

◆◆◆◆ ORIGINALNE PRACE ◆◆◆◆ I PRZYCZYNKI

Krzysztof M. MARKOWICZ, Olga ZAWADZKA, Iwona S. STACHLEWSKA
Instytut Geofizyki UW – Warszawa

OBSERWACJE PYŁU WULKANICZNEGO NAD POLSKĄ W KWIETNIU 2010 ROKU

OBSERVATION OF VOLCANIC ASH OVER POLAND IN APRIL 2010

Wulkany są jednym z najważniejszych naturalnych źródeł zanieczyszczeń atmosfery. Emitują do atmosfery pyły (głównie materiał piroklastyczny) oraz gazy, które w atmosferze mogą podlegać reakcjom chemicznym, tworząc aerozol wulkaniczny. Wulkany emitują od 50 do 90% pary wodnej, jednak nawet po uwzględnieniu emisji pary wodnej ze wszystkich wulkanów na Ziemi wnoszą one zanedbywalną część do całkowitej zawartości pary wodnej w atmosferze (Textor i in., 2004). Kolejnym istotnym gazem emitowanym przez wulkany jest dwutlenek węgla, którego średnia emitowana objętość zmienia się od 1 do 40%. Stanowi to mniej niż 1% całkowitej emisji CO₂ do atmosfery (Cadle, 1980; Gerlach, 1991). Siarczany (dwutlenek siarki oraz siarkowodór) stanowią od 2 do 35% objętości gazów wyrzucanych do atmosfery, a średnia roczna emisja związków siarki przez wulkany wynosi ok. 14% całkowitej emisji uwzględniającej źródła naturalne i antropogeniczne (Graf i in., 1997). Ostatnim z najważniejszych gazów emitowanych przez wulkany jest chlorowodór. Jego emisja stanowi od 1 do 10% (Symonds i in., 1988) całkowitej objętości gazów wulkanicznych.

Aerozol wulkaniczny, podobnie jak pył pustylny, zanieczyszczenia emitowane w trakcie pożarów czy wskutek działalności przemysłowej, może spektakularnie wpływać na warunki meteorologiczne. Wybuch wulkanu Tambora w kwietniu 1815 r. w Indonezji spowodował, że rok 1816 został odnotowany w kronikach meteorologicznych jako okres bez lata (Trigo i in., 2009). Wybuch wulkanu Eyja-

fjoll na Islandii w kwietniu 2010 r. spowodował wstrzymanie ruchu w europejskiej przestrzeni powietrznej na kilka dni.

Wpływ klimatyczny wybuchów wulkanów nie jest tak efektywny, ale istotny i niejednokrotnie obserwowany na Ziemi. Silne oddziaływanie wulkanów na klimat Ziemi wynika ze stosunkowo długiego czasu życia aerozoli wtórnych w atmosferze (głównie związków siarki). Tlenek siarki emitowany podczas silnych wybuchów wulkanów najczęściej dostaje się do stratosfery, gdzie w wyniku reakcji homogenicznych lub heterogenicznych ulega konwersji do kropelek kwasu siarkowego (Eatough i in., 1994; McCormick i in., 1995). W drugim przypadku, w obecności cząstek trzecich, np. pyłów, tworzą się złożone cząsteczki aerozoli, w których jądro stawi cząstka stała, a częścią zewnętrzną jest faza ciekła. Aerozole te należą do klasy akumulacyjnej, gdyż mają rozmiary średnio od 0,3 do 0,5 μm (Deshler i in., 1992; Asano i in., 1993). To sprawia, że czas ich przebywania w atmosferze zawiera się w szerokim zakresie od kilku dni do kilku lat. Przyczyną tego stanu rzeczy jest powolna sedimentacja drobnych aerozoli (Slinn, 1977) oraz brak wilgotnej depozycji w stratosferze, która jest efektywnym mechanizmem usuwania aerozoli w klasie akumulacyjnej (Seinfeld, Pandis, 1998) w niskich warstwach troposfery.

Aerozole wulkaniczne wpływają na system klimatyczny bezpośrednio poprzez rozpraszanie i absorpcję promieniowania elektromagnetycznego oraz pośrednio poprzez wpływ na własności mikrofizyczne chmur. Efekt bezpośredni aerozolu wulkanicznego jest głównie związany z rozpraszaniem oraz absorpcją promieniowania słonecznego w atmosferze. Prowadzi on do redukcji promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni ziemi i wzrostu albedo planetarnego. Tym samym siarczany wulkaniczne prowadzą do ochładzania klimatu. Miarą wpływu aerozolu wulkanicznego na klimat jest wymuszanie radiacyjne opisujące zaburzenie bilansu radiacyjnego w systemie klimatycznym. Wymuszenie radiacyjne jest zdefiniowane, jako różnica strumieni radiacyjnych zaabsorbowanych przez system klimatyczny w stanie zaburzonym i w stanie równowagi radiacyjnej. W przypadku wulkanu Pinatubo (erupcja w 1991 r.) oszacowane przez Myhre i in. (2001) wymuszenie radiacyjne wyniosło ok. $-2,2 \text{ W/m}^2$. Wartość ta jest niewiele mniejsza (w sensie wartości bezwzględnej) od wymuszania radiacyjnego związanego z przyrostem zawartości gazów cieplarnianych na skutek działalności antropogenicznej, która została oszacowana na ok. $2,6 \text{ W/m}^2$ (IPCC, 2007). Hansen i in. (1992) oszacowali przy użyciu modelu klimatu, że aerozol powstały w wyniku erupcji wulkanu Pinatubo spowoduje spadek średniej globalnej temperatury przy powierzchni ziemi o ok. $0,5^\circ\text{C}$, ponadto wyliczono, że średnia globalna temperatura powietrza miała powrócić do normy w roku 1995. Późniejsze obserwacje potwierdziły wyniki symulacji numerycznych (Parker i in., 1996; Christy i in., 2000). Należy jednak podkreślić, że oszacowanie rzeczywistego ochłodzenia klimatu związanego z wybuchem wulkanu jest trudne ze względu na naturalne

i antropogeniczne fluktuacje klimatu. Pomimo faktu, że aerozole wulkaniczne głównie rozpraszają promieniowanie słoneczne, nawet niewielka absorpcja przez nie promieniowania w wysokich warstwach atmosfery istotnie wpływa na lokalną równowagę radiacyjną i w konsekwencji na temperaturę powietrza. Ogrzewanie w stratosferze jest spowodowane także wzrostem zawartości pary wodnej emitowanej przez wulkany (Joshi i in., 2009). Z drugiej strony aktywność wulkaniczna przyczynia się do spadku koncentracji ozonu w stratosferze. Ubytki ozonu notowane po wybuchach wulkanów są związane z heterogenicznymi reakcjami chemicznymi zachodzącymi w obecności aerozolu siarczynowego (Ansmann i in., 1996) i chlorowodoru (Pittock, 1965) oraz zmianami w dynamice atmosfery. Mimo ubytku ozonu wybuchy wulkanów prowadzą do ogrzewania stratosfery. W przypadku Pinatubo w dolnej stratosferze zaobserwowano wzrost temperatury o ok. 1-1,5 °C (Parker i in., 1996), zmianę ponad dwa razy większą niż przy powierzchni ziemi.

Pośredni wpływ aerozolu wulkanicznego na system klimatyczny jest związany z jego oddziaływaniem na własności mikrofizyczne chmur. W przypadku aerozolu wulkanicznego mamy do czynienia z dwoma efektami: pierwszym – związanym ze zjawiskiem *T w o m e y* (1997), tj. z wpływem aerozoli higroskopijnych na liczbę kropelek chmurowych, oraz drugim związanym z oddziaływaniem pyłu wulkanicznego na chmury lodowe. W przypadku pierwszego efektu siarczany zawarte w chmurach prowadzą do wzrostu ilości kropeł kosztem ich rozmiaru, co zwiększa albedo chmury i prowadzi do ochładzania klimatu. W drugim przypadku pył wulkaniczny wpływa na chmury lodowe, gdyż część z cząstek spełnia rolę jąder zamarzania (Durant i in., 2008; Sassen i in., 2003). Prowadzi to do wzrostu albeda chmury i znacznego zmniejszenia promieniowania długofalowego emitowanego w przestrzeń kosmiczną. Dla cienkich chmur *Cirrus* efekt długofalowy jest dominujący, co prowadzi do ogrzewania systemu klimatycznego (Fu, Liou, 1993). Oba wymienione efekty są ciągle słabo poznane, a związane z nimi obliczenia wymuszania radiacyjnego obarczone są znacznymi błędami (IPCC, 2007).

Wpływ aerozolu wulkanicznego na klimat zależy od własności fizyko- optycznych cząstek. Należą do nich m. in. grubość optyczna, albedo pojedynczego rozpraszania, parametr asymetrii i rozkład wielkości. Wyznaczenie tych wielkości wymaga kompleksowych pomiarów obejmujących satelitarne i naziemne obserwacje zdalne oraz samolotowe pomiary *in situ*. Niniejsza praca dotyczy obserwacji tylko niektórych własności optycznych (grubości optycznej, współczynnika ekstynkcji) pyłu wulkanicznego związanego z erupcją wulkanu Eyjafjöll na Islandii, która rozpoczęła się w nocy z 13 na 14 kwietnia 2010 i której efekty były obserwowane w Polsce od 16 do 20 kwietnia 2010 w Warszawie oraz w Strzyżowie na Podkarpaciu.

Przyrządy pomiarowe

Własności optyczne pyłu wulkanicznego omawiane w niniejszej pracy zostały zmierzone przy użyciu technik zdalnych w Laboratorium Transferu Radiacyjnego w Instytucie Geofizyki UW w Warszawie oraz na Stacji Badawczej Transferu Radiacyjnego SolarAOT w Strzyżowie na Podkarpaciu. Laboratorium Transferu Radiacyjnego w Warszawie mieści się na platformie zlokalizowanej na dachu Instytutu Geofizyki UW (52,21°N, 20,98°E, 110 m n.p.m). Jest ono wyposażone m. in. w ceilometr CHM15K, radiometrię do pomiarów promieniowania słonecznego CM22 i długofalowego CGR3 oraz w ręczny fotometr słoneczny Microtops. Ceilometry są przyrządami do pomiaru wysokości podstawy chmur. Tego typu przyrządy w specyficznych warunkach mogą, podobnie jak lidary, być używane do detekcji aerozoli atmosferycznych. Na przykład, podczas pomiarów przeprowadzonych ceilometrem CT25K firmy Vaisala w ramach kampanii pomiarowej SAWA w 2005 r. (Markowicz i in., 2008; Kardaś i in., 2010) zaobserwowano chmurę pyłu saharijskiego napływającą nad Warszawę na wysokości 3-4 km. Podobne epizody były rejestrowane podczas regularnych pomiarów prowadzonych w poniedziałki i czwartki od 2008 r. przy użyciu ceilometru CHM15K firmy JenOptik. Przyrząd ten, który jest w posiadaniu Instytutu Geofizyki UW, jest znacząco lepszym systemem w porównaniu z ceilometrem CT25K, głównie dzięki zastosowaniu silniejszego źródła światła (lasera zamiast diody laserowej) oraz detekcji na długości fali 1064 nm. Przyrząd CT25K emituje fale elektromagnetyczne o długości ok. 905 nm, czyli w obszarze dość silnej absorpcji przez parę wodną (Markowicz i in., 2008). Prowadzi to do znacznego osłabienia wiązki laserowej, co istotnie zmniejsza zasięg detekcji cienkich warstw aerozolu nawet przy stosunkowo niskiej zawartości pary wodnej w atmosferze. Ceilometr, podobnie jak lidar, pozwala na określenie wysokości warstw pyłu wulkanicznego oraz oszacowanie współczynnika ekstynkcji i współczynnika rozpraszania wstecznego (Markowicz i in., 2008). Pierwsza z tych wielkości umożliwia wyznaczenie grubości optycznej aerozolu wulkanicznego, mówiącej o całkowitej zawartości zanieczyszczeń nad danym punktem obserwacyjnym.

Ręczny fotometr słoneczny Microtops (Morys i in., 2001) służy do pomiarów bezpośredniego strumienia promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni ziemi, z którego wyznaczana jest grubość optyczna aerozolu atmosferycznego. Fotometr wyposażony jest w 5 kanałów spektralnych o szerokości połówkowej 10 nm, centrowanych w następujących długościach fal: 380, 500, 675, 870 i 1020 nm. Przyrząd ten umożliwia pomiar zawartości aerozoli w całej pionowej kolumnie powietrza i z tego powodu w przypadku obserwacji pyłu wulkanicznego głównym problemem pomiaru jest określenie tła, względem którego możliwe jest szacowanie grubości optycznej aerozoli wulkanicznych. Przyrząd użyty w czasie pomiarów został wcześniej wykalibrowany przy użyciu techniki

Langleya (Morys i in., 2001) podczas kampanii pomiarowej projektu PolarAOD na Teneryfie w 2009 r.

Stacja Badawcza Transferu Radiacyjnego SolarAOT zlokalizowana jest w Strzyżowie (49,86° N, 21,87° E) na wysokości 443 m n.p.m. Wyposażona jest m. in. w zestaw radiometrów do pomiarów promieniowania słonecznego CM21 i długofalowego PIR oraz radiometer słoneczny MFR-7 typu ShadowBand. Radiometr MFR-7 (Harrison i in., 1994) jest przyrządem służącym do spektralnych obserwacji promieniowania słonecznego. Posiada sześć wąskich kanałów o szerokości połówkowej 10 nm na następujących długościach fali: 415, 500, 615, 673, 870, 940 nm oraz jeden kanał szerokopasmowy pokrywający promieniowanie widzialne i bliską podczerwień. Przyrząd ten, dzięki zastosowaniu ruchomego ramienia czasowo przesłaniającego tarczę słoneczną, umożliwia pomiar natężenia promieniowania bezpośredniego, rozproszonego oraz całkowitego. Na podstawie obserwacji strumienia promieniowania bezpośredniego (analogicznie jak ma to miejsce w fotometrach słonecznych) wyznaczana jest grubość optyczna aerozolu. Wszystkie wymienione instrumenty pozwalają na obserwację aerozoli atmosferycznych, jeżeli nie występuje zachmurzenie. W przypadku fotometru słonecznego wymagany jest brak chmur w okolicach tarczy słonecznej, a w przypadku ceilometru nieboskłon pozbawiony chmur w zenicie. Pomiary przy użyciu fotometru Microtops były przeprowadzane tylko wtedy, gdy na nieboskłonie nie było chmur w pobliżu tarczy słonecznej. Pozostałe przyrządy działały w trybie ciągłym. W przypadku radiometru MFR7 zastosowano algorytm odrzucania wyników pomiarów zawierających chmury (Alexandrov i in., 2004).

Analiza obserwacji pyłu wulkanicznego została wsparta przez pomiary satelitarne wykonane przy użyciu detektora SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*) umieszczonego na satelicie geostacjonarnym MSG2 (*Meteosat Second Generation*). Dane zostały zebrane w Laboratorium Transferu Radiacyjnego IGF-UW w Warszawie przy użyciu stacji odbioru danych satelitarnych. W celu identyfikacji obszarów, nad którymi znajduje się pył wulkaniczny, skonstruowano algorytm oparty na raporcie EUMETSAT (2007). Pozwala on na jakościowe oszacowanie obszaru występowania pyłu wulkanicznego, jeżeli znajduje się on ponad chmurami. Pył zalegający nad powierzchnią ziemi bądź oceanu jest niewidoczny. Metoda ta polega na konstrukcji obrazu RGB na podstawie pomiarów w obszarze widzialnym, środkowej i dalekiej podczerwieni. Kanał R jest zdefiniowany przez iloraz refleksyjności zmierzonej dla długości fali 3,9 μm do refleksyjności w kanale 0,6 μm . Kanał G jest różnicą temperatury radiacyjnej (*brightness temperature*) dla długości fali 8,7 μm i 10,8 μm , kanał B jest określony przez różnicę temperatury radiacyjnej dla długości fali 12,0 μm i 10,8 μm . Konstrukcja algorytmu wynika ze spektralnego przebiegu własności optycznych chmur i pyłu wulkanicznego. Absorpcja przez pył wulkaniczny jest silniejsza w przypadku długości fali 10,8 μm niż 12,0 μm . Odwrotną zależność wykazują chmury (wodne i lodowe), co pozwala na odróż-

nianie pyłu wulkanicznego od chmur. Podobnie rzecz się ma z reflektancją w kanałach $3,9 \mu\text{m}$ i $0,6 \mu\text{m}$. W przypadku pyłu wulkanicznego stosunek reflektancji w kanale $3,9 \mu\text{m}$ do reflektancji w kanale $0,6 \mu\text{m}$ jest większy niż w przypadku chmur. Ostatnia relacja wynika z własności optycznych SO_2 , który najsilniej absorbuje promieniowanie ok. $9 \mu\text{m}$. Obszary, nad którymi występuje pył wulkaniczny, mają w przypadku tak stworzonego obrazu zabarwienie żółte.

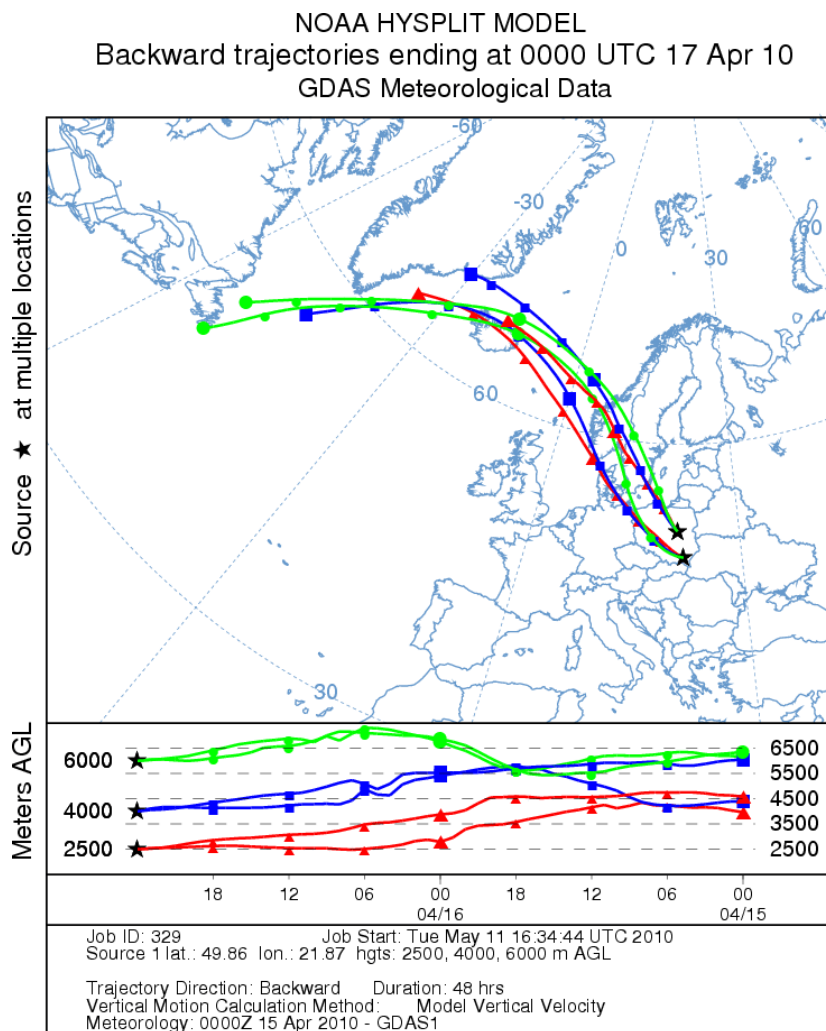
Dodatkowe trudności z detekcją pyłu wulkanicznego nad obszarami pozbawionymi zachmurzenia związane są z problemem odróżnienia aerozolu pochodzenia wulkanicznego od innych aerozoli, które znajdują się w warstwie granicznej. W tym przypadku przy zastosowaniu zaawansowanych metod odwrotnych możliwe jest (szczególnie nad obszarami mórz i oceanów) wyznaczenie całkowitej grubości optycznej aerozolu (Kaufman i in., 1997; King i in., 1999; Stowe i in., 1997). Jednak oszacowanie, jaka część tej wielkości przypada na aerozol wulkaniczny, jest zadaniem szczególnie trudnym i w przypadku większości detektorów satelitarnych niewykonalnym.

Sytuacja meteorologiczna

Podczas wybuchu wulkanu (14 kwietnia 2010) sytuację meteorologiczną nad zachodnią i środkową Europą kształtował układ wysokiego ciśnienia z centrum na północo-zachód od Wysp Brytyjskich oraz rozległy układ niżowy znad północnej części Skandynawii. Pole geopotencjału 500 hPa w okolicach Islandii miało tego dnia kierunek równoleżnikowy, powodując adwekcję mas powietrza w kierunku Skandynawii. W kolejnych dwóch dniach układ wyżowy przemieścił się w kierunku wschodnim, zmieniając pole geopotencjału w środkowej troposferze. Kierunek wiatru na poziomie 500 hPa w rejonie Morza Północnego w tym czasie był północno-zachodni. Podobny kierunek miały izobary przy powierzchni ziemi. Od 17 kwietnia obszar Polski był pod wpływem klina wysokiego ciśnienia znad Wielkiej Brytanii, który powodował zachodnią i północno-zachodnią cyrkulację przy powierzchni ziemi oraz północno-zachodnią w środkowej troposferze. Od 18 kwietnia wspomniany układ wyżowy znalazł się nad środkową Europą, powodując zmianę adwekcji przy powierzchni ziemi na południowo-zachodnią oraz na zachodnią w wyższych warstwach troposfery. W dniach 19 i 20 kwietnia w dalszym ciągu cyrkulacja nad Polską w środkowej troposferze sprzyjała napływowi mas powietrza z rejonu Islandii.

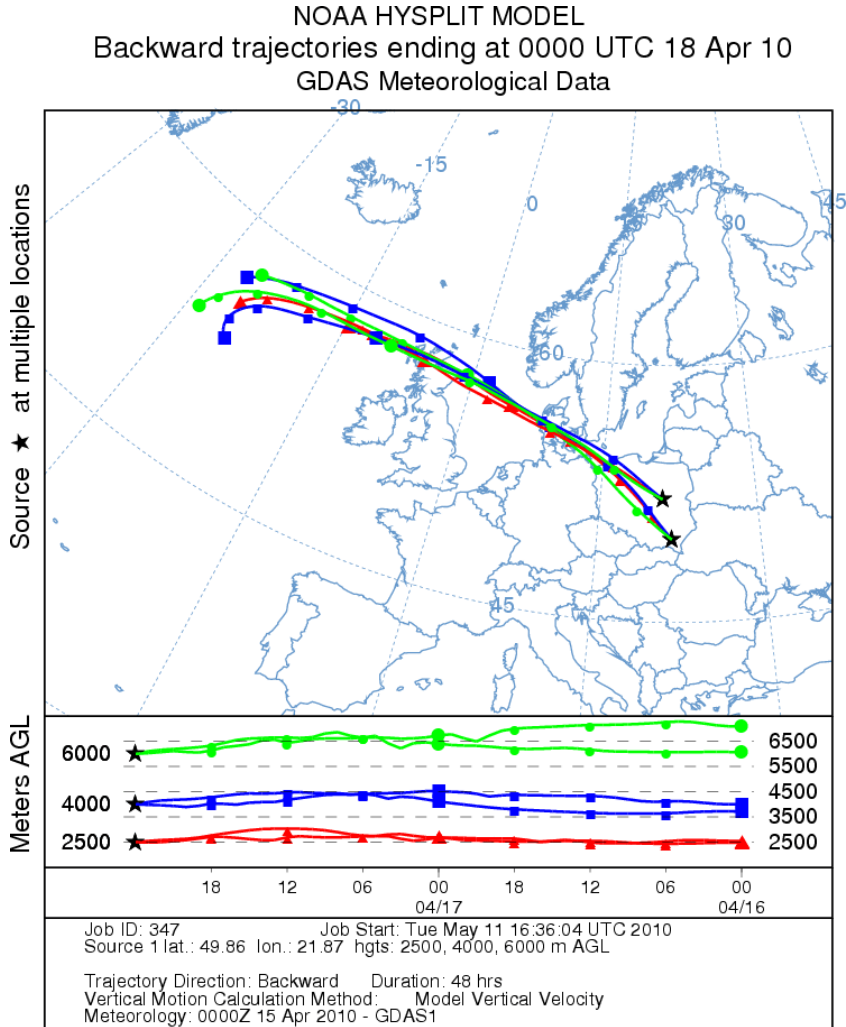
Trajektorie wstecznie uzyskane przy użyciu modelu HYSPLIT (*HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) (Draxler i in., 2010) wskazują, że powietrze, które napłynęło nad Warszawę oraz Podkarpacie 17 kwietnia o godzinie 00 UTC, znajdowało się ok. 30 godzin wcześniej nad Islandią. Trajektorie powietrza znajdującego się tego dnia na wysokościach 2,5, 4 i 6 km niewiele różnią się od

siebie. Wskazuje to na możliwy transport aerozolu wulkanicznego nad obszar Polski. Dodatkowo wyniki modelu wskazują, że powietrze w czasie adwekcji w kierunku Polski powoli opadało poza warstwą na wysokości ok. 6 km. Trajektorie wsteczne uzyskane 24 godziny później nie przechodzą już przez rejon Islandii, mogą jednak wskazywać na potencjalny transport pyłów wulkanicznych znajdujących się w okolicach Islandii.



Rys. 1. Trajektorie wsteczne mas powietrza wyznaczone przy użyciu modelu HYSPLIT w odniesieniu do Warszawy i Strzyżowa na 17 kwietnia 2010 godz. 00 UTC

Fig. 1. HYSPLIT model back-trajectories obtained for Warsaw and Strzyzow ending at 00 UTC on 17 April 2010



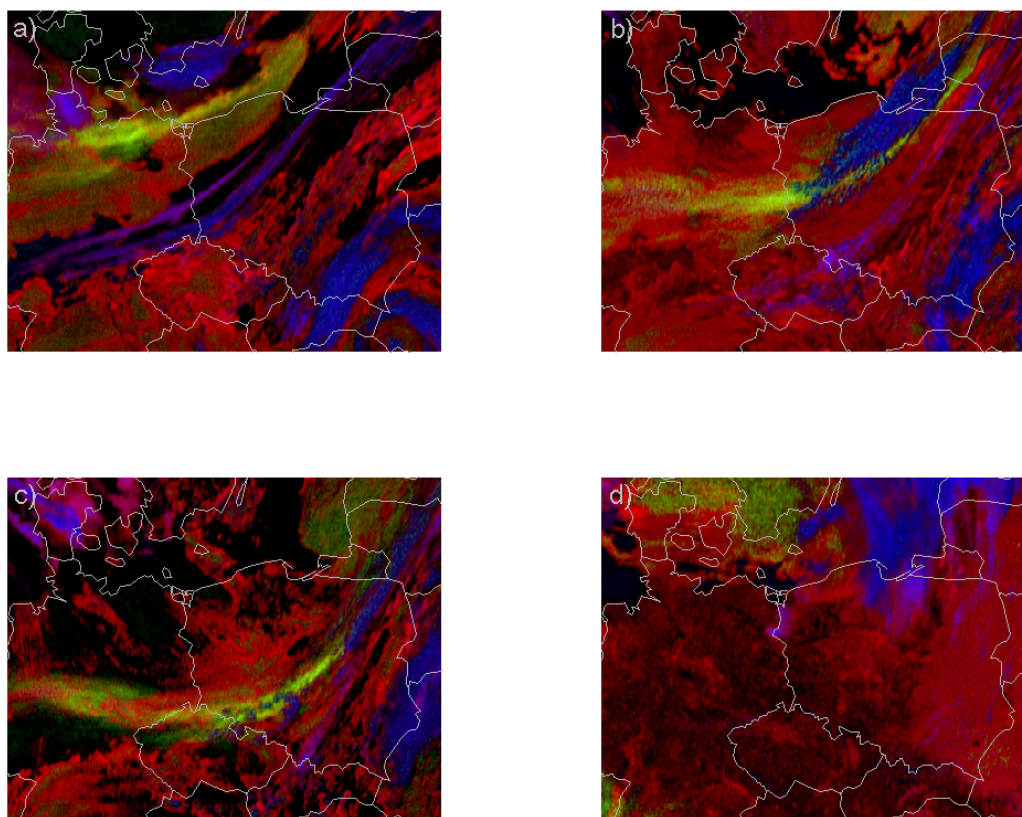
Rys. 2. Trajektorie wsteczne mas powietrza wyznaczone przy użyciu modelu HYSPLIT w odniesieniu do Warszawy i Strzyżowa na 18 kwietnia 2010 godz. 00 UTC

Fig. 2. HYSPLIT model back trajectories obtained for Warsaw and Strzyzow ending at 00 UTC on 18 April 2010

Obrazy satelitarne pyłu wulkanicznego

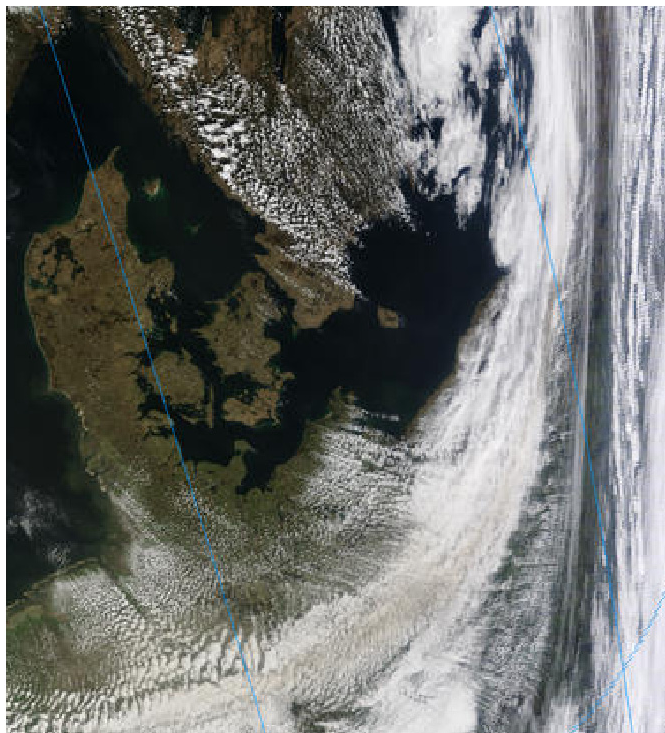
Na rysunku 3 przedstawiono obrazy satelitarne Europy Środkowej wykonane 16 kwietnia o godzinie 06 UTC (a), 12 UTC (b), 16 UTC (c) i 17 kwietnia o godzinie 12 UTC (d) na podstawie danych z detektora SEVIRI opracowanych

z wykorzystaniem wymienionego wcześniej algorytmu. Kolor żółty przedstawia obszary, gdzie ponad chmurami występuje pył wulkaniczny. Kolor niebieski i czerwony oznacza odpowiednio chmury lodowe i wodne, a kolor czarny i brązowy oznaczają obszary bezchmurne. Rano 16 kwietnia widoczna jest smuga pyłu wulkanicznego, która napływa nad obszar zachodniego wybrzeża Polski. Na kolejnych obrazach widoczna jest wędrówka tej smugi w kierunku południowym. Następnego dnia znaczna część Polski jest pozbawiona chmur i detekcja pyłu wulkanicznego przy użyciu opisanego algorytmu jest niemożliwa. Strefa pyłu wulkanicznego



Rys. 3. Kompozycja barwna RGB uzyskana na podstawie pomiarów przyrządem SEVIRI na satelicie MSG2 o godzinie 06 UTC (a), 12 UTC (b), 16 UTC (c) 16 kwietnia i o 12 UTC 17 kwietnia. Odcienie żółte odpowiadają pyłowi wulkanicznemu znajdującemu się ponad obszarem pokrytym chmurami. Barwy niebieskie oznaczają chmury zbudowane z kryształów lodu, czerwone oznaczają chmury zbudowane z kropelek wody, kolorem czarnym i brązowym oznaczone są obszary pozbawione zachmurzenia

Fig. 3. RGB composition of SEVIRI/MSG2 data at 06 UTC (a), 12 UTC (b), 16 UTC (c) on 16 Apr. and at 12 UTC on 17 April. Yellow color corresponds to volcanic ash, blue and red colors mark ice and water cloud, respectively, brown and black color denote clear sky surface



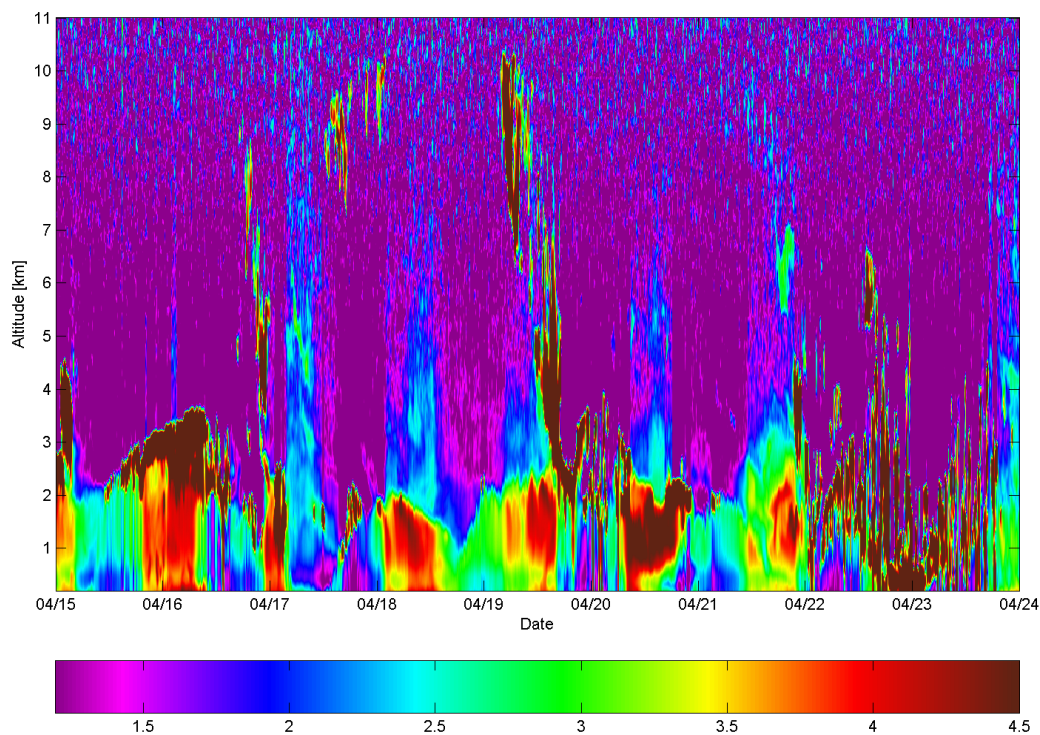
Rys. 4. Kompozycja barwna RGB w kolorach rzeczywistych uzyskana na podstawie detektora MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) na satelicie Terra o godzinie 10:45 UTC 16 kwietnia 2010 roku. Obraz zaczerpnięty z NASA/GSFC, MODIS Rapid Response

Fig. 4. True color RGB composition obtained from the MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) at 10:45 UTC on 16 Apr 2010. Image obtained from NASA/GSFC, MODIS Rapid Response.

widoczna była również w świetle widzialnym. Rysunek 4 obrazuje kompozycję barwną RGB wykonaną w barwach naturalnych na podstawie danych z detektora MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) znajdującego się na satelicie polarnym Terra. Przedstawione dane zostały zarejestrowane o godzinie 10:45 UTC 16 kwietnia 2010 r. W tym przypadku warstwa pyłu wulkanicznego widoczna jest nad zachodnią częścią Polski i wschodnią i środkową częścią Niemiec jako szare zabarwienie chmur. Wynika to z faktu, że pył wulkaniczny pochłania częściowo promieniowanie słoneczne w zakresie widzialnym (szczególnie krótkie długości fal) w przeciwieństwie do chmur, nad którymi się znajduje.

Wyniki obserwacji własności optycznych

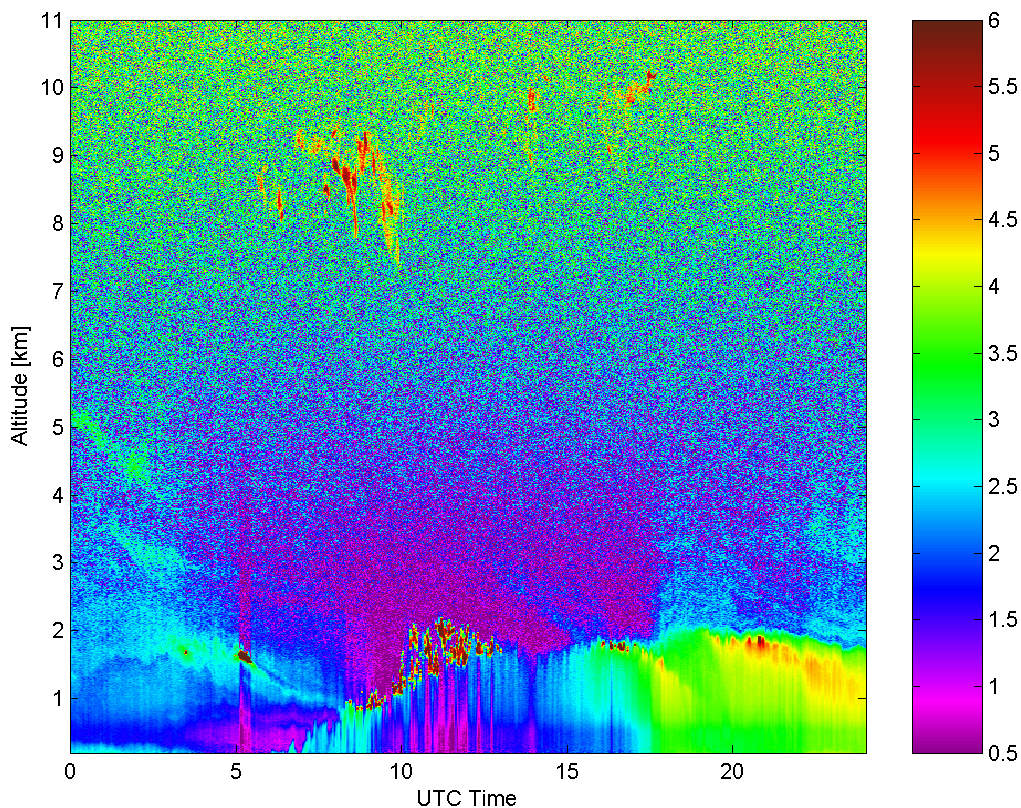
Podczas analizowanego epizodu napływu pyłu wulkanicznego najlepsze warunki meteorologiczne do prowadzenia pomiarów teledetekcyjnych (przede wszystkim ze względu na niewielkie zachmurzenie) występowały w dniach 17 i 18 kwietnia. Obrazuje to rys. 5, na którym przedstawiono logarytm sygnału ceilometru dla długości fali 1064 nm po uwzględnieniu poprawek na tzw. odległość od przyrządu i korekcję geometryczną związaną z niepełnym przekrywaniem się układów emisji i detekcji (*overlap*) (Berkoff i in., 2003; Welton, Campbell, 2002). Chmury na tej mapie mają kolor brązowy lub czerwony, aerozol zaś jest widoczny jako warstwy niebieskie i zielone. W dniu 16 kwietnia, kiedy dane satelitarne wskazywały na pył wulkaniczny, pomiary z powierzchni ziemi okazały się niemożliwe ze względu na zbyt duże zachmurzenie. Sygnał z ceilometru tego dnia nie przebijał się przez



Rys. 5. Logarytm sygnału z ceilometru CHM-15K skorygowany na odległość (*range corrected*) i po uwzględnieniu poprawki na kompresję geometryczną (*overlap corrected*). Przedstawione wyniki obejmują okres od 15 do 24 kwietnia 2010. Pomiary zostały przeprowadzone w Laboratorium Transferu Radiacyjnego w Warszawie

Fig. 5. Logarithm of range and overlap corrected CHM-15K ceilometer's signal measured at Radiative Transfer Laboratory in Warsaw between 15 and 24 April 2010

grubą warstwę niskich chmur. W dniach 17 i 18 kwietnia były widoczne warstwy aerozolu, których górna granica sięga 5 km, a w kolejnych dniach były obserwowane również cienkie warstwy aerozolu powyżej warstwy granicznej. Rysunek 6 obrazuje przebieg dobowy logarytmu sygnału ceilometru w dniu 17 kwietnia. Tego dnia po północy widoczne były warstwy aerozolu sięgające 5 km, przy czym można wyróżnić 3 warstwy: jedna znajdująca się na wysokości między 4 a 5 km, druga między 3 a 4 km oraz trzecia między 1 a 2,5 km nad powierzchnią ziemi. Pierwsze dwie znajdują się powyżej warstwy granicznej, dzięki czemu mogą być interpretowane jako pył wulkaniczny. W przypadku trzeciej warstwy identyfikacja rodzaju aerozolu jest niezwykle trudna, gdyż potencjalnie może to być zarówno pył wulkaniczny, jak i typowy aerozol znajdujący się w miejskiej warstwie gra-



Rys. 6. Logarytm sygnału z ceilometru CHM-15K skorygowany na odległość (*range corrected*) i po uwzględnieniu poprawki na kompresję geometryczną (*overlap corrected*). Mapa dobowa uzyskana na podstawie obserwacji przeprowadzonych w Laboratorium Transferu Radiacyjnego w Warszawie 17 kwietnia 2010 roku

Fig. 6. Logarithm of range and overlap corrected CHM-15K ceilometer's signal measured at Radiative Transfer Laboratory in Warsaw on 17 April 2010

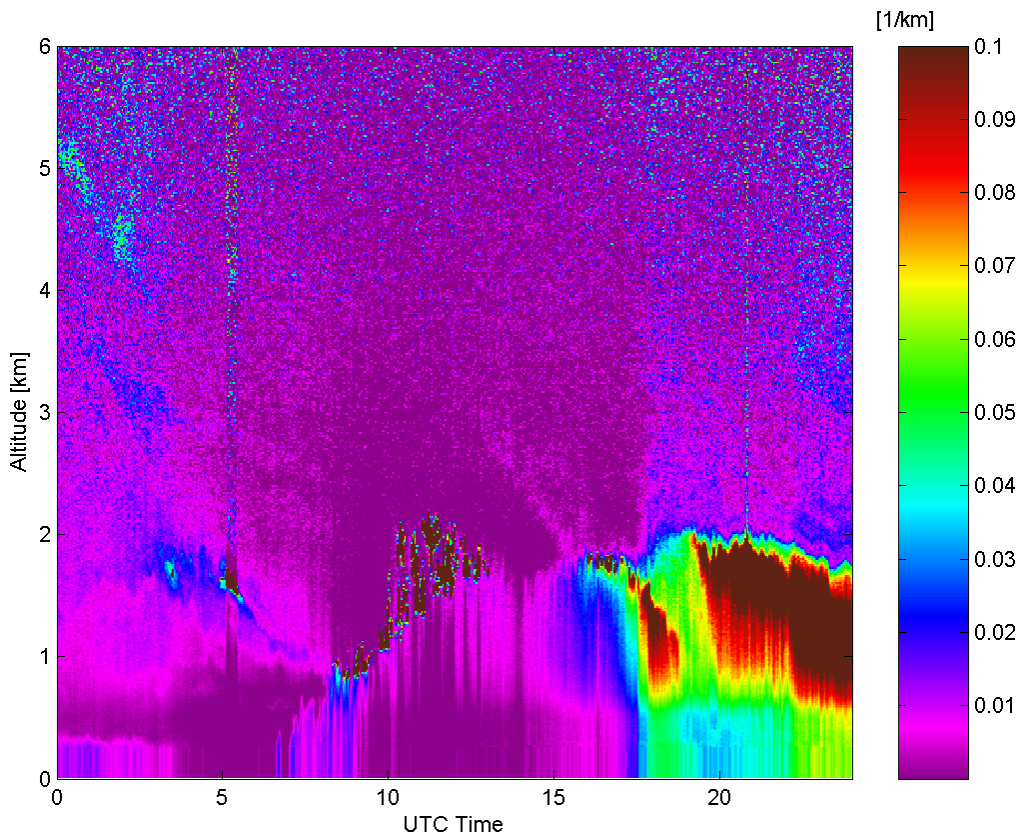
nicznej. Słabe sygnały pochodzące od warstw aerozolu powyżej warstwy granicznej widoczne są również wieczorem i w nocy z 17 na 18 kwietnia. Brak sygnału pochodzącego od aerozolu na wysokościach 3-5 km w ciągu dnia wynika prawdopodobnie z wysokiego tła (promieniowanie słoneczne rozproszone w atmosferze w kierunku detektora ceilometru) i spadku stosunku sygnału do szumu. Efekt ten jest dobrze widoczny na rys. 5 w postaci redukcji zasięgu detekcji aerozolu podczas dnia. W ciągu dnia 17 kwietnia na wysokości pomiędzy 7 a 10 km widoczne są cienkie chmury *Cirrus* (kolor pomarańczowy i czerwony), które były obserwowane również na zdjęciach satelitarnych. Na wysokościach od 1 do 2,5 km widoczne są chmury konwekcyjne, a po 15 UTC silne rozproszenia wsteczne sygnału ceilometru od aerozolu skumulowanego w warstwie granicznej.

Na podstawie przedstawionych na rys. 5 skorygowanych sygnałów z ceilometru wyznaczono własności optyczne aerozolu. Obliczenie profilu ekstynkcji sprovedzono do rozwiązania klasycznego równania lidarowego, które, w ogólności, jest problemem niedookreślonym. Rozwiązanie równania lidarowego dla sygnałów rozproszeniowych możliwe jest poprzez dokonanie założenia wiążącego współczynniki rozpraszania wstecznego i ekstynkcji (tzw. *lidar ratio* określanego w steradianach i zdefiniowanego jako stosunek aerozolowego współczynnika ekstynkcji do aerozolowego współczynnika rozpraszania wstecznego). W niniejszej pracy wykorzystano 3 metody rozwiązania równania lidarowego. Pierwsza z nich zwana jest dalej metodą *Portera* (Porter i in., 2000), druga metodą wsteczną *Kletta-Fernalda-Sasano* (Klett, 1985; Fernald, 1984; Sasano i in., 1985), trzecia metodą „do przodu” *Kletta-Fernalda-Sasano*. W metodzie pierwszej i trzeciej założono startową wartość współczynnika ekstynkcji aerozolu $0,01 \text{ km}^{-1}$ na wysokości 0,25 km. W procesie iteracji wartość ta nie jest stała, dlatego w końcowym profilu ekstynkcji aerozolu wartość na wysokości 0,25 km może być nieco inna. W przypadku metody drugiej założono stałą wartość współczynnika ekstynkcji w środkowej troposferze, uzyskaną na podstawie rozpraszania molekularnego. Posługując się tymi metodami wyznaczono profile ekstynkcji w warstwie atmosfery od 0,25 do 6 km. W przypadku metody Portera założono *lidar ratio* 50 sr niezmiennie z wysokością i stałe w czasie. Wartości *lidar ratio* ok. 50 sr są typowe dla aerozolu wulkanicznego (Wang i in., 2008; Papparlardo i in., 2010; Ansmann i in., 2010). Niezbędną w metodzie Portera stałą lidarową wyznaczono przy użyciu metody *O'Connor* i in., (2004).

Najwyższe struktury warstwy granicznej rozciągały się do ok. 2 km podczas przebiegów dobowych kilkudniowych obserwacji. Obszar w warstwie granicznej był prawdopodobnie zdominowany przez antropogeniczny aerozol miejski, być może z domieszką aerozolu wulkanicznego, a zatem w obliczeniach przyjęto wartość *lidar ratio*, 50 sr, naszym zdaniem odpowiednią dla takiej mieszaniny. Powyżej atmosfera swobodna była czysta, chociaż nie ma podstaw do całkowitego wykluczenia występowania tutaj aerozoli, więc zamiast przyjmować w atmosferze

swobodnej inną wartość *lidar ratio* pozostaliśmy przy 50 sr. Błąd pomiarowy takiego założenia jest zawsze dominujący i szacuje się go nawet do 50% (Sassano i in., 1985).

We wstecznej metodzie Kletta-Fernalda-Sasano początkową wartość ekstynkcji przyjęto jako wyznaczoną teoretycznie (molekularną wartość rozproszenia wstecznego przy założeniu braku występowania rozpraszania na aerozoluach na wysokości 6 km). Przyjmując błąd wyznaczenia współczynnika ekstynkcji molekularnej na ok. 2% (ze względu na jej zmienność dobową), oszacowano błąd wyznaczenia ekstynkcji aerozolu metodą wsteczną na ok. 10% (Stachlewska,



Rys. 7. Zmiany dobowe współczynnika ekstynkcji (aerozolu i chmur) dla długości fali 1064 nm uzyskane na podstawie obserwacji ceilometrem, przeprowadzonych w Laboratorium Transferu Radiacyjnego w Warszawie 17 kwietnia 2010 roku. Wyniki uzyskano przy użyciu metody Portera (Porter i in., 2000)

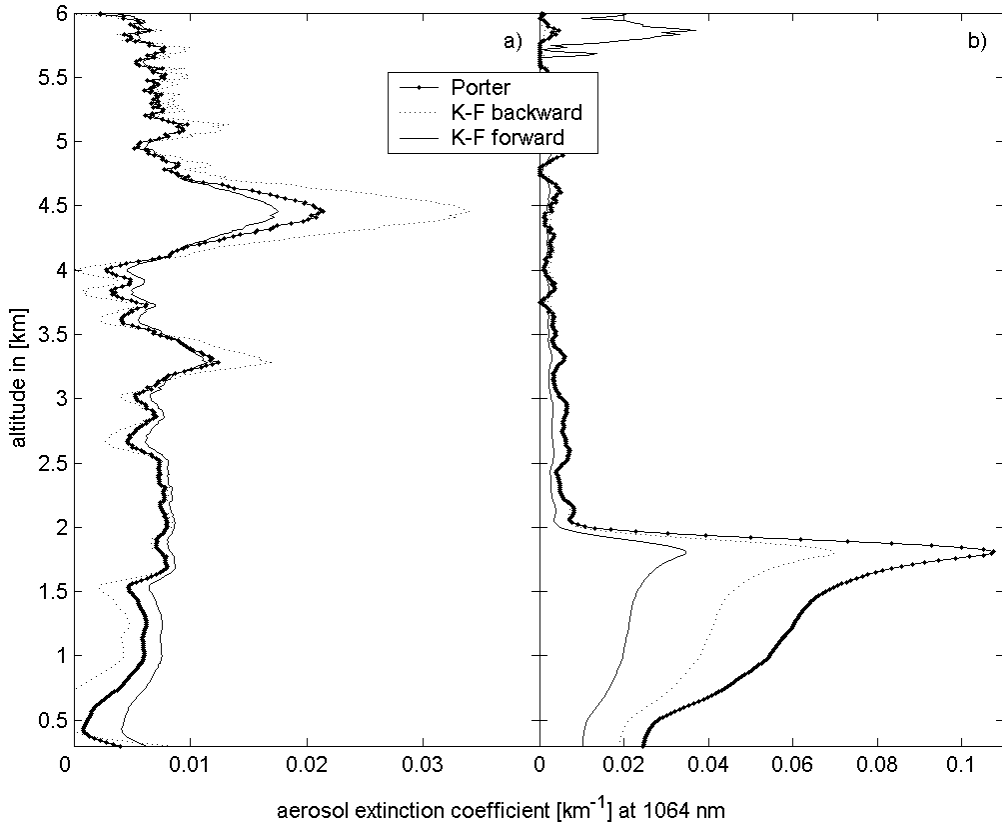
Fig. 7. Extinction coefficient at 1064 nm as a function of time and altitude based on ceilometer observation at Radiative Transfer Laboratory in Warsaw on 17 April 2010. Results obtained from Porter method (Porter et al., 2000)

Ritter, 2010). Dla obu wariantów Kletta-Fernalda-Sasano nie wymagano założenia *lidar ratio*, przyjęto natomiast, że wartość współczynnika ekstynkcji na aerozoluach w obszarze od 0,25 do 6 km nad ceilometrem jest równoważna współczynnikowi ekstynkcji obliczonemu dla emitowanej przez ceilometr długości fali 1064 nm z wartości całkowitej grubości optycznej zmierzonej na różnych długościach fali za pomocą fotometru słonecznego. Ze względu na fakt, że pomiary całkowitej grubości optycznej przy użyciu fotometru nie są możliwe po zmroku, nocne wartości wyznaczono na podstawie interpolacji z godzin popołudniowych dnia wcześniejszego oraz porannych dnia następnego. Dodatkowym źródłem niepewności jest różna droga optyczna w przypadku pomiarów ceilometrem i fotometrem słonecznym. Ceilometr wykonuje pomiary w kierunku zenitalnym, a fotometr słoneczny w kierunku słońca. Błąd takiego założenia szacuje się nawet do 10% (Stachlewska, Ritter, 2010). Błędy wynikające z założenia niezmiennego w czasie funkcji korygującej obszar niepełnego pokrywania się między 0,25 a 0,6 km szacuje się na poniżej 3% (Stachlewska i in., 2010). Błędy związane z potencjalną absorpcją aerozolu w atmosferze i błędy związane z występowaniem rozprożeń wielokrotnych nie zostały w tej pracy uwzględnione.

Rysunek 7 obrazuje zależność czasową profili współczynnika ekstynkcji dla długości fali 1064 nm uzyskaną metodą Portera z sygnałów ceilometru w dniu 17 kwietnia. Współczynnik ekstynkcji aerozolu wulkanicznego obserwowanego po północy 17 kwietnia oraz w godzinach wieczornych zmienia się w przedziale od ok. 0,01 do 0,03 km⁻¹. Są to wartości bardzo małe, świadczące o niewielkiej koncentracji pyłu wulkanicznego. Dla porównania – współczynnik ekstynkcji aerozolu znajdującego się w warstwie granicznej sięgał tego dnia 0,1 km⁻¹.

Rysunek 8 przedstawia profile pionowe współczynnika ekstynkcji aerozolu uśrednione w półgodzinnych interwałach czasowych między 01:30 a 02:00 UTC (a) i 20:00 a 20:30 (b) UTC 17 kwietnia. Linie kropkowana, przerywana i ciągła obrazują współczynniki ekstynkcji uzyskane odpowiednio metodą Portera, wsteczną metodą Kletta-Fernalda-Sasano i metodą „do przodu” Kletta-Fernalda-Sasano. W pierwszym przypadku (rys. 8a) wszystkie metody wskazują warstwy aerozolu na wysokości ok. 4,5 km oraz 3,2 km. Współczynniki ekstynkcji różnią się istotnie, co jest odzwierciedleniem różnic w założeniach poczynionych w tych metodach. Największe różnice między metodami występują, gdy własności optyczne aerozolu silnie zmieniają się z wysokością. Zaprezentowane wyniki pochodzące z 3 różnych metod mają na celu pokazanie błędów oszacowania współczynników ekstynkcji aerozoli uzyskanych przy użyciu pomiarów zdalnych. Szersza analiza rozbieżności między tymi metodami w przypadku sygnałów z ceilometru jest dyskutowana przez Markowicz a i in. (2008). W drugim przypadku (rys. 8b) przedstawiono profile ekstynkcji uzyskane po zachodzie słońca, z charakterystyczną dla nich wyraźnie zaznaczoną warstwą graniczną kończącą się gwałtownym spadkiem ekstynkcji na wysokości 2 km. Powyżej warstwy granicznej, gdzie prawdo-

podobnie znajduje się jeszcze pył wulkaniczny, ekstynkcja nie przekracza wartości $0,01 \text{ km}^{-1}$.

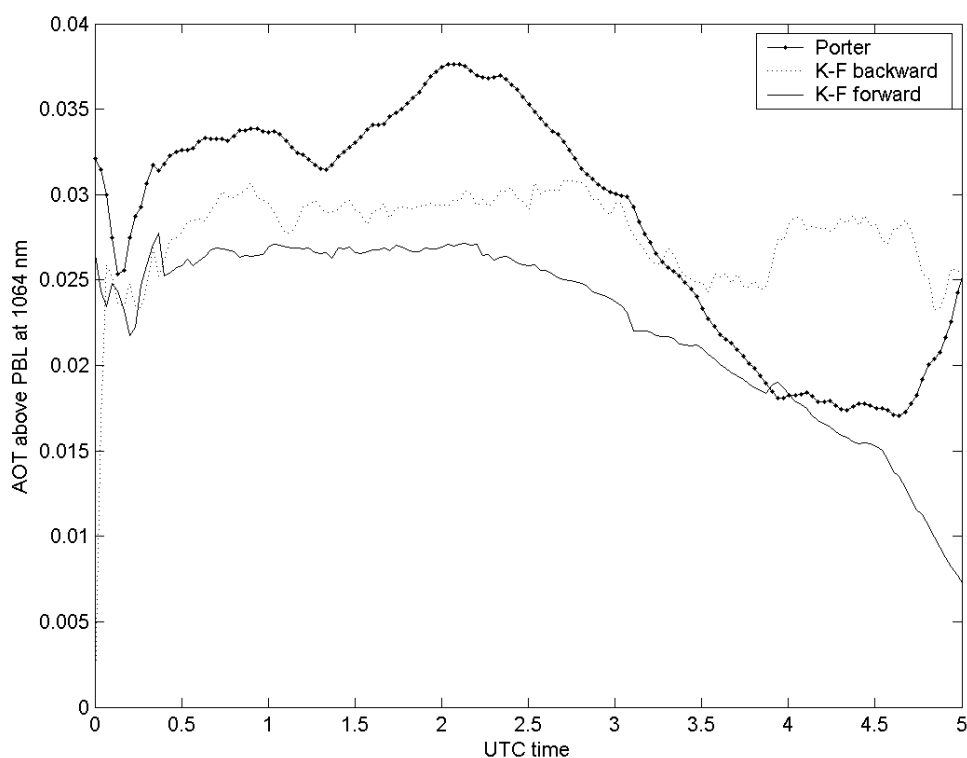


Rys. 8. Profile ekstynkcji aerozolu dla długości fali 1064 nm uzyskane na podstawie pomiarów ceilometrem i fotometrem słonecznym przy użyciu metody Portera (linia kropkowana), wstecznej metody Kletta-Fernalda-Sasano (linia przerywana) i metody Kletta-Fernalda-Sasano do przodu (linia ciągła). Część (a) odpowiada wynikom uśrednionym w okresie od 01:30 do 02:00 UTC, część (b) uśrednieniu w przedziale 20:00-20:30 UTC 17 kwietnia 2010 roku

Fig. 8. Vertical profiles of extinction coefficient from ceilometer and sun photometer observation obtained using Porter approach (solid-dotted line), backward Klett-Fernald-Sasano (dotted line) and forward Klett-Fernald-Sasano (solid line) method. Panel (a) corresponds to data averaged between 01:30 and 02:00 UTC and panel (b) corresponds to data averaged between 20:00 and 20:30 UTC on 17 April 2010

W celu oszacowania całkowitej zawartości pyłu wulkanicznego obliczono grubość optyczną aerozolu na podstawie profili ekstynkcji uzyskanych z sygnałów ceilometru. Założono przy tym, że pył wulkaniczny znajduje się tylko powyżej

warstwy granicznej oraz że jest on jedynym typem aerozolu w swobodnej atmosferze. Rysunek 9 obrazuje przebieg czasowy grubości optycznej pyłu wulkanicznego dla długości fali 1064 nm. Linie kropkowana, przerywana i ciągła obrazują grubość optyczną aerozolu uzyskaną na podstawie profili współczynnika ekstynkcji wyznaczonych odpowiednio metodą Portera, wsteczną metodą Kletta-Fernalda-Sasano i metodą „do przodu” Kletta-Fernalda-Sasano. Z przedstawionych rezultatów wynika, że grubość optyczna po północy 17 kwietnia wynosiła ok. 0,03 dla długości fali 1064 nm. Różnice między metodami sięgają 30%. Rzeczywista wartość grubości optycznej była prawdopodobnie nieco mniejsza, ze względu na fakt występowania również innych aerozoli w swobodnej atmosferze.



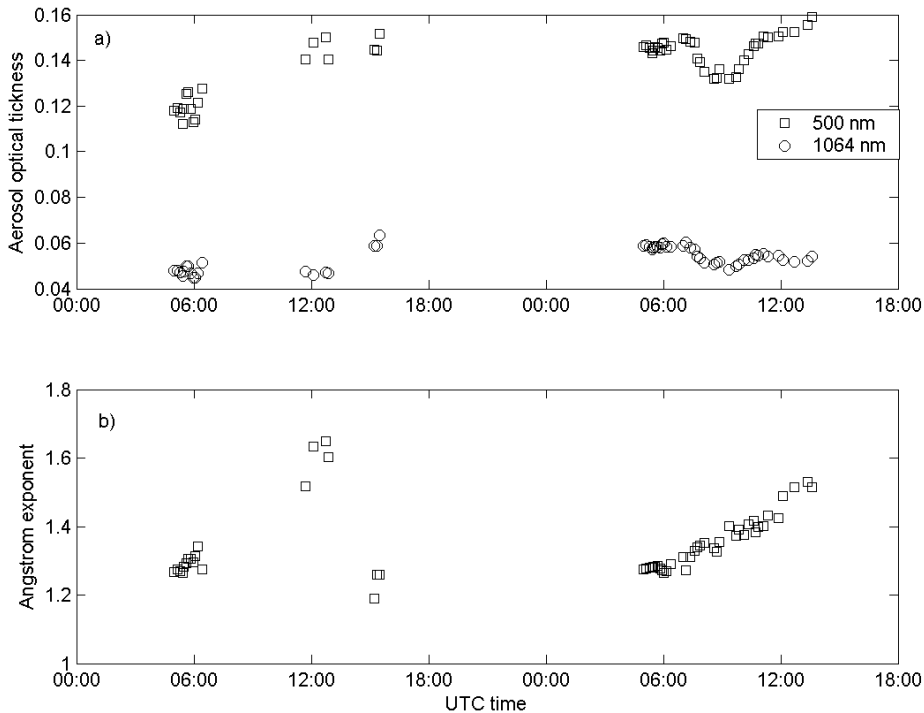
Rys. 9. Przebieg czasowy grubości optycznej aerozolu (dla długości fali 1064 nm) powyżej warstwy granicznej uzyskany na podstawie ceilometru i fotometru słonecznego przy użyciu metody Portera (linia kropkowana) oraz metody wstecznej (linia przerywana) i „do przodu” Kletta-Fernalda-Sasano. Obliczenia dotyczą 17 kwietnia 2010 w godzinach 00-05 UTC

Fig. 9. Temporal variability of the aerosol optical thickness at 1064 nm obtained from integration of the ceilometer extinction coefficient between top of the boundary layer and 6 km for results computed on 17 April 2010 between 00 and 05 UTC. The solid-dotted line corresponds to Porter method, dotted line to backward Klett-Fernald-Sasano method and solid line to forward Klett-Fernald-Sasano method

Oszacowane wartości grubości optycznej pyłu wulkanicznego mogą być porównane z całkowitą grubością optyczną aerozolu uzyskaną na podstawie pomiarów fotometrem słonecznym. Rysunek 10 obrazuje przebiegi czasowe grubości optycznej aerozolu (a) dla długości fali 500 nm (kwadraty) i 1064 nm (kółka) oraz wykładnika Angstroma (b) zmierzone 17 i 18 kwietnia. Wykładnik Angstroma α został zdefiniowany w postaci

$$\alpha = -\frac{\ln(\tau_{440} / \tau_{870})}{\ln(\lambda_{440} / \lambda_{870})} \quad (1)$$

gdzie τ_{440} i τ_{870} oznaczają grubości optyczne aerozolu dla długości fali 440 nm (λ_{440}) oraz 870 nm (λ_{870}). Całkowita grubość optyczna aerozolu w podczerwieni jest mała i zmienia się w zakresie od 0,04 do 0,06, co świadczy o istotnym wkładzie

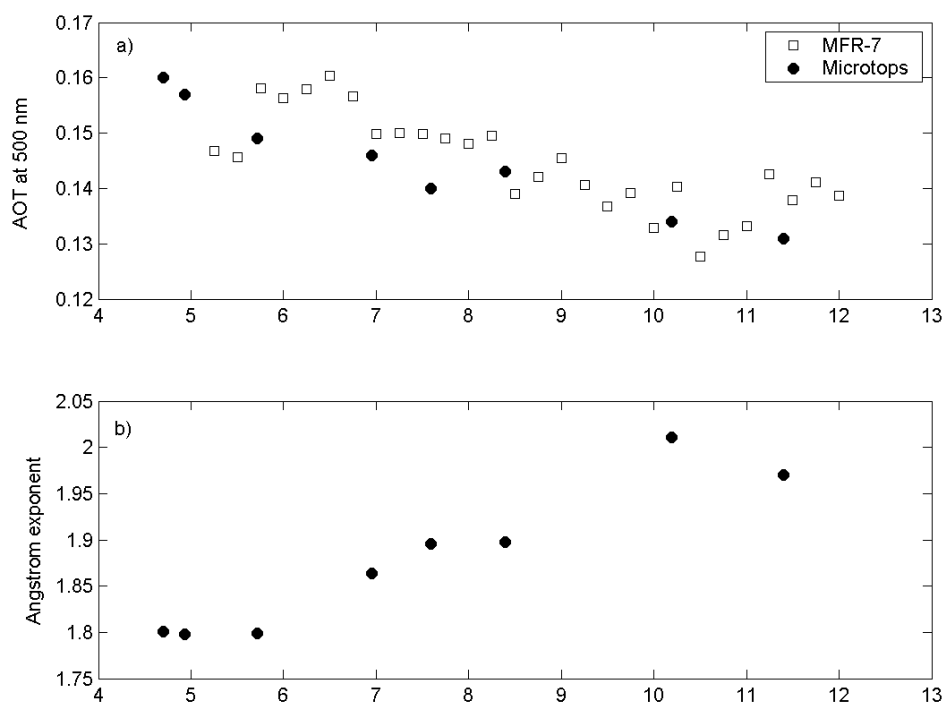


Rys. 10. Zmienność czasowa całkowitej grubości optycznej aerozolu (a) oraz wykładnika Angstroma (b) uzyskana za pomocą fotometru słonecznego microtrops w Laboratorium Transferu Radiacyjnego IGF w Warszawie 17 i 18 kwietnia 2010. Na górnym wykresie kwadraty i kółka oznaczają odpowiednio grubość optyczną dla fali 500 nm i 1064 nm

Fig. 10. Temporal variability of (a) aerosol optical thickness at 500 nm (squares) and 1064 nm (circles) and (b) Angstrom exponent measured by Microtops sunphotometer at Radiative Transfer Laboratory in Warsaw on 17 and 18 April 2010

pyłu wulkanicznego do całkowitej zawartości aerozolu w atmosferze. Całkowite grubości optyczne aerozolu dla fali 500 nm są również niewielkie i zmieniają się od 0,11 do 0,16, co z kolei świadczy o czystej masie powietrza, która napłynęła nad Polskę z północo-zachodu. Wykładnik Angstroma podczas analizowanego okresu pomiarowego przyjmował typowe wartości zmieniające się od 1,2 do 1,65.

Rysunek 11 przedstawia analogiczne przebiegi własności optycznych aerozolu zarejestrowane na stacji pomiarowej Solar AOT w Strzyżowie na Podkarpaciu. Wypełnione kółka oraz puste kwadraty na rys. 11a oznaczają wartości całkowitej grubości optycznej aerozolu uzyskane przy użyciu fotometru Microtops oraz radiometru MFR-7. Systematyczny spadek grubości optycznej w kanale 500 nm przy północno-zachodniej adwekcji może świadczyć o zmniejszaniu się grubości optycznej pyłu wulkanicznego. Z reguły przy tego typu adwekcji grubość optyczna rośnie z czasem ze względu na transformację polarnej morskiej masy powietrza. Wykładnik Angstroma (rys. 11b) wykazuje odwrotną tendencję, świadczącą o redukcji



Rys. 11. Zmienność czasowa całkowitej grubości optycznej aerozolu (a) oraz wykładnika Angstroma (b) uzyskana za pomocą radiometru MFR-7 i fotometru słonecznego Microtops na Stacji Transferu Radiacyjnego SolarAOT w Strzyżowie 18 kwietnia 2010

Fig. 11. Temporal variability of (a) aerosol optical thickness (at 500 nm) measured by Microtops (solid circles) and MRF-7 radiometer and (b) Angstrom exponent measured at Radiative Transfer Station in Strzyzow between 17 and 18 April 2010

dużych aerozoli bądź o wzroście koncentracji małych cząstek. Podobne zachowanie wykładnika Angstroma było obserwowane w Warszawie 18 kwietnia, co sugeruje redukcję pyłu wulkanicznego, którego rozmiary są na ogół większe (niższy wykładnik Angstroma) niż aerozolu antropogenicznego.

Podsumowanie

W pracy przedstawiono wyniki obserwacji nad Polską wybranych własności optycznych pyłu wulkanicznego pochodzącego z erupcji wulkanu Eyjafjöll na *Islandii* w kwietniu 2010 r. Na podstawie pomiarów wykonanych przy użyciu ceilometru stwierdzono, że warstwa pyłu wulkanicznego nad Warszawą znajdowała się na wysokości od 4 do 6 km nad powierzchnią ziemi. Najbardziej rozciągała w pionie smuga aerozolu wulkanicznego została zaobserwowana w nocy z 16 na 17 kwietnia, w postaci dwóch warstw, których wysokości obniżały się z czasem, co świadczy o grawitacyjnym osiadaniu pyłów o rozmiarach mikrometrowych. Dane satelitarne wskazują na pojawienie się pyłu wulkanicznego nad Polską już od rana 16 kwietnia, jednak detekcja tego typu cząstek z powierzchni ziemi była w tym czasie niemożliwa ze względu na silne zachmurzenie chmurami warstwowymi. Niestety informacje satelitarne nie pozwalają na wyznaczenie własności optycznych obserwowanych pyłów wulkanicznych.

Oszacowane na podstawie pomiarów teledetekcyjnych własności optyczne aerozoli wulkanicznych wykazują na niewielkie współczynniki ekstynkcji. Maksymalny współczynnik ekstynkcji $0,02-0,03 \text{ km}^{-1}$ (1064 nm) zarejestrowano rano 17 kwietnia wysokości ok. 4,5 km. Wyznaczona z profili ekstynkcji ceilometru grubość optyczna osiągnęła maksymalną wartość 0,03 dla 1064 nm. Pasywne pomiary całkowitej grubości optycznej aerozolu podczas epizodu wulkanicznego wykazują niskie wartości (0,11-0,16 dla długości fali 500 nm), znacznie poniżej wartości klimatologicznej. Wartość ta w rejonie Warszawy w kwietniu oszacowania na podstawie re-analizy modelu transportu zanieczyszczeń NAAPS (*Navy Aerosol Analysis and Prediction System*) wynosi 0,21 (Maciszewska i in., 2010), a uzyskana na podstawie obserwacji fotometrycznych w Belsku (60 km na południe od Warszawy) w ramach sieci AERONET (Holben i in., 2001) wynosi 0,31. Niskie wartości grubości optycznej podczas analizowanego epizodu są związane z względnie czystą masą powietrza polarnego morskiego, która napłynęła wraz z pyłem wulkanicznym nad Polskę. Wzrost całkowitej grubości optycznej aerozolu obserwowany w tym czasie jest niewielki, co świadczy o względnie niskiej zawartości pyłów wulkanicznych. Znacząco różne wyniki zostały przedstawione przez Ansmann i in. (2010). Autorzy wskazują, że całkowita grubość optyczna 16 kwietnia w Lipsku i Monachium sięgała ok. 1,0, grubość optyczna pyłu wulkanicznego ok. 0,7 dla 500 nm. Rezultaty te nie są wiarygodne gdyż przedstawione

dane nie zostały zweryfikowane na obecność chmur (poziom danych AERONET 1.0). Przetworzone wyniki pomiarów po uwzględnieniu wpływu chmur (poziom danych AEONET 2.0) wskazują, że 16 kwietnia nie ma ani jednego dobrego pomiaru, a grubości optyczne obserwowane 17 kwietnia są porównywalne do wartości zmierzonych w Polsce.

Główny problem z obserwacją tego typu zjawisk nad Polską jest związany z niewielką ilością aparatury pomiarowej (głównie lidarów, ceilometrów i fotometrów słonecznych). Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej ma w Polsce sieć 10 ceilometrów typu CT25K, które wykonują ciągłe obserwacje zachmurzenia. Przyrządy te umożliwiają rejestrację sygnału rozproszonego wstecznie w atmosferze na cząsteczkach chmur i aerozoli. Sygnał ten jest używany przez wewnętrzny komputer przyrządu do detekcji wysokości występowania warstw chmur, nie jest jednak archiwizowany (stan na maj 2010 r.), jak ma to miejsce w przypadku wysokości podstawy chmur. Archiwizacja sygnałów rozproszonych mogłaby w przyszłości posłużyć jako bezcenne źródło informacji o aerozolach atmosferycznych nie tylko związanych z wybuchami wulkanów, napływem aerozoli pustynnych, jak również innych zanieczyszczeń znajdujących się w troposferze.

Podziękowania

Autorzy pragną podziękować NOAA Air Resources Laboratory (ARL) za udostępnienie modelu HYSPLIT i READY (<http://www.arl.noaa.gov/ready.php>), których wyniki zostały wykorzystane w publikacji, ponadto organizacji EUMETSAT za udostępnienie danych z satelity MSG2 oraz za wykorzystanie zdjęcia satelitarne z detektora MODIS pobranego z NASA/GSFC, MODIS Rapid Response.

Materiały wpłynęły do redakcji 26 VII 2010.

Literatura

- 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.
- Ansmann A., Wagner F., Wandinger U., Mattis I., Görndorf U., Dier H.-D., Reichardt J., 1996, *Pinatubo aerosol and stratospheric ozone reduction: Observations over central Europe*. J. Geophys. Res., 101(D13), 18,775–18,785, doi:10.1029/96JD01373.
- Ansmann A., Tesche M., Gross S., Freudenthaler V., Seifert P., Hiebsch A., Schmidt J., Wandinger U., Mattis I., Müller D., Wiegner M., *The 16 April 2010 major volcanic ash plume over central Europe: EARLINET lidar and AERONET photometer observations at Leipzig and Munich, Germany*. Geophys. Res. Lett., 37, L13810, doi:10.1029/2010GL043809.
- A s a n o S., V c h i y a m a A., S h i o b a r a M., 1993, *Spectral optical thickness and size distribution of the Pinatubo volcanic aerosols as estimated by ground-based sunphotometry*. J. Meteor. Soc. Japan, 71, 165–173.

- Berkoff T.A., Welton E.J., Campbell J.R., Scott V.S., Spinhirne J.D., 2003, *Investigation of overlap correction techniques for the Micro-Pulse Lidar NETWORK (MPLNET)*. Proc. Geoscience and Remote Sensing Symp. 2003, IGARSS, '03, Toulouse, France, IEEE International, 7, 4395-4397.
- Cadle R.D., 1980, *A comparison of volcanic with other fluxes of atmospheric trace gas constituents*. Rev. Geophys. Space Phys., 18, 746-752.
- Christy J.R., Spencer R.W., Braswell W.D., 2000, *MSU tropospheric temperatures: Dataset construction and radiosonde comparisons*. J. Atmos. Oceanic Tech. 17, 1153-1170, doi:10.1175/1520-0426.
- Deshler T., Hofmann D.J., Johnson B.J., Rozier W.R., 1992, *Balloonborne measurements of the Pinatubo aerosol size distribution and volatility at Laramie, Wyoming during the summer of 1991*. Geophys. Res. Lett., 19, 199-202.
- Draxler R.R., Rolph G.D., 2010, *HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website* (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- Durant A.J., Shaw R.A., Rose W.I., Mi Y., Ernst G.G.J., 2008, *Ice nucleation and over seeding of ice in volcanic clouds*. J. Geophys. Res., 113, D09206, doi:10.1029/2007JD009064.
- Eatough D.J., Caka F.M., Farber R.J., 1994, *The Conversion of SO₂ to Sulfate in the Atmosphere*. Israel Journal of Chemistry, 34, 301-314.
- EUMETSAT, 2007, *Volcanic Ash detection with MSG algorithm Theoretical Basics Documents*. EUM/MET/REP/07/0467.
- Fernald F.G., 1984, *Analysis of atmospheric lidar observations: some comments*. Appl. Opt. 23, 652-653.
- Fu Q., Liou K., 1993, *Parameterization of the Radiative Properties of Cirrus Clouds*. J. Atmos. Sci., 50, 2008-2025.
- Gerlach T.M., 1991, *Present-day CO₂ emissions from volcanoes*. EOS, 72, 249, 254-255.
- Graf H.-F., Feichter J., Langmann B., 1997, *Volcanic sulfur emissions: Estimates of source strength and its contribution to the global sulfate distribution*. J. Geophys. Res., 102, 10727-10738.
- Hansen J., Lacis A., Ruedy R., Sato M., 1992, *Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption*. Geophys. Res. Lett., 19, 215-218.
- Holben B.N., Tanré D., Smirnov A., Eck T.F., Slutsker I., Abuhassan N., Newcomb W.W., Schafer J.S., Chatenet B., Lavenue F., Kaufman Y.J., Castle J.V., Setzer A., Markham B., Clark D., Frouin R., Halthore R., Karneli A., O'Neill N.T., Pietras C., Pinker R.T., Voss K., Zibordi G., 2001, *An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET*. J. Geophys. Res., 106, 12067-12098, 2001.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007, *The physical science basis: working group I contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press, London.
- Joshi M.M., Jones G.S., 2009, *The climatic effects of the direct injection of water vapour into the stratosphere by large volcanic eruptions*. Atmos. Chem. Phys., 9, 6109-6118.
- Kardas, A.E., Markowicz K.M., Stelmaszczyk K., Karasinski G., Malinowski S.P., Stacewicz T., Woeste L., Hochhertz C., 2010, *Saharan aerosol sensed over Warsaw by backscatter depolarization lidar*. Optica Applicata, 40, 219-237.
- Kaufman Y.J., Tanre D., Remer L.A., Vermote E.F., Chu A., Holben B.N., 1997, *Operational remote sensing of tropospheric aerosol over the land from EOS-MODIS*. J. Geophys. Res., 102, 17,051-17,061.
- King M.D., Kaufman Y.J., Tanre D., Nakajima T., 1999, *Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present and future*. Bulletin of the American Meteorological Society, t. 80, s. 2229-2259.
- Klett J.D., 1985, *Lidar inversions with variable backscatter/extinction values*. Appl. Opt., 24, 211-220.

- Maciszewska A., Markowicz K., Witek M., 2010, *Multiyear analysis of the aerosol optical thickness over Europe*. Acta Geophysica, 58, 1147–1163.
- Markowicz K.M., Flatau P.J., Kardaś A.E., Stelmaszczyk K., Woeste L., 2008, *Ceilometer retrieval of the boundary layer vertical aerosol extinction structure*. J. Atmos. Ocean. Techn., 25, 928-944.
- Harrison L., Michalsky J., Berndt J., 1994, *Automated Multifilter Rotating Shadow-band Radiometer: an Instrument for Optical Depth and Radiation Measurements*. Appl. Opt., 33, 5118-5125.
- McCormick M.P., Thomason L.W., Trepte C.R., 1995, *Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption*. Nature 373: 399–404. doi:10.1038/373399a0.
- Morys M., Mims III F.M., Hagerup S., Anderson S., Baker A., Kia J., Walkup T., 2001, *Design, calibration, and performance of MICROTOS II handheld ozone monitor and Sun photometer*. J. Geophys. Res., 106, 14,573-14,582.
- Myhre G., Myhre A., Stordal F., 2001, *Historical evolution of radiative forcing of climate*. Atmos. Environ., 35, 2361-2373.
- O'Connor E.J., Illingworth A.J., Hogan R.J., 2004, *A technique for auto-calibration of cloud lidar*. J. Atmos. Oceanic Technol., 21, 777–786.
- Parker D.E., Wilson H., Jones P.D., Christy J.R., Folland C.K., 1996, *The impact of Mount Pinatubo on worldwide temperatures*. Int. J. Climatol. 16, 487-497.
- Pappalardo G., Mattis I., EARLINET Team, 2010, *Dispersion and evolution of the Eyjafjallajökull ash plume over Europe: vertically resolved measurements with the European LIDAR network EARLINET*. EGU General Assembly, Vienna, t. 12, EGU2010-15731.
- Pittock A.B., 1965, *Possible destruction of ozone by volcanic material at 50 mbar*. Nature 207, 182.
- Porter J.N., Lienert B., Sharma S.K., 2000, *Using the Horizontal and Slant Lidar Calibration Methods To Obtain Aerosol Scattering Coefficients From A Coastal Lidar In Hawaii*. J. Atmos. Ocean. Techn., 17, 1445-1454.
- Sasano Y., Browell E.V., Ismail S., 1985, *Error caused by using a constant extinction/back-scattering ratio in the lidar solution*. Appl. Optics, 24, 3929–3932.
- Sassen K., DeMott P.J., Prospero J.M., Poellot M.R., 2003, *Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results*. Geophys. Res. Lett., 30, doi:10.1029/2003GL017371.
- Seinfeld J.H., Pandis S.N., 1998, *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Chang*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Slinn W.G.N., 1977, *Some approximations for the wet and dry removal of particles and gases from the atmosphere*. Water Air Soil Poll. 7, 513–543.
- Stachlewska I.S., Neuber R., Lamper, A., Ritter C., Wehrle G., 2010, *AMALi – the Airborne Mobile Aerosol Lidar for Arctic research*. Atmos. Chem. Phys., 10, 2947-2963, doi:10.5194/acp-10-2947-2010.
- Stachlewska I.S., Ritter C., 2010, *On retrieval of lidar extinction profiles using Two-Stream and Raman techniques*. Atmos. Chem. Phys., 10, 2813-2824, doi:10.5194/acp-10-2813-2010.
- Stowe L.L., Ignatov A.M., Singh R.R., 1997, *Development, validation, and potential enhancements to the second generation operational aerosol product at the National Environmental Satellite, Data, and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration*. J. Geophys. Res., 102, D14, 16,923-16,934.
- Symonds R.B., Rose W.I., Reed M.H., 1988, *Contribution of Cl- and F-bearing gases to the atmosphere by volcanoes*. Nature, 334, 415-418.
- Textor C., Graf H-F, Timmreck C., Robock A., 2004, *Emissions from volcanoes, Chapter 11 of Emissions of Chemical Compounds and Aerosols in the Atmosphere*. Red. C. Granier, C. Reeves, and P. Artaxo, Kluwer, Dordrecht.
- Trigo R.M., Vaquero J.M., Alcoforado M.J., Barriendos M., Taborada J., Garcia-Herrera R., Luterbacher J., 2009, *Iberia in 1816, the year without a summer*. Int. J. Clim., 29, 99-115, doi:10.1002/joc.1693.

- T w o m e y S.A., 1977, *The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds*. J. Atmos. Sci., 34, 1149–1152.
- W a n g X., B o s e l l i A., D ' A v i n o L., P i s a n i G., S p i n e l l i N., A m o d e o A., C h a i k o v s k y A., W i e g n e r M., N i c k o v i c S., P a p a y a n n i s A., P e r r o n e M.R., R i z i V., S a u v a g e L., S t o h l A., 2008, *Volcanic dust characterization by EARLINET during Etna's eruptions in 2001-2002*. Atmospheric Environment, 42, 893-905.
- W e l t o n E.J., C a m p b e l l J.R., 2002, *Micropulse lidar signals: Uncertainty analysis*. J. Atmos. Oceanic Technol., 19, 2089-2094.

Streszczenie

Celem pracy jest analiza napływu pyłu wulkanicznego nad obszar Polski w połowie kwietnia 2010 r. Wybuch wulkanu Eyjafjöll na Islandii 14 kwietnia spowodował emisję pyłów i gazów do atmosfery, które przesuwały się w kierunku zachodniej i środkowej części Europy. Analiza trajektorii wstecznych pokazała, że pył wulkaniczny pojawił się nad Polską 16 kwietnia. Potwierdziły to obrazy satelitarne wykonane z kompozycji barwnej kanałów w obszarze widzialnym, środkowej oraz dalekiej podczerwieni. Badania własności optycznych pyłów wulkanicznych przeprowadzono w Laboratorium Transferu Radiacyjnego Instytutu Geofizyki UW w Warszawie oraz na Stacji Transferu Radiacyjnego SolarAOT w Strzyżowie na Podkarpaciu. Pomiar prowadzone przy użyciu ceilometru pokazały występowanie aerozolu wulkanicznego w postaci 2-3 warstw do wysokości ok. 5 km nad powierzchnią ziemi. Wyznaczony na podstawie tych pomiarów współczynnik ekstynkcji aerozolu wynosił maksymalnie 0,02-0,03 km⁻¹ (nad ranem 17 kwietnia) dla długości fali 1064 nm. Na ogół jednak przyjmował on znacznie niższe wartości. Obliczona na podstawie profilu ekstynkcji grubość optyczna pyłu wulkanicznego była również niska. Jedynie nad ranem 17 kwietnia osiągała wartości 0,03 w 1064 nm. Niewielkie zawartości pyłu wulkanicznego w pionowej kolumnie atmosfery potwierdzają również pomiary fotometrami słonecznymi w Warszawie i Strzyżowie. W okresie od 17 do 18 kwietnia notowano małe wartości całkowitej grubości optycznej aerozolu, mieszczące się w przedziale 0,11-0,16 (dla 500 nm), podczas gdy średnia klimatyczna wartość grubości optycznej aerozolu w kwietniu wynosi ok. 0,25.

Słowa kluczowe: aerozol, pył wulkaniczny, własności optyczne, grubość optyczna

Summary

Optical properties of a volcanic aerosol obtained by direct observations from Radiation Transfer Observatory at the Institute of Geophysics University of Warsaw and Aerosol and Radiation Observatory SolarAOT in Strzyżów (south eastern part of Poland) together with Meteosat Second Generation observations are discussed. Aerosol optical properties measured by the Multi-Filter Rotating *Shadowband* Radiometer (Model MFR-7), Microtops sun photometer, and CHM-15K ceilometer between 14 and 23 April 2010 are investigated.

Back-trajectories calculated for 16 and 17 April show advection of air masses from Iceland in the lower and the middle troposphere. Satellite observations performed by the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) instrument onboard of the MSG2 confirmed ash over Poland. Unfortunately, cloudy conditions during this day prevented remote observations of the atmosphere's optical properties from the ground. However, surface observations performed on 17 April by the ceilometer indicate volcanic ash layers. At around midnight first ash layer appeared at 5 km. One hour later the second layer between 3 and 4 km was observed. An aerosol layer between 0.5 and 2

km was also measured, however it is difficult to determine the type of remotely sensed particles. After sunset very weak ash clouds were recorded between top of the boundary layer and 4 km. During the day those ash layers were not measured, probably due to a poor signal to noise ratio of the ceilometer's signal. Extinction coefficient for volcanic ash was estimated as 0.02-0.03 km⁻¹ and aerosol optical thickness was calculated about 0.03 at 1064 nm. Sun photometers' observations at both stations show small total aerosol optical thickness which varies between 0.11 and 0.16 (at 500 nm) during 17 and 18 April 2010. However, the mean aerosol optical thickness for April is about 0.25.

Keywords: aerosol, volcanic ash, optical properties, aerosol optical thickness

