

Г.А. Калошин

Влияние ветрового режима на аэрозольное ослабление в приземном слое морской и прибрежной атмосферы

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 18.08.2006 г.

Синхронные измерения коэффициентов аэрозольного рассеяния в морских условиях показывают, что с ростом скорости ветра происходит увеличение концентрации солевого аэрозоля. В то же время в прибрежных условиях наблюдается противоположный эффект: при увеличении скорости ветра происходит уменьшение коэффициентов аэрозольного ослабления в приземном слое морской и прибрежной атмосферы.

Это означает, что изменение величины аэрозольного рассеяния может быть описано (игнорируя эффекты второго порядка при высоких скоростях ветра) источником, модулируемым изменяющимся скоростью и направлением ветра.

Высказывается гипотеза, которая обосновывается результатами расчетов по аэрозольной модели автора, позволяющая объяснить это видимое противоречие. В качестве такого источника предложено использовать величину области разгона волн, характеризующую fetch.

Показано, что при малых fetch (прибрежные условия) с увеличением скорости ветра происходит уменьшение коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ в спектральном диапазоне $\Delta\lambda = 0,2\text{--}12$ мкм, а при больших fetch (морские условия) с ростом скорости ветра происходит увеличение $\alpha(\lambda)$.

Введение

Общеизвестно, что прибрежная зона характеризуется сложными процессами аэрозолеобразования, особенно при континентальных ветрах. Ветровой режим является существенным фактором, влияющим на спектральную зависимость коэффициентов аэрозольного ослабления в приземном слое морской и прибрежной атмосферы. При этом механизмы влияния ветрового режима на аэрозольное ослабление существенно отличаются для прибрежных и морских условий (условий открытой воды). Зона прибоя оказывает на воздушную массу сильное влияние, которое простирается на несколько десятков километров. Согласно модельным оценкам концентрация «прибойного» аэрозоля падает только на порядок величины на расстоянии 25 км по ветру. Величина аэрозольного ослабления в зоне прибоя может быть до двух порядков величины больше, чем для морских условий [1]. Вертикальный градиент ослабления также может быть сильнее, чем для морских условий.

До сих пор состав смеси частиц морского, прибойного и континентального аэрозолей мало изучен, несмотря на то что исследования аэрозоля в прибрежной зоне имеют давнюю историю. Также мало изучен химический состав континентальных частиц. Трудно поддается учету вклад зоны прибоя. Кроме того, прибрежные регионы в своей основе неоднородны. Имеющийся экспериментальный банк данных микроразмерных и оптических харак-

теристик аэрозоля ограничен по диапазону метеорологических условий, времени года и географии.

Объективно контролировать все перечисленные процессы в настоящее время не удастся, и не всегда ясно, с помощью каких параметров это можно сделать; например, как контролировать зону прибоя или топографию прибрежной зоны? Поэтому объяснение тех или иных физических процессов во многих случаях происходит на качественном уровне.

Изучение влияния ветрового режима важно при решении радиационных задач и в вопросах прогноза энергетического ослабления оптического излучения при оценке характеристик оптико-электронных приборов и систем.

Основное внимание в статье сосредоточено на результатах моделирования особенностей аэрозольного ослабления под воздействием ветрового режима в специфическом прибрежном регионе, где велико влияние зоны прибоя и где происходит соединение физических свойств морского и континентального аэрозоля.

1. Влияние ветрового режима в морских условиях

В [1–5] было показано, что при увеличении скорости ветра в условиях открытого океана наблюдается рост коэффициента аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$. При этом наиболее существенный рост $\alpha(\lambda)$ происходит при возрастании скорости ветра

с 7–8 м/с. Авторы объясняют это тем, что начиная с этой скорости происходит резкое увеличение концентрации солевого аэрозоля, являющегося результатом появления на морской поверхности бурунов, которые, в свою очередь, связаны с ростом скорости ветра. Это соответствует умеренному ветру силой 3–4 балла по шкале Бофорта.

Позднее обнаруженная зависимость роста коэффициента аэрозольного ослабления от скорости ветра была подтверждена при микрофизических измерениях морского аэрозоля, с нефелометрическим сопровождением измерений $\sigma(\lambda)$ на длинах волн $\lambda = 0,45; 0,55$ и $0,7$ мкм [6], и при микрофизических измерениях [7] с лидарным сопровождением измерений на длинах волн $\lambda = 0,53$ и $1,04$ мкм [8]. Здесь имеется в виду, что в указанном диапазоне спектра коэффициенты аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ и рассеяния $\sigma(\lambda)$ практически совпадают. При этом в работе [7] было показано, что данная зависимость является линейной в интервале скоростей ветра $U = 5 \div 12$ м/с (рис. 1, прямая 1).

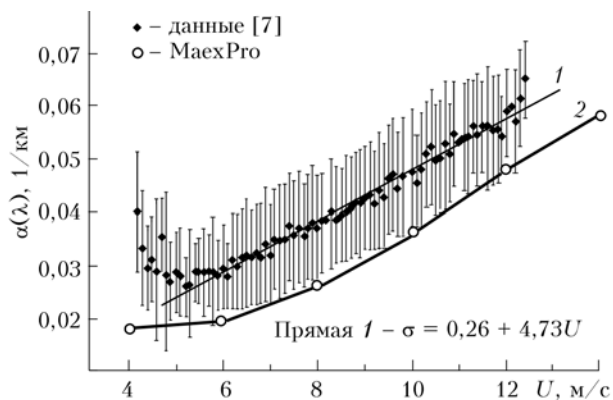


Рис. 1. Зависимость коэффициента аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ от скорости ветра U в морских условиях: прямая 1 — линейная регрессия экспериментальных данных [7] при коэффициенте взаимной корреляции R , равном 0,989; кружки (кривая 2) — результаты расчетов по модели MaexPro [9–12] для: высоты измерений $H = 5$ м; относительной влажности $f = 80\%$; длины волны $\lambda = 0,55$ мкм и fetch $X = 120$ км

Для сопоставления на рис. 1 приведены результаты расчетов по микрофизической модели MaexPro (**M**arine **a**erosol **e**xinction **p**rofile) [9–11] и по одноименному программному пакету [12], при входных параметрах близких либо совпадающих с условиями эксперимента [7]. Fetch это длина по открытой воде, на которой происходит образование и перенос частиц аэрозоля. *Параметр fetch характеризует размер области и интенсивность генерации морского солевого аэрозоля. Fetch определяется по карте района проведения измерений нужного масштаба с сеткой и известным направлением ветра. Длина от одного берега по направлению ветра до места проведения измерений (в км) есть fetch или это — длина по открытой воде с наветренной стороны. Диапазон*

применимости fetch в аэрозольной модели MaexPro составляет 3–120 км [9–11]. Отметим, что выбор скорости ветра ограничен диапазоном применимости модели по этому параметру, равному 3–18 м/с [9–11]. Результаты расчетов, аппроксимированные кривой 2, показывают одинаковую с экспериментом тенденцию роста коэффициента аэрозольного ослабления с ростом скорости ветра.

2. Влияние ветрового режима в условиях прибрежной зоны

В работе [7] одновременно с выявленной зависимостью увеличения $\alpha(\lambda)$ при увеличении U в морских условиях для условий прибрежной зоны была выявлена противоположная зависимость, а именно: уменьшение концентрации солевых частиц при увеличении скорости ветра в диапазоне скоростей ветра $U = 5 \div 12$ м/с. Зависимость получила название эффект растворения или разбавления (Dilution effect). Экспериментальные данные [7] были получены в рамках международной комплексной программы SEAS (The **S**horeline **E**nvironment **A**erosol **S**tudy), реализованной на юго-восточном побережье острова Oahu, Гавайи. При этом непрерывные интервалы измерений составляли более 80 дней.

Выявленная закономерность уменьшения $\alpha(\lambda)$ при увеличении скорости ветра иллюстрируется на рис. 2 [7]. Здесь так же для сопоставления приведены результаты расчетов по модели MaexPro. Результаты расчетов (прямая 2) подтверждают экспериментально выявленную тенденцию уменьшения коэффициента аэрозольного ослабления при увеличении скорости ветра.

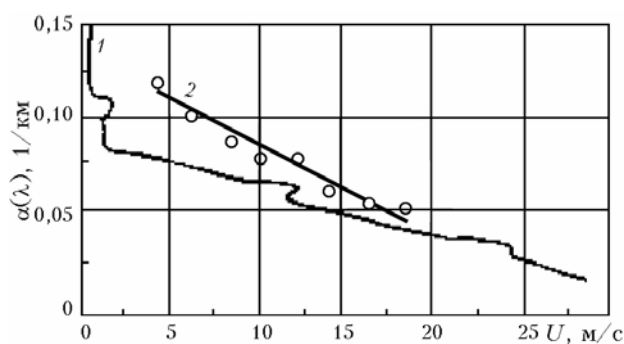


Рис. 2. Зависимость коэффициента аэрозольного ослабления от скорости ветра в прибрежных условиях: кривая 1 — экспериментальные данные [7], кружки — результаты расчетов по модели MaexPro [9–12] для: $H = 20$ м; $f = 80\%$; $\lambda = 0,55$ мкм и $X = 3$ км

Данный эффект авторы [7] объясняют особенностями взаимодействия поля волны с рельефом береговой линии. Эффект состоит в том, что в условиях прибрежной зоны с ростом скорости ветра

переносятся все бóльшие и бóльшие объемы воздуха в единицу времени над районом источника генерации (зона прибой). При этом концентрация аэрозоля перемешивается (растворяется, разбавляется) внутри больших объемов воздуха, игнорируя эффекты второго порядка, возникающие при высоких скоростях ветра. Поэтому при увеличении скорости ветра вблизи берега наблюдается линейный спад коэффициента аэрозольного рассеяния. Авторы [7] не акцентируют внимание на поведении $\alpha(\lambda)$ при малых $U = 4\text{--}5$ м/с, считая, видимо, эти измерения не вполне надежными.

Анализ данных работ [13,14] также показывает наличие тенденции к уменьшению коэффициентов аэрозольного ослабления при увеличении скорости ветра по крайней мере в ИК-области спектра в прибрежных условиях. Однако, по нашему мнению, явно не достаточная статистика измерений не позволяет сделать надежные выводы относительно поведения $\alpha(U)$ в видимой области спектра.

Здесь также следует отметить, что, проводя измерения спектров $\alpha(\lambda)$ в условиях бризовых ветров, авторы [13, 14] ошибочно полагали, что при «устойчивых ветрах со стороны моря» они имели

дело с морским аэрозолем. На самом деле ни вид спектров $\alpha(\lambda)$, ни их различие при смене направления ветра (море – континент) не подтверждают этого.

3. Обсуждение результатов

Кажущееся противоречие в аэрозольном ослаблении для морских условий, условий открытой воды и для прибрежных условий (появление Dilution effect) можно объяснить, если предположить, что морским условиям соответствуют бóльшие значения fetch [9, 10, 15, 16], а прибрежным условиям – малые значения fetch.

На рис. 3 показаны спектральные ходы коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$.

Кривые 1, 3 показывают, что при больших fetch $X = 30$ км (морские условия) с ростом U от 3,5 до 15 м/с $\alpha(\lambda)$ растет. В противоположность этому при малых $X = 3$ км для условий прибрежной зоны (кривые 2, 4) при увеличении U от 3,5 до 15 м/с $\alpha(\lambda)$ уменьшается. Проявляется Dilution effect. Рассмотрим это подробнее.

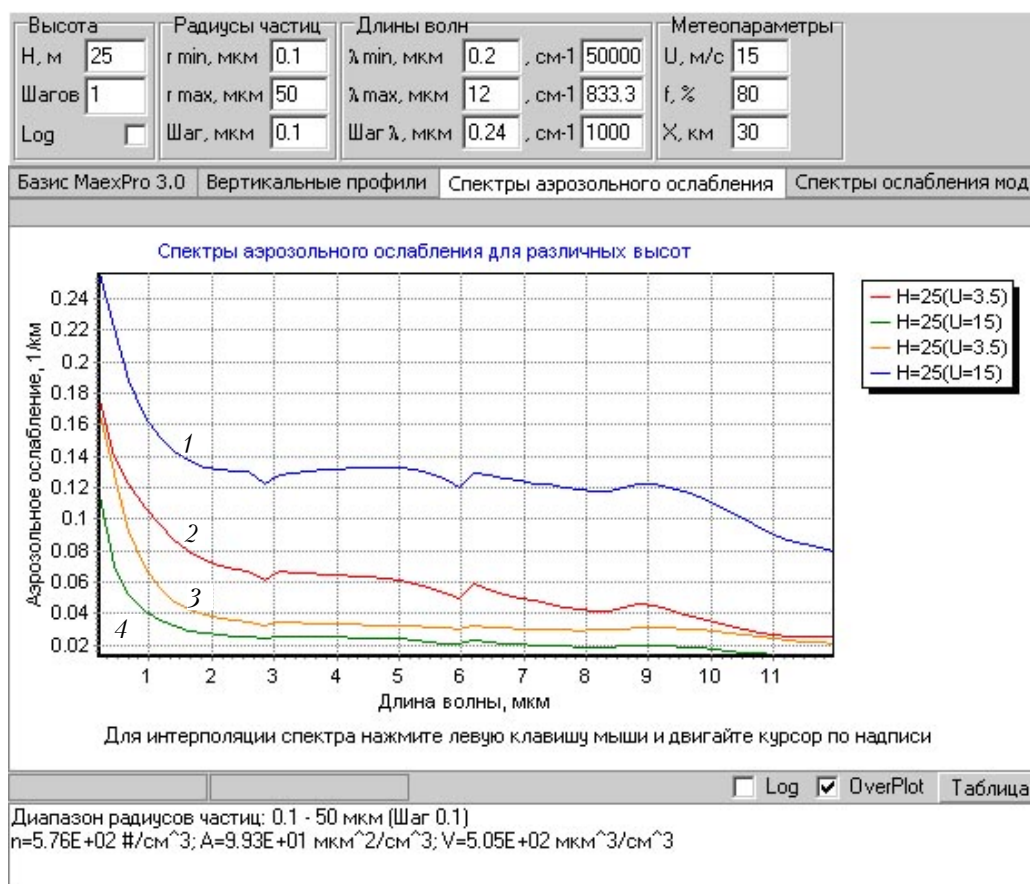


Рис. 3. Спектры $\alpha(\lambda)$ для различных U и X , рассчитанные по микрофизической модели MaexPro [9–12]: кривая 1 – $U = 15$ м/с; $X = 30$ км; кривая 2 – $U = 3,5$ м/с; $X = 3$ км; кривая 3 – $U = 3,5$ м/с; $X = 30$ км и кривая 4 – $U = 15$ м/с; $X = 3$ км

3.1. Спектральный ход $\alpha(\lambda)$ в условиях прибрежной зоны ($X = 3$ км)

Широко известно, что условия прибрежной зоны характеризуются значительной концентрацией субмикронного аэрозоля континентального происхождения, которая резко убывает с увеличением размера частиц прибрежного аэрозоля. Это иллюстрирует рис. 4, из которого видно, что спектр 2 имеет более крутой вид, чем спектр 1 [16].

Физическое объяснение этому может быть следующее. При малых величинах fetch при возрастании скорости ветра с 3,5 до 15 м/с растет относительная концентрация субмикронной фракции при одновременном уменьшении грубодисперсной фракции. Увеличение генерации грубодисперсной фракции от разрушающихся гребней волн компенсируется разбавлением континентальными частицами благодаря адвекции. Это проявляется в спектральном ходе $\alpha(\lambda)$, который приобретает все более выраженный характер, особенно в видимой области спектра, что характерно для континентального аэрозоля с малой концентрацией частиц грубодисперсной фракции.

В этом случае влияние моря на распределение частиц по размерам менее значительно по сравнению с влиянием зоны прибой. Это происходит вследствие развития процесса выноса и постепенного удаления частиц аэрозоля при слабом ветре. Уменьшение наблюдается на всех длинах волн и, что более все-

го важно, — на коротких длинах волн, где мелкодисперсный (континентальный) аэрозоль вносит основной вклад в $\alpha(\lambda)$. Вынос мелкодисперсного аэрозоля не уравновешен эквивалентной генерацией морского аэрозоля при таких коротких fetch. Заметим, что при этом $\alpha(\lambda = 3 \div 5 \text{ мкм}) > \alpha(\lambda = 8 \div 12 \text{ мкм})$.

Таким образом, при увеличении скорости ветра при малых fetch происходит уменьшение $\alpha(\lambda)$ в спектральном диапазоне $\Delta\lambda = 0,2 \div 12$ мкм.

3.2. Спектральный ход $\alpha(\lambda)$ в морских условиях ($X = 30$ км)

Для морских условий при увеличении скорости ветра срабатывают последовательно три основных механизма образования частиц морского аэрозоля. При $U = 0 \div 5$ м/с — пленочный и струйный, а когда скорость ветра достигает $\sim 7-8$ м/с, запускается пенный механизм образования аэрозольных частиц, при котором капли срываются непосредственно с гребней волн, в противоположность предыдущим двум механизмам образования частиц из пленок лопающихся пузырьков и струйных капель. При скорости ветра более $7-8$ м/с существенно растет относительная концентрация грубодисперсной фракции, $\alpha(\lambda)$ резко растет с ростом fetch. Это иллюстрируется рис. 5, где показано увеличение $\alpha(\lambda)$ с ростом скорости ветра в спектральном диапазоне $\Delta\lambda = 0,2 \div 12$ мкм.

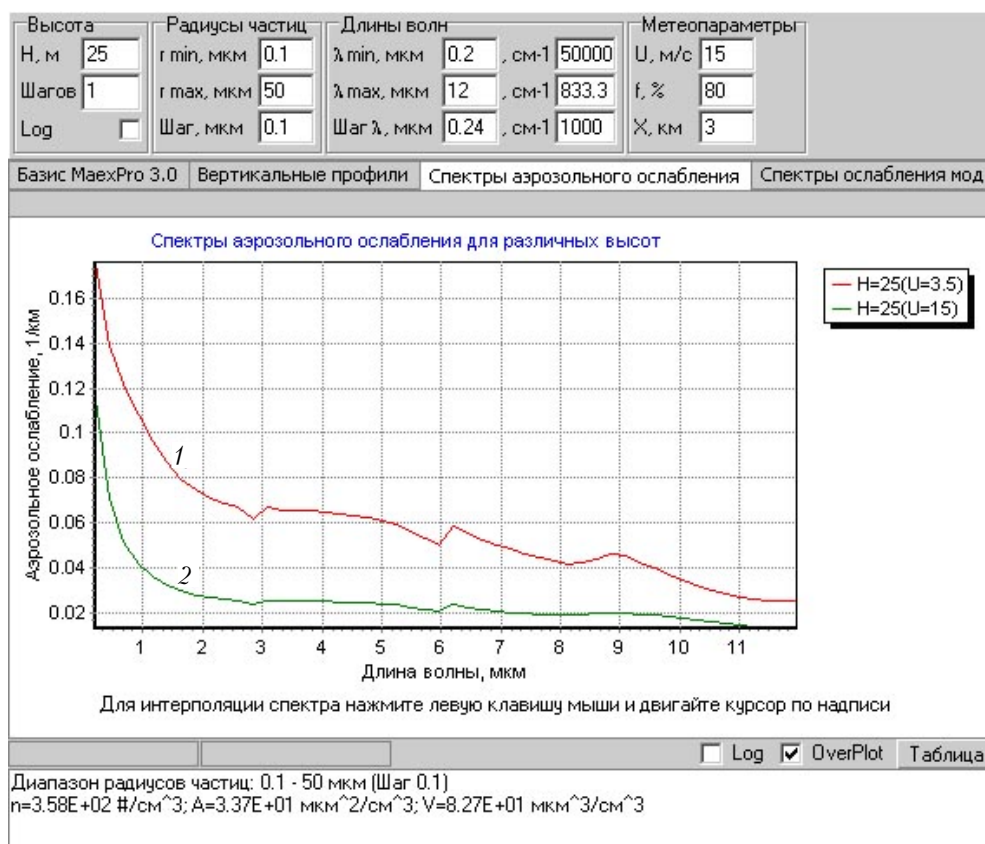


Рис. 4. Спектры $\alpha(\lambda)$ в условиях прибрежной зоны при $X = 3$ км, рассчитанные по микрофизической модели MaexPro [9–12] для $U = 3,5$ и 15 м/с, кривые 1, 2 соответственно

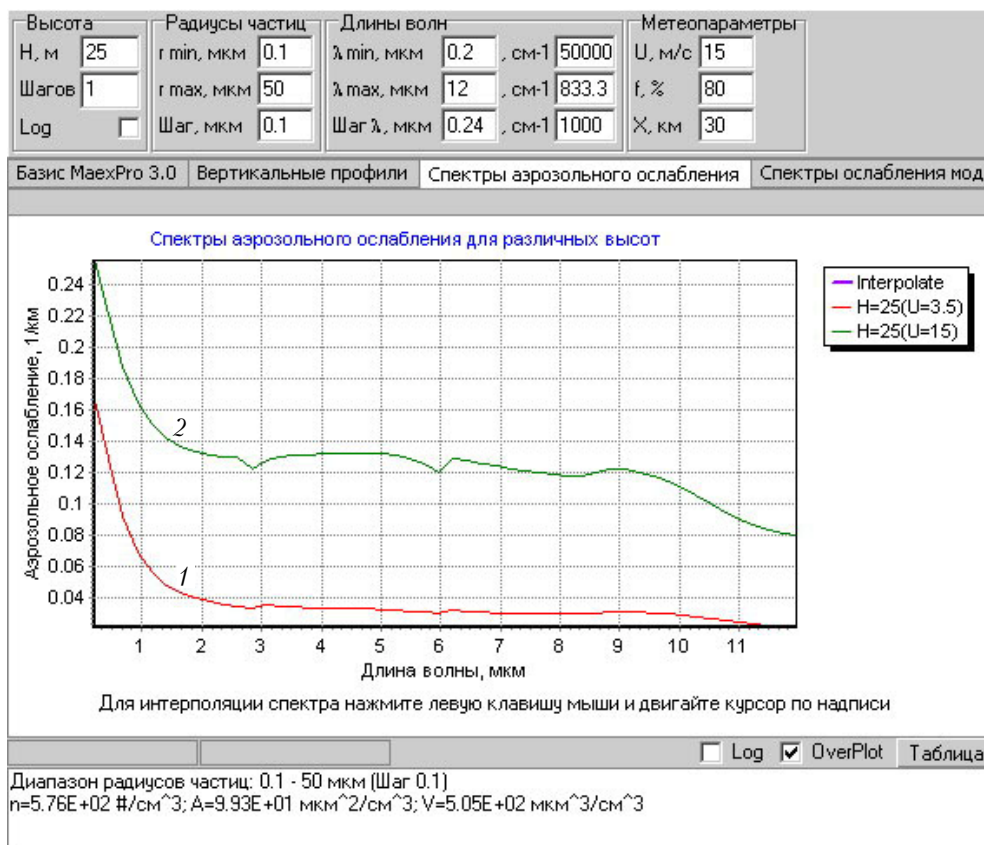


Рис. 5. Спектры $\alpha(\lambda)$ в морских условиях при $X = 30$ км, рассчитанные по микрофизической модели MaexPro [9–12] для $U = 3,5$ и 15 м/с, кривые 1, 2 соответственно

Можно предположить, что увеличение генерации грубодисперсной фракции от разрушающихся гребней волн не компенсируется разбавлением континентальными частицами благодаря адвекции. Кроме того, рост $\alpha(\lambda)$ при увеличении скорости ветра, начиная с 7 м/с, объясняется увеличением генерации морского аэрозоля за счет резкого увеличения концентрации солевого аэрозоля, являющегося результатом появления на морской поверхности бурунов, которые, в свою очередь, связаны с увеличением скорости ветра.

В этом случае $\alpha(\lambda = 3 \div 5 \text{ мкм}) \approx \alpha(\lambda = 8 \div 12 \text{ мкм})$.

Выводы

Таким образом, кажущееся противоречие в аэрозольном ослаблении для морских и прибрежных условий в зависимости от изменения скорости ветра можно связать с величиной параметра fetch: при малых fetch (прибрежные условия) с увеличением скорости ветра происходит уменьшение $\alpha(\lambda)$ в спектральном диапазоне $\Delta\lambda = 0,2 \div 12$ мкм, а при больших fetch (морские условия) с ростом скорости ветра происходит увеличение $\alpha(\lambda)$.

1. Woodcock A.H. Salt nuclei in marine air as a function of altitude and wind force // J. Meteorol. 1953. V. 10. N 5. P. 362–371.

2. Toba Y. On the Giant Sea-Salt Particles in the Atmosphere. General Features of the Distribution // Tellus. 1965. V. 17. N 1. P. 131–145.
3. Toba Y. On the Giant Sea-Salt Particles in the Atmosphere. Theory of the Vertical Distribution in the 10-m layer over the Ocean // Tellus. 1965. V. 17. N 3. P. 365–392.
4. Wells W.C., Gal G., Munn M.W. Aerosol Distribution in Marine Air and Predicted Scattering Coefficients in the Infrared // Appl. Opt. 1977. V. 16. N 3. P. 654–659.
5. Monahan E.C., Fairall C.W., Davidson K.L., Boyle P.J. Observed inter-relations between 10 m winds, ocean whitecaps and marine aerosols // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1983. V. 109. N 460. P. 379–392.
6. De Leeuw G., Neele F.P., Hill M., Smith M.H., Vignati E. Sea spray aerosol production by waves breaking in the surf zone // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105. N 24. P. 29,397–29,409.
7. Clarke A.D., Kapustin V.N. The Shoreline Environment Aerosol Study (SEAS): A Context for Marine Aerosol Measurements Influenced by a Coastal Environment and Long-Range Transport // J. of Atmos. and Ocean. Technol. 2003. V. 20. N 10. P. 1351–1361.
8. Porter J.N., Lienert B.R., Sharma S.K., Lau E., Horton K. Vertical and Horizontal Aerosol Scattering Fields Over Bellows Beach, Oahu During the SEAS Experiment // J. of Atmos. and Ocean. Technol. 2003. V. 20. N 10. P. 1375–1387.
9. Piazzola J., Kaloshin G. Performance evaluation of the coastal aerosol extinction code «MEDEX» with data

- from the Black Sea // J. of Aerosol Sci. 2005. V. 36. N 3. P. 341–359.
10. *Kaloshin G., Piazzola J.* The Coastal Aerosol Microphysical Model // Proc. of the 23rd Int. Laser Radar Conf., 24–28 July 2006. Nara, Japan. P. 423–426.
 11. *Piazzola J., Kaloshin G., De Leeuw G., A.M.J. Van Eijk.* Aerosol extinction in coastal zone // Proc. SPIE. 2004. V. 5572. P. 94–100.
 12. *Калошин Г.А., Шишкин С.А., Серов С.А.* Развитие программного пакета MaexPro для расчета аэрозольного ослабления в приземном слое морской и прибрежной атмосферы // Proc. XIII Int. Symp. «Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics». Tomsk, July 2–6, 2006. P. 136.
 13. *Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н.* Влияние скорости ветра на аэрозольное ослабление оптической радиации в атмосфере морских акваторий // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1987. Т. 24. № 3. С. 324–327.
 14. *Кабанов М.В., Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Веретенников В.В., Ужegov В.Н., Фадеев В.Я.* Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1988. 201 с.
 15. *Kaloshin G.A.* Spectral Transparency of the Sea and Coastal Atmosphere Surface Layer // Proc. XII Joint Int. Symp. «Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics». Tomsk, June 27–30, 2005. P. 138–139.
 16. *Калошин Г.А.* Влияние ветрового режима на аэрозольное ослабление в приземном слое морской и прибрежной атмосферы // Proc. XIII Int. Symp. «Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics». Tomsk, July 2–6, 2006. P. 125.

G.A. Kaloshin. Influence of wind conditions on aerosol extinction in the sea and coastal atmosphere surface layer.

Synchronous measurements of aerosol extinction in marine environment show an increase sea salt aerosol concentration at the wind speed growth. At the same time, in coastal conditions the opposite effect is observed. There is a decrease aerosol extinction at an increase of wind speed in the sea and coastal atmosphere surface layer.

It means that the change of the scattering value can be described (ignoring effects of the second order at high wind speeds) by a source modulated in the changing wind speed and direction.

The hypothesis is proposed, which proves results of calculations by the author's aerosol model allowing explaining this visible contradiction.

It is offered to use fetch as such a source.

It is shown, that at small fetch (coastal conditions) at the wind speed increase, there is a decrease of aerosol extinction $\alpha(\lambda)$ in the spectral wavelength band $\Delta\lambda = 0.2\div 12 \mu\text{m}$, and at big fetch (marine condition) an increase $\alpha(\lambda)$ occurs with wind speed growth.