

## Pomiary aerozolu atmosferycznego (cz. I)

## Teledetekcja pasywna

Aleksandra Kardaś\*

**Kilka słów o aerozolu**

W ostatnich latach nastąpił duży wzrost zainteresowania opinii publicznej tematem jakości powietrza i obecności w nim smogu lub pyłów zawieszonych, których nadmiar jest szkodliwy dla zdrowia ludzkiego. Z punktu widzenia fizyki atmosfery zapylenie powietrza w pobliżu siedzib ludzkich, to tylko jeden z przykładów występowania aerozolu atmosferycznego.

Aerozolami atmosferycznymi nazywa się wszelkie zawiesiny cząstek ciekłych lub stałych w powietrzu. Mogą mieć one pochodzenie naturalne (pył pustylny, pyłki roślin, sól morską, popiół wulkaniczny i in.) lub antropogeniczne (produkty spalania paliw, pyły z dróg i składowisk odpadów, zanieczyszczenia przemysłowe itp.) oraz, oczywiście, być mieszaniną różnych typów.

Aerozol ma wpływ nie tylko na nasze zdrowie ale także na wiele procesów zachodzących w atmosferze. Przede wszystkim to właśnie jemu zawdzięczamy powstawanie chmur. Przy jego braku, występujące w ziemskiej atmosferze wilgotności byłyby niewystarczające do zapoczątkowania procesu skraplania pary wodnej – połączenie się niewielkiej liczby molekuł wody wymaga-

łoby pokonania dużej bariery napięcia powierzchniowego. Obecne w powietrzu pyły zapewniają mikropowierzchnie, na których para wodna może skraplać się łatwiej. Niektóre ze związków rozpuszczają się w wodzie i zmieniają jej napięcie powierzchniowe, co może dodatkowo ułatwić wzrost powstających kropeł. Koncentracja i rodzaj występującego w atmosferze aerozolu ma istotne znaczenie dla rodzaju i czasu życia powstających chmur. Czynniki te są z kolei kluczowe w badaniach bilansu energetycznego Ziemi a więc – klimatu. [1]

Aerozol atmosferyczny występuje w bilansie radiacyjnym naszej planety także jako „niezależny gracz”. Na ogół ogranicza ilość promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi, rozpraszając je z powrotem w przestrzeń kosmiczną. Niektóre rodzaje aerozolu – przede wszystkim sadza – pochłaniają promieniowanie słoneczne, co prowadzi do podgrzewania atmosfery. [1]

Cząstki aerozolu mogą mieć bardzo zróżnicowane rozmiary: od  $10^{-3}$  do  $10 \mu\text{m}$ . Rozkład ich wielkości często ma charakter bimodalny, a dodatkowo cząstki należące do poszczególnych modów róż-

nią się także innymi cechami – mechanizmami powstawania, usuwania z atmosfery, składem chemicznym i właściwościami optycznymi [2]. Popularnym zabiegiem jest w związku z tym podział cząstek na dwie klasy:

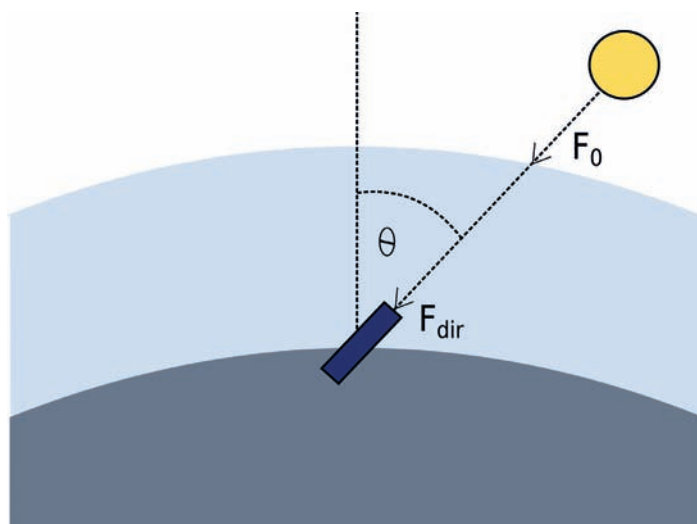
- drobne (ang. *fine*), o średnicach  $0,1-1 \mu\text{m}$ ,
- grube (ang. *coarse*), o średnicach powyżej  $1 \mu\text{m}$ .

Granica pomiędzy modami drobnym i grubym może być ustalana odgórnie [3], jed-

nak w nowszych metodach opracowania danych [4] bywa ona wyznaczana elastycznie, w minimum rozkładu wielkości aerozolu pomiędzy maksimami odpowiadającymi poszczególnym modom.

**Grubość optyczna**

Do najbardziej podstawowych pomiarów aerozolu atmosferycznego należą pomiary jego grubości optycznej (ang. *aerosol optical thickness*, w skrócie AOT). [2,4] Wykorzy-



Rys. 1. Pomiar grubości optycznej z użyciem fotometru słonecznego. Fotometr skierowany jest wprost w kierunku tarczy słonecznej (zależnie od rodzaju urządzenia, dokonuje tego obserwator lub automat). Czujnik promieniowania (fotodioda) osłonięty jest tubą, tak by nie docierało do niego promieniowanie rozproszone w atmosferze. Do szczytu atmosfery dociera strumień promieniowania słonecznego  $F_0$ , fotometr rejestruje pomniejszony w wyniku rozpraszania i pochłaniania promieniowania w atmosferze strumień  $F_{dir}$



stuje się do tego instrumenty zwane ogólnie fotometrami słonecznymi (ang. *sun-photometers*), mierzące natężenie bezpośredniego (pochodzącego wprost od Słońca, nie rozproszonego w atmosferze) promieniowania słonecznego. Zgodnie z prawem Lamberta – Beera [1], jeśli fala świetlna pada na warstwę atmosfery pod kątem  $\theta$  (odpowiadającym położeniu Słońca względem zenitu), strumień przechodzącego przez nią promieniowania bezpośredniego wynosi:

$$F_{\text{dir}} = F_0 e^{-m(\theta)\tau},$$

gdzie:  $F_0$  oznacza promieniowanie padające na warstwę atmosfery,  $\tau$  jej grubość optyczną, natomiast  $m(\theta)$  – tzw. masę optyczną atmosfery, która dla kątów  $\theta < 60^\circ$  wynosi  $m(\theta) = \frac{1}{\cos\theta}$  i którą można wyznaczyć na podstawie współrzędnych geograficznych, daty i godziny (determinują kąt padania promieni słonecznych) [5].

Po przekształceniu równania łatwo ustalić że całkowita grubość optyczna atmosfery wynosi:

$$\tau = \frac{1}{m(\theta)} \ln \left( \frac{F_0}{F_{\text{dir}}} \right).$$

Jak widać, jest to wielkość niemianowana. Opisuje łączny efekt ekstynkcji (absorpcji i rozpraszania) promieniowania w atmosferze.

W praktyce wartość mierzonego strumienia promieniowania znana jest w jednostkach charakterystycznych dla przyrządu pomiarowego, najczęściej w voltach. W związku z tym również  $F_0$  musi być znane w tych jednostkach. Zazwyczaj dba o to producent

urządzenia pomiarowego, ale można również samodzielnie wykonać kalibrację przyrządu, np. metodą Langleya [6].

Grubość optyczna atmosfery jest sumą grubości optycznych aerozolu, powietrza, ozonu, pary wodnej i gazów śladowych, jednak w przedziale długości fal  $\lambda \in (0,35 - 0,9)$   $\mu\text{m}$  można założyć, że istotne wkłady mają tylko ekstynkcja promieniowania na cząstkach aerozolu oraz rozpraszanie Rayleigha na molekułach powietrza. Ten ostatni wkład obliczyć można, korzystając z formuł empirycznych, np. na podstawie ciśnienia atmosferycznego i długości fali, dla które wykonywane są pomiary. [5] Długości te celowo dobiera się tak, aby uniknąć absorpcji promieniowania przez inne typowe składniki atmosfery. Popularnym zestaw kanałów to np. 340, 380, 440, 500, 670 lub 675, 870, 1020 i 1640 nm.

Rysunek 2 przedstawia przykładowe wyniki pomiarów grubości optycznej, wykonane na stacji pomiarowej SolarAOT w Strzyżowie, będącej częścią międzynarodowej sieci pomiarów aerozolu AERONET [5]. Dane zebrane z wykorzystaniem fotometru CIMEL i dotyczą dni 24-28 lipca 2016. Z symulacji modelem transportu aerozolu NAAPS (*Navy Aerosol Analysis and Prediction System*) [7] wynika, że w dniach 25-28 lipca w rejonie pomiarów można było zaobserwować podwyższone koncentracje aerozolu siarkowego a 25-27 lipca także dymy z pożarów na Syberii.

### Wykładnik Ångströma

Jeśli interesuje nas przede wszystkim wpływ aerozolu na bilans radiacyjny atmosfery, to grubość optyczna może być satysfakcjonującą informacją.

Zwykle jednak chcielibyśmy otrzymać pełniejszą charakterystykę obserwowanych cząstek. Najprostszym parametrem dostarczającym wstępnej informacji o przeciętnych rozmiarach obserwowanych cząstek jest wykładnik Ångströma [2,4]. Doświadczenie wskazuje, że dla wielu rodzajów aerozolu atmosferycznego spełniona jest tak zwane potęgowe prawo Ångströma:

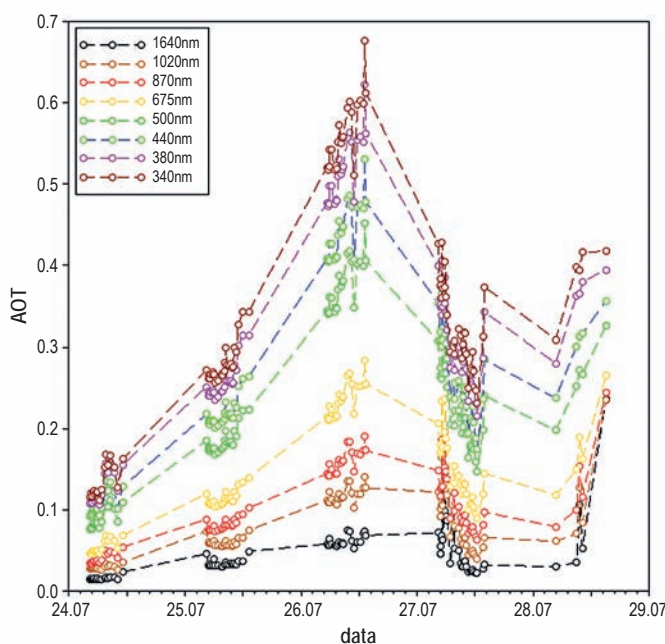
$$\tau_\lambda = \eta \lambda^{-\alpha},$$

gdzie  $\tau_\lambda$  to grubość optyczna aerozolu dla wybranej długości fali  $\lambda$ , a  $\eta$  i  $\alpha$  to odpowiednio współczynnik i wykładnik Ångströma. Logarytmując równanie i różniczkując je po  $\ln\lambda$  łatwo wyprowadzić wzór na  $\alpha$ . [4] Najczęściej parametr tej wyznacza się na podstawie pomiarów grubości optycznej ( $\tau_1, \tau_2$ ) dla dwóch długości fali ( $\lambda_1, \lambda_2$ , np. 440 i 870 nm [5] lub 500 i 800 nm [8]):

$$\alpha = - \frac{d \ln \tau}{d \ln \lambda} \approx \frac{\ln(\tau_1/\tau_2)}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)}.$$

Im większe cząstki zawieszone w atmosferze, tym mniejsze wartości wykładnika Ångströma: wartości powyżej 1 wskazują na obecność cząstek drobnych (np. dymu czy aerozolu siarkowego, typowych zanieczyszczeń związanych z działalnością człowieka) a bliskie 0 oznaczają występowanie cząstek grubych (np. pyłu pustynnego). Przykładowe wartości wykładnika Ångströma dla wybranych typów aerozolu przedstawia Tabela 1.

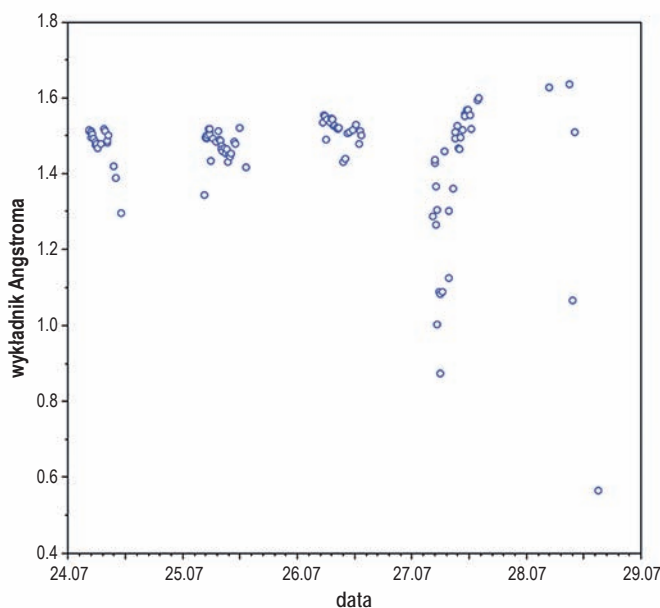
Rys. 3. prezentuje wartości wykładnika Ångströma odpowiadające pomiarom grubości optycznej z rysunku 2. Dość wysokie wyniki (zwłaszcza



Rys. 2. Grubości optyczne aerozolu (AOT) zmierzone w dniach 24-28.07.2016 na stacji pomiarowej SolarAOT w Strzyżowie, będącej częścią międzynarodowej sieci pomiarów aerozolowych AERONET [5]

Tabela 1. Typowe wartości wykładnika Ångstroma obliczanego na podstawie grubości optycznej w kanałach 500 i 800 nm) dla wybranych typów aerozolu [8]

| Typ aerozolu                  | wykładnik Ångstroma |
|-------------------------------|---------------------|
| kontynentalny czysty          | 1,42                |
| kontynentalny zanieczyszczony | 1,45                |
| miejski                       | 1,43                |
| morski czysty                 | 0,08                |
| morski zanieczyszczony        | 0,35                |
| arktyczny                     | 0,89                |



Rys. 3. Wartości wykładnika Ångstroma obliczone dla dni 24-28.07.2016, dla pary kanałów 440 nm i 870 nm. Dane pochodzą ze stacji pomiarowej SolarAOT w Strzyżowie, będącej częścią międzynarodowej sieci pomiarów aerozolowych AERONET [5]

w dniach 24-26 lipca) wskazują na dominację drobnych cząstek aerozolu charakterystycznych m.in. dla dymu.

### Cząstki drobne i grube

Dzięki temu, że pomiary grubości optycznej aerozolu prowadzi się zwykle dla kilku długości fali, możliwe jest oszacowanie względnego wkładu cząstek drobnych i grubych. Wykorzystywane do tego algorytmy bazują na zależności AOT od długości fali oraz jej pierwszej (wykładnik Ångstroma) i drugiej po-

chodnej po  $\ln\lambda$ . Szczegółowy opis procedury można znaleźć w publikacjach: [3, 4, 9].

Rysunek 4 przedstawia przykładowe wyniki – grubości optyczne związane z występowaniem drobnych i grubych cząstek w przypadku prezentowanym już na wykresach 2-3. Jak widać podczas napływu dymów z pożarów na Syberii za grubość optyczną atmosfery odpowiadały przede wszystkim cząstki drobne.

Pomiary grubości optycznej, w połączeniu z pomiarami promieniowania rozproszonego

w atmosferze mogą posłużyć także do odtworzenia kształtu rozkładów wielkości obserwowanego w atmosferze aerozolu. Wymaga to przyjęcia wielu założeń – np. odnośnie kształtu cząstek aerozolu. Uzyskiwany wynik stanowi więc nie tyle informację o faktycznym rozkładzie, co o rozkładzie wielkości w mieszaninie wyidealizowanych cząstek (np. sferycznych lub charakteryzujących się symetrią obrotową). [10] Jest to jednak przydatne oszacowanie, kompatybilne z wymaganiami modeli numerycznych symulujących oddziaływanie aerozolu z promieniowaniem (co jest niezbędnym elementem m.in. modeli klimatu), w których stosuje się podobne założenia.

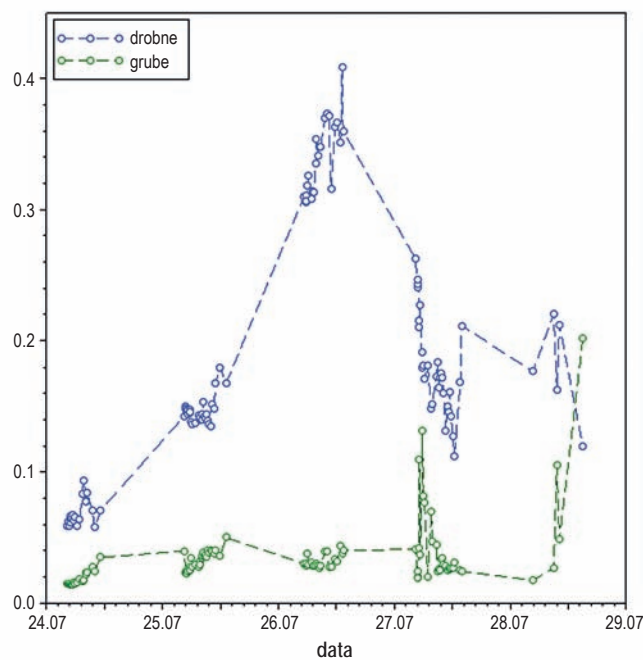
Autorka dziękuje dr. hab. Krzysztofowi Markowiczowi

za założenie i prowadzenie stacji pomiarowej SolarAOT w Strzyżowie, NASA Goddard Space Flight Center za zorganizowanie udostępnianie danych z sieci pomiarowej AERONET na stronie <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/> oraz Naval Research Laboratory za prowadzenie obliczeń i udostępnianie wyników modelu transportu aerozolu NAAPS na stronie: <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>.

### Literatura

- [1] Seinfeld J.H., Pandis S.N., Atmospheric Chemistry and Physics, Wiley, Nowy Jork, Stany Zjednoczone Ameryki Północnej, 1998.
- [2] Kokhanowsky A.A., Aerosol Optics, Springer Praxis Books, Chichester, Wielka Brytania 2008.

Dokończenie na str. 41.



Rys. 4. Grubości optyczne drobnych i grubych cząstek osobno dla fali długości 500 nm, dla dni 24-28.07.2016. Dane pochodzą ze stacji pomiarowej SolarAOT w Strzyżowie, będącej częścią międzynarodowej sieci pomiarów aerozolowych AERONET



Tabela 4. Miary zmienności dla każdego z badań

| Miara zmienności „σ” |                  |                 |
|----------------------|------------------|-----------------|
| Twardość powierzchni | Twardość rdzenia | Grubość warstwy |
| 22,56 HV10           | 13,98 HV10       | 0,081 mm        |

Tabela 5. Wartości parametru „Z” dla każdego laboratorium biorącego udział w badaniu

| Kod laboratorium | Wskaźnik „Z”         |                  |                 |
|------------------|----------------------|------------------|-----------------|
|                  | Twardość powierzchni | Twardość rdzenia | Grubość warstwy |
| 01               | 0,77                 | 0,23             | 0,68            |
| 02               | 0,81                 | 0,21             | 1,29            |
| 03               | -0,14                | 0,71             | 1,42            |
| 04               | 0,39                 | -0,47            | 1,05            |
| 05               | -0,88                | -1,6             | 0,31            |
| 06               | 0,16                 | -0,21            | -0,74           |
| 07               | 0,36                 | 0,06             | 0,18            |
| 08               | -                    | -                | 0,43            |
| 09               | 0,73                 | -2,8*            | -0,56           |
| 10               | 0,54                 | -1,19            | 0,06            |
| 11               | -0,54                | 0,47             | 0,31            |
| 12               | -3,37**              | 1,55             | -1,79           |
| 13               | 0,58                 | -0,43            | -0,06           |
| 14               | 0,83                 | 0,89             | 1,17            |
| 15               | -0,58                | -1,13            | -1,05           |
| 16               | -0,66                | -0,73            | -0,54           |
| 17               | 0,4                  | 0,11             | 0,12            |
| 18               | -0,01                | 0,06             | 1,11            |
| 19               | 0,57                 | -0,23            | -2,16*          |

|Z| ≤ 2      wynik zadowalający,  
 2 < |Z| < 3      wynik wątpliwy\*,  
 |Z| ≥ 3      wynik niezadowalający\*\*

Tabela 6. Miary zmienności uzyskane w poprzedniej edycji badania biegiłości

| Miara zmienności „σ” |                  |                 |
|----------------------|------------------|-----------------|
| Twardość powierzchni | Twardość rdzenia | Grubość warstwy |
| 35,72 HV10           | 7,86 HV10        | 0,047 mm        |

Dokończenie ze str. 30.

[3] O’Neill N.T., Dubovik O., Eck T.F., Modified Angstrom exponent for the characterization of submicrometer aerosols, *Applied Optics*, 2001, tom 40, 2368–2375.  
 [4] O’Neill N.T., Eck T.F., Smirnov A., Holben B.N., Thulasirama S., Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth, *Journal of Geophysical Research – Atmosphere*, 2003, tom 108, nr D17, doi:10.1029/2002JD002975.

[5] Holben B.N., Eck T. F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A., AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sensing of Environment*, 1998, tom 66, 1–16.  
 [6] Forgan B.W., General Method for calibrating Sun photometers, *Applied Optics*, 1994, tom 33, 4841–4850.  
 [7] The Naval Research Laboratory (NRL): Navy Aerosol Analysis and Prediction Sys-

### Omówienie wyników badania biegiłości

W nawiązaniu do zorganizowanych w 2010 roku przez Sekcję Badań Materiałowych porównaniach międzylaboratoryjnych WN, w których brało udział 16 laboratoriów, w większości uczestniczących również w bieżącej edycji, uzyskane wyniki potwierdzają utrzymanie wysokiego poziomu kompetencji uczestników w zakresie badania parametrów warstwy nawęglonej. Dla ilustracji zamieszczone w tabeli 6 poziomy miary zmienności, uzyskane w poprzedniej edycji.

tem) Global Aerosol Model, informacje online [http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol\\_web/Docs/globaer\\_model.html](http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol_web/Docs/globaer_model.html) (dostęp 03.04.2017).  
 [8] Hess M., Koepke P., Schult I., Optical Properties of Aerosols and Clouds: the software package OPAC, *Bulletin of American Meteorological Society*, 1998, tom 79, 831–844.  
 [9] O’Neill N. T., Eck T. F., Reid J. S., Smirnov A., Pancrati O., Coarse mode optical information retrievable using ultraviolet to short-wave infrared Sun

photometry: Application to United Arab Emirates Unified Aerosol Experiment data, *Journal of Geophysical Research – Atmosphere*, 2008, tom 113, doi:10.1029/2007JD009052.  
 [10] Dubovik O., King M.D., A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, *Journal of Geophysical Research*, 2000, tom 105, 20673–20696.

\* dr Aleksandra Kardaś, *Nauka o klimacie*

