 331                                  | 156   | 10,1  | 0,19                           | 4,6                                  | 44,4  | 13,0  | 0,88                           |
| 4,0                | 211                                  | 117   | 8,2   | 0,21                           | 3,7                                  | 35,7  | 10,5  | 0,88                           |
| 4,6                | 179                                  | 95  | 6,5   | 0,21                           | 3,3                                  | 34,3  | 10,4  | 0,91                           |
| 7,2                | 130                                  | 81  | 6,0   | 0,22                           | 3,6                                  | 33,7  | 9,7   | 0,86                           |
| 7,6                | 157                                  | 88  | 6,1   | 0,21                           | 4,7                                  | 42,5  | 12,0  | 0,85                           |
| 8,8                | 206                                  | 101   | 6,6   | 0,20                           | 5,7                                  | 52,0  | 14,7  | 0,85                           |

На рис. 10 представлена взаимная динамика изменения интегральных признаков (суммарного сечения объема и счетной концентрации) частиц двух фракций (аккумулятивной и среднedisперсной) и их эффективного размера. Значения признаков приведены к одному масштабу, с использованием множителей, указанных в обозначениях кривых рис. 10. Обращает на себя внимание несоответствующая динамика изменения эффективного размера частиц анализируемых фракций (кривые 4). В табл. 4 приведены конкретные значения параметров, представленных на рис. 10.

### Заклучение

Полученные результаты в целом подтверждают основные выводы [1, 2] и показывают, что наиболее существенные изменения дисперсного состава аэрозольного компонента над океаном обусловлены прежде всего переносами аэрозолей континентального происхождения различными типами воздушных масс. Результаты обращения показывают, что влияние континента на микроструктуру аэрозольного компонента в умеренных широтах Атлантики прослеживается на значительном удалении от континентов — ~500 км и более. По мере удаления от континентов содержание аккумулятивной фракции

снижается почти на порядок. В открытом океане, исключая отдельные эпизоды возмущений АОТ, оптический вклад крупных частиц ( $r > 0,45 \text{ мкм}$ ) испытывает небольшие колебания, но практически равен, а нередко превосходит оптическое влияние аккумулятивной фракции.

Анализ спектральных АОТ, измеренных при прохождении воздушных масс, обогащенных аэрозолями континентального происхождения, показал, что обычно наблюдается повышение содержания частиц аккумулятивной фракции. Однако в ряде ситуаций при смене воздушных масс удалось зафиксировать существенные возмущения дисперсного состава аэрозолей и на интервале размеров среднedisперсной и крупной фракций с  $r > 0,4 \text{ мкм}$ . Наблюдаемые различия в дисперсном составе аэрозолей обусловлены разной траекторией движения воздушных масс — при длительном пребывании континентального воздуха над океаном повышенный уровень содержания аккумулятивной фракции сохраняется дольше, чем у крупных аэрозольных частиц.

Анализ зависимости характеристик морского аэрозоля от скорости ветра показал, что в трансформации дисперсного состава можно выделить три этапа. На первом этапе (скорости ветра до ~2,4 м/с) происходит устойчивое возрастание содержания как



аккумулятивной, так и среднedisперсной фракций. Затем (в диапазоне  $S_w = 2,4 \div 4,6$  м/с) наблюдается этап стабилизации и некоторого понижения концентрации частиц. По достижении некоторого минимального уровня содержание аккумулятивной фракции далее уже не меняется.

В динамике изменения среднedisперсной фракции наблюдается другая последовательность — начиная со скорости ветра примерно 4–5 м/с, содержание частиц вновь повышается. Причинами являются усиление динамической составляющей режима турбулентного перемешивания и действие механизма сдувания брызг с гребней волн. Таким образом, при сильном ветре в атмосферную толщу над океаном эффективно выносятся преимущественно частицы средней дисперсности. Следует уточнить, что некоторые отмеченные особенности изменения дисперсной структуры атмосферной дымки с усилением ветра не являются универсальными, а лишь отражают своеобразие полученных оптических данных в ходе указанного рейса и предполагают дальнейшее их исследование по результатам измерений в более широком спектральном интервале.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта 14.7 программы Президиума РАН «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология».

*E.V. Makienko, D.M. Kabanov, R.F. Rakhimov, S.M. Sakerin. Analysis of factors affecting the formation of the particle size spectrum and the aerosol optical depth in mid-latitudes of North Atlantic.*

The data on the spectral variability of the aerosol optical depth, measured during the 39th cruise of *Akademik M. Keldysh* RV, are used to analyze the formation of the disperse structure of the aerosol atmospheric constituent in mid-latitudes of Atlantic. The efficiency of export of the aerosol component from two continents: Europe and North America, is considered. Characteristic features of the aerosol disperse composition during perturbations of the optical depth in the open ocean are studied. Variations of the disperse composition of ocean aerosol in the atmospheric depth upon the intensification of wind are analyzed.

1. *Sakerin S.M., Kabanov D.M.* Пространственное распределение аэрозольной компоненты прозрачности атмосферы над атлантическим океаном // *Оптика атмосф. и океана*. 1999. Т. 12. № 2. С. 99–104.
2. *Макиенко Э.В., Кabanov Д.М., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М.* Микрофизические особенности аэрозольной компоненты в различных районах Атлантики // *Оптика атмосф. и океана*. 2004. Т. 17. № 5–6. С. 437–443.
3. *Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В.* Аэрозольные модели атмосферы. М.: Наука, 1981. 103 с.
4. *Макиенко Э.В., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Кabanov Д.М.* Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть III. Динамика дисперсной структуры аэрозоля // *Оптика атмосф. и океана*. 2002. Т. 15. № 7. С. 590–599.
5. *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 environments // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59. N 3. Part. 1. P. 501–502.
6. *Кabanov М.В., Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Веретенников В.В., Ужegov В.Н., Фадеев В.Я.* Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 202 с.
7. *Goroch A., Burk S., Davidson K.L.* Stability effects on aerosol size and height distributions // *Tellus*. 1980. V. 32. N 3. P. 245–250.
8. *Derr V.F.* Remote sensing of troposphere WPL ERL EED. Boulder, Colorado, 1972. 854 p.