

Pomiary aerozolu atmosferycznego (cz. II)

Teledetekcja aktywna

Aleksandra Kardaś*

Pierwsza część artykułu na temat zdalnych metod pomiarów aerozolu atmosferycznego poświęcona była teledetekcji pasywnej, czyli takiej, w której instrument pomiarowy rejestruje jedynie informacje dopływające do niego z otoczenia z przyczyn naturalnych. W przypadku pomiarów aerozolu – a konkretnie jego grubości optycznej – było to promieniowanie słoneczne osłabiane w wyniku rozpraszania i pochłaniania przez znajdujące się w atmosferze cząstki.

W niniejszym tekście skoncentrujemy się na teledetekcji aktywnej, w której przyrząd wysyła w przestrzeń sygnały (w szczególności – fale elek-

tromagnetyczne) i mierzy powracające sygnały zwrotne. Długość wykorzystywanych fal powinna być zbliżona do rozmiarów obserwowanych „celów”. Jako że cząstki aerozolu mają średnice rzędu powyżej kilku mikrometrów, do ich wykrywania wykorzystuje się promieniowanie elektromagnetyczne o odpowiednio krótkich falach – z zakresu widzialnego, podczerwieni i ultrafioletu. Służące do tego instrumenty nazywamy lidarami [1].

Zasada działania lidaru aerozolowego

Nazwa „lidar” pochodzi od angielskiego akronimu LIDAR

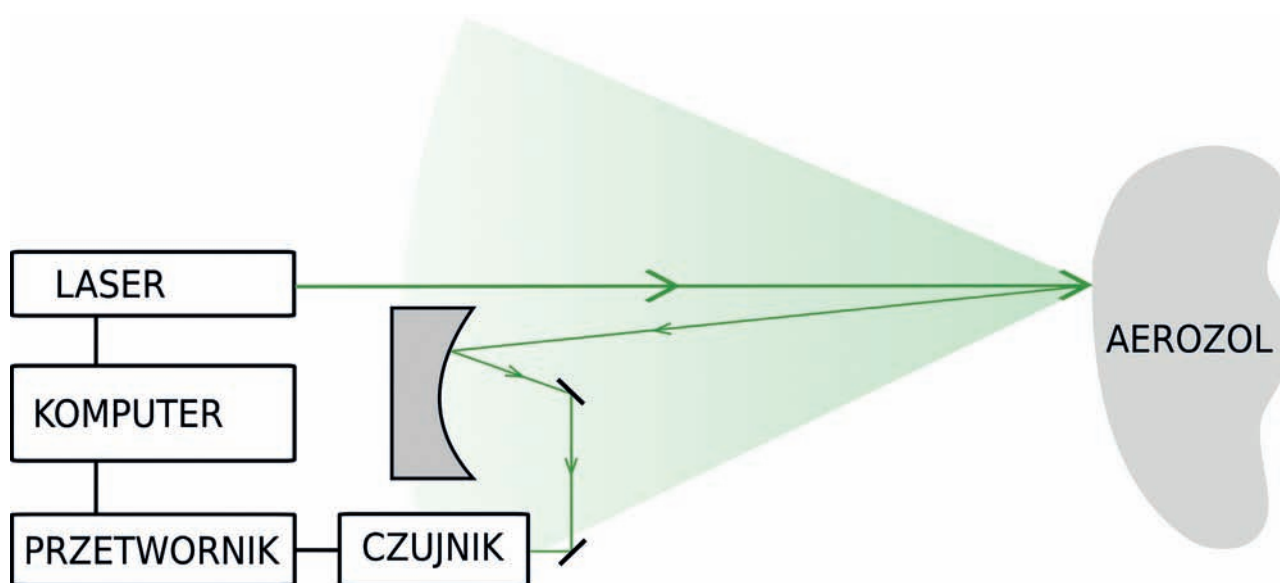
- *Light Detection and Ranging*, czyli „detekcja i ustalanie odległości z użyciem światła” [1].

Pomiary lidarowe polegają na emisji krótkich impulsów laserowych w badany obszar atmosfery oraz rejestracji sygnału rozproszonego. Czas upływający pomiędzy emisją i odebraniem sygnału informuje o odległości, z jakiej fala powraca. Do podstawowych elementów układu lidarowego (rysunek 1) należą:

- emiter promieniowania (laser impulsowy),
- odbiornik promieniowania (teleskop i czujnik – zwykle fotodioda lub fotopowielacz),
- układ przetwarzający sygnał do postaci cyfrowej,

- komputer gromadzący wyniki i sterujący urządzeniem.

W ogólności możliwe jest kierowanie wiązki laserowej w różnych kierunkach, jednak w przypadku lidarów aerozolowych najpopularniejszym rozwiązaniem są pomiary rozpraszania w pionowej kolumnie powietrza nad urządzeniem. Detekcja powracającego światła prowadzona jest przede wszystkim w zakresie widmowym fal emitowanych, co oznacza rejestrację jedynie rozpraszania elastycznego (bez zmiany długości fali) [2]. Niektóre urządzenia dodatkowo rejestrują promieniowanie związane z rozpraszaniem nie-



Rys. 1. Schemat działania lidaru aerozolowego



elastycznym (ramanowskim, ze zmianą długości fali [3]) na molekułach powietrza, co pozwala na lepszą dokładność analizy danych. Zakres działania lidarowego może sięgać od kilku do kilkunastu kilometrów, zależnie od mocy lasera.

W idealnym przypadku sygnał odbierany przez detektor lidarowego aerologicznego $S(z)$ opisany jest tzw. równaniem lidarowym [4]:

$$S(z) = \frac{CE}{z^2} \beta(z) \exp\left[-2 \int_0^z \sigma(z') dz'\right],$$

gdzie: z to odległość od lidarowego,

C – stała lidarowa związana z charakterystyką przyrządu,

E – moc emitowanej wiązki laserowej,

$\beta(z) = \beta_R(z) + \beta_A(z)$ to współczynnik rozpraszania do tyłu (mówiący, jaka część promieniowania jest rozpraszana z powrotem w kierunku lidarowego, ang. *backscatter*), suma odpowiednich współczynników charakteryzujących powietrze ($\beta_R(z)$) oraz zawieszony w nim cząstki aerologicznego ($\beta_A(z)$),

$\sigma(z) = \sigma_R(z) + \sigma_A(z)$ to współczynnik ekstynkcji promieniowania (rozpraszania i absorpcji łącznie), podobnie jak $\beta(z)$ będący sumą wkładów powietrza ($\sigma_R(z)$) i aerologicznego ($\sigma_A(z)$).

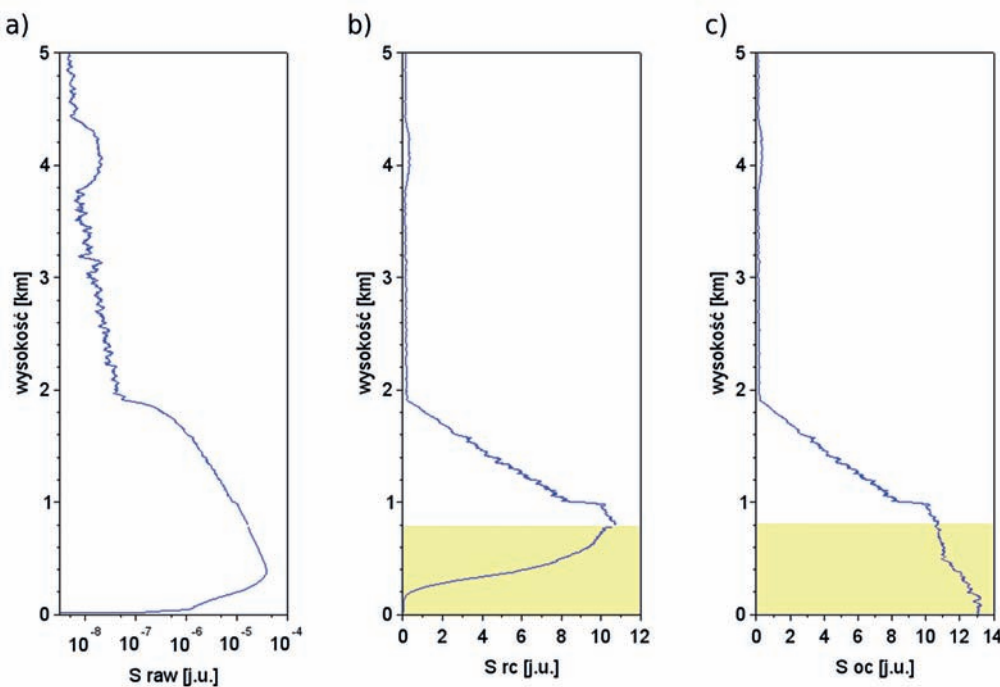
Zarówno $\sigma(z)$ jak $\beta(z)$ zależą od koncentracji i rozmiarów cząstek oddziałujących z promieniowaniem. Współczynniki związane z oddziaływaniem fali z powietrzem można oszacować, korzystając z teorii rozpraszania Rayleigha [2] na podstawie pionowego

profilu temperatury (zmierzonego lub standardowego – jest to jedynie niewielka poprawka) lub pomiarów rozpraszania ramanowskiego [1].

Wstępna obróbka sygnałów

Jak widać z równania lidarowego, sygnał lidarowy słabnie kwadratowo wraz ze wzrostem odległości, w której zachodzi rozpraszanie, od lidarowego. Wynika to z faktu, że światło rozproszone propaguje się jako fala kulista. Aby wyeliminować ten efekt, wartości sygnału z kolejnych poziomów mnoży się przez odpowiednie wielkości z^2 – otrzymujemy wtedy tzw. *range corrected signal* (patrz rysunek 2 a i b). Na większości wykresów przedstawiających sygnały lidarowe zobaczymy dane, w których uwzględniono tę poprawkę.

Jak zasygnalizowano na rysunku 1, pierwotna wiązka laserowa i teleskop lidarowego na ogół nie są współliniowe – ustawione są równolegle ale w pewnej odległości od siebie. Powoduje to, że pole widzenia teleskopu nie obejmuje w pełni stożka wiązki laserowej. W przypadku sygnałów pochodzących z dużych odległości nie ma to znaczenia, ale moc sygnałów zwrotnych z bezpośredniego sąsiedztwa urządzenia jest w związku z tym silnie ograniczona, co nazywamy kompresją geometryczną [5]. Z tego względu konieczne jest mnożenie sygnału przez odpowiednią poprawkę (ang. *overlap correction*, patrz Rysunek 2 b i c). Zależnie od konfiguracji przyrządu, zakres kompresji geometrycznej sięga od kilkunastu metrów do nawet 3 km. Poprawka musi być wyznaczona dla konkretnego przyrządu i może się zmieniać podczas kalibracji. Do jej obliczenia potrzebne są wyniki pomiarów w jednorodnie zapyłonym powietrzu. Klasyczna procedura polega na wykonaniu pomiaru w płaszczyźnie poziomej, w której można założyć jednorodność atmosfery [6]. Nie zawsze jest to możliwe ze względu na konstrukcję urządzenia i miejsce prowadzenia pomiarów. W takiej sytuacji można próbować wyznaczyć poprawkę w słoneczny dzień, gdy konwekcja powinna zapewniać dobre wymieszanie (jednorodność) atmosfery do wysokości kilku kilometrów [1] lub podczas mgły [7], albo pomijać obszar kompresji geometrycznej w analizie.



Rys. 2. Różnice pomiędzy sygnałem lidarowym surowym (S_{raw} na wykresie a), sygnałem „range corrected” (S_{rc} na wykresie b) oraz sygnałem, w którym zastosowano dodatkowo poprawkę związaną z kompresją geometryczną (S_{oc} na wykresie c). Żółtym kolorem zaznaczono obszar kompresji geometrycznej. Wartości sygnału podawane są w jednostkach umownych [j.u.], zależnych od stałej lidarowej konkretnego urządzenia. Wykresy przygotowano z użyciem sztucznie wygenerowanego sygnału lidarowego

Na wartość rejestrowanego sygnału wpływ mają dodatkowo tło atmosferyczne (silne zwłaszcza w dzień, gdy pojawia się promieniowanie słoneczne, szczególnie silne w zakresie podczerwieni, widzialnym i ultrafioletu) oraz tzw. *afterpulse*, czyli powracające z dużym opóźnieniem promieniowanie pochodzące z poprzedniego impulsu, rozproszone wielokrotnie lub wysoko w atmosferze [1].

Ze względu na występującą stale w atmosferze turbulencję, sygnały lidarowe są silnie zaszumione i zmieniają się z impulsu na impuls. Dlatego standardową procedurą jest również uśrednianie wyników otrzymanych w ciągu minuty lub kilku oraz nałożenie na nie filtrów wygładzających (np. średniej biegącej).

Różne kanały, różne możliwości

Przy pomiarach aerozolowych długości fal lasera dobiera się tak, by ilość promieniowania absorbowanego była zaniedbywalna w porównaniu z ilością promieniowania rozpraszanego. Popularnym wyborem jest laser podczerwony Nd-YAG (długość fali 1064 nm) wyposażony dodatkowo w generator drugiej (532 nm) a czasem także trzeciej (355 nm) harmonicznej (emisję i rejestrację prowadzi się wtedy dla dwóch lub trzech długości fali) [1, 4].

Analiza sygnału zwrotnego pozwala na znalezienie współczynników rozpraszania do tyłu oraz ekstynkcji promieniowania w atmosferze poprzez numeryczne rozwiązanie równania lidarowego dla

poszczególnych wysokości. Jak łatwo zauważyć, w równaniu występują dwie niewiadome – współczynniki ekstynkcji oraz rozpraszania wstecznego. Jeśli dysponujemy jedynie pomiarami rozpraszania elastycznego, rozwiązanie równania wymaga wprowadzenia założenia na temat związku pomiędzy tymi parametrami. Wyniki obserwacji świadczą o tym, że w wielu przypadkach zależność między nimi jest potęgowa:

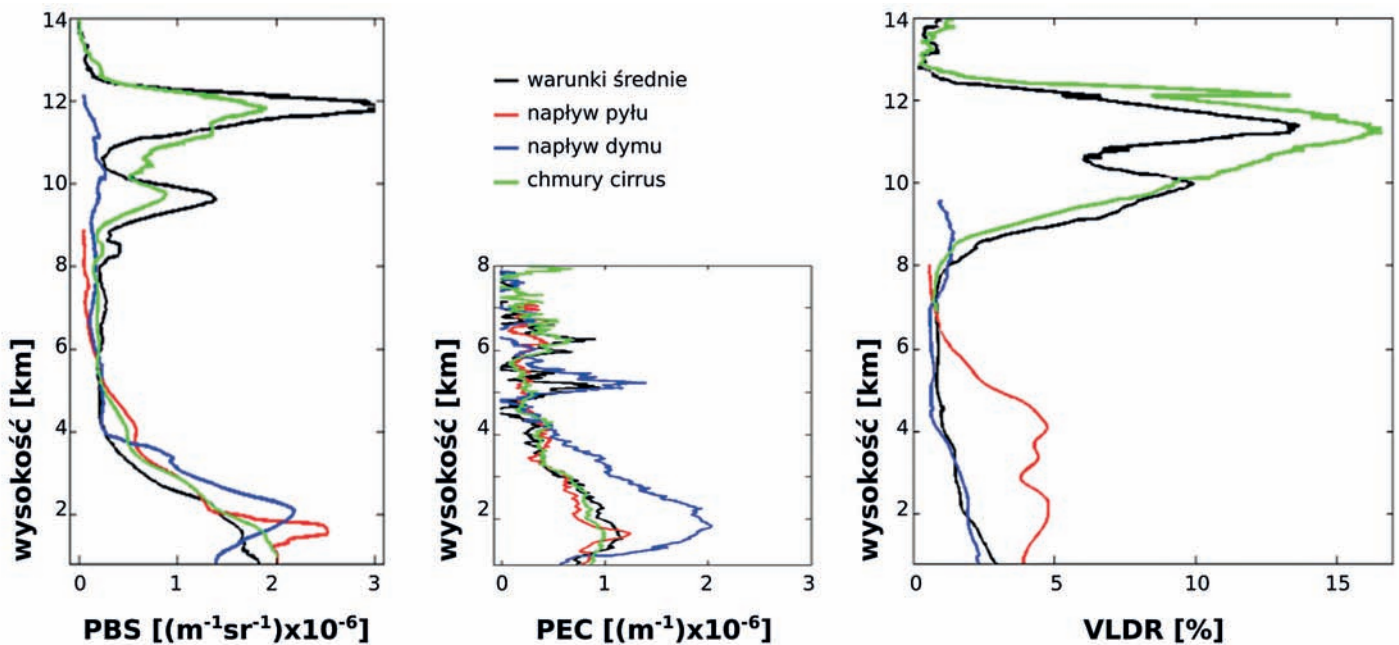
$$\beta = R\sigma^k,$$

gdzie R i k to stałe (R nazywamy „ilorazem lidarowym”) [4]. Popularnym algorytmem odwracającym sygnały lidarowe przy założeniu $k = 1$ jest algorytm Kletta-Fernalda [8, 9].

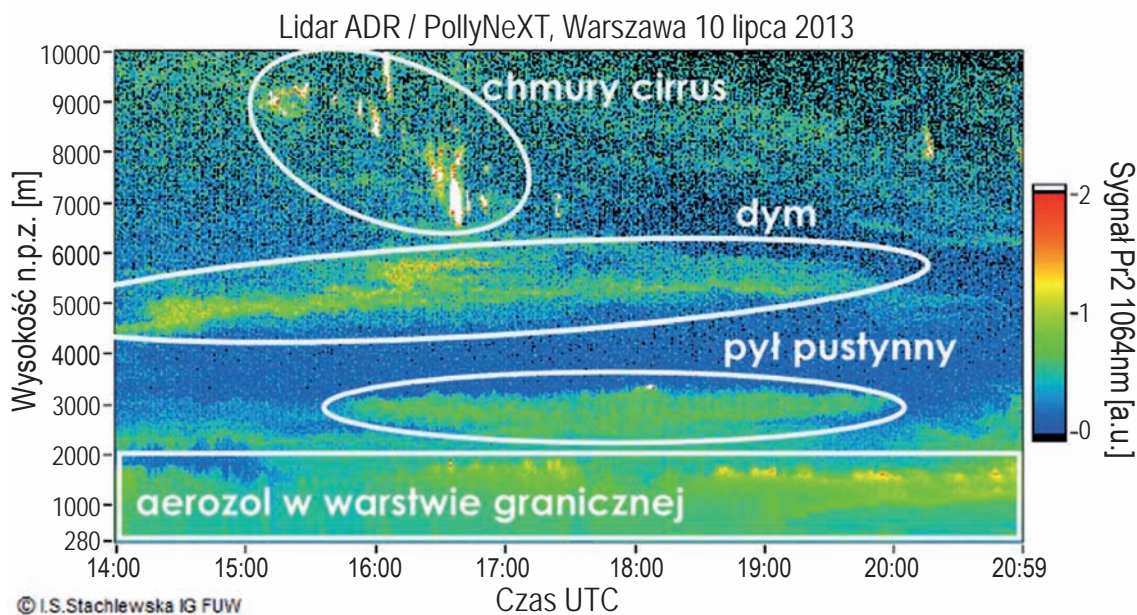
Jeśli lidar wyposażony jest dodatkowo w system rejestra-

cji sygnałów ramanowskich, można skorzystać z dokładniejszej (wymagającej mniej uproszczających założeń) metody. Źródłem fali o zmiennej długości jest pobudzona przez światło laserowe cząsteczka powietrza. Sygnał zwrotny jest osłabiony przez ekstynkcję na aerozolu (zależy od $\sigma_A(z)$), ale nie zależy od współczynnika rozpraszania wstecznego na cząstkach aerozolu ($\beta_A(z)$). Możliwe jest dzięki temu wyznaczenie współczynnika ekstynkcji niezależnie od współczynnika rozpraszania wstecznego [10]. Profile ekstynkcji aerozolowej dla różnych długości fali pozwalają na wyznaczenie przybliżonego rozkładu wielkości cząstek zawiesiny [1].

Jeśli oprócz natężenia sygnału rejestruje się także jego



Rys. 3. Przykładowe wyniki analizy sygnałów lidarowych dla fali długości 532 nm. Na wykresie po lewej – współczynnik rozpraszania do tyłu (PBC – Particle Backscattering Coefficient), po środku – współczynnik ekstynkcji (PEC – Particle Extinction Coefficient), po prawej – depolaryzacja (VLDR – Volume Linear Depolarization Ratio). Poszczególne linie przedstawiają różne typowe przypadki: linia czarna – profil średni, linia czerwona – przypadek napływu pyłów pustynnych z Sahary, linia niebieska – przypadek napływu dymu z Ukrainy, linia zielona – chmury cirrus (pierzaste). Dane pochodzą z Laboratorium Lidarowego kierowanego przez dr. Iwonę Stachlewską w ramach prac badawczych Grupy Aerozolowej Instytutu Geofizyki Wydziału Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego



Rys. 4. Przykładowa klasyfikacja sygnałów lidarowych na podstawie pomiarów w różnych kanałach. Tło wizualizacji stanowią sygnały lidarowe w kanale 1064 nm w jednostkach umownych. Dane pochodzą z Laboratorium Lidarowego kierowanego przez dr. Iwonę Stachlewską w ramach prac badawczych Grupy Aerozolowej Instytutu Geofizyki Wydziału Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego

polaryzację, określić można sferyczność znajdujących się w atmosferze cząstek. Cząstki sferyczne (np. krople) nie zmieniają polaryzacji rozpraszanej do tyłu wiązki, podczas gdy w przypadku cząstek o nieregularnych kształtach stopień depolaryzacji jest wysoki. Na użytek technik lidarowych depolaryzację definiuje się jako stosunek ilości promieniowania rozpraszanego ze zmianą polaryzacji na prostopadłą S_T do ilości promieniowania rozpraszanego bez zmiany polaryzacji S_{II}

$$\delta = \frac{S_T}{S_{II}} \quad [4]$$

Rysunek 3 przedstawia przykładowe wyniki analizy sygnałów lidarowych dla fali długości 532 nm pochodzące z Laboratorium Lidarowego kierowanego przez dr. Iwonę Stachlewską, zebranych w ramach prac badawczych

Grupy Aerozolowej Instytutu Geofizyki Wydziału Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego. Skonstruowany na potrzeby tego laboratorium lidar PollyNeXT [11], pierwszy z serii tego typu urządzeń, emituje fale o trzech długościach (1064 nm, 532 nm i 355 nm) a rejestruje promieniowanie zwrotne w aż ośmiu kanałach: rozproszone elastycznie promieniowanie podczerwone, rozproszone elastycznie fale widzialne i ultrafioletowe w podziale na polaryzację równoległą i prostopadłą do początkowej (po dwa kanały na każdą długość fali), oraz sygnały ramanowskie o trzech długościach (387 nm i 607 nm – kanał azotowy, 407 nm – kanał pary wodnej). Tak szeroki wachlarz pomiarów pozwala nie tylko na obliczenie profili pionowych ekstynkcji aerozolowej ale też na identyfikację rodzajów występujących w at-

mosferze cząstek i badanie ich własności. Przykładowo, jak widać na Rysunku 3, uwzględniony na nim epizod napływu pyłu pustynnego nie wpłynął znacząco na współczynniki ekstynkcji aerozolowej w Warszawie, w przeciwieństwie do przypadku napływu dymu z pożarów. Obecność cząstek pyłu mineralnego jest łatwa do stwierdzenia, ponieważ cząstki te są zdecydowanie niesferyczne i powodują silną depolaryzację sygnału lidarowego. Podobnie ma się rzecz z chmurami wysokimi (typu cirrus), które składają się z kryształków lodu.

Na rysunku 4 zobaczyć można pochodzący z tego samego laboratorium przykład klasyfikacji sygnałów lidarowych na podstawie pomiarów w różnych kanałach i analizy kierunków napływu mas powietrza. Na osi poziomej wykreślono czas – na wykresie

śledzić można ewolucję sytuacji w atmosferze nad stanowiskiem pomiarowym. Jak widać, w ciągu kilku godzin udało się zaobserwować aerozol miejski w warstwie granicznej atmosfery (czyli przy powierzchni Ziemi), warstwę pyłu pustynnego między wysokościami 2 i 3,5 km i dym z pożarów w Kanadzie (między poziomami 4,3 i 6 km). Silne sygnały z obszaru powyżej 6 km pochodziły od składających się z kryształków lodu chmur wysokich (cirrus).

Zaprezentowane w niniejszym artykule metody to tylko część stosowanych w pomiarach lidarowych rozwiązań. Zastosowanie lidarów umożliwia zdobycie informacji o typach aerozolu występującego na różnych wysokościach w atmosferze, jego własnościach optycznych (istotnych zwłaszcza w modelowaniu klimatu) oraz ich strukturze

panionowej i stanowi doskonałe uzupełnienie pomiarów grubości optycznej oraz pobierania i analizy próbek powietrza. Urządzenia tego typu montowane są także na pokładzie samolotów badawczych (np. [12]), jest również wyposażony w lidar satelita NASA CALIPSO (The Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation)[13].

Autorka dziękuje dr. Iwonie Stachlewskiej za udostępnienie danych z kierowanego przez nią w ramach prac badawczych Grupy Aerosolowej Instytutu Geofizyki Wydziału Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego Laboratorium Lidarowego.

* dr Aleksandra Kardaś, Nauka o klimacie

Literatura

- [1] Kolwas M., Stacewicz T., Zwoździak A. (red), *Badania aerozolu miejskiego*, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 2007.
- [2] Kokhanovsky A.A., *Light Scattering Media Optics*, Springer Praxis Books, Chichester, Wielka Brytania, 2004.
- [3] Raman C. V., A new radiation, *Indian Journal of Physics*, 1928, vol. 2, 387–398.
- [4] Measures R., *Laser Remote Sensing. Fundamentals and applications*, John Wiley & Sons, Inc., Nowy Jork, Stany Zjednoczone Ameryki Północnej, 1984.
- [5] Halldórsson T., Langerholc J., Geometrical form factors for the lidar function, *Applied Optics*, 1978, vol. 17, 240-244.
- [6] Sasano Y., Shimizu H., Takeuchi N., Okuda M., Geometrical form factor in the laser ra-

- dar equation: an *experimental determination*, *Applied Optics*, 1979, vol. 18, 3908–3910.
- [7] Tomine K., Hirayama C, Michimoto K., Takeuchi N., *Experimental determination of the crossover function in the laser radar equation for days with a light mist*, *Applied Optics*. 1989, vol. 28, 2194–2195.
- [8] Klett J.D., *Stable analytical inversion solution for processing lidar returns*, *Applied Optics*, 1981, vol. 20, 211-220.
- [9] Fernald F.G., *Analysis of atmospheric lidar observations: some comments*, *Applied Optics*, 1984, vol. 23, 652-653.
- [10] Ansmann A., Riebesell M., Weitkamp C., Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar, *Optics Letters*, 1990, vol. 15, 746-748.
- [11] Engelmann R., Kanitz T., Baars H., Heese B., Althausen

- D., Skupin A., Wandinger U., Komppula M., Stachlewska I.S., Amiridis V., Marinou E., Mattis I., Linné H., Ansmann A., *The automated multiwavelength Raman polarization and water-vapor lidar PollyXT: the neXT generation*, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2016, vol. 9, 1767-1784.
- [12] Stachlewska I.S., Neuber R., Lampert A., Ritter C., Wehrle G., *AMALi – the Airborne Mobile Aerosol Lidar for Arctic research*, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, vol. 10, 2947-2963.
- [13] Winker D. M., Vaughan M. A., Omar A., Hu Y., Powell K. A., Liu Z., Hunt W.H., Young, S. A., *Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms*, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 26, 2310-2323.



ZOSTAŃ CZŁONKIEM

Klubu

Polskich Laboratoriów
Badawczych

www.pollab.pl