



**Pełne teksty wystąpień prezentowanych w ramach konferencji sieci badawczej
Poland-AOD pt. „Rola aerozoli w systemie klimatycznym”
Warszawa 25-27 września 2013**

WPŁYW WARUNKÓW METEOROLOGICZNYCH NA WŁASNOŚCI OPTYCZNE AEROZOLI W REJONIE PODKARPACIA.

Krzysztof M. Markowicz^{1*}, Jacek Markowicz²

¹Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki, Uniwersytet Warszawski

²Wydział Leśny, Uniwersytet Rolniczy w Krakowie

Korespondencja: kmark@igf.fuw.edu.pl

STRESZCZENIE

Prezentowane wyniki badań własności optycznych aerozoli mierzonych przy pomocy nefelometru polarnego Aurora 4000, aethalometru AE-51 oraz radiometru MFR-7 w latach 2011-2013 na stacji Transferu Radiacyjnego SolarAOT w Strzyżowie na Podkarpaciu. Dyskutowany jest wpływ warunków meteorologicznych takich jak gradient pionowy temperatury w dolnej warstwie granicznej, prędkość wiatru, temperatura i wilgotność powietrza oraz kierunek napływu masy powietrza na współczynnik rozpraszania, absorpcji, ekstynkcji, albedo pojedynczego rozpraszania, parametr asymetrii, grubość optyczną oraz wykładnik Angstroma.

1. WSTĘP

Własności optyczne aerozoli mają istotne znaczenie z punktu widzenia bezpośredniego wpływu aerozoli na system klimatyczny [IPCC, 2007]. Wymuszanie radiacyjne aerozoli atmosferycznych definiowane dla górnej granicy atmosfery, powierzchni ziemi oraz atmosfery zależy w głównej mierze od grubości optycznej aerozoli, albedo pojedynczego rozpraszania oraz parametru asymetrii [Markowicz, 2003]. Informacje na temat własności optycznych aerozoli pochodzą

głównie z pomiarów prowadzonych na powierzchni ziemi, z orbit satelitów polarnych oraz z modeli transportu zanieczyszczeń. Ze względu na metodykę badawczą dane gromadzone w naziemnych sieciach pomiarowych posiadają najlepszą jakość jednak nie obejmują one całego zestawu wielkości optycznych jaki jest potrzebny do szacowania wymuszeń radiacyjnych. W szczególności dotyczy to własności absorpcyjnych oraz ich zmian z wysokością. W związku z tym wielkości takie jak albedo pojedynczego rozpraszania czy współczynnik absorpcji są bardzo często zakładane na podstawie obarczonych dużym błędem wyników symulacji numerycznych przy użyciu modeli dyspersji zanieczyszczeń. Liczba stacji badawczych gdzie prowadzi się pomiary własności absorbujących jest niewielka. W Polsce są to trzy stacje sieci badawczej Poland-AOD (www.polandaod.pl) oraz jedna stacja AERONET. Dlatego wyniki prowadzonych obserwacji mają duże znaczenie z punktu widzenia wymuszeń radiacyjnych z udziałem aerozoli nad Polską. W niniejszej pracy przedstawiono wyniki 3 letnich obserwacji z uwzględnieniem zmienności wielkości optycznych związanych z warunkami meteorologicznymi.

2. STACJA BADAWCZA TRANSFERU RADIACYJNEGO SOLARAOT W STRYŻÓWIE

Stacja badawcza Transferu Radiacyjnego SolarAOT jest stacją prywatną założoną przez Krzysztof Markowicza w 2003 r. w okolicach Strzyżowa (woj. podkarpackie). Stacja badawcza znajduje się w Pogórzu Strzyżowsko-Dynowskim na szczycie wzniesienia o wysokości 443 m n. p. m. (49.8786°N, 21.8613°E) pasma Żarnowskiej Góry o maksymalnej wysokości 464 m n. p. m. Obszar stacji góruje około 200 metrów nad kotłową Wisłoka, w której znajduje się miasto Strzyżów liczący niecałe 10 tys. mieszkańców. W stacji badawczej prowadzone obserwacje składowych bilansu energetycznego na powierzchni Ziemi oraz własności optycznych aerozoli atmosferycznych mają na celu poznanie wpływu aerozoli atmosferycznych na klimat na terenie Polski południowo wschodniej. Położenie stacji z dala od lokalnych źródeł zanieczyszczeń atmosferycznych (Centrum Strzyżowa oddalone jest o 5 km, miasto Rzeszów 25 km) sprawia, iż obserwacje aerozolu są reprezentatywne dla znacznego obszaru geograficznego Pogórza Karpackiego.

3. APARATURA POMIAROWA

Pomiary własności optycznych aerozoli prowadzone były przy użyciu nefelometru polarnego Aurora 4000, aethalometru AE-31, radiometru słonecznego MFR-7 (Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer). Ponadto, prowadzono pomiary podstawowych parametrów meteorologicznych przy użyciu stacji meteorologicznej WXT520, Ultimeter 2100 oraz czujników SHT75.

Aethalometer AE-31 jest przyrządem do wykonywania ciągłych w czasie pomiarów

koncentracji węgla cząsteczkowego. Głównym elementem przyrządu jest głowica optyczna składająca się z źródła światła LED oraz detektorów. Pomiędzy nimi znajduje się filtr kwarcowy na którym deponowany jest aerozol. Fotodiody rejestrują osłabienie wiązki światła przechodzącej przez filtr przy czym jedna z nich jest referencyjna i mierzy osłabienie światła na czystym fragmencie filtra a druga pracuje w obszarze zabrudzenia filtra (powietrzniak 0.5 cm²). Powietrze przepływające przez filtr jest zasysane przez wbudowaną pompę membranową. Podczas pomiarów ustawiono wartość stałą przepływu 4 l/min. Aethalometr AE-31 wyposażony jest w 7 diod LED o długościach fali 370, 450, 571, 615, 660, 880 i 950 nm. Podczas pomiarów dane zbierane były z rozdzielczością czasową 5 min.

Koncentracja węgla cząsteczkowego jest wyznaczana na podstawie wzoru

$$BC = \frac{dATN}{dt} \frac{A}{Q\sigma_{SG}} \quad (1)$$

gdzie S jest powierzchnia na której osadza się Q, jest objętością przepływającego powietrza, σ_{SG} jest masowym współczynnikiem absorpcji węgla cząsteczkowego zależnym od długości fali, zaś ATN jest współczynnikiem osłabienia światła danym wzorem. Współczynnik absorpcji oraz albedo pojedynczego rozpraszania jest wyznaczany zgodnie z metodologią opracowaną przez Remiszewską i in., [2006].

Nefelometr polarny Aurora 4000 jest przyrządem do pomiaru całkowitego oraz kąowego rozpraszania światła w zakresie od 450 do 635 nm. Głównym elementem przyrządu jest komora składająca się ze źródła światła w postaci matrycy diod LED, trzech fotopowielaczy oraz ruchomej przesłony ograniczającej wiązkę światła. Aerozole

zasysane do komory pomiarowej z prędkością ok. 5 lirów na minutę są głównym składnikiem powietrza na którym następuje rozpraszanie światła. Nefelometr Aurora 4000 wykonuje pomiary rozpraszania światła w trzech długościach fali: 450, 525 oraz 635 nm. Ruchoma migawka umożliwia pomiar rozpraszania światła w czterech zakresach kątów rozpraszania: 10-170, 40-170, 70-170 oraz 90-170°. Pomimo, że pomiary te nie są wykonane w wąskich kątach bryłowych przez co nie można wyznaczyć funkcji fazowej rozpraszania to jednak pozwalają one szacować rozmiary cząstek i wyznaczyć parametr asymetrii. Ponieważ światło rozpraszane jest również na molekułach powietrza przyrząd wyposażony jest w czujnik ciśnienia atmosferycznego oraz temperatury powietrza znajdującego się w komorze pomiarowej. Kalibracją nefelometru odbywa się w dwóch etapach. Pierwsza kalibracja zwaną kalibracją zera odbywa się co 24 h. W czasie tej kalibracji do komory pompowane jest jedynie czyste powietrze gdyż aerozole zostają zatrzymane na filtrze. Druga kalibracja przy użyciu dwutlenku węgla pozwala wyznaczyć współczynniki kalibracyjne niezbędne do wyznaczania parametrów optycznych. Pełna kalibracja nefelometru jest wykonywana co 1-2 miesiąca.

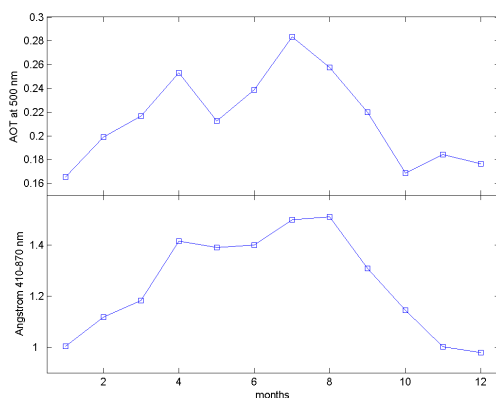
Radiometr MFR-7 wyposażony jest z 6 kanałów spektralnych (415, 500, 615, 673, 870, and 940) o szerokości połówkowej 10 nm oraz jeden kanał szerokopasmowy. Czujnikami przyrządu są fotodiody zintegrowane z filtrami interferencyjnymi. Światło słoneczne dociera do detektorów poprzez biały dyfuzor wykonany ze spektralonu. Przyrząd MFR-7 wyposażony jest w ruchome ramie, które czasowo zacienia dyfuzor. Podczas przysłonięcia

detektorów przyrząd rejestruje natężenie promieniowania rozproszonego. Gdy ramie jest poniżej linii horyzontu MFR-7 mierzy całkowite promieniowanie słoneczne. Czas wykonania jednego cyklu pomiarowego wynosi 15 s. Różnica obu wielkości pozwala wyznaczyć promieniowanie bezpośrednie. Jest ono wykorzystywane do wyznaczania grubości optycznej aerozoli, a w przypadku kanału 940 nm do szacowania całkowitej zawartości pary wodnej w pionowej kolumnie powietrza. Dodatkowo, promieniowanie bezpośrednie jest korygowane ze względu na charakterystykę kątową dyfuzora. Współczynniki korygujące są wyznaczane podczas kalibracji wykonywanej w warunkach laboratoryjnych. Grubość optyczna aerozolu wyznacza jest jedynie podczas warunków słonecznych tzn. gdy tarcza słoneczna nie jest przysłonięta chmurami. W tym celu wykorzystano algorytm oparty na metodzie Alexandrov i in. [2004].

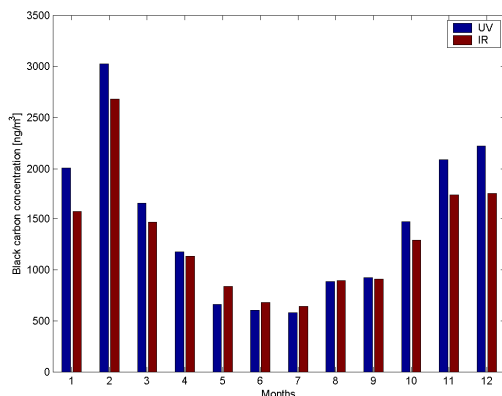
4. WYNIKI I UWAGI KOŃCOWE

Wyniki obserwacji grubości optycznej wskazują na wyraźny cykl roczny tej wielkości (Ryc. 1). Maksymalne wartości obserwowane są w kwietniu (0.26) oraz lipcu (0.28), zaś minimalne zimą (poniżej 0.18). Podobny przebieg wykazuje wykładnik Angstrema wskazując, że w okresie wiosenno letnim rozmiary aerozoli są średnio mniejsze niż zimą. Zupełnie inny przebieg wykazują wielkości optyczne i koncentracja węgla cząsteczkowego mierzone przy powierzchni ziemi (Ryc. 2). W tym przypadku maksimum występuje jesienią i zimą a minimum późną wiosną i latem. Tym samym mamy silną zbieżność ze zmiennością emisji zanieczyszczeń związanych z

ogrzewaniem mieszkań. Świadczą o tym różnice koncentracji zmierzone w zakresie UV oraz w bliskiej podczerwieni. Zimą wartości w zakresie UV są większe co świadczy o silnej absorpcji aerozoli w tym zakresie spektralnym. Charakteryzują się tym związki węgla organicznego (np. powstałe podczas spalania drzewa).



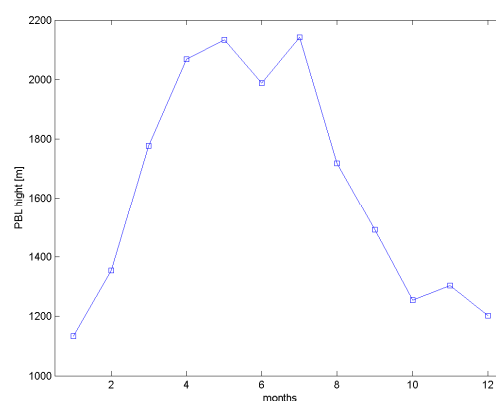
Ryc.1 Średnie miesięczne wartości grubości optycznej aerozoli dla długości fali 500 nm (górny panel) oraz wykładnika Angströma liczone z pomiarów w kanale 410 oraz 870 nm (dolny panel) uzyskane z radiometru MFR-7.



Ryc.2 Średnie miesięczne wartości koncentracji węgla elementarnego w $[ng/m^3]$ uzyskane na podstawie pomiarów w zakresie UV (niebieskie słupki) oraz w bliskiej podczerwieni (czerwone słupki).

Anty korelacja wielkości optycznych zmierzonych blisko powierzchni ziemi z wartościami grubości

optycznej świadczą o zmianie w rozkładzie pionowym aerozoli pomiędzy okresem letnim i zimowym. Ryc. 3 przedstawia zmiany wysokości warstwy granicznej (PBL) w cyklu rocznym. Wynika z nich, że wysokość PBL jest w lecie około 2 razy wyższa niż zimą. Tym samym aerozol w okresie zimy utrzymuje się głównie blisko powierzchni ziemi, przez co jego koncentrację są wyższe niż latem.



Ryc.3 Średnie miesięczne wartości wysokości warstwy granicznej nad Polską.

Wyniki obserwacji wskazują na wyraźny cykl dobowy, który jest skorelowany z cyklem gradientu pionowego temperatury. Występowanie inwersji zwiększa współczynniki absorpcji i rozpraszania. Średnie wartości współczynników ekstynkcji, rozpraszania i absorpcji wynoszą odpowiednio 97, 86 oraz $10.6 Mm^{-1}$. Podczas warunków inwersyjnych średnie wartości parametrów optycznych rosną o ok. 20% poza albedem pojedynczego rozpraszania i wykładnikiem Angströma. W czasie bardzo silnych inwersji (gradient temperatury powietrza przekracza $5 ^\circ C/100 m$) współczynnik ekstynkcji sięga $195 Mm^{-1}$ co stanowi ok. 175% wartości średniej.

5. BIBLIOGRAFIA

Alexandrov M.D., Marshak A., Cairns B., Lacis A.A., Carlson B.E., 2004, Automated cloud screening algorithm for MFRSR data. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L04118, doi:10.1029/2003GL019105.

Climate Change 2007 - The Physical Science Basis, Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press.

Markowicz, K. (2003), Experimental Determination of Aerosol Solar and Infrared Radiative Forcing, Ph.D thesis, University of Warsaw.

Remiszewska, J., P. J. Flatau, K. M. Markowicz, E. A. Reid, J. S. Reid, and M. L. Witek (2006), Modulation of the aerosol absorption and single-

scattering albedo due to synoptic scale and sea breeze circulations: United Arab Emirates experiment perspective, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2006JD007139.

6. PODZIĘKOWANIA

Badania zostały sfinansowane ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2012/05/E/ST10/01578 oraz grantu nr. 1276/B/P01/2010/38 przyznanego przez Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

PIERWSZE POMIARY PROFILI PIONOWYCH WSPÓŁCZYNNIKA ABSORPCJI AEROZOLU PRZY UŻYCIU MINIATUROWEGO AETHALOMETRU UMIĘSZCZONEGO NA SAMOLOCIE BEZZAŁOGOWYM.

Krzysztof M. Markowicz^{1*}, Michał Chiliński¹, Przemysław Makuch², Tomasz Petelski², Przemysław Gunia,
Olga Zawadzka¹, Wojciech Kumala¹

¹Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki, Uniwersytet Warszawski

²Instytut Oceanologii, Polska Akademia Nauk, Sopot

Korespondencja: kmark@igf.fuw.edu.pl

STRESZCZENIE

Przedstawiono pierwsze wyniki lotów testowych samolotem bezzałogowym wykonane we wrześniu 013r. na Podkarpaciu na stacji badawczej Transferu Radiacyjnego SolarAOT wchodzącej w skład sieci Poland-AOD (www.polandaod.pl). Pomiary wykonano przy użyciu autonomicznej platformy do sondowania dolnej atmosfery wyposażonej w miniaturowy aethalometer oraz radiosondę. Dodatkowo, na stacji prowadzono obserwację przy użyciu lidarów aerozolowego LB10, fotometru słonecznego CIMEL działającego w ramach sieci AERONET oraz nefelometru polarnego AURORA 4000, aethalometru AE-31 i fotoakustycznego przyrządu do pomiaru współczynnika absorpcji (PAX532 oraz PAX870).

1. WSTĘP

W ostatnich latach coraz częściej rozwijane są techniki z wykorzystaniem samolotów bezzałogowych oraz balonów sondażowych, pozwalające na wyznaczenie profili pionowych. Pierwsze dane zmierzonej w ten sposób zmienności wertykalnej współczynnika absorpcji zostały wykonane przy użyciu

zminiaturyzowanego aethalometru nad Oceanem Indyjskim w 2006 [Corrigan i in., 2008] oraz we Włoszech w 2008 r. [Ferrero i in., 2011]. Mają one istotne znaczenie z punktu widzenia procesów klimatycznych, gdyż badania prowadzone przy użyciu modeli klimatu z wyidealizowanym aerozolem absorbującym pokazują, że odpowiedź systemu klimatycznego (opisywana przez średnią temperaturę przy powierzchni Ziemi) zależy od wysokości, na której znajduje się warstwa absorbująca promieniowanie słoneczne [Cook and Highwood, 2004]. Przy założeniu jednorodnego rozkładu cząstek sadzy w modelu klimatu Ban-Weiss i in. [2011] pokazali, że ze wzrostem wysokości, na której znajdują się cząstki sadzy, maleje temperatura przy powierzchni Ziemi oraz zmniejsza się opad. Aerosol absorbujący blisko powierzchni Ziemi ogrzewa, a zawieszony blisko tropopauzy ochładza najniższe warstwy atmosfery, a głównym powodem tego oddziaływania są efekty chmurowe. Koch i in., [2010] uważają, że wpływ tych aerozoli na klimat zależy od ich wysokości względem chmur, tj. gdy aerosol znajduje się w chmurze powoduje zmniejszenie zachmurzenia, gdy poniżej podstawy chmury wzmacnia konwekcję i zwiększa zachmurzenie, a gdy powyżej wierzchołka chmury

prowadzi do stabilizacji stratyfikacji, co zwiększa (w przypadku stratocumulusa) lub zmniejszenia (dla cumulusa) pokrycie chmurami. Profil pionowy własności optycznych aerozoli absorbujących wpływa znacząco na efekt bezpośredni [Meloni i in., 2005; Jahnsen i in., 2008; Gomez-Amo i in., 2010], w przeciwieństwie do niewielkiego wpływu profilu aerozoli nieabsorbujących na wymuszenie radiacyjne na powierzchni Ziemi i górnej granicy atmosfery [Meloni i in., 2005].

2. AUTONOMICZNA PLAFORMA POMIAROWA DO SONDOWANIA DOLNEJ TROPOSFERY

Samolot do badań atmosferycznych został zbudowany w Krośnie przez firmę Synergy Technologies Sp. z o.o. w ramach grantu Narodowego Centrum Nauki Sonata-BIS. Jego rozpiętość skrzydeł wynosi 2.4 m, długość 1.8 m, zaś masa startowa ok. 4.5 kg, zaś ładowność ok. 0.7 kg. Samolot posiada autonomiczny system sterowania, który umożliwia wykonanie profili pionowych od powierzchni ziemi do wysokości ok. 1.5-2 km. Układ napędowy składa się z silnika elektrycznego zamontowanego za skrzydłem w celu uzyskania efektu pchającego oraz baterii litowo-jonowych o pojemności 12 Ah. Samolot jest wyposażony w miniaturowy aethalometer AE-51 oraz radiosondę RS92SGP Vaisala, która umożliwia pomiar temperatury i wilgotności względnej powietrza oraz ciśnienia atmosferycznego.

3. APARATURA POMIAROWA

Miniaturowy aethalometer AE-51 jest urządzeniem zaprojektowanym do pomiarów koncentracji węgla cząsteczkowego (ang. black carbon). Wyznaczanie koncentracji węgla cząsteczkowego odbywa się poprzez pomiar zmiany transmisji filtra kwarcowego na którym deponowany jest aerozol. Transmisja filtra odbywa się za pomocą układu optycznego wyposażonego w źródło światła LED o długości fali 880 nm oraz dwóch fotodiod z których pierwsza zwana referencyjną mierzy natężenie światła po przejściu przez czysty fragment filtra, a druga mierzy promieniowanie po przejściu przez fragment filtra na którym deponowany jest aerozol. Prędkość przepływu powietrza przez filtr może być ustawiana w zakresie od 50 do 300 mL/min. Najwyższa prędkość przyprływu umożliwi uzyskanie precyzji pomiaru lepszej niż 100 ng/m³ przy uśrednianiu 1 minutowym. Rozdzielczość czasowa pomiarów wynosi 1s co przy prędkości wznoszenia samolotu rzędu 2.5 m/s przekłada się na rozdzielczość pionową pomiaru rzędu 25 metrów. Dodatkowo, w celu uzyskania lepszego stosunku sygnału do szumu, dane pomiarowe rejestrowane podczas lotów samolotem bezzałogowym poddane są specjalnej procedurze filtracji. W pierwszym kroku filtrowany jest bezpośredni sygnał mierzony przez fotodiodę (współczynnik atenuacji) przy pomocy filtru Savitzky-Golay. W drugim kroku wyznaczana jest koncentracja węgla cząsteczkowego [ng/m³] ze wzoru

$$BC = \frac{dATN}{dt} \frac{A}{Q\sigma_{ATN}} \quad (1)$$

gdzie, A jest powierzchnią na której gromadzi się aerozol, która wynosi $7.07 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2$, Q oznacza prędkość przepływu w ml/min, σ_{ATN} jest współczynnikiem atenuacji wynoszącym $12.5 \text{ m}^2/\text{g}$

zaś ATN oznacza atenuację daną wzorem

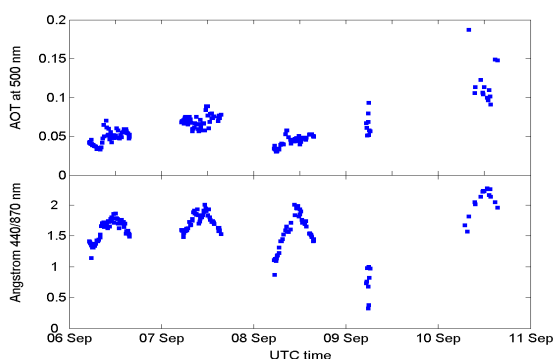
$$BC = 100 \ln \frac{I_{ref}}{I_{sen}} \quad (2)$$

gdzie I_{ref} oznacza sygnał diody referencyjnej, zaś I_{sen} sygnał fotodiody mierzącej zmianę transmisji poprzez depozycji aerozoli.

Współczynnik absorpcji aerozolu jest wyznaczony na podstawie korekcji transmisji związanej z wielokrotnym rozpraszaniem na filtrze oraz aerozolu. Poprawka ta jest wyznaczana na podstawie pomiarów wykonanych przy powierzchni ziemi przy użyciu Nefelometru Aurora 4000 lub na podstawie profili pionowych współczynnika ekstynkcji z lidarów aerozolowych.

4. WYNIKI I KONKLUZJE

W dniach 7-11 września 2013 przeprowadzono 6 lotów testowych. Warunki meteorologiczne w tym okresie były związane z napływem bardzo czystej masy powietrza pochodzenia arktycznego. Grubość optyczna aerozolu dla fali 500 nm była w tym okresie na ogół poniżej 0.1, a w niektórych momentach spadała do wartości 0.04 (Ryc. 1).

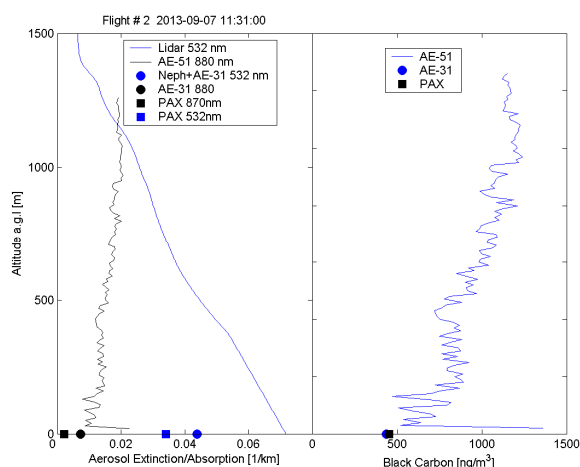


Ryc.1 Przebiegi czasowe grubości optycznej aerozolu dla długości fali 500 nm (górny panel) oraz wykładnika Angstroma (dolny wykres) na podstawie pomiarów fotometrem słonecznym CIMEL.

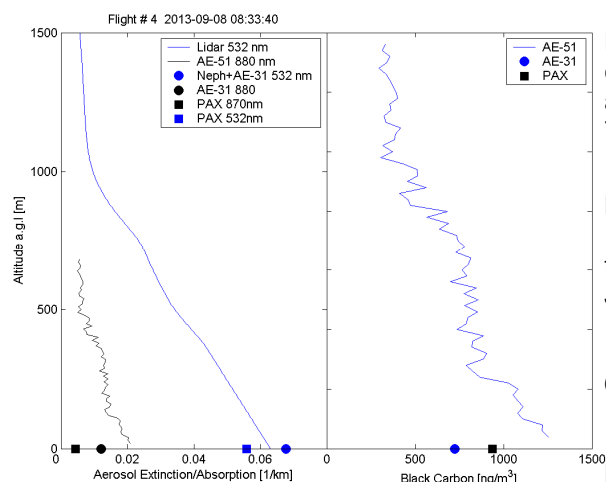
W związku z tym koncentrację węgla cząsteczkowego oraz współczynniki absorpcji były bardzo niskie a zatem obarczone dużym błędem. Ryc. 2 oraz 3 przedstawiają wyniki uzyskane podczas 2 i 4 lotu przeprowadzonego w dniach 7 oraz 8 września. Profile pionowe współczynnika absorpcji podobnie jak koncentracji węgla cząsteczkowego podczas lotu #2 nieznacznie rosną z wysokością a współczynnik ekstynkcji obliczony na podstawie lidarów maleje z wysokością. W przypadku lotu #4 wielkości absorpcyjne zgodnie z profilami z lidarów zmniejszają się monotonicznie z wysokością. W obu przypadkach ze względu na zbyt małą pojemność akumulatorów nie udało się wykonać lotu po wyżej warstwy granicznej gdyż nie widoczny jest na profilach charakterystyczny spadek wielkości optycznych tuż po wyżej szczytu warstwy granicznej. Wartości przy powierzchni ziemi dość dobrze zgadzają się z pomiarami wykonanymi przy użyciu aethalometru AE-31 oraz PAX870 nm.

Wyniki pomiarów wykazują duże fluktuacje związane z niskimi wartościami współczynnika absorpcji oraz zbyt niskimi prędkościami przyływu powietrza w aethalometrze. W przypadku tak czystych mas powietrza wymagana jest modyfikacja aethalometru i zastąpienie aktualnej pompy powietrza nową, która

umożliwiały przepływ po wyżej 0.5 l/min.



Ryc.2 Lewy panel przedstawia profil pionowy współczynnik absorpcji (czarna linia) z aethalometru AE-51 oraz współczynnika ekstynkcji aerozoli (niebieska linia) z lidar. Prawy panel obrazuje profil pionowy koncentracji węgla cząsteczkowego oraz wartość zmierzone na powierzchni ziemi przy użyciu aethalometru AE-31 i PAX870. Dane uzyskane 7 września 2013 o godzinie 11:30 UTC.



Ryc.3 To samo co na ryc. 2 ale dla pomiarów wykonanych 8 września 2013 o godzinie 8:30 UTC.

5. BIBLIOGRAFIA

Corrigan, C. E. et al., 2008, Capturing vertical profiles of aerosols and black carbon over the Indian Ocean using autonomous unmanned aerial

vehicles, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 737-747, doi:10.5194/acp-8-737-2008.

Cook, J., and E.J. Highwood (2004), Climate response to tropospheric absorbing aerosols in an intermediate general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 175–191.

Ferrero, L., et al., 2010. Vertically-resolved particle size distribution within and above the mixing layer over the Milan metropolitan area. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 3915–3932.

Gomez-Amo, J. L., di Sarra, A., Meloni, D., Cacciani, M., and Utrillas, M. P (2010), Sensitivity of shortwave radiative fluxes to the vertical distribution of aerosol single scattering albedo in the presence of a desert dust layer, *Atmos. Environ.*, 44, 2787–2791, doi:10.1016/j.atmosenv.2010.04.041.

Johnson, B. T., B. Heese, S. A. McFarlane, P. Chazette, A. Jones, and N. Bellouin (2008), Vertical distribution and radiative effects of mineral dust and biomass burning aerosol over West Africa during DABEX, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C12, doi:10.1029/2008JD009848.

Koch, D. and Del Genio, A. D (2010), Black carbon semi-direct effects on cloud cover: review and synthesis, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 7685–7696, doi:10.5194/acp-10-7685-2010.

Meloni, D., di Sarra, A., dilorio, T., Fiocco, G. (2005), Influence of the vertical profile of Saharan dust on the visible direct radiative forcing. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* 93, 397e413.

6. PODZIĘKOWANIA

Badania zostały sfinansowane ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2012/05/E/ST10/01578.