PRZEGLĄD GEOFIZYCZNY

Rocznik LXVI 2021 Zeszyt 3-4

Krzysztof M. MARKOWICZ

UNIWERSYTET WARSZAWSKI, WYDZIAŁ FIZYKI

Przemysław MAKUCH

INSTYTUT OCEANOLOGII POLSKIEJ AKADEMII NAUK

Jacek MARKOWICZ

STACJA BADAWCZA TRANSFERU RADIACYJNEGO SOLARAOT

WŁASNOŚCI OPTYCZNE I RADIACYJNE AEROZOLU NAD POŁUDNIOWO-WSCHODNIĄ POLSKĄ EMITOWANEGO PODCZAS POŻARÓW BIOMASY W KALIFORNII WE WRZEŚNIU 2020 ROKU

N OPTICAL AND RADIATIVE PROPERTIES OF AN AEROSOL OVER SOUTH-EASTERN POLAND EMITTED DURING BIOMASS BURNING IN CALIFORNIA IN SEPTEMBER 2020

Wstęp

Pożary biomasy (lasów, trawy, torfowisk) występują na Ziemi w okresach deficytu opadów atmosferycznych. W Europie Środkowej pożary występują głównie wiosną (przeważnie jest to wypalanie trawy) oraz pod koniec lata (pożary lasów, torfowisk, wypalanie pożniwne) (Markowicz i in. 2016). Emitowane w tym czasie zanieczyszczenia powietrza w postaci gazów i aerozoli transportowane są w dolnej atmosferze. We wrześniu 2020 roku zarejestrowano nad Polską transport zanieczyszczeń emitowanych podczas pożarów w Ameryce Północnej. Obserwowano cząstki w środkowych i górnych warstwach troposfery, które były przenoszone przez prądy strumieniowe. W pracy przedstawiono wyniki obserwacji własności optycznych transportowanych cząstek w połączeniu z rezultatami symulacji numerycznych transportu zanieczyszczeń. Oszacowano również jaki wpływ na natężenie promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni ziemi ma obecność tego typu cząstek w ziemskiej atmosferze.

 DOI: 10.32045/PG-2021-025

Przegląd literatury

Zmiany klimatu na Ziemi, a w szczególności wzrost temperatury obserwowany w ostatnich dekadach (IPCC 2018), nie jest bez znaczenia dla warunków sprzyjających wybuchom pożarów (Abatzoglou i in. 2019; Williams i in. 2019). Ostatnie badania wskazują, że o ile obszar spalony przez pożary zmniejszył się na całym świecie w ciągu ostatnich dziesięcioleci, to pożary występują obecnie częściej w ekosystemach, które historycznie rzadko doświadczały pożarów (Andela i in. 2017). Zmiany w strukturze (wzorcach) pożarów i rosnącej podatności na pożary przypisuje się dwóm głównym i wzajemnie oddziałującym czynnikom. Są to zmiany klimatu oraz zmiany użytkowania gruntów (Doerr i in. 2016; Andela i in. 2017). Czynniki te w niektórych regionach świata mogą stanowić dobre warunki do szybkiego rozprzestrzenia się intensywnych pożarów trudnych do opanowania. W ostatnich latach takie pożary stają się coraz bardziej powszechne w Kalifornii, Kanadzie, w krajach basenu Morza Śródziemnego, Syberii czy Australii.

Emisje związane z pożarami wpływają na warunki meteorologiczne i klimatyczne. Emitowane do atmosfery gazy oraz cząstki mają wpływ bezpośrednio i pośrednio (poprzez chmury) na transfer promieniowania w atmosferze. Ponadto, obszary po pożarach charakteryzują się mniejszym albedo, co wpływa na bilans energii, ale również na procesy ewapotranspiracji.

Badania prowadzone w rejonach objętych pożarami wskazują na znaczny spadek transmisji atmosferycznej związanej z wysokimi wartościami aerozolowej grubości optycznej (Tang i in. 2020). Średnia grubość optyczna cząstek związanych z pożarami na świecie wg modelu NAAPS (Aerosol Analysis and Prediction System) wynosi 0,018 (dla długości fali 550 nm), co stanowi niecałe 16% wkładu do całkowitej aerozolowej grubości optycznej (Lynch i in. 2016). Wpływ aerozolu pochodzący ze spalania biomasy na klimat jest ochładzający (wymuszenie radiacyjne wynosi –0,7 W/m^2) i jest głównie związany z efektem pośrednim (Jiang i in. 2020). Natomiast efekt bezpośredni jest niemal neutralny (wymuszania radiacyjne górnej granicy atmosfery na poziomie –0,2 W/m^2). Jest to związane z kompensacją efektów rozpraszania i absorpcji światła na tego typu cząstkach. W skrajnych przypadkach, aerozole takie jak siarczany, które nie absorbują promieniowania, silnie chłodzą klimat, natomiast cząstki sadzy ogrzewają go (Takemura i in. 2002). Aerozol pochodzenia ze spalania biomasy charakteryzuje się dużą zmiennością współczynnika absorpcji (Eck i in. 2003; Vadrevu i in. 2015; Shi i in. 2019). Albedo pojedynczego rozpraszania, będące ilorazem współczynnika rozpraszania do współczynnika ekstynkcji, zależy od rodzaju spalania i typu biomasy (Liu i in. 2014). W przypadku spalania płomienistego emitowane jest więcej sadzy, co skutkuje wyższą absorpcją i niższym albedo pojedynczego rozpraszania. Natomiast gdy pożar tli się to wówczas dominuje emisja węgla organicznego, który charakteryzuje się mniejszą absorpcją i wyższym albedo pojedynczego rozpraszania. W Polsce obserwacje dymu z pożarów pokazują, że aerozole tego typu charakteryzują się umiarkowaną absorpcją (Markowicz i in. 2020, 2021) co jest prawdopodobnie konsekwencją procesów transformacji i reakcji chemicznych (Shi i in. 2019).

Badania nad wpływem pożarów na system klimatyczny są możliwe m.in. dzięki monitoringowi, który bazuje na pomiarach satelitarnych. Do detekcji obszarów objętych ogniem stosuje się kanały spektralne w bliskiej i dalekiej podczerwieni (Pereira i in. 2011). Szczególnie, dla długości fali około 4 μm pożary są dobrze widoczne na danych satelitarnych (również te podskalowe) ze względu na fakt, że natężenie promieniowania emitowanego przez powierzchnię ziemi oraz Słońce jest niewielkie. Temperatura radiacyjna w tym zakresie jest używana do parametryzacji emisji zanieczyszczeń związanych z pożarami. Pozwala to symulować rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń i przewidywać koncentrację niektórych składników gazowych i aerozolowych (Pereira i in. 2011).

Metodologia badawcza

Lokalizacja badań

Badania zostały przeprowadzone na podstawie wyników obserwacji teledetekcyjnych zarejestrowanych w stacji transferu radiacyjnego SolarAOT w Strzyżowie na Podkarpaciu (49,8786°N, 21,8613°E) oraz w oparciu o wyniki symulacji modelami transportu zanieczyszczeń. Stacja badawcza położona jest na wysokości 444 m n.p.m. (około 200 m ponad doliną rzeki Wisłok) na Pogórzu Dynowskim w terenie oddalonym od antropogenicznych źródeł emisji zanieczyszczeń. SolarAOT wchodzi w skład krajowej sieci Poland-AOD (Markowicz i in. 2021) oraz międzynarodowej sieci fotometrycznej AERONET (Holben i in. 1998). Stacja wyposażona jest w instrumenty do pomiaru podstawowych parametrów meteorologicznych, strumieni radiacyjnych, przyrządów do pomiarów własności optycznych aerozoli metodami in-situ (aethalometr AE-31, nefelometr Aurora 4000) oraz metodami zdalnymi (fotometr słoneczny CIMEL, ceilometr CHM15k). Dodatkowo, ze względu na realizowane badania terenowe, w stacji znajdował się samochód badawczy "Kamper" wyposażony w aparaturę do pomiarów własności optycznych aerozoli atmosferycznych należącą do Instytutu Geofizyki FUW oraz lidar aerozolowy LB-10-V-D200 firmy Raymetrics, należący do Instytutu Oceanologii Polskiej Akademii Nauk.

Aparatura pomiarowa

W ramach badań wykorzystano dane z lidaru, fotometru słonecznego CIMEL oraz radiometru CMP21. Pierwszy z nich służył do pozyskania profilu pionowego, zaś drugi do wyznaczenia tzw. własności kolumnowych aerozolu atmosferycznego. Lidar typu LB pracuje na jednej długości fali (532 nm). System bazuje na laserze na ciele stałym ND:YAG o energii w impulse 70 mJ i długości impulsu 6-8 ns. Częstotliwość pracy lasera wynosi 20 Hz. System emisji wyposażony jest w achromatyczny poszerzacz wiązki X3 o rozbieżności mniejszej niż 0,3 mrad. Detekcja oparta jest na 200 mm teleskopie typu Cassegranian o polu widzenia w zakresie 0,5-2 mrad. W systemie zastosowano filtr interferencyjny

o szerokości połówkowej 0,5 nm. System akwizycji zawiera moduł analogowy oraz cyfrowy (licznik fotonów). Lidar posiada rozdzielczość pionową 7,5 m i został skonfigurowany do rozdzielczości czasowej 90 s.

Fotometr słoneczny CIMEL CE318 w wersji polaryzacyjnej wyposażony jest w 9 kanałów spektralnych (340, 380, 440, 500, 675, 870, 936, 1020 i 1640 nm) służących do pomiaru widmowego rozkładu natężenia promieniowania słonecznego (bezpośredniego i rozproszonego). System mechaniczny kieruje fotometr w stronę tarczy słonecznej oraz pozwala wykonywać skany nieboskłonu. Standardowo jest to skan w płaszczyźnie horyzontalnej (dla kąta elewacyjnego Słońca) oraz w płaszczyźnie pionowej zdefiniowanej przez kąt azymutalny Słońca. Dodatkowo, przyrząd wyposażony jest w filtry polaryzacyjne pozwalające na wykonanie pomiarów polaryzacji liniowej w kanale 870 nm. Radiometr CMP21 służy do pomiary całkowitego strumienia promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni ziemi w zakresie od 0,28 do 2,8 μm.

Przetwarzanie danych

Pomiary z wykorzystaniem lidaru i fotometru słonecznego prowadzone były jedynie podczas sprzyjających warunków (brak opadów i niskich chmur). Dane z lidaru aerozolowego były wstępnie przetwarzane w sposób automatyczny. Kolejne etapy tego procesu to: korekcja czasu martwego (ang. *dead time correction*), korekcja tła oraz korekcja na odległość (ang. *range correction*) (Stelmaszczyk i in. 2005). Natomiast efekt kompresji geometrycznej (ang. *overlap*) nie był korygowany. Problem ten związany jest z faktem, że cała wiązka lasera znajduje się w polu widzenia detektora dopiero na pewnej wysokości (w przypadku tego lidaru jest to około 400 m). Ze względu na fakt, że obserwacje prowadzone były w środkowej i górnej troposferze efekt kompresji nie wpływał na wyniki rozpraszania światła na cząstkach pochodzących ze spalania biomasy. Po wykonaniu ww. korekcji na podstawie sygnału lidarowego wyznaczany był współczynnik rozpraszania wstecznego (Klett 1981, 1985). W tym celu zakładano, że poziom referencyjny (atmosfera Rayleigha) znajduje się na wysokości 18 km. Następnie wstecznym algorytmem Kletta szacowano współczynnik rozpraszania wstecznego na kolejnych (niższych) warstwach atmosfery. Ponadto przy założeniu ilorazu lidarowego szacowany był profil współczynnika ekstynkcji. Do wyznaczania profili pionowych sygnał lidarowy był uśredniony w interwale 30 minut. Założono iloraz lidarowy na poziomie 71±14 sr, odpowiadający cząstkom emitowanym podczas spalania biomasy (Janicka, Stachlewska 2019). Badania opublikowane przez różnych autorów (np. Amiridis i in. 2008; Nicolae i in. 2013) pokazują, że zakres zmian ilorazu lidarowego dla tego typu aerozolu jest dość duży i wynika z różnych form aerozolu (rodzaj spalanej biomasy, czas trwania cząstek, stopień utlenienia itd.). Dlatego, precyzyjne wyznaczenie współczynnika ekstynkcji wymaga użycia lidaru Ramanowskiego.

W przypadku danych z fotometru CIMEL wykorzystano dane przetworzone w ramach sieci AERONET w ver. 3 z poziomu 1,5. W przypadku bezpośredniego strumienia promie-

niowania słonecznego była to aerozolowa grubość optyczna z podziałem na część drobną i grubą (O'Neill i in. 2003), natomiast z pomiarów promieniowania rozproszonego były to inne wielkości optyczne i mikrofizyczne, takie jak albedo pojedynczego rozpraszania, czy też rozkład wielkości cząstek. Pomiary natężenia promieniowania słonecznego analizowane były jedynie podczas 14, 21 i 22 września, gdy panowały bezchmurne warunki. Były one wykorzystane do oszacowania bezpośredniego wymuszania radiacyjnego (WR):

$$WR = (F\downarrow - F\uparrow)_{AOD<0} - (F\downarrow - F\uparrow)_{AOD=0} \quad (1)$$

gdzie pierwszy człon opisuje strumień netto (promieniowania odgórne minus promieniowanie oddolne) dla atmosfery rzeczywistej (z aerozolem), natomiast drugi człon strumień netto dla atmosfery pozbawionej aerozolu. Wymuszanie radiacyjne na powierzchni ziemi wyznaczone było w oparciu o metodę hybrydową oraz metodę modelową (Markowicz i in. 2020).

W pierwszym przypadku strumienie radiacyjne dla atmosfery pozbawionej aerozolu liczone były modelem, natomiast z pomiarów radiacji wyznaczono średnie dobowe strumienie promieniowania. Z kolei w przypadku drugiej metody strumienie radiacyjne w atmosferze z i bez aerozolu wyznaczone były przy użyciu modelu transferu radiacji.

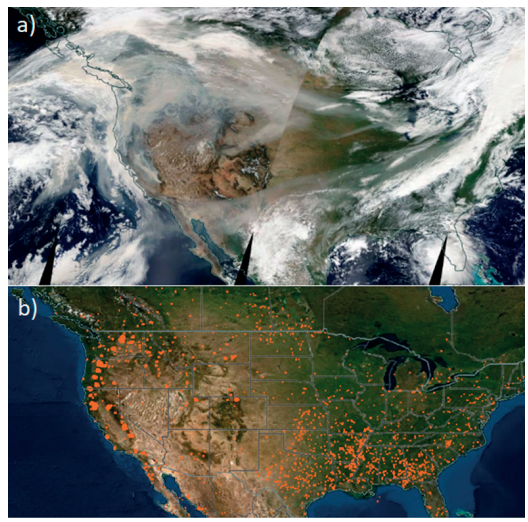
Modele

Do interpretacji danych wykorzystano model HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) (Stein i in. 2015), który posłużył do wyznaczenia trajektorii wstecznych mas powietrza, które napłynęło nad rejon stacji. Model wykorzystywał pole meteorologiczne z systemu GDAS (Global Data Assimilation System). Ponadto wykorzystano dane z re-analizy MERRA-2 (NASA'a Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications; Gelaro i in. 2017; Randles i in. 2017). Główną zaletą MERRA-2 jest asymilacja danych atmosferycznych w oparciu o Goddard Earth Observing System. Asymilowana jest radiancja mierzona satelitarnie. Moduł aerozolowy bazuje na modelu GOCART (The Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport model). W modelu symulowane są następujące typy aerozolu: pył mineralny, sól morska, siarczany oraz hydrofilowe i hydrofobowe składowe węgla organicznego (OC) i węgla elementarnego (BC). Dane dostępne są na 72 poziomach przy rozdzielczości horyzontalnej 0,5° na 0,625°. Do symulacji strumieni radiacyjnych wykorzystano dwustrumieniowy model Fu-Liu (Fu, Liou 1992). Model uruchamiany był z rozdzielczością czasową 15 minut w dwóch przypadkach: atmosfery pozbawionej aerozolu oraz z aerozolem. Jako dane wejściowe do modelu wykorzystano pomiary optycznej aerozolu pochodzące z przyrządu CIMEL i dostępne w ramach sieci AERONET. Były to spektralna grubość optyczna, albedo pojedynczego rozpraszania oraz parametr asymetrii oraz całkowita zawartość pary wodnej w pionowej kolumnie atmosfery.

Wyniki badań

Analiza obszaru źródłowego

Dym emitowany podczas pożarów na obszarze Ameryki Północnej oraz lokalizacje źródeł ognia zostały przedstawione na rysunku 1. Dane te pochodzą z produktu satelitarnego NASA FIRMS (The Fire Information for Resource Management System) z okresu od 1 do 20 września 2020 r. Z przedstawionych informacji wynika, że pożary głównie występowały na zachodnim wybrzeżu USA (w Kalifornii, Oregonie i stanie Waszyngton). Ponadto liczne, ale mniej intensywne pożary, występowały na południowo-wschodnim obszarze USA. Pożary obserwowane w Kalifornii w pierwszej połowie września 2020 r. uznane zostały za bardzo intensywne i dobrze widoczne na danych satelitarnych. W szczególności 6 września zaobserwowano chmurę pyrocumulonimbus w południowej Kalifornii (Fierli, Smiljanic 2020), co nie jest zbyt częstym zjawiskiem w niskich szerokościach geograficznych. Na zdjęciu satelitarnym z detektora MODIS w kompozycji RGB, wykonanym 13 września, widoczne są gęste chmury dymu rozciągające się od południowej Kalifornii w kierunku północno-wschodnim do wybrzeża wschodniego USA oraz w rejonie stanu Waszyngton i Kolumbia Brytyjska w Kanadzie w kierunku wschodnim. Znaczna część USA w tym dniu była przykryta warstwą dymu o grubości optycznej przekraczającej 1 (https://worldview.earthdata.nasa.gov).



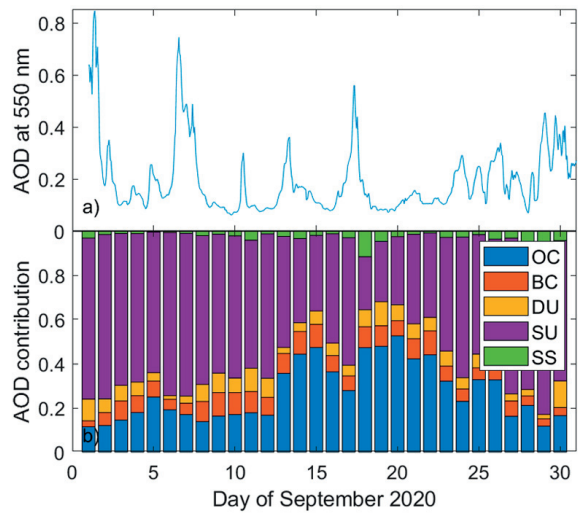
Rys. 1. (a) Dym z pożarów w Ameryce Północnej na kompozycji RBG z detektora MODIS uzyskany 13 września 2020 r. (https://worldview.earthdata.nasa.gov) oraz (b) lokalizacje pożarów w okresie od 1 do 20 września (https://firms2.modaps.eosdis.nasa.gov).

Fig. 1. (a) Smoke from wildfire in North America visible at RGB composition from MODIS detector on 13 Sep. 2020 (https://worldview.earthdata.nasa.gov) and (b) fire location between 1 and 20 Sep.(https://firms2.modaps.eosdis.nasa.gov).

Analiza danych z re-analizy MERRA-2

Dane z re-analizy MERRA-2 zostały przedstawione na rysunku 2. Przebieg aerozolowej grubości optycznej w rejonie stacji badawczej w Strzyżowie we wrześniu 2020 r. wykazywał trzykrotny wzrost tej wielkości powyżej wartości 0,5 (dla 500 nm), która wskazuje na napływ silnie zanieczyszczonej masy powietrza. Średnia wartość aerozolowej grubości optycznej w tym miesiącu wyniosła 0,19, podczas gdy średnia wieloletnia z modelu w latach 1982-2020 wynosi 0,27. Wskazuje to, że miesiąc ten charakteryzował się względnie niską grubością optyczną. Wkład poszczególnych składników aerozolu (rys. 2b) ukazuje znaczny wzrost węgla organicznego, który jest wskaźnikiem aerozolu emitowanego podczas pożarów pomiędzy 13 a 23 września. Maksymalny wkład tego składnika przekraczał 50%, przy czym średni wkład węgla organicznego w ujęciu wieloletnim (1982-2020) wynosił jedynie 11%. Poza tym okresem nie obserwowano wzrostu wkładu węgla elementarnego do całkowitej grubości optycznej, którego wkład wynosił średnio ok 5%.

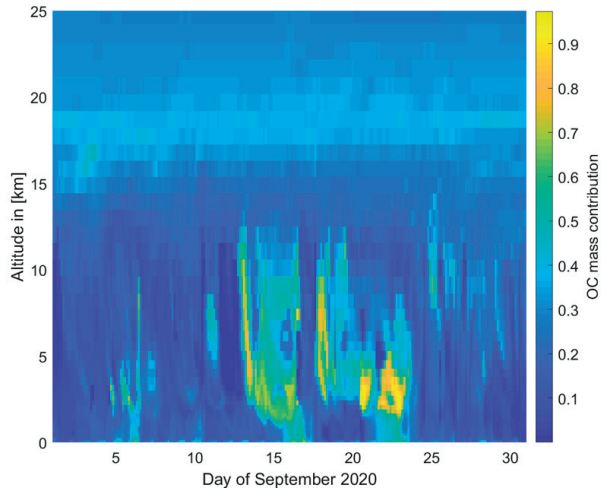
Rysunek 3 przedstawia lokalizację punktów początkowych wstecznych trajektorii mas powietrza z modelu HYSPLIT kończących się na wysokościach od 5 do 10 km nad stacją SolarAOT. Rozkład punktów z września 2020 r. ukazuje równoleżnikowy transport mas powietrza w środkowej i górnej troposferze, wskazujący tym samym na transport powietrza przez Ocean Atlantycki. Dodatkowo, wielkość i barwa punktów obrazują



Rys. 2. Przebiegi czasowe (a) aerozolowej grubości optycznej w 550 nm oraz b) wkładu węgla organicznego (OC), węgla elementarnego (BC), pyłu mineralnego (DU), siarczanów (SU) oraz soli morskiej (SS) do całkowitej grubości optycznej.

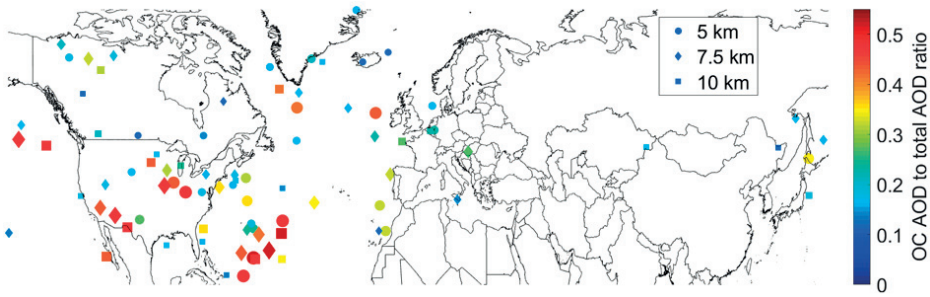
Fig. 2. Temporal variability of MERRA-2 (a) AOD at 550 nm and (b) contribution of organic carbon (OC), black carbon (BC), mineral dust (DU), sulfate (SU) and sea salt (SS) AOD to total AOD for September 2020.

udział węgla organicznego w aerozolowej grubości optycznej. Wysokie wartości, które świadczą o emisjach z pożarów, widoczne są nad USA, ale również na północny-wschód od Karaibów. W ostatnim przypadku trajektorie są zbyt krótkie, aby zidentyfikować obszar emisji. Znacząco niższe wartości udziału węgla organicznego w AOD widoczne są, gdy powietrze napływało z Kanady i Północnego Atlantyku. Należy jednak podkreślić,



Rys. 3. Położenie początkowych punktów tygodniowych trajektorii wstecznych wyznaczonych przy użyciu modelu HYSPLIT o 12 UTC każdego dnia września 2020 r. kończącej się na wysokości 5 km (kółka), 7,5 km (romby) oraz 10 km (kwadraty). Kolorem oraz wielkością symbolu graficznego oznaczono iloraz grubości optycznej związanej z węglem organicznym do całkowitej grubości optycznej aerozolu.

Fig. 3. Location of the beginning point of 7 days back trajectories obtained from HYSPLIT model 12 UTC of all days in September 2020 ended at 5 km (dits), 7,5 km (diamonds), and 10 km (squares). Different colors and marker size show OC AOD to total AOD ratio.



Rys. 4. Zmienność czasowo-wysokościowa masowego udziału węgla organicznego uzyskana z re-analizy MERRA-2 nad stacją SolarAOT.

Fig. 4. Time-altitude characteristic of OC mass contribution obtained from MERRA-2 reanalysis over SolarAOT station.

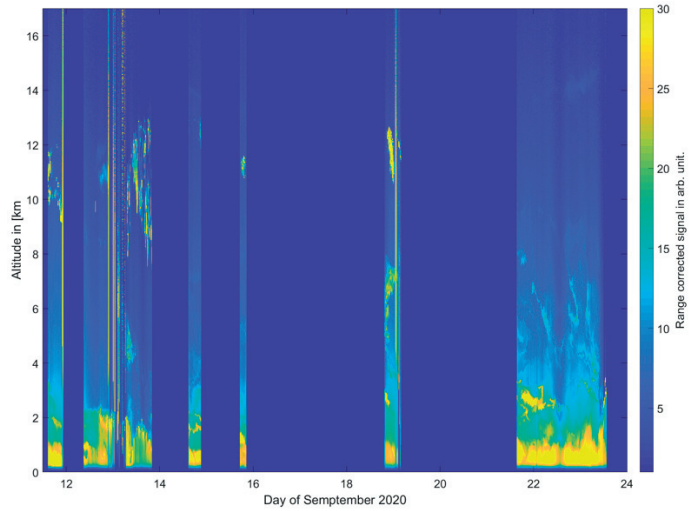
że dane z modelu HYSPLIT należy intepretować z dużą ostrożnością. W szczególności dla trajektorii o długości 7 dni rzeczywiste położenie punktu początkowego może istotnie różnić się od wyznaczonego modelem. Jest to związane z szeregiem uproszczeń, w szczególności z mieszaniem pionowym, ale również polami meteorologicznymi, które używane są w HYSPLIT jako warunku początkowego i obarczone są błędami.

Dane z re-analizy MERRA-2, zinterpolowane do lokalizacji stacji SolarAOT, ukazują znaczący wzrost udziału masowego węgla organicznego w okresie od 13 do 23 września 2020 r. (rys. 4). Jedynie 17 września wartości udziału OC są istotnie niższe. Najwyższe wartości (powyżej 50%) występują między 2,5 a 12 km. Należy jednak podkreślić, że rozkład pionowy aerozolu w re-analizie MERRA-2 nie jest asymilowany do danych lidarowych, stąd profile pionowe mogą być obarczone dużym błędem w przeciwieństwie do aerozolowej grubości optycznej.

Analiza danych teledetekcyjnych

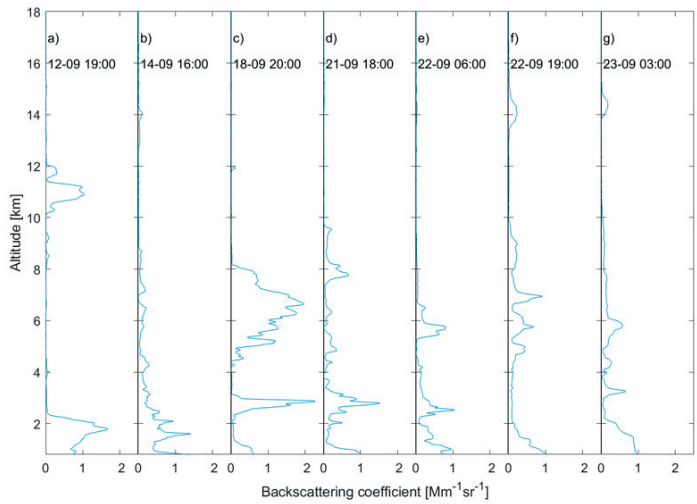
Pomiary lidarowe w okresie od 11 do 23 września wskazują na warstwy aerozolu w swobodnej atmosferze (rys. 5). Najsilniejszy sygnał lidarowy (skorygowany na odległość) obserwowany jest zwykle w obszarze warstwy granicznej, gdzie znajduje się średnio najwięcej aerozolu (około 65% w lecie i około 75% w zimie; Szczepanik, Markowicz 2016) oraz z poziomu występowania chmur. Warstwy aerozolu w swobodnej atmosferze na Rysunku 5 widoczne są jako jasnoniebieskie lub zielone. Na żółto natomiast widoczne są chmury. Najwięcej danych pochodzi z 22 i 23 września, kiedy to warstwy aerozolu powyżej PBL widoczne są na wysokości nawet 14 km. Występowanie aerozolu na tych wysokościach jest bardzo rzadkim zjawiskiem. Wcześniejsze badania z obszaru Polski wskazywały na pojawianie się warstw aerozolu pochodzących z pożarów biomasy nieco niżej (do 10-11 km; Markowicz i in. 2016). Znacznie częściej cząstki emitowane podczas pożarów przemieszczają się nad Polską w niższych warstwach troposfery. W szczególności transport dymu z pożarów ze wschodniej Europie (zwykle znad Ukrainy) odbywa się w dolnej i środkowej troposferze (Pietruczuk, Chaikovsky 2012; Stachlewska i in. 2018).

Profile pionowe aerozolowego współczynnika rozpraszania wstecznego, wyznaczone na podstawie sygnału lidarowego, wykazują podwyższone wartości w środkowej i górnej troposferze, a także w dolnej stratosferze (rys. 6). 12 września warstwa aerozolu widoczna jest na wysokości 10-12 km o wartości współczynnika rozpraszania wstecznego do 1 $Mm^{-1}sr^{-1}$. 14 września wartości w środkowej i górnej troposferze są bardzo niewielkie. Bardzo gruba warstwa aerozolu obserwowana była 18 września pomiędzy 4 a 8 km (współczynnik rozpraszania do 2 $Mm^{-1}sr^{-1}$), a cienka warstwa około 3 km. 21 września pojawia się szereg dość cienkich optycznie warstw w środkowej i górnej troposferze. 22 i 23 września pojawiła się warstwa aerozolu w stratosferze, na wysokości 14 km (współczynnik rozpraszania wstecznego około do 0,25 $Mm^{-1}sr^{-1}$). Ponadto występowało szereg warstw w środkowej troposferze. Na podstawie profili pionowych współczynnika ekstynkcji oszacowano udział aerozolu powyżej warstwy granicznej do



Rys. 5. Przebieg czasowy sygnału lidarowego (skorygowanego na odległość) w funkcji wysokości nad powierzchnią ziemi od 11 do 23 września 2020 r.

Fig. 5. Temporal variability of lidar range corrected signal as a function of the altitude a.g.l. between 11 and 23 September 2020.



Rys. 6. Wybrane profile pionowe współczynnika rozpraszania wstecznego aerozolu [$Mm^{-1}sr^{-1}$] uzyskane z lidaru w okresie od 12 do 23 września 2020 r.

Fig. 6. Selected vertical profile of aerosol backscattering coefficient [Mm^{-1} sr^{-1}] from lidar observation between 12 and 23 September 2020.

aerozolowej grubości optycznej. Średnia wartość w tym okresie wyniosła 53±16%, co jest wartością znacząco powyżej średniej (Szczepanik, Markowicz 2015). Należy jednak podkreślić, że tego typu szacowanie jest obarczone sporym błędem, jeśli nie dysponuje się kanałami ramanowskimi w lidarze aerozolowym.

Własności optyczne aerozolu w pionowej kolumnie atmosfery wyznaczone na podstawie danych fotometrycznych (AERONET) zostały przestawione w Tabeli 1. Średnie dobowe wartości w dniach, w których pojawia się transport aerozolu w środkowej i górnej troposferze, są relatywnie niskie (poniżej średniej wieloletniej, która we wrześniu wynosi 0,18±0,11). Jedynie 14 i 18 września wartości aerozolowej grubości optycznej były nieco wyższe.

W przypadku wykładnika Angstroma większe wartości obserwowane były 12 i 14 września (powyżej średniej wieloletniej 1,47±0,28 i mniejsze w kolejnych dniach). Ma to swoje odzwierciedlenie w udziale cząstek małych w aerozolowej grubości optycznej. Udział ten jest bardzo wysoki i przekraczał 80%. Przy czym w niektórych dniach był powyżej 90%. Świadczy to o drobnej frakcji aerozolu, która jest charakterystyczna dla cząstek pochodzenia antropogenicznego oraz emisji z pożarów biomasy. Wartość albedo pojedynczego rozpraszania zmieniały się w zakresie od 0,94 do 0,99. Świadczy to o obecności umiarkowanie i słabo absorbujących cząstek w atmosferze. Należy jednak podkreślić, że przy niskich wartościach aerozolowej grubości optycznej błędy albedo pojedynczego rozpraszania są duże, a interpretacja wyników niepewna.

Porównanie strumieni promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi, uzyskanego na podstawie modelu z wynikami pomiarów, wykazuje bardzo dobrą zgodność. Kwadrat współczynnika korelacji Pearsona wynosił 0,99. Średnia różnica dla danych 15 minutowych wynosiła jedynie –1 W/m^2, względna różnica –2,6%, natomiast pierwiastek ze średniej kwadratowej różnicy 3,6 W/m^2. Konsekwencją tego faktu były względnie niewielkie różnice wymuszeń radiacyjnych szacowanych przy użyciu modelu oraz metody hybrydowej (tab. 2). Średnie dobowe wymuszanie radiacyjne zdefiniowane na powierzchni ziemi zmieniało się od –11 do –7,1 W/m^2. Nieco silniejsze chłodzenie aerozolowe określono dla 14 września, co jest związane z wyższą wartością aerozolowej grubości optycznej. Redukcja strumienia netto przy powierzchni ziemi była znacząca, natomiast chwilowe wartości były jeszcze większe. Dla przykładu, redukcja promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni ziemi w godzinach południowych sięgała 31,5 W/m^2, co stanowi około 5%. Wymuszanie radiacyjne na górnej granicy atmosfery zmieniało się średnio od –7,0 do –4,0 W/m^2. Aerozole zwiększały strumień promieniowania rozproszonego w atmosferze w przestrzeń kosmiczną maksymalnie o około 19 W/m^2, co stanowi ok 15% strumienia promieniowania słonecznego opuszczającego atmosferę w warunkach bez aerozolu. Mniejsze wartości (w sensie wartości bezwzględnej) na górnej granicy atmosfery w stosunku do powierzchni ziemi wynikają z obecności aerozoli absorbujących. Iloraz wymuszania radiacyjnego na górnej granicy atmosfery do wartości przy powierzchni ziemi zmieniał się od 47 do 70%, przy czym mniejsze wartości ilorazu są konsekwencją niższych wartości albedo pojedynczego rozpraszania. Im mniejsza wartość tego parametru tym większa kompensacja efektów rozproszeniowych i absorpcyjnych w atmosferze. Poniżej wartości krytycznej wymuszanie radiacyjne na górnej granicy atmosfery było dodatnie.

Tabela 1. Średnie dobowe oraz odchylenia standardowe kolumnowych własności optycznych aerozolu w wybranych dniach września 2020 r. w oparciu o dane z fotometru słonecznego.

Table 1. Daily mean and standard deviation of columnar aerosol optical properties obtained from CIMEL sun photometer for selected days of September 2020.

Dzień	AOD 500 nm	AE 440/870 nm	AOD 500 nm cząstek małych (fine fraction)	SSA 441 nm
12	0,09±0,02	1,58±0,16	0,83±0,04	0,97±0,03
14	0,20±0,02	1,82±0,08	0,97±0,01	0,99+0,01
15	0,11±0,03	1,40±0,40	0,81±0,16	0,96±0,04
18	0,18±0,04	1,13±0,05	0,98±0,01	0,95±0,01
21	0,11±0,03	1,38±0,05	0,96±0,01	0,96±0,02
22	0,13±0,01	1,36±0,03	0,94±0,01	0,94±0,03
23	0,14±0,01	1,28±0,07	0,95±0,03	0,96±0,02

Tabela 2. Średnie dobowe wymuszanie radiacyjne aerozolu [W/m^2] oraz efektywność wymuszania radiacyjnego [$W/m^2/AOD_{500}$] uzyskane metodą hybrydową, opartą na modelu transferu radiacji z sieci AERONET. Wartości odnoszą się do powierzchni ziemi oraz górnej granicy atmosfery (wartości w nawiasach).

Table 2. Daily mean aerosol radiative forcing [W/m^2] and radiative forcing efficiency [$W/m^2/AOD_{500}$] obtained from hybrid method, model, and from AERONET. Forcings are defined at Earth's surface and at the top of the atmosphere (values in the parentheses).

Data	Wymuszanie radiacyjne (WR) [W/m^2]				Iloraz WR/AOD [$W/m^2/AOD_{500}$]
	hybrydowa	Model	AERONET	średnia	
14.09.2020	–9,7	–9,2 (–6,9)	–11,0 (–7,0)	–10,0 (–7,0)	–63 (–44)
21.09.2020	–8,8	–8,2 (–4,4)	–9,9 (–4,7)	–9,0 (–4,6)	–69 (–35)
22.09.2020	–8,4	–7,1 (–3,7)	–9,6 (–4,3)	–8,4 (–4,0)	–72 (–34)

Efektywność wymuszania radiacyjnego, będąca ilorazem wymuszania radiacyjnego do aerozolowej grubości optycznej dla długości fali 500 nm, jest miarą wykazującą różne wartości w zależności od rodzaju aerozolu, a nie jego ilości w atmosferze. Im wartości są niższe (bardziej ujemne) przy powierzchni ziemi i mniej ujemne lub dodatnie na górnej granicy atmosfery, tym aerozol jest silniej absorbujący. Wartości tego parametru zmieniały się podczas eksperymentu 14 września od –63 i –44 W/m^2AOD_{500}, odpowiednio na powierzchni ziemi i górnej granicy atmosfery do odpowiednio –72 i –34 W/m^2AOD_{500} dla 22 września. Dane jednoznacznie wskazują na wzrost absorpcyjności cząstek między 14 a 22 września, co zostało potwierdzone również na danych optycznych z fotometru słonecznego (spadek albedo pojedynczego rozpraszania).

Podsumowanie i wnioski

Badania przeprowadzone we wrześniu 2020 r. na stacji transferu radiacyjnego SolarAOT w Strzyżowie na Podkarpaciu wykazały obecność cząstek aerozolu atmosferycznego w środkowej, górnej troposferze oraz w dolnej stratosferze. Warstwy silnie rozpraszające promieniowanie krótkofalowe zostały zaobserwowane przy użyciu lidaru, a także w oparciu o dane pochodzące z re-analizy MERRA-2 (bazującej na modelu transportu zanieczyszczeń) i wyniki symulacji numerycznych wykonanych za pomocą modelu trajektorii wstecznych HYSPLIT. Zanieczyszczenia te zostały zidentyfikowane jako cząstki wyemitowane podczas pożarów w Ameryce Północnej (prawdopodobnie głównie w Kalifornii). Profile pionowe z lidaru wskazywały na warstwy aerozolu niemal w całej troposferze oraz w dolnej stratosferze (około 14 km). Maksymalna wartość współczynnika rozpraszania wstecznego wynosiła około 2 $Mm^{-1}sr^{-1}$. Oszacowano wkład tych cząstek do całkowitej aerozolowej grubości optycznej na poziomie około 50%. Obecność aerozoli w atmosferze spowodowała redukcję promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni ziemi o około –32 W/m^2. Średnie dobowe wymuszanie radiacyjne wyniosło –9,2 i –5,2 W/m^2, odpowiednio na powierzchni ziemi i na górnej granicy atmosfery. Dane z fotometru słonecznego CIMEL oraz obliczone efektywności wymuszania radiacyjnego wskazują na wzrost absorpcyjności cząstek pomiędzy 14 a 21 i 22 września. Wartości albedo pojedynczego rozpraszania na poziomie 0,94-0,99 wskazują na umiarkowaną absorpcyjność cząstek związaną prawdopodobnie z procesami transformacji podczas około tygodniowego transportu od źródeł emisji aerozoli.

Podziękowania

Autorzy pragną podziękować NASA za wykorzystanie danych z detektora satelitarnego MODIS oraz z systemu FIRMS (https://earthdata.nasa.gov/firms), będącego częścią Systemu obserwacji Ziemi EOSDIS.

L i t e r a t u r a

Abatzoglou J.T., Williams A.P., Barbero R., 2019, Global emergence of anthropogenic climate change in fire weather indices, Geophysical Research Letters, 46 (1), 326-336, DOI: 10.1029/2018GL080959

Amiridis V., Balis D., Giannakaki E., Stohl A., Kazadzis S., Koukouli M., Zanis P., 2008, Optical characteristics of biomass burning aerosols over Southeastern Europe determined from UV-Raman lidar measurements, Atmospheric Chemistry and Physics, 9 (7), 2431-2440, DOI: 10.5194/acp-9-2431-2009

Andela N., Morton D.C., Giglio L., Chen Y., Van Der Werf G.R., Kasibhatla P.S., DeFries R.S., Collatz G.J., Hantson S., Kloster S., Bachelet D., 2017, A human-driven decline in global burned area, Science, 356 (6345), 1356-1362, DOI: 10.1126/science.aal4108

Doerr S.H., Santín C., 2016, Global trends in wildfire and its impacts: perceptions versus realities in a changing world, Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences, 371 (1696), DOI: 10.1098/rstb.2015.0345

Eck T.F., Holben B.N., Ward D.E., Mukelabai M.M., Dubovik O., Smirnov A., Schafer J.S., Hsu N.C., Piketh S.J., Queface A., Le Roux J., Swap R.J., Slutsker I., 2003, Variability of biomass burning aerosol optical characteristics in southern Africa during the SAFARI 2000 dry season campaign and a comparison of single scattering albedo estimates from ra-diometric measurements, Journal of Geophysical Research, 108 (D13), DOI: 10.1029/2002JD002321, D13

Fierli F., Smiljanic I., 2020, Data from multiple satellites and instruments can be used to investigate the impact the exten-sive California fires that ravaged the US state in 2020 had on atmospheric composition, EUMETSAT, dostępne online https://www.eumetsat.int/impact-california--2020-fires-atmospheric-composition (04.11.2021)

Fu Q., Liou K.N., 1992, On the correlated k-distribution method for radiative transfer in non-homogeneous atmospheres, Journal of Atmospheric Sciences, 49 (22), 2139-2156, DOI: 10.1175/1520-0469(1992)049<2139:OTCDMF>2.0.CO;2

Gelaro R., McCarty W., Suarez M.J., Todling R., Molod A., Takacs L., Randles C.A., Darmenov A., Bosilovich M.G., Reich-le R., Wargan K., Coy L., Cullather R., Draper C., Akella S., Buchard V., Conaty A., da Silva A.M., Gu W., Kim G.-K., Koster R., Lucchesi R., Merkova D., Nielsen J.E., Partyka G., Pawson S., Putman W., Rienecker M., Schubert S.D., Sien-kiewicz M., Zhao B., 2017, The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2 (MERRA-2), Journal of Climate, 30 (14), 5419-5454, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1

Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A., 1998, AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, Remote Sensing of Environment, 66 (1), 1-16, DOI: 10.1016/S0034-4257(98)00031-5

IPCC, 2018, Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global re-sponse to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty, IPCC, dostępne online https://www.ipcc.ch/sr15/ (04.11.2021)

Janicka L., Stachlewska I.S., 2019, Properties of biomass burning aerosol mixtures derived at fine temporal and spatial scales from Raman lidar measurements: Part I optical properties, Atmospheric Chemistry and Physics, DOI: 10.5194/acp-2019-207

Jiang Y., Yang X., Liu X., Qian Y., Zhang K., Wang M., Li F., Wang Y., Lu Z., 2020, Impacts of wildfire aerosols on global energy budget and climate: the role of climate feedbacks, Journal of Climate, 33 (8), 3351-3366, DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0572.1

Klett J.D., 1981, Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, Applied Optics, 20 (2), 211-220, DOI: 10.1364/AO.20.000211

Klett J.D., 1985, Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, Applied Optics, 24 (11), 1638-1643, DOI: 10.1364/AO.24.001638

Liu S., Aiken A.C., Arata C., Dubey M.K., Stockwell C.E., Yokelson R.J., Stone E.A., Jayarathne T., Robinson A.L., DeMott P.J., Kreidenweis S.M., 2014, Aerosol single scattering albedo depen-

dence on biomass combustion efficiency: laborato-ry and field studies, Geophysical Research Letters, 41 (2), 742-748, DOI: 10.1002/2013GL058392

Lynch P., Reid J.S., Westphal D.L., Zhang J., Hogan T.F., Hyer E.J., Curtis C.A., Hegg D.A., Shi Y., Campbell J.R., Rubin J.I., Sessions W.R., Turk F.J., Walker A.L., 2016, An 11-year global gridded aerosol optical thickness reanalysis (v1.0) for atmospheric and climate sciences, Geoscientific Model Development, 9 (4), 1489-1522, DOI: 10.5194/gmd-9-1489-2016

Markowicz K.M., Chilinski M.T., Lisok J., Zawadzka O., Stachlewska I.S., Janicka L., Rozwadowska A., Makuch P., Pakszys P., Zieliński T., Petelski T., Posyniak M., Pietruczuk A., Szkop A., Westphal D.L., 2016, Study of aerosol op-tical properties during long-range transport of biomass burning from Canada to Central Europe in July 2013, Journal of Aerosol Science, 101, 156-173, DOI: 10.1016/j.jaerosci.2016.08.006

Markowicz K.M., Stachlewska I.S., Chilinski M.T., Zawadzka-Manko O., Janicka Ł., Szczepanik D., Wang D., Kumala W., Makuch P., Markuszewski P., Rozwadowska A., Petelski T., Zieliński T., Posyniak M., Szkop A., Pietruczuk A., Chojnicki B.H., Harenda K.H., Poczta P., Uscka-Kowalkowska J., Strużewska J., Kaminski J.W., Werner M., Kryza M., Drzeniecka-Osiadacz A., Sawiński T., Remut A., Miętus M., Wiejak K., Markowicz J., 2021, A decade of the Poland-AOD aerosol research network observations, praca w trakcie recenzji do magazynu Atmosphere

Markowicz K.M., Zawadzka-Manko O., Lisok J., Chilinski M.T., Xian P., 2020, The impact of moderately absorbing aero-sol on surface sensible, latent, and net radiative fluxes during the summer of 2015 in Central Europe, Journal of Aero-sol Science, 151, DOI: 10.1016/j.jaerosci.2020.105627

Nicolae D., Nemuc A., Muller D., Talianu C., Vasilescu J., Belegante L., Kolgotin A., 2013, Characterization of fresh and aged biomass burning events using multiwavelength Raman lidar and mass spectrometry, Journal of Geophysical Research. Atmospheres, 118 (7), 2956-2965, DOI: 10.1002/jgrd.50324

O'Neill N.T., Eck T.F., Smirnov A., Holben B.N., Thulasiraman S., 2003, Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth, Journal of Geophysical Research. Atmospheres, 108 (D17), DOI: 10.1029/2002JD002975

Pereira G., Shimabukuro Y.E., Moraes E.C., Freitas S.R., Cardozo F.S., Longo K.M., 2011, Monitoring the transport of biomass burning emission in South America, Atmospheric Pollution Research, 2 (3), 247-254, DOI: 10.5094/APR.2011.031

Pietruczuk A., Chaikovsky A., 2012, Variability of aerosol properties during the 2007–2010 spring seasons over central Europe, Acta Geophysica, 60, 1338-1358, DOI: 10.2478/s11600-012-0017-9

Randles C.A., da Silva A., Buchard V., Colarco P.R., Darmenov A.S., Govindaraju R.C., Smirnov A., Ferrare R.A., Hair J.W., Shinozuka Y., Flynn C., 2017, The MERRA-2 Aerosol Reanalysis, 1980-onward, Part I: System description and data assimilation evaluation, Journal of Climate, 30 (17), 6823-6850, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0609.1

Shi S., Chenga T., Gu X., Guo H., Wu Y., Wang Y., 2019, Biomass burning aerosol characteristics for different vegetation types in different aging periods, Environment International, 126, 504-511, DOI: 10.1016/j.envint.2019.02.073

Stachlewska I.S., Samson M., Zawadzka O., Harenda K.M., Janicka L., Poczta P., Szczepanik D., Heese B., Wang D., Borek K., Tetoni E., Proestakis E., Siomos N., Nemuc A., Chojnicki B.H., Markowicz K.M., Pietruczuk A., Szkop A., Althausen D., Stebel K., Schuettemeyer D., Zehner

C., 2018, Modification of local urban aerosol properties by long-range transport of biomass burning aerosol, Remote Sensing, 10 (3), DOI: 10.3390/rs10030412

Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F., 2015, NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System, Bulletin of the American Meteorological Society, 96 (12), 2059-2077, DOI: 10.1175/BAMS-D-14-00110.1

Stelmaszczyk K., Dell'Aglio M., Chudzyński S., Stacewicz T., Wöste L., 2005, Analytical function for lidar geometrical compression factor calculation, Applied Optics, 44 (7), 1323-1331, DOI: 10.1364/AO.44.001323

Szczepanik D., Markowicz K.M., 2018, The relation between columnar and surface aerosol optical properties in a back-ground environment, Atmospheric Pollution Research, 9 (2), 246-256, DOI: 10.1016/j.apr.2017.10.001

Takemura T., Nakajima T., Dubovik O., Holben B.N., Kinne S., 2002, Single-scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model, Journal of Climate, 15 (4), 333-352, DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<0333:SSAARF>2.0.CO;2

Tang R., Huang X., Zhou D., Ding A., 2020, Biomass-burning-induced surface darkening and its impact on regional me-teorology in eastern China, Atmospheric Chemistry and Physics, 20 (10), 6177-6191, DOI: 10.5194/acp-20-6177-2020

Vadrevu K.P., Lasko K., Giglio L., Justice C., 2015, Vegetation fires, absorbing aerosols and smoke plume characteristics in diverse biomass burning regions of Asia, Environmental Research Letters, 10 (10), DOI: 10.1088/1748-9326/10/10/105003

Williams A.P., Abatzoglou J.T., Gershunov A., Guzman-Morales J., Bishop D.A., Balch J.K., Lettenmaier D.P., 2019, Observed impacts of anthropogenic climate change on wildfire in California, Earth's Future, 7 (8), 892–910, DOI: 10.1029/2019EF001210

S t r e s z c z e n i e

Celem pracy jest określenie własności optycznych i radiacyjnych aerozolu obserwowanego podczas transportu dalekiego zasięgu zanieczyszczeń wyemitowanych w Ameryce Północnej we wrześniu 2020 r. Badania zostały zrealizowane w oparciu o dane pomiarowe pozyskane z fotometru słonecznego, lidaru oraz radiometru słonecznego (pyranometru) w stacji badawczej SolarAOT w Strzyżowie na Podkarpaciu, a także w oparciu o wyniki symulacji modelem trajektorii wstecznych, modelem transferu radiacji i transportu zanieczyszczeń. Wyniki badań wskazują na obecność silnie rozpraszających warstw aerozolu w całej troposferze oraz w dolnej stratosferze (pod koniec okresu pomiarowego). Obecność aerozolu w dolnej stratosferze jest w ostatnich latach bardzo rzadko obserwowana. Mimo tego wartości aerozolowej grubości optycznej były poniżej średniej wieloletniej. Obecność aerozolu w atmosferze spowodowała redukcję promieniowania dochodzącego do powierzchni ziemi w godzinach południowych o około 32 W/m^2. Wymuszanie radiacyjne aerozolu podczas bezchmurnych warunków wynosiło ok. –9 W/m^2 na powierzchni ziemi i –5,2 W/m^2 na górnej granicy atmosfery. Oszacowane wartości efektywności wymuszania radiacyjnego w połączeniu z pomiarami albedo pojedynczego rozpraszania wskazują na napływ umiarkowanie absorbującego aerozolu.

Słowa kluczowe: pożary, grubość optyczna, aerozol, wymuszanie radiacyjne.

S u m m a r y

The aim of the study is to determine the optical and radiation properties of the aerosol observed during long-range transport of biomass burning pollution emitted in North America in September 2020. The research was carried out at SolarAOT research station in Strzyzow (south-eastern Poland) on the basis of measurement data obtained from a sun photometer, aerosol lidar and solar radiometer (pyranometer), as well as on the basis of simulation results with backtrajetories model, radiation transfer and aerosol transport model. The results indicate the presence of highly scattering aerosol layers throughout the troposphere and in the lower stratosphere (during the end of the measuring period). The presence of an aerosol in the lower stratosphere has been very rarely observed in recent years due low stratovolcanic activity. Despite this, the aerosol optical thickness was below the long-term average. The presence of the aerosol in the atmosphere reduced the radiation reaching the Earth's surface at noon by about 32 W/m^2. The aerosol direct radiative forcing of the during clear conditions was about –9 W/m^2 at the Earth's surface and –5.2 W/m^2 at the top of the atmosphere. The estimated radiative forcing efficiency in combination with the single scattering albedo measurements indicate moderately absorbing particles.

Keywords: biomass burning, optical depth, aerosol, radiative forcing.