

ROZKŁADY ROZMIARÓW AERAZOLI MORSKICH NAD MORZAMI EUROPEJSKIEJ ARKTYKI

Tomasz Petelski

Polska Akademia Nauk, Instytut Oceanologii, Sopot

Wstęp

Badania produkcji i transportu aerozolu nad wszechoceanem są niezwykle ważne dla wielu dziedzin wiedzy, takich jak fizyka chmur, optyka atmosfery, badania zanieczyszczenia środowiska czy wreszcie wzajemnego oddziaływania morze – atmosfera. Burzliwy rozwój metod satelitarnych w badaniach geofizycznych stwarza duże zapotrzebowanie na informacje o aerozolu w przywodnej warstwie atmosfery. Do określenia błędów teledetekcji szczególnie ważna jest znajomość rozkładów rozmiarów aerozoli. Stąd w ostatnich latach w badaniach Instytutu Oceanologii PAN nad aerozolem morskim położono nacisk na uzyskanie funkcji rozkładu rozmiarów aerozolu morskiego. Artykuł ten prezentuje wyniki badań prowadzonych w tym kierunku w ciągu ostatnich trzech lat.

Podstawy i stan rozpoznania problemu

Do określenia rozkładu rozmiarów aerozoli w literaturze używane są następujące pojęcia:

a) liczbowy rozkład rozmiarów:

$N(r)$ – liczba cząstek o promieniu większym od r zawarta w jednostce objętości powietrza,

b) gęstość liczbowego rozkładu cząstek:

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr} - \text{liczba cząstek o promieniu z przedziału } r + dr$$

zawarta w jednostce objętości powietrza,

c) koncentracja liczbowa cząstek:

$$N = \int_0^{\infty} n(r) dr - \text{całkowita liczba cząstek aerozolu zawarta w jed-}$$

nostce objętości powietrza,

d) rozkład objętościowy:

$$V(r) = \int_0^r 4/3\pi r^3 n(r) dr - \text{objętość cząstek o promieniu większym}$$

od r zawarta w jednostce objętości powietrza,

e) gęstość rozkładu objętościowego i wagowego:

$$v(r) = \frac{dV}{dr}; \quad g(r) = \rho v(r) - \text{objętość, waga cząstek o promie-}$$

niu z przedziału $r + dr$ zawarta w jednostce objętości powietrza,
gdzie: r – promień cząstki aerozolu,

ρ – masa właściwa aerozolu.

Badania aerozoli w atmosferze mają już długą historię. Zapoczątkowały ją prace Aitkiena jeszcze w XIX wieku. Pod koniec pierwszej połowy XX w. zaczęto wiązać produkcję aerozoli z emisją soli morskiej z powierzchni morza. Woodcock (1953) prowadząc badania nad Hawajami określił rozkłady rozmiarów aerozoli morskich. Pierwsze rozkłady rozmiarów aerozolu morskiego z północnego Atlantyku opublikowali Moore i Mason (1954). Prowadzili oni pomiary ze statku „N” na M. Norweskim. Stwierdzili istnienie dwóch typów rozkładów rozmiarów aerozoli morskich. Pierwszy z nich opisany był wzorem:

$$N(r) = A_1 / m^{b_1} = B_1 / r^{3b_1}$$

gdzie: A_1 i B_1 – stałe
 m – masa cząstki, współczynnik b_1 przyjmuje wartości:
 $b_1 = 0,75$ $m < m_c$
 $b_1 = 1,4$ $m > m_c$

Rozkłady tego typu występowały przy wiatrach większych od 7m/s. Drugi typ rozkładu rozmiarów występujący przy słabych wiatrach zbliżony był do rozkładów rozmiarów kontynentalnego aerozolu opisanych przez Junge'a. Rozkład rozmiarów Junge'a (1953) ma postać:

$$dN(r) = N_0 \left(\frac{r}{r_0}\right)^{-s} d \log r$$

gdzie: N_0 , r_0 , s stałe dopasowywane arbitralnie do danych przez różnych badaczy. Rozkład ten był często wykorzystywany do opisu wyników pomiarów przez wielu autorów. Często korzystano również z następującej postaci prawa Junge'a:

$$\frac{dN}{dr} = Cr^{-\beta}$$

Monahan (1982) opublikował przegląd występujących w literaturze wartości współczynnika β . Przedział zmienności β według tego przeglądu wynosi 1,5 do 4,8. Podzimek (1984) prowadząc badania nad strefą załamującej się fali uzyskał $\beta = 4,30$ w laboratorium i $\beta = 4,17$ na brzegu morza. Oprócz rozkładu Junge'a badacze stosują szereg innych rozkładów. Levin (1961) podaje następujący rozkład:

$$dN(r) = N_0 r^\alpha \exp(-r/\beta) d \log r$$

gdzie: N_0 jest określone przez koncentracje, α i β stałe.

Podobny rozkład stosują Deirmendjian i in. (1972):

$$dN(r) = N_0 r^\alpha \exp\left(\frac{-r^\gamma}{\beta}\right) dr$$

Podzimek (1984) oprócz prawa Junge'a stosuje również rozkład Nukiyama-Tanassava:

$$\frac{dn}{dr} = Ar^2 \exp(-Br^s),$$

przy czym wzór ten najlepiej opisuje rozkład olbrzymich kryształków soli morskiej w powietrzu przy wartości parametru s z przedziału: $0,33 < s < 0,50$.

Bortkovskij (1983, 1987) używa funkcji rozkładu rozmiarów kropelek w przywodnej warstwie atmosfery w postaci:

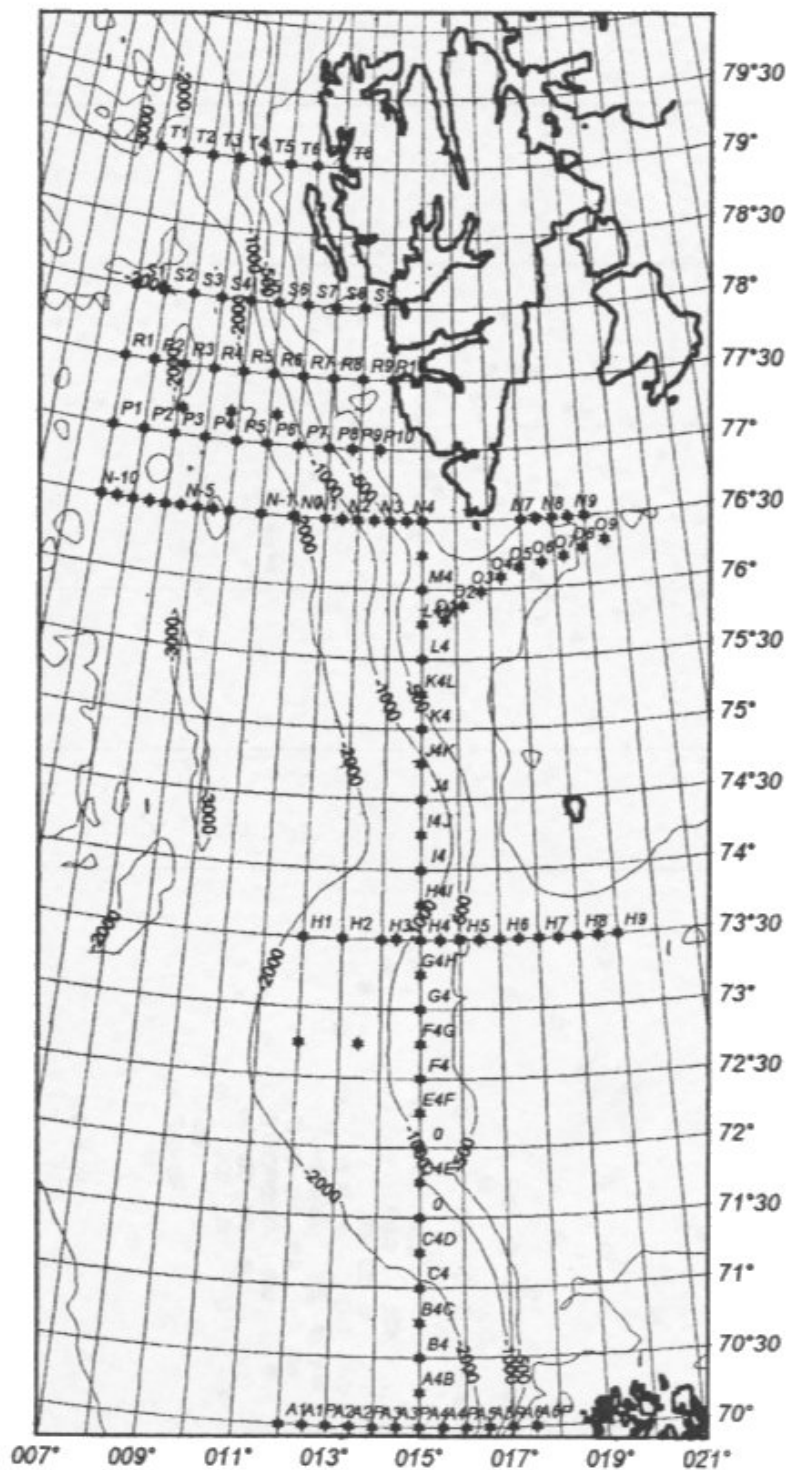
$$F(r) = 4 \frac{r^2}{r_m} \exp(-2 \frac{r}{r_m})$$

gdzie: r_m średni promień kropli z przedziału $0,003 \text{ cm} < r_m < 0,006 \text{ cm}$.

Fairall i in. (1984) twierdzą, że najlepiej gęstość rozkładu liczbowego cząstek soli morskiej opisuje funkcja:

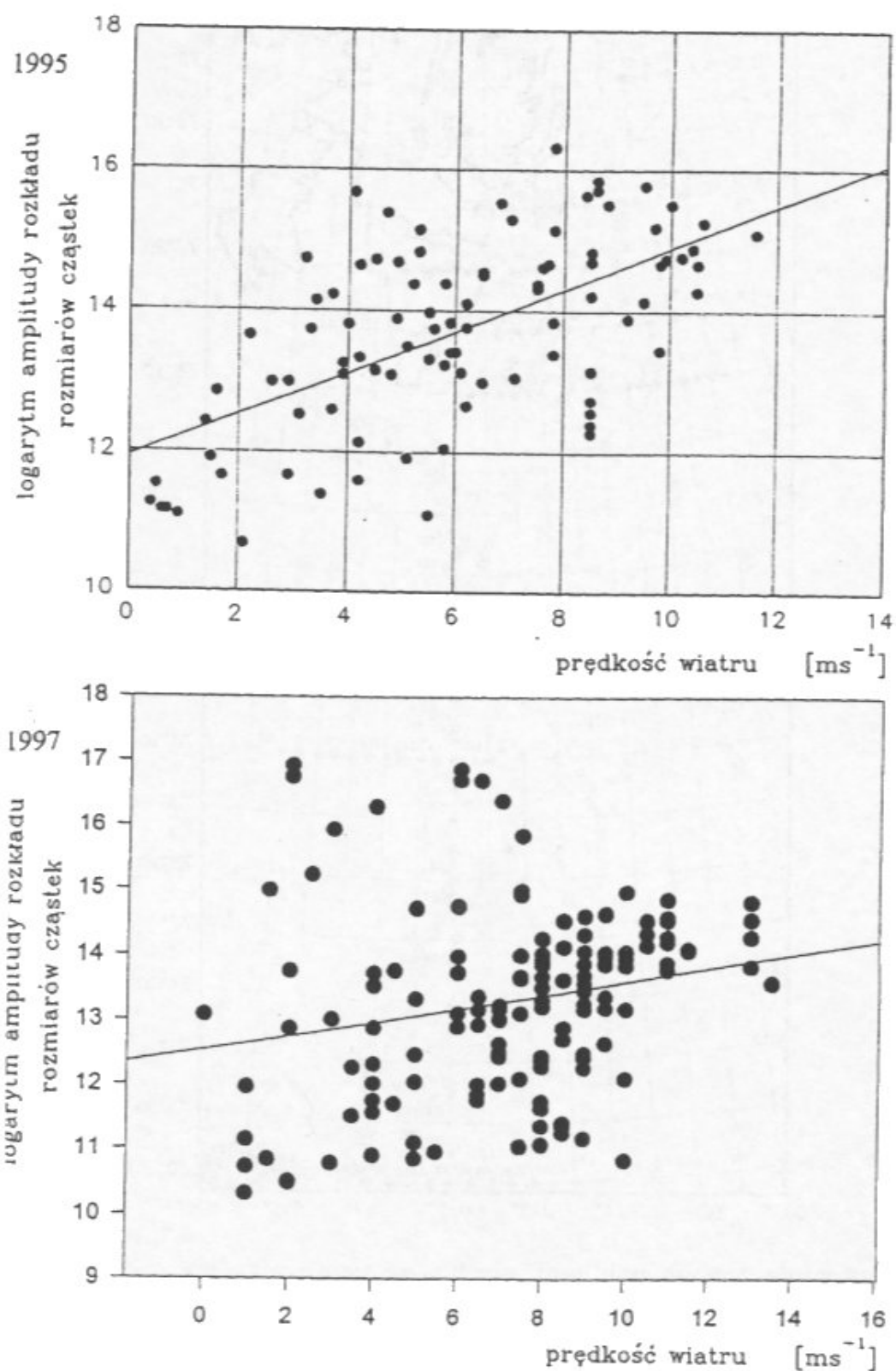
$$n(r) = (r/a)C_1 e^{-C_2(r/a)^\gamma}$$

gdzie: r – promień cząstki w μm , C_1 – parametr zależny od prędkości wiatru i wysokości, C_2 – stała, γ – parametr zależny od prędkości wiatru, a – współczynnik zależny od wilgotności względnej. Do opisu rozkładów rozmiarów aerozoli morskich stosowane bywają również inne funkcje; Kuśmierczyk-Michulec i Marks (1998) zastosowali ortogonalne funkcje normalne, a Goroch i in. (1982) funkcje gama Γ . Zastosowanie funkcji Γ pozwala ograniczyć liczbę arbitralnie dobieranych stałych w rozkładzie rozmiarów, ale nie uwalnia od tej wady. Żaden z istniejących w literaturze rozkładów nie jest na tyle uniwersalny, by mógł być łatwo wykorzystany w prognozie rozkładu rozmiarów aerozoli morskich. W niniejszej pracy przyjęto metodę podobną do zastosowanej przez van Eijka i de Leeuw (1992) w badaniach aerozolu nad Morzem Północnym. Budując swój empiryczno-fizyczny model, szukali oni korelacji między logarytmem gęstości rozkładu rozmiarów $C(D)$ a różnymi parametrami fizycznymi P :



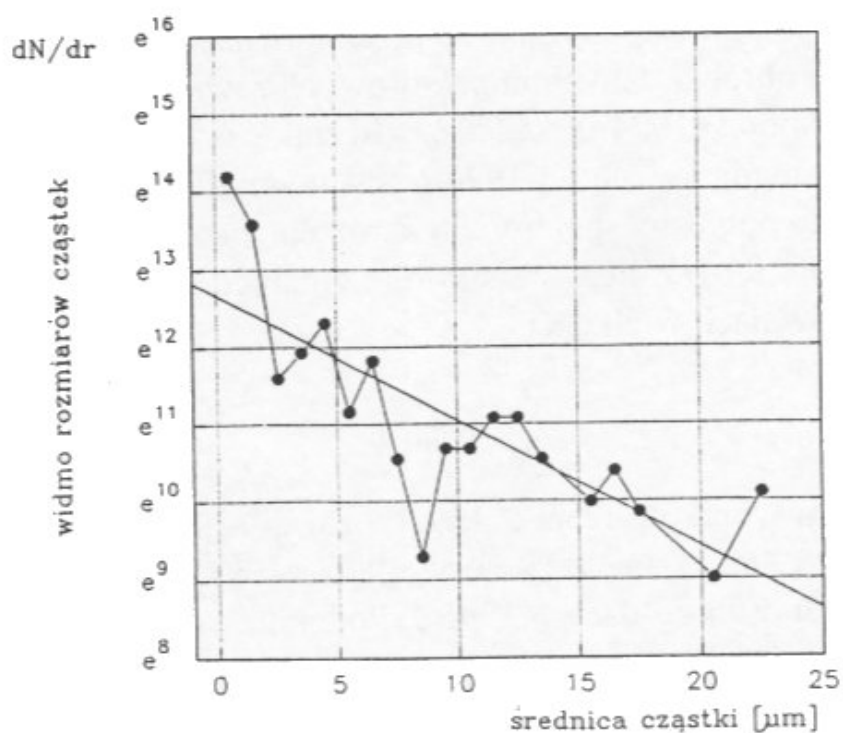
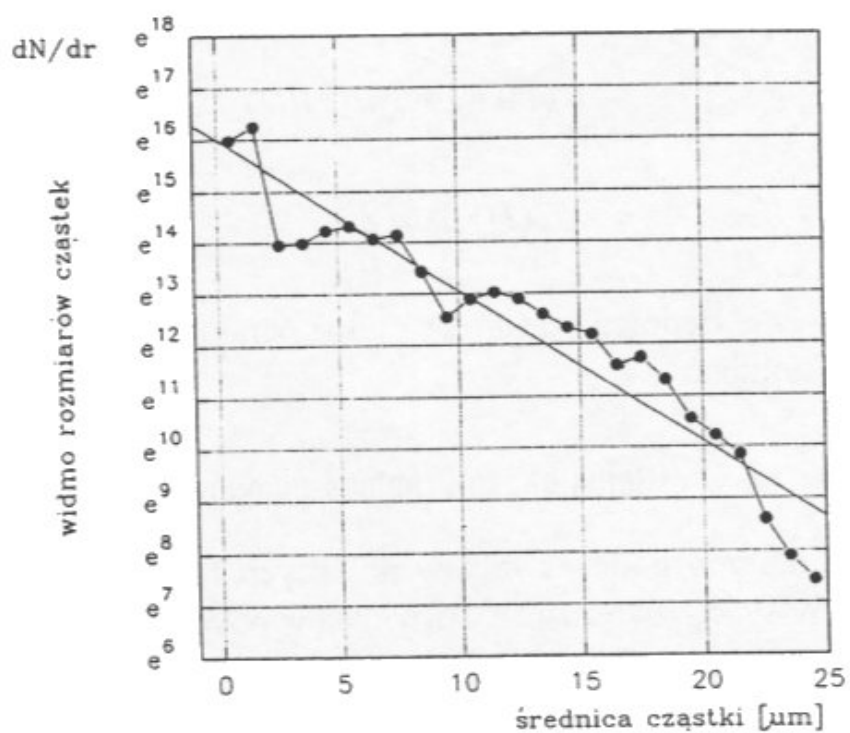
Ryc. 1. Rozmieszczenie hydrologicznych stacji pomiarowych na morzach Norweskim i Grenlandzkim, na których prowadzono badania z pokładu r/v Oceanii w okresach letnich w latach 1987–1997

Fig. 1. Locations of the hydrographic stations examined during the cruises of r/v „Oceania” in the Norwegian and Greenland Seas in summer period of the 1987–1997



Ryc. 2. Zależność współczynnika „b” od prędkości wiatru

Fig. 2. Relation between coefficient b and wind speed



Ryc. 3. Przykłady rozkładów rozmiarów aerozolu morskiego uzyskanych na podstawie danych z rejsów 1995 i 1997

Fig. 3. Two examples of marine aerosol size distribution according data collected during the cruises in 1995 and 1997

$$C(D) = \log(dN / dD)$$

$$C(D)_{FIT} = a + bP$$

gdzie: $D = 2r$ – średnica cząstki, P – takie parametry, jak np. prędkość wiatru, wilgotność.

Rejon badań i metoda pomiaru

Dane zebrano podczas rejsów polarnych r/v Oceanii na Morza Arktyczne w 1995, 1996 i 1997. Trasy rejsów pokazane zostały na ryc 1. Obejmują one morza: Północne, Norweskie, Grenlandzkie i częściowo Barentsa.

W badaniach aerozolu morskiego podczas rejsów posługiwano się laserowym licznikiem cząstek CSASP-100-HV oraz impaktorami sześciokaskadowymi. Impaktory kaskadowe skonstruowane w Instytucie Oceanologii PAN opisane są przez Stramską (1978). Metoda poboru prób i obróbki danych impaktorowych zawarte są w pracy Petelskiego i Chomki (1994b). Laserowy licznik cząstek CSASP-100-HV, którym posługujemy się od 1994 r. jest wyprodukowany przez firmę PMS. Jest to optyczny spektrometr aerozolu wykorzystujący laser He-Ne. CSASP-100-HV liczy cząstki o rozmiarach od 0,5 μm do 48 μm w 36 przedziałach wielkości.

Wyniki

Analiza wyników rejsu z 1995 r. zawarta jest w pracy Petelski i Chomka (1996). Dane zebrane w 1996 i 1997 zostały opracowane w ten sam sposób co dane z 1995 r. Podobnie jak dla danych z roku 1995 prawie wszystkie analizowane rozkłady rozmiarów dały się przybliżyć funkcją eksponencjalną. Uzyskane funkcje gęstości rozkładu rozmiarów są więc postaci:

$$n(r) = \exp(ar + b) \quad [1]$$

Otrzymywane współczynniki korelacji między $\ln(n(r))$ i r przy wyznaczaniu prostych regresji liniowej były duże, ale niższe niż dla rezultatów z 1995 r. W kilkunastu przypadkach nie osiągały nawet 0,8. Jednocześnie wartości współczynników a i b uzyskane obecnie cechuje znacznie większy rozrzut. Spowodowane jest to tym, że wilgotność powietrza podczas prowadzonych pomiarów w 1997 zmieniała się w znacznie szerszym zakresie niż w latach ubiegłych. W 1977 przeprowadzono szereg pomiarów przy wilgotności 100%. Wpływ wilgotności na wyniki był na tyle duży, że przesłaniał znaczenie innych czynników. Na przykład nie znaleziono korelacji między prędkością wiatru i współczynnikiem b . Jednak kiedy ograniczono zbiór danych do danych zebranych przy wilgotności mniejszej od 95%, otrzymano zależność bardzo zbliżoną do funkcji otrzymanej w roku ubiegłym:

$$b = 0,29U_{10} + 11,63,$$

podczas gdy na podstawie danych z 1995 roku

$$b = 0,29U_{10} + 11,93$$

gdzie: U_{10} – prędkość wiatru na wysokości 10 m n.p.m. wyrażona w m/s.

Aby wyeliminować wpływ wilgotności na wyniki zastosowano wzór na redukcję rozkładu rozmiarów do wilgotności 80%.

$$n_0(r_0) = n(r) * G(S)$$

$$G(s) = 0,81e^{(0,066S / (1,058-S))} \quad [2]$$

gdzie S jest stosunkiem zmieszania. Wzór ten za Fitzgeraldem (1975) jest stosowany przez wielu autorów. Stwierdzono, że zastosowanie tego wzoru do badanego zbioru danych nie daje zadowalających rezultatów. Po pierwsze dlatego, iż jest on nieprawdziwy dla wilgotności większych od 95%, po drugie wzór ten nie opisuje poprawnie przesunięcia maksimów w rozkładzie rozmiarów wraz ze zmianą wilgotności. Jak już wspomniano wyżej rozkłady rozmiarów uzyskane na podstawie zebranych danych w pierwszym przybliżeniu można opisać wzorem eksponencjalnym:

$$n(r) = e^{(0,29*U_{10}+11,93)} * e^{-2,49r} \quad [3]$$

W rzeczywistości funkcje $n(r)$ otrzymane z pomiarów nie maleją monotonicznie jak $\exp(-r)$, lecz mają szereg lokalnych minimów i maksimów. Niektóre z tych ekstremów pojawiają się w badanych rozkładach tak często, że trudno uznać ich występowanie tylko jako wynik odchylenia na skutek przypadkowego błędu od krzywej eksponencjalnej. W 307 zbadanych rozkładach $r(n)$ lokalne maksima wystąpiły przy $r = 1,5 \mu\text{m}$ 133 razy, przy $r = 5,5 \mu\text{m}$ 135 razy i przy $r = 7,5 \mu\text{m}$ 105 razy.

Podsumowanie

Przeprowadzone badania wykazały, że rozkłady rozmiarów aerozoli morskich w arktycznej strefie Atlantyku w pierwszym przybliżeniu można opisać rozkładem eksponencjalnym w postaci [3]. Jednocześnie wykazano występowanie lokalnych maksimów w rozkładach $n(r)$ dla kilku wielkości promieni aerozoli. Wyjaśnienie fizycznych przyczyn występowania tych maksimów wymaga dalszych badań.

Literatura

- Fairall C. W., Davison K. L., Schacher G. N., 1984, *Application of mixed-layer model to aerosols in the marine boundary layer*, Tellus 36B, s. 203–211.
- Fitzgerald J. W., 1975, *Approximation formulas for the equilibrium size of an aerosol particle as a function of its dry size and composition and the relative humidity*, J. Appl. Meteorol. 14, s. 1044–1049.
- Garbalewski C., Chomka M., Petelski T., 1992, *Wymiana masy i energii między morzem i atmosferą w arktycznej strefie Atlantyku*, Problemy Klimatologii Polarnej 2, s. 138–143.
- Goroch A. K., Fairall C. W., Davison K. L., 1982, *Modeling Wind Speed Dependence of Marine Aerosol Distribution by a Gamma Function 1982*, Journal of Applied Meteorology, vol. 21, s. 666–671.
- Gong S. L., Barrie L. A., Blanchet J-P., 1997, *Modeling sea-salt aerosol in the atmosphere*, J. Geophys. Res., vol. 102, No. D3, s. 3805–3818.
- Bortkovskij R. S., 1983, *Teplo- i vlagoobmen atmosfery i okeana pri shtormie*, Gidrometeoizdat, Leningrad.