

Fizyka Procesów Klimatycznych

Wykład 12 Aerosol

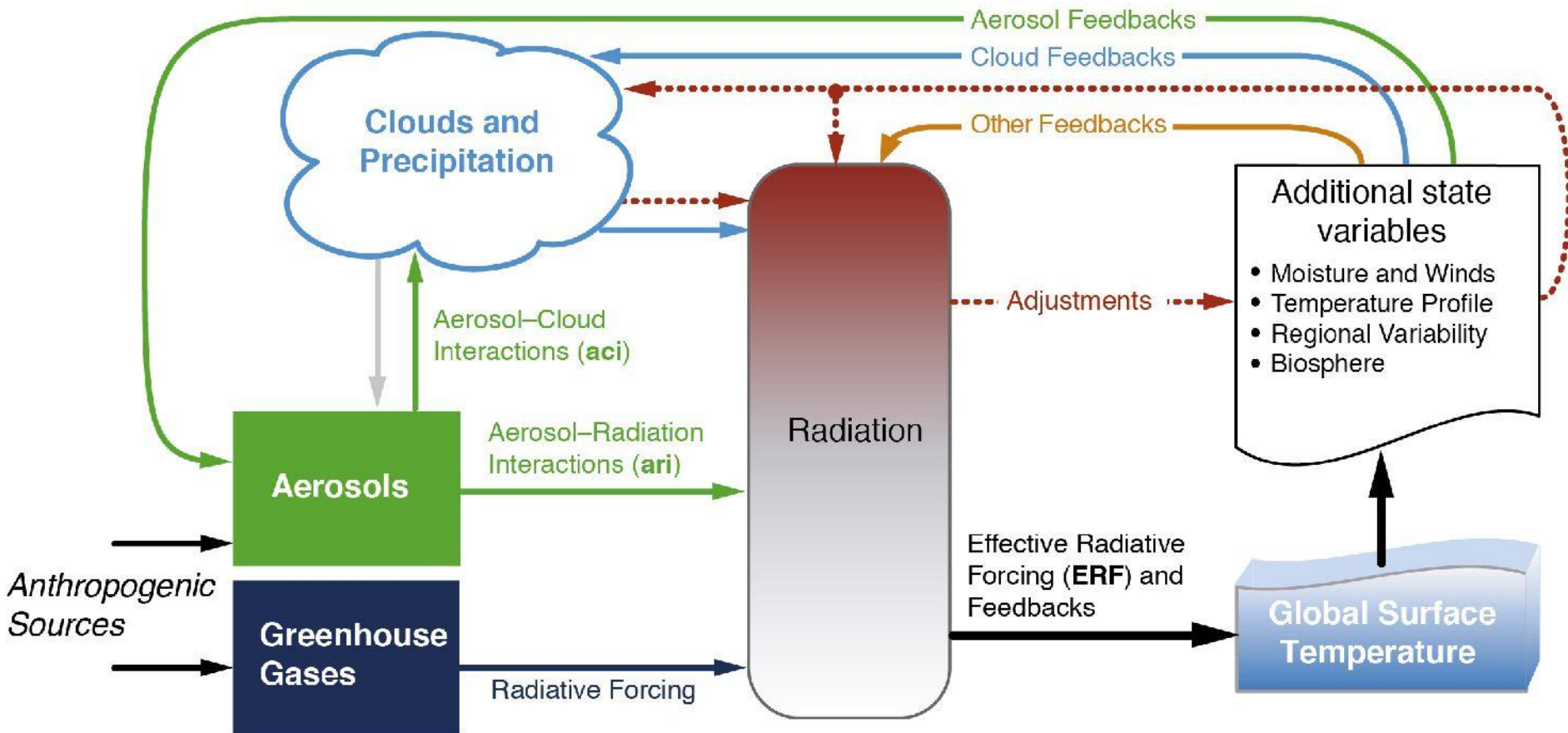
prof. dr hab. Szymon Malinowski
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
malina@igf.fuw.edu.pl

dr hab. Krzysztof Markowicz
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
kmark@igf.fuw.edu.pl

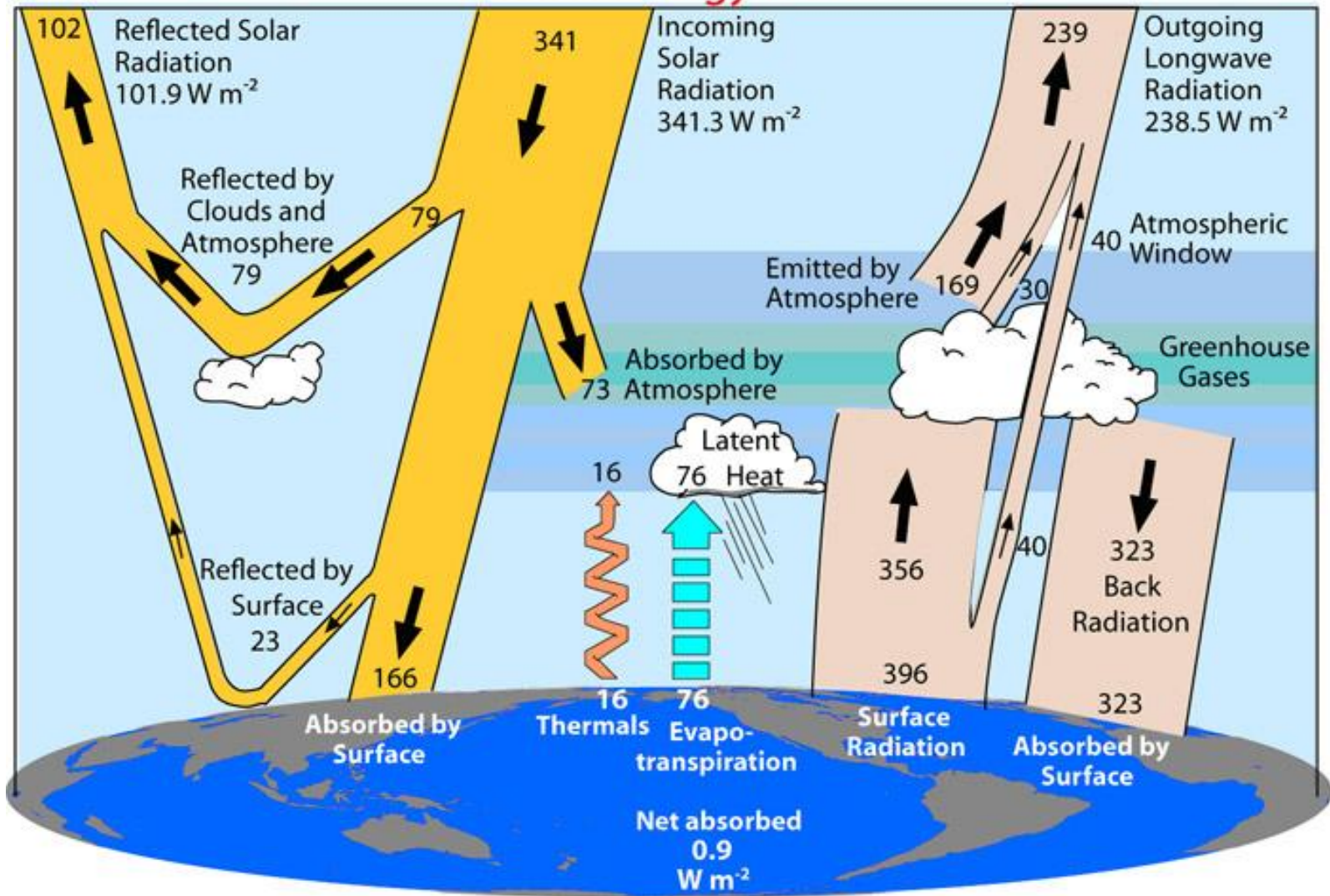
Wpływ aerozoli i chmur na system klimatyczny



Wymuszenia i sprzężenia w systemie klimatycznym z udziałem gazów cieplarnianych, aerozoli i chmur wg. V Raportu IPCC



Global Energy Flows $W m^{-2}$



Bilans promieniowania słonecznego oraz ziemskiej atmosfery (Trenberth, K.E., J.T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009).

Zanieczyszczenia atmosfery zwane inaczej **aerozem** to małe cząstki stałe lub ciekłe powstające w sposób naturalny oraz w wyniku działalności gospodarczej człowieka.

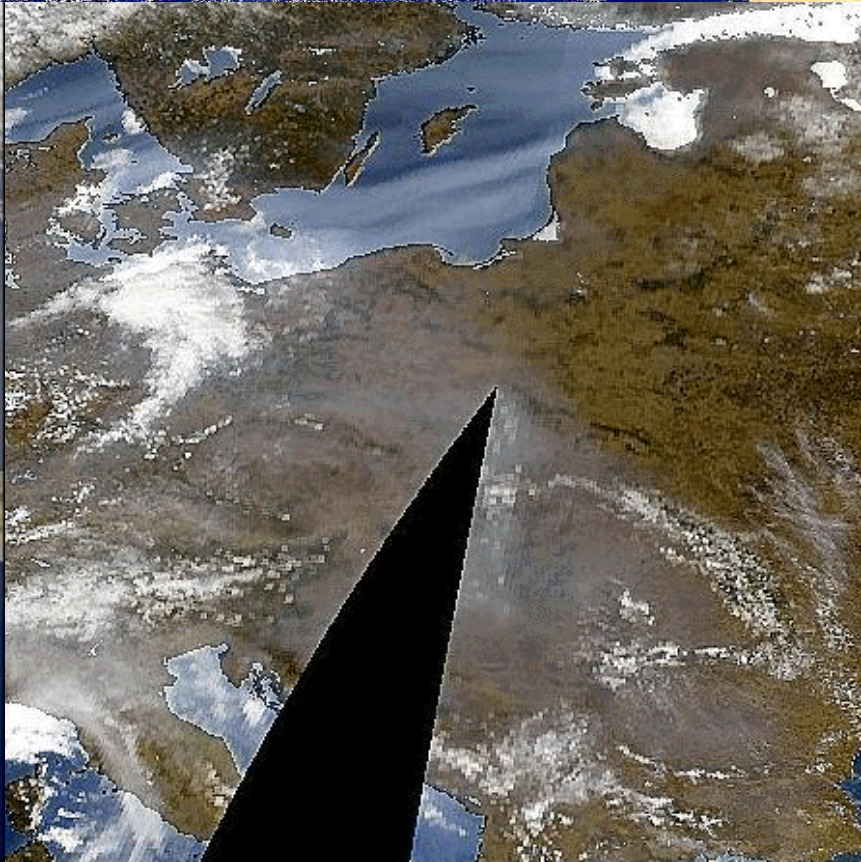
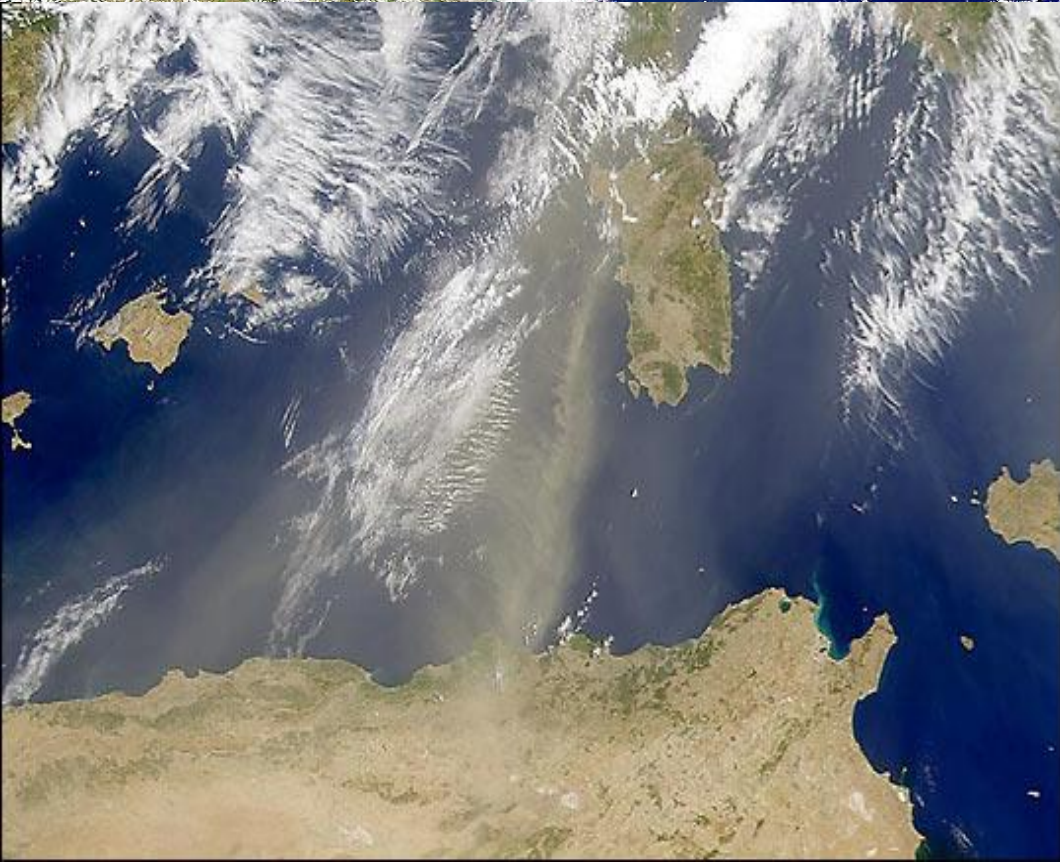
Rodzaje aerozolu:

- sól morską
- drobiny piasku
- pył wulkaniczny
- fragmenty roślin, nasiona zarodniki

- pyły antropogeniczne
- sadza (elemental carbon), organic carbon
- siarczany, azotany
- związki organiczne i nieorganiczne
- i inne...

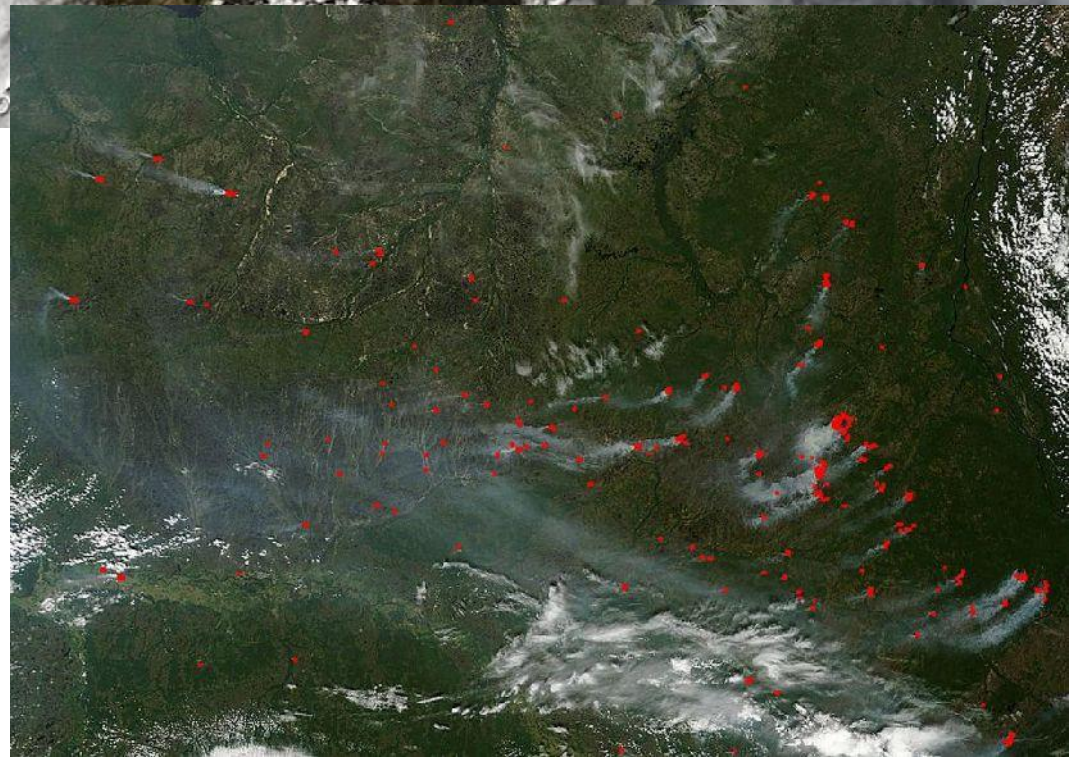
Aerozol naturalne.

Aerozol antropogeniczne





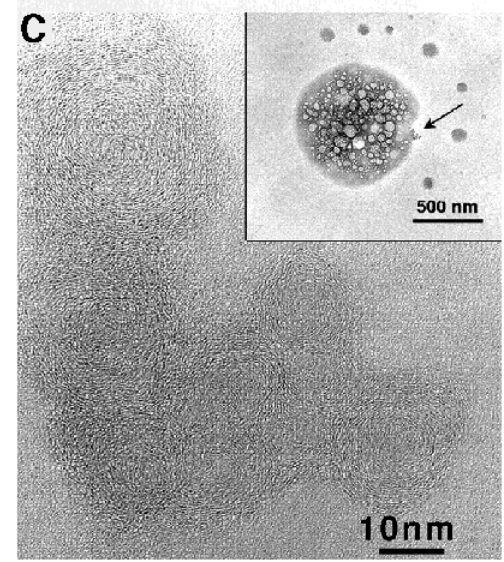
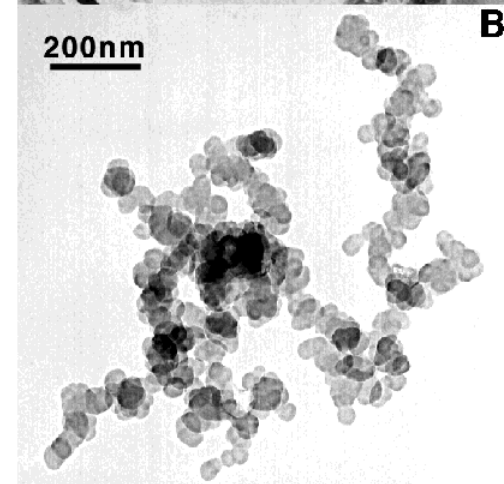
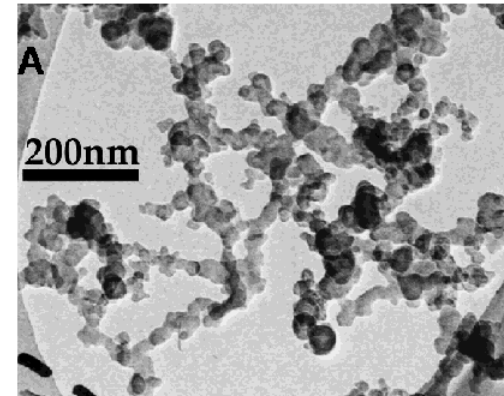
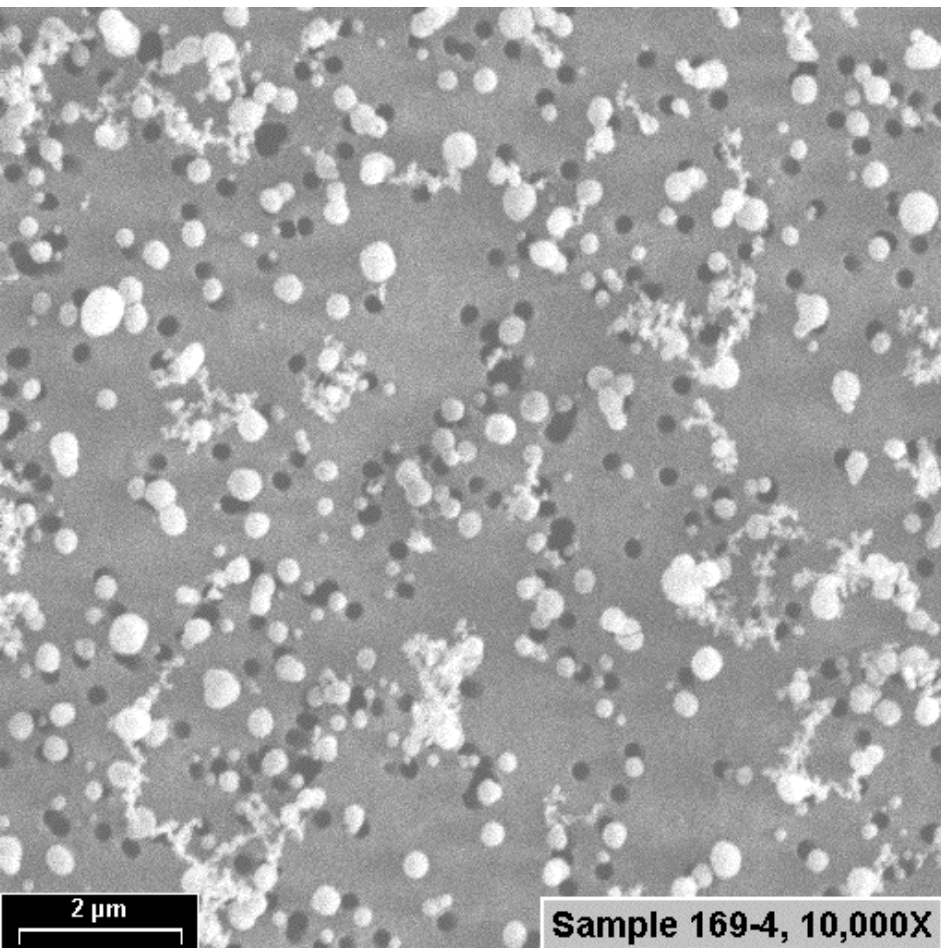
Požary lasów, torfowisk,



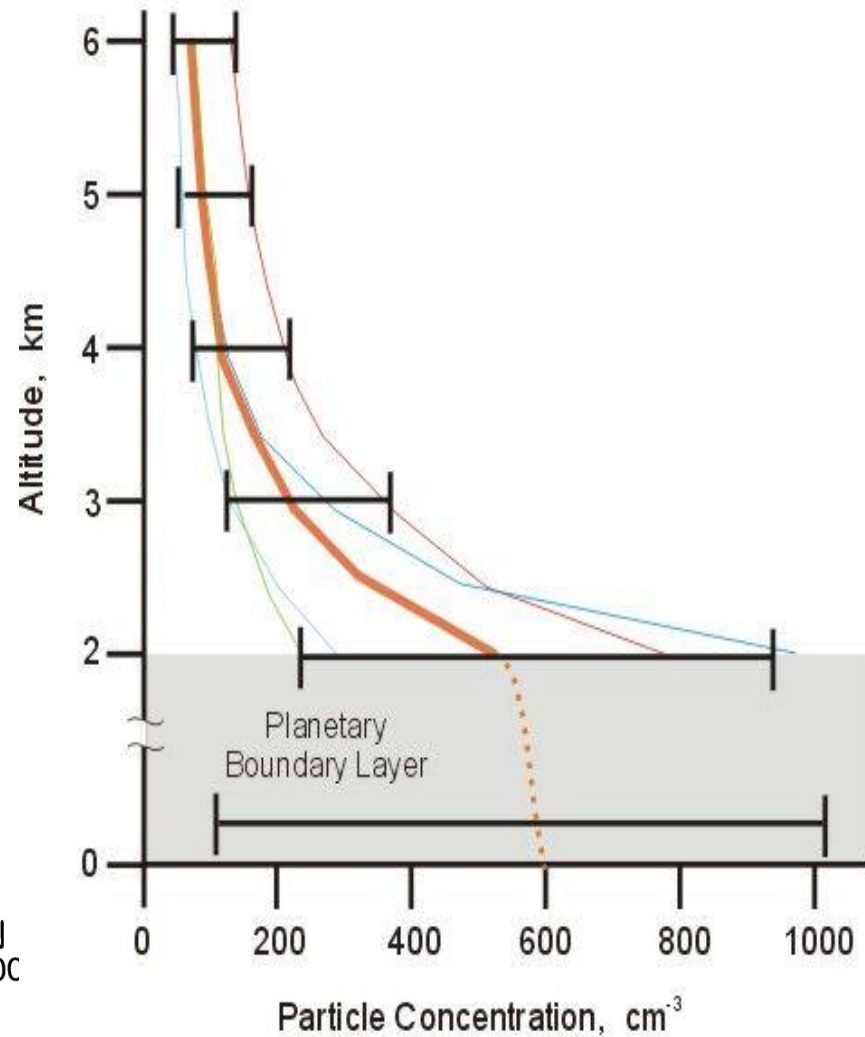
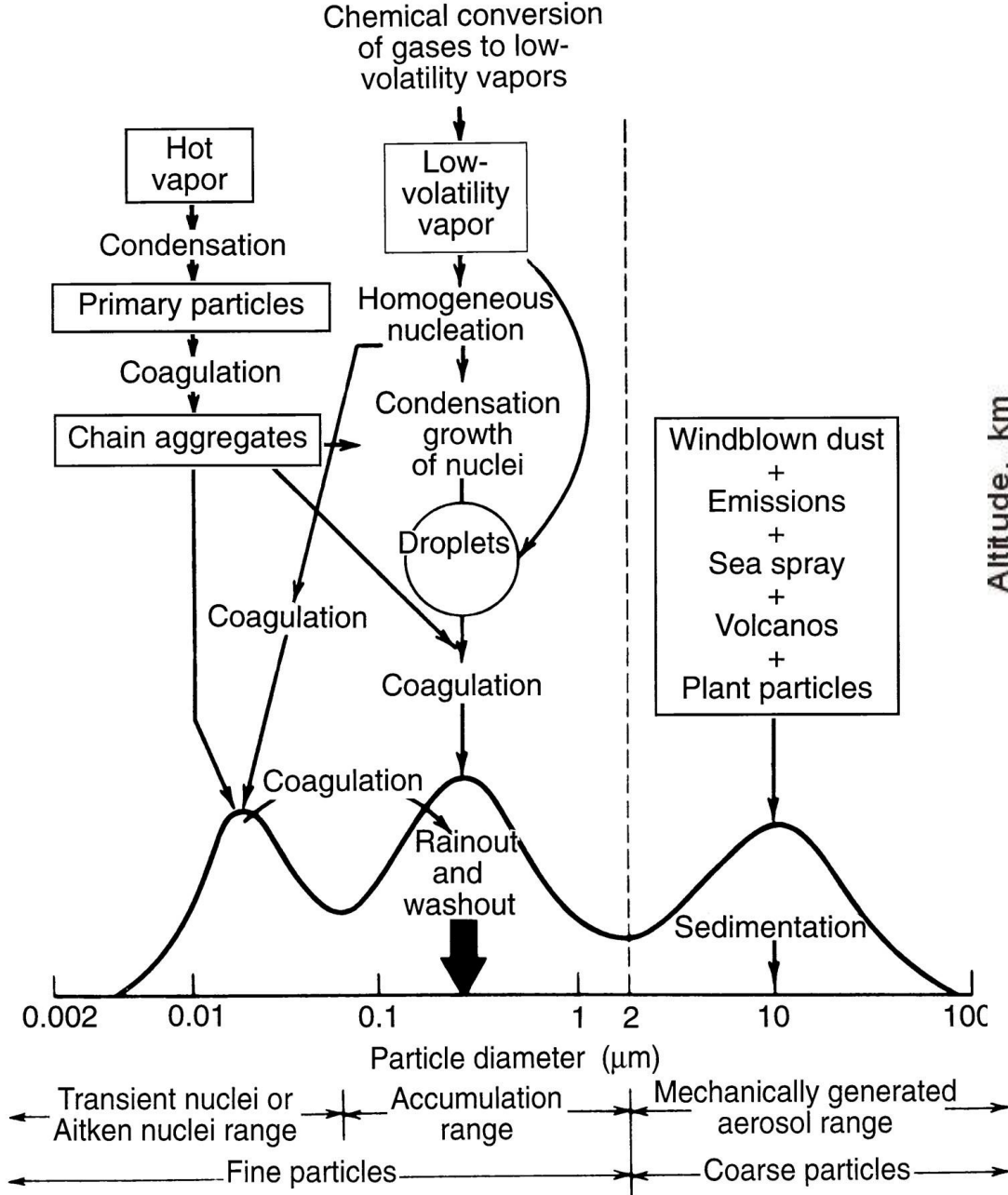


Zmętnienie atmosfery
powstałe w wyniku
obecności aerozoli

Wielkość i kształt cząstek aerozolu



AITKEN PARTICLES



Podział aerozolu ze względu na ich rozmiar

W rozkładzie wielkości aerozoli wyróżniamy 3 charakterystyczne grupy cząstek:

- cząstki Aitkена (nucleation mod), $r < 0.05 \mu\text{m}$
- cząstki małe (accumulation mod), $0.05 < r < 0.5 \mu\text{m}$
- cząstki duże (coarse mod), $r > 0.5 \mu\text{m}$

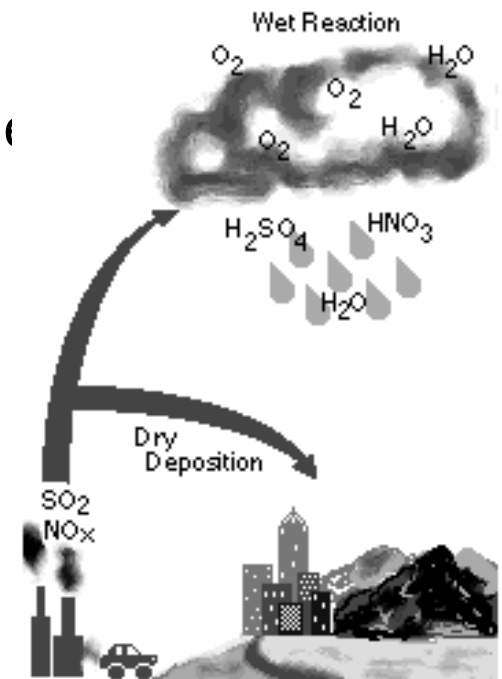
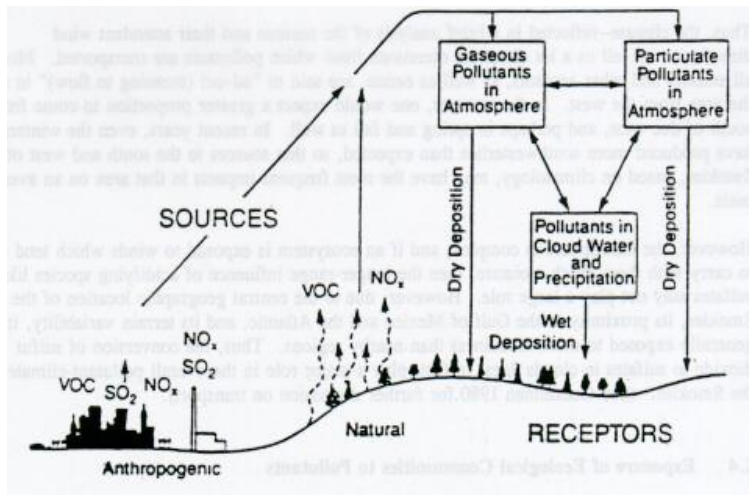
Szczególnie istotne znaczenie w atmosferze z klimatycznego punktu widzenia mają ostatnie dwa typy cząstek.

Produkcja aerozolu

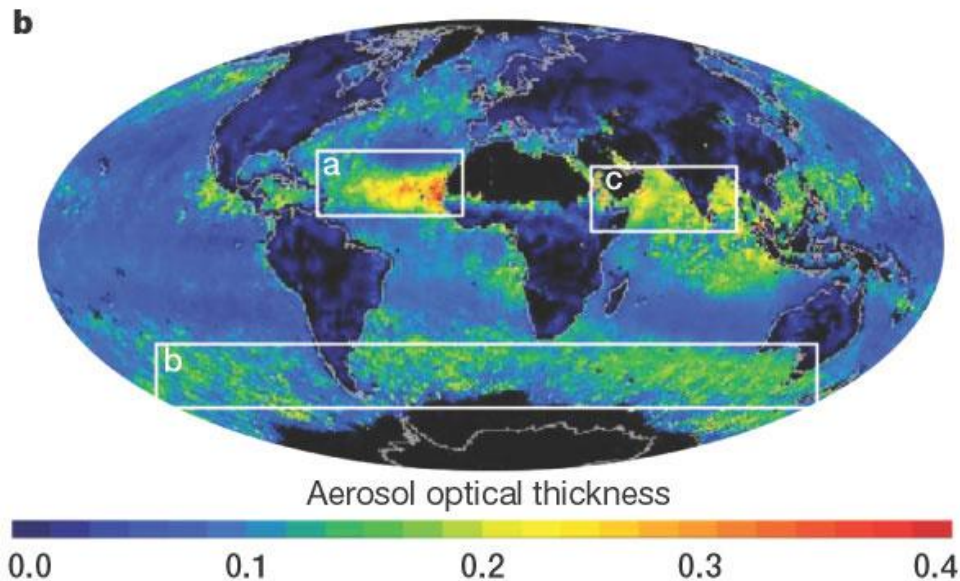
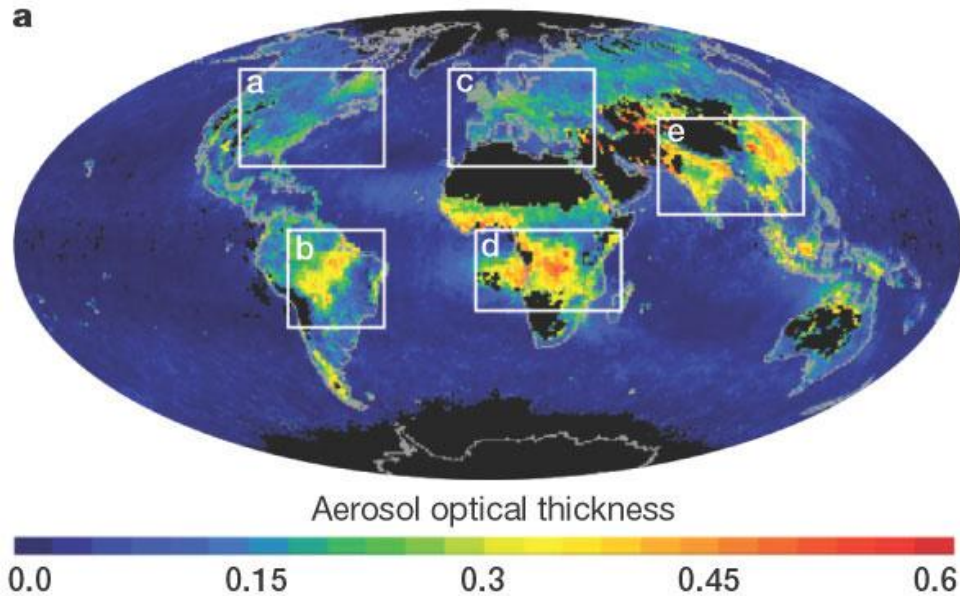
- produkcja mechaniczna (powstawanie soli morskiej podczas załamывania fal morskich czy wynoszenie pyłu pustynnego w czasie burz pyłowych)
- spalanie biomasy
- spalanie przemysłowe (pyły, gazy)
- konwersja gazu do cząstek np. do kwasu siarkowego czy azotowego

Usuwanie aerozolu z atmosfery

- Sucha depozycja
Sedymentacja – osiadanie grawitacyjne (efektywnie usuwane tylko duże cząstki)
- Wilgotna depozycja (wymywanie przez krople chmurowe lub krople deszczu).
Efektywne usuwanie cząstek z klasy akumulacyjnej



Grubość optyczna aerozolu (marzec- maj)



$$\tau(\lambda) = \pi \int Q_{\text{ext}} \left(\frac{2\pi r}{\lambda}, m \right) r^2 n_c(r) dr$$

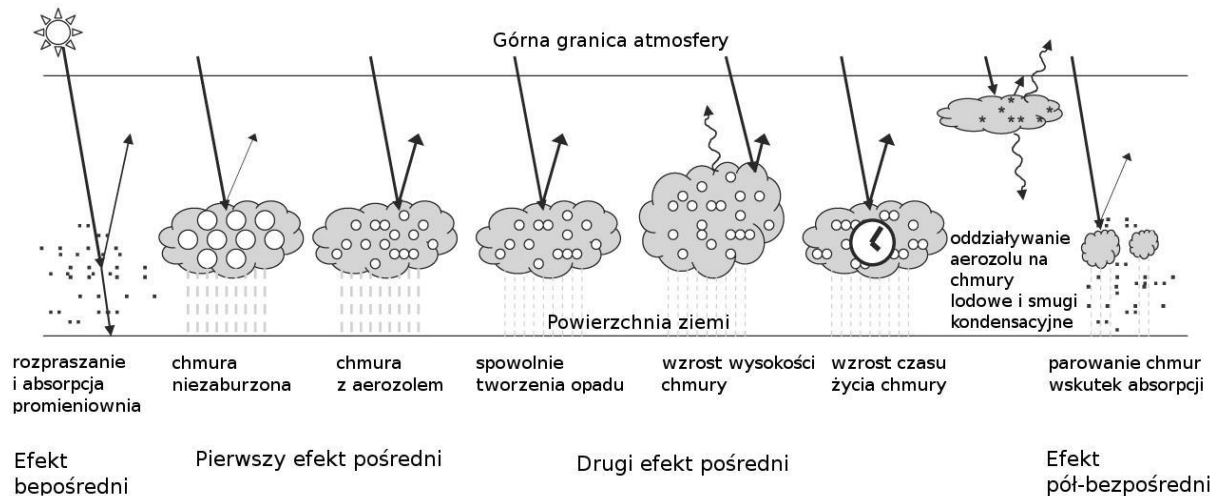
Q_e - efektywny przekrój czynny na ekstynkcję (rozpraszania+absorpcja)
 $n_c(r)$ - kolumnowy rozkład wielkości

$$F(\lambda) = F_o(\lambda) e^{-\tau}$$

Wpływ aerozolu na klimat Ziemi

Efekt bezpośredni (poprzez rozpraszanie i absorpcję promieniowania w atmosferze)

Efekt pośredni (poprzez oddziaływanie aerozolu na własności mikrofizyczne chmur)



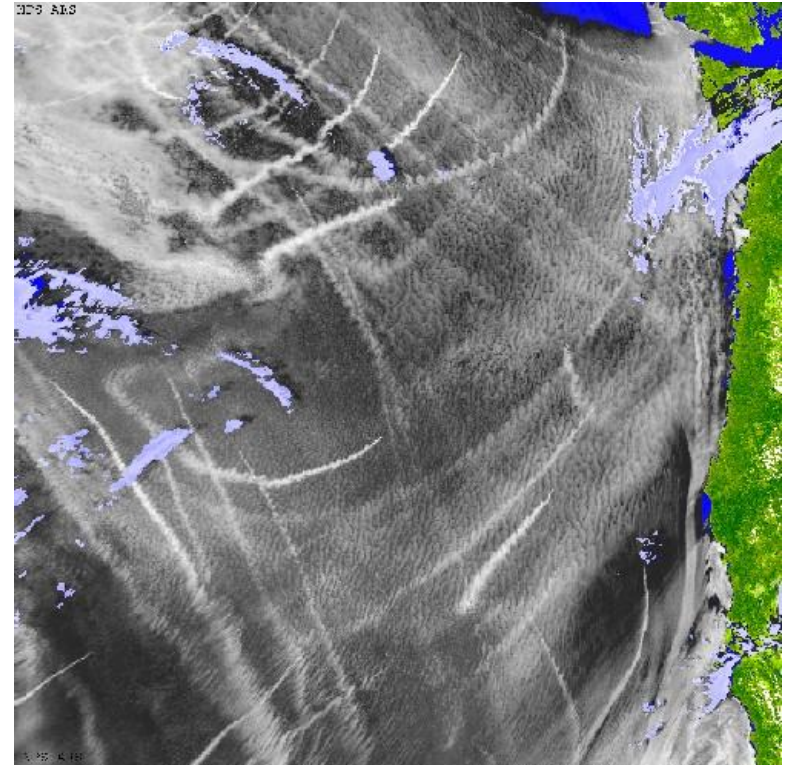
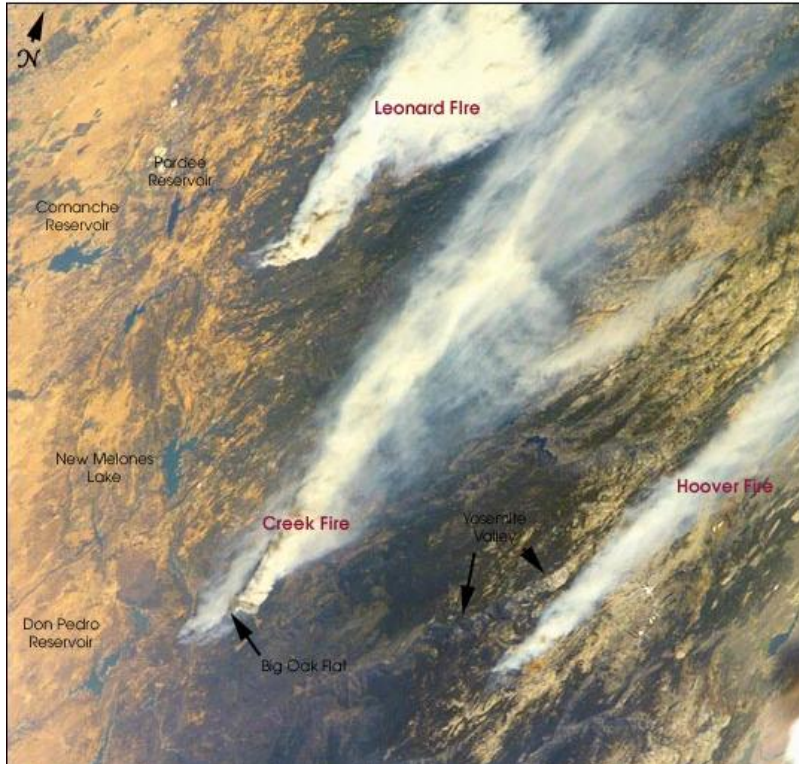
Wpływ aerozolu na klimat

1) Efekt bezpośredni

poprzez rozpraszanie i pochłanianie promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni Ziemi.

2) Efekt pośredni

oddziaływanie aerozolu na właściwości chmur oraz ich czas życia



Aerozole chłodzą klimat!

Bezpośredni wpływ aerozoli na klimat

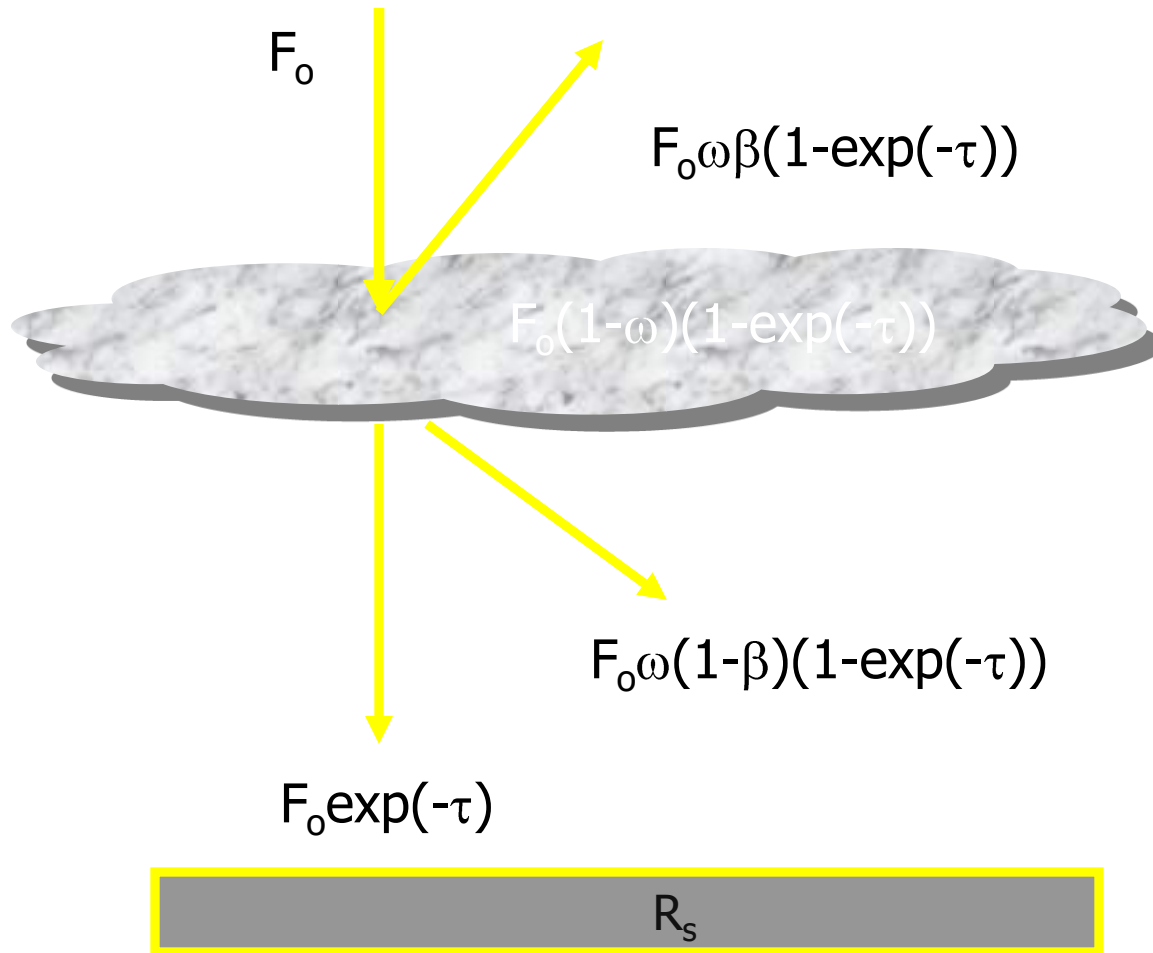
wzrost albedo planetarnego



wzrost absorpcji
w atmosferze

redukcja promieniowania słonecznego
dochodzącego do powierzchni ziemi

Efekt bezpośredni - prosty model radiacyjny



τ - grubość optyczna
aerozolu

ω - albedo pojedynczego
rozpraszania

$\omega = \sigma_{\text{scat}} / \sigma_{\text{ext}}$

β - część promieniowania
rozpraszania do tyłu

Dla molekuł $\beta = 0.5$

Dla aerozoli β (0.1 –
0.2)

Transmisja przez warstwę
aerozolu

$t = \exp(-\tau) + \omega(1-\beta)(1-\exp(-\tau))$

Odbicie od warstwy aerozolu

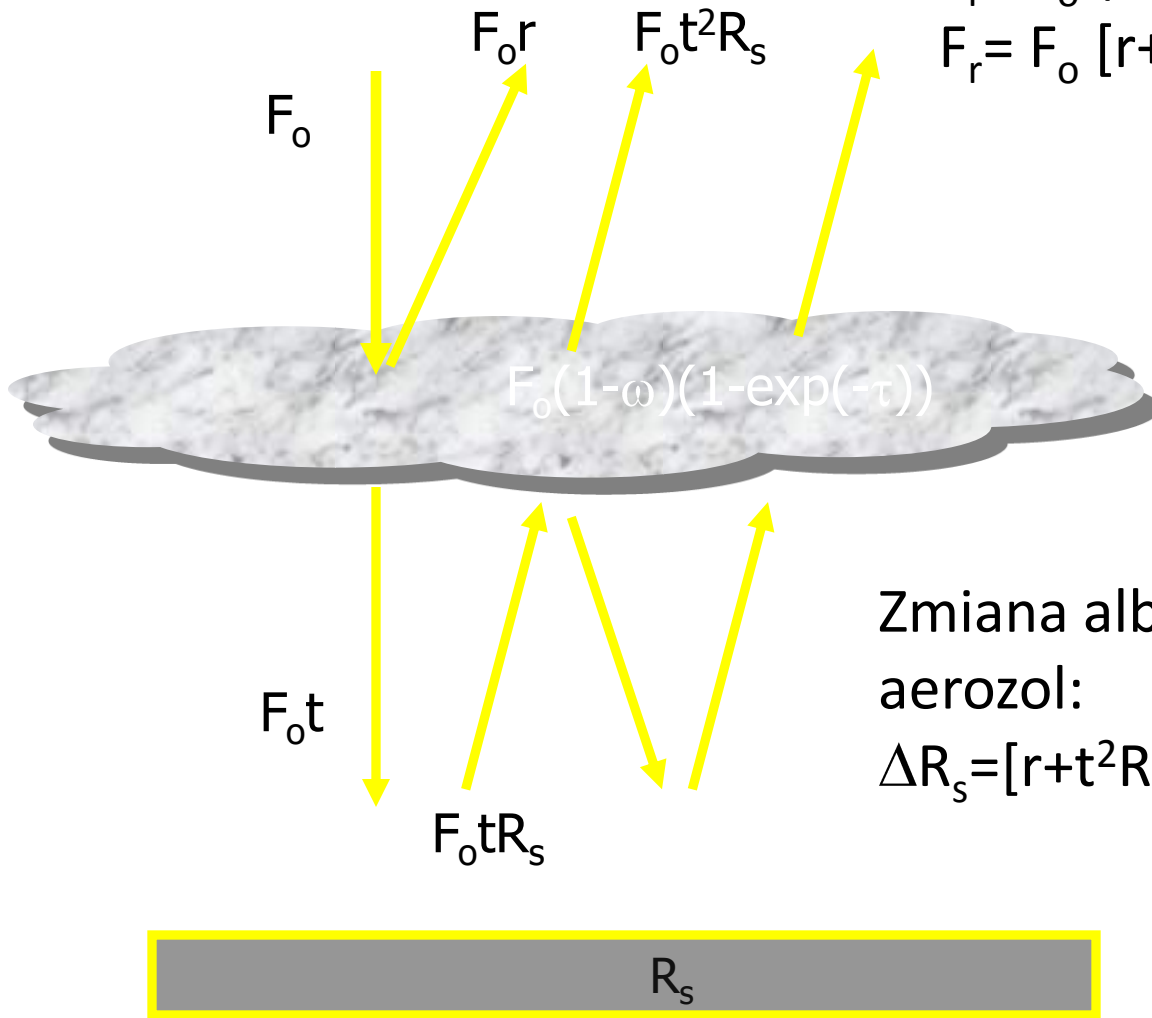
$r = \omega\beta(1-\exp(-\tau))$

Promieniowanie

wychodzące z atmosfery:

$$F_r = F_o (r + t^2 R_s + t^2 R_s^2 r + t^2 R_s^3 r^2 + \dots)$$

$$F_r = F_o [r + t^2 R_s / (1 - R_s r)]$$



Zmiana albeda planetarnego przez
aerozol:

$$\Delta R_s = [r + t^2 R_s / (1 - R_s r)] - R_s$$

Dla $\tau \ll 1$ (średnia wartość 0.1-0.2)

$$t = \exp(-\tau) + \omega(1-\beta)(1-\exp(-\tau))$$

$$r = \omega\beta(1-\exp(-\tau))$$

$$t = 1 - \tau + \omega(1-\beta)\tau$$

$$r = \tau\beta\omega$$

dla $\omega > \omega_c$ $\Delta R_s > 0$: ochładzanie

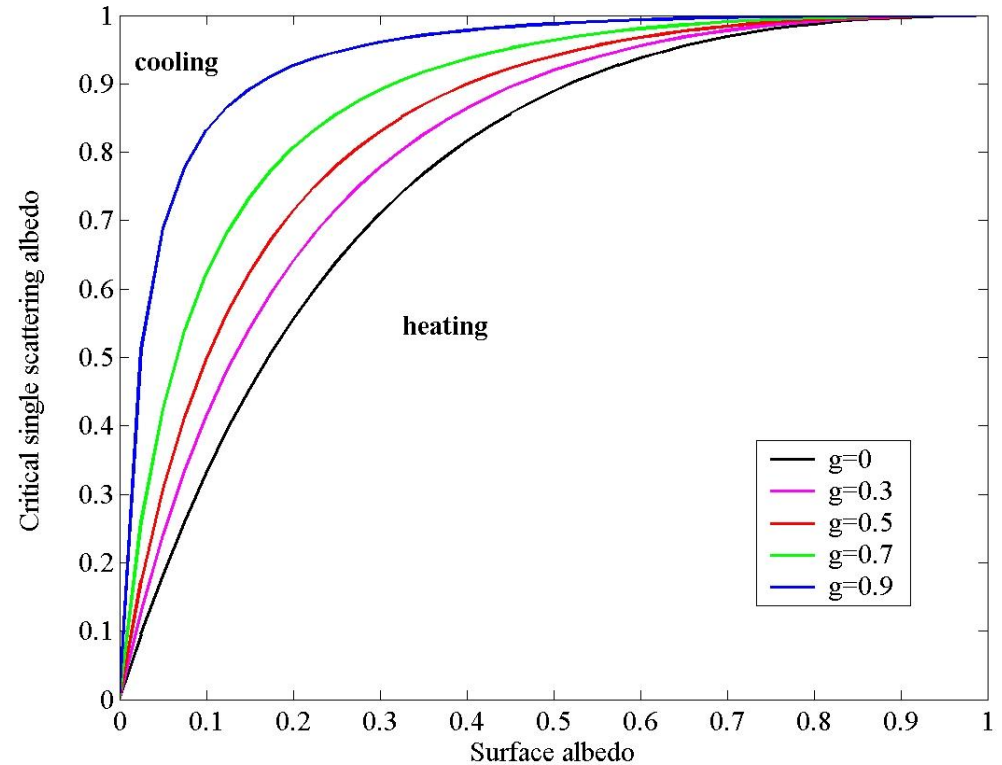
dla $\omega < \omega_c$ $\Delta R_s < 0$: ogrzewanie

$$\Delta R_s = \tau\omega\beta + [(1-R_s)^2 - 2R_s(1/\omega - 1)/\beta]$$

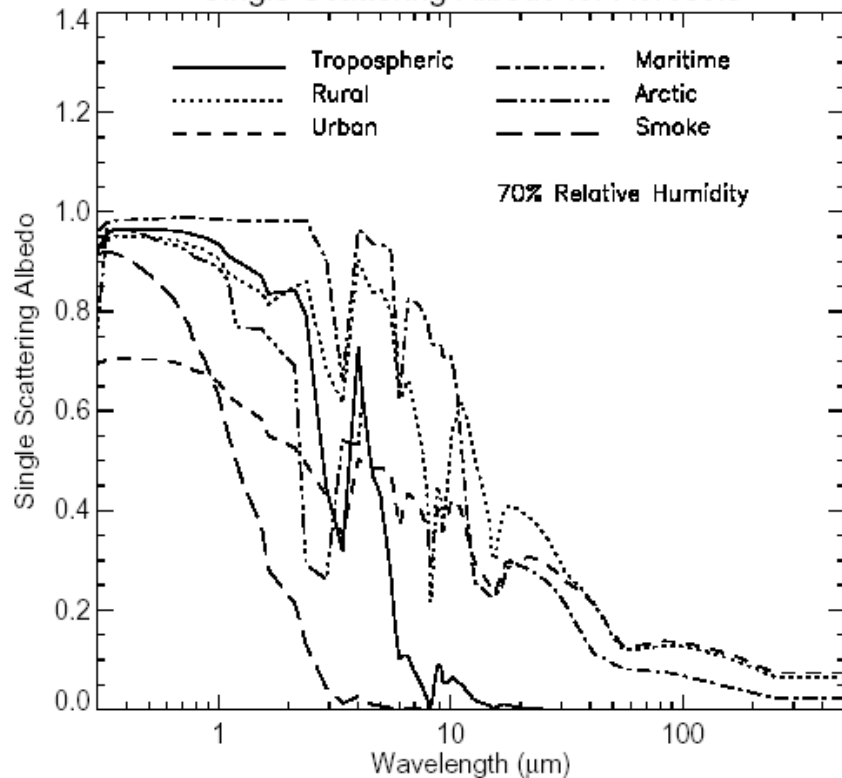
wartość krytyczna ω dla której

$$\Delta R_s = 0$$

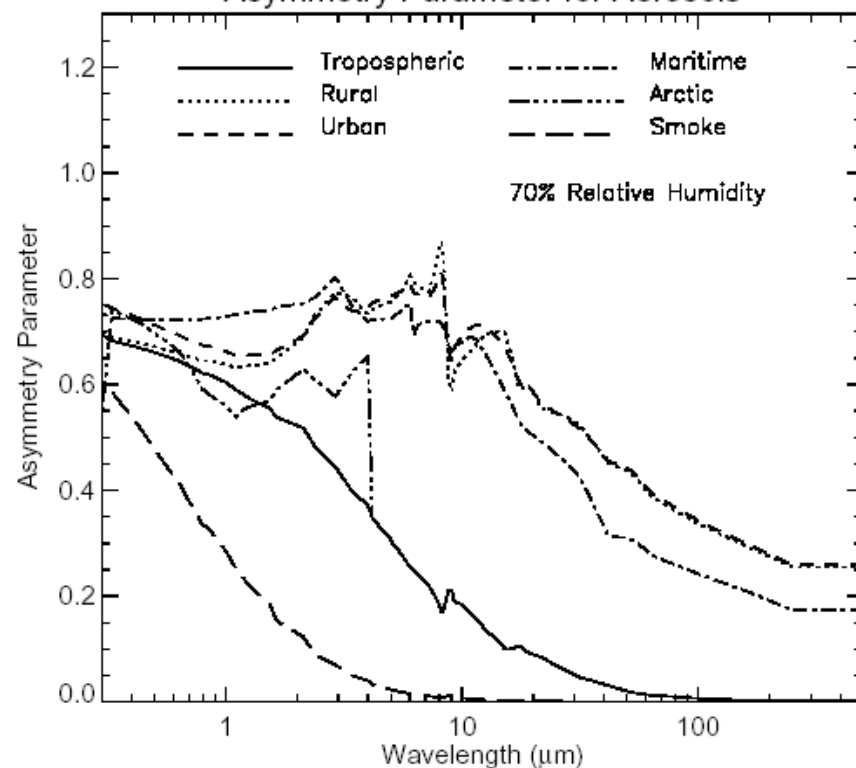
$$\omega = 2R_s / [2R_s + \beta(1-R_s)^2]$$



Single Scattering Albedo for Aerosols



Asymmetry Parameter for Aerosols



- Spektralna zależność albedo pojedynczego rozpraszania dla różnych typów aerozolu (na podstawie modelu Streamer)

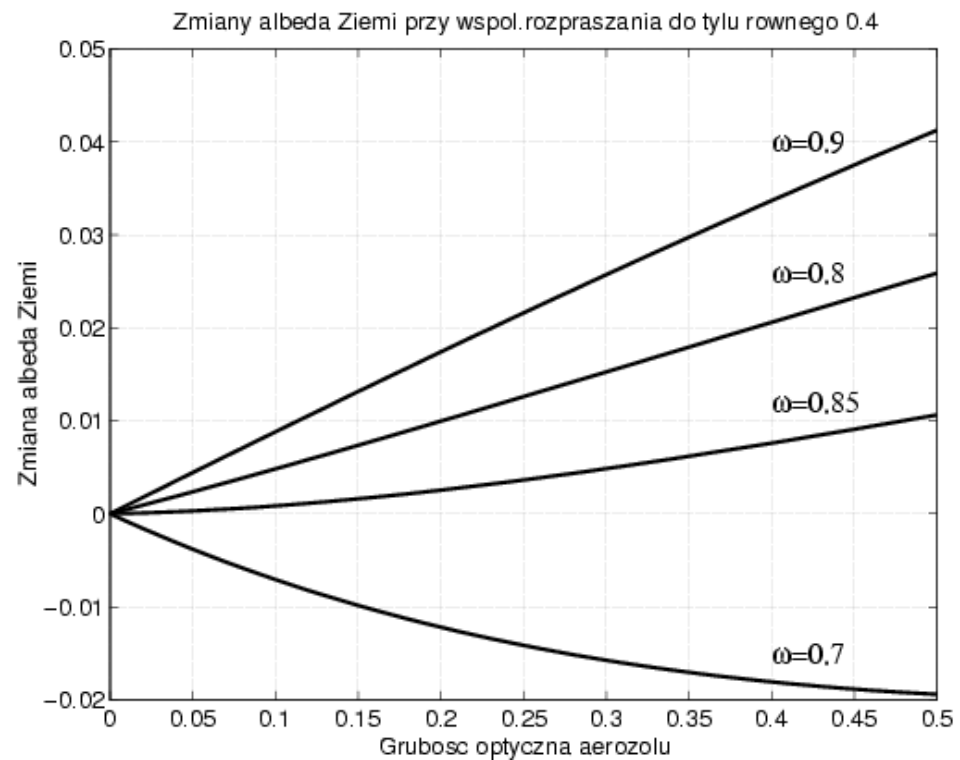
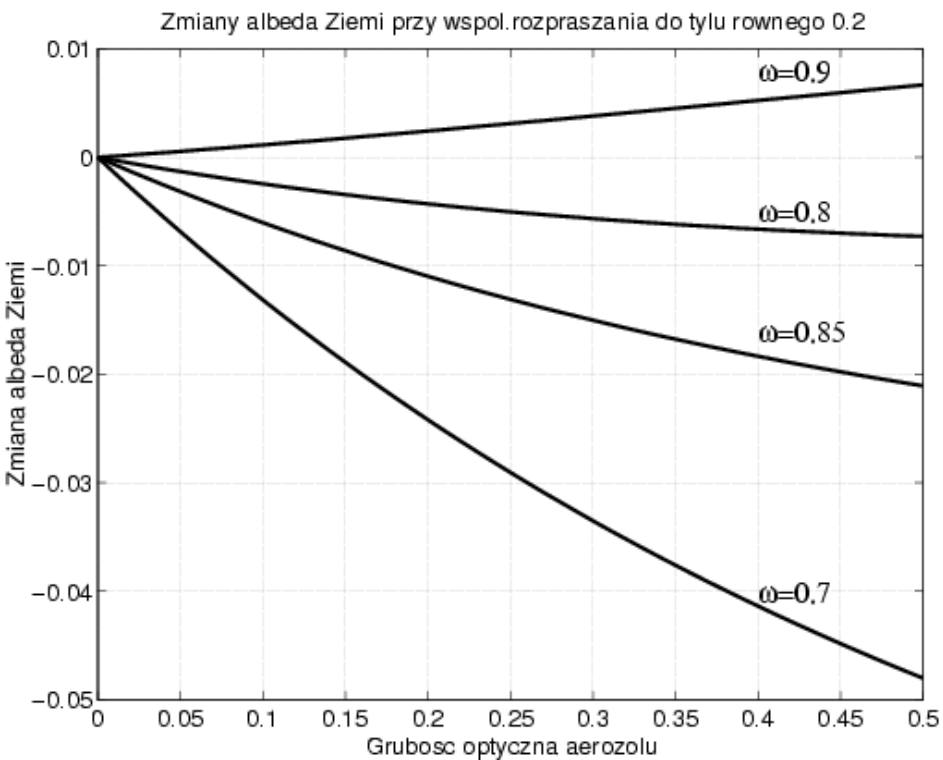
- Spektralna zależność parametru asymetrii dla różnych typów aerozolu (na podstawie kodu Streamer)

Wnioski z prostego modelu radiacyjnego

- aerozole nad ciemną powierzchnią Ziemi zawsze ochładzają klimat.
- aerozole nad bardzo jasnymi powierzchniami (śnieg) ogrzewają klimat.
- w przypadku pośrednim ochładzanie bądź ogrzewanie zależy od własności optycznych aerozoli oraz własności optycznych podłoża.
- jednak zawsze obecność aerozoli prowadzi do redukcji promieniowania przy powierzchni Ziemi a zatem ochładzania najniższych warstw powietrza.



**Górna
granica
atmosfery**



- Zmiana planetarnego albedo układu Ziemia-Atmosfera w zależności od albedo pojedynczego rozpraszania i grubości optycznej przy współczynniku rozpraszania do tyłu równego 0.2.

Zmiana planetarnego albedo układu Ziemia-Atmosfera w zależności od grubości optycznej aerozolu oraz albedo pojedynczego rozpraszania przy współczynniku rozpraszania do tyłu równego 0.4.

Zmiany temperatury związane z obecnością aerozolu

- Wymuszanie radiacyjne w tym przypadku wynosi $\Delta N = -\Delta R_s F_s$
- Współczynnik wrażliwości klimatu na zmiany radiacyjne podobnie, jak w przypadku efektu cieplarnianego ma postać

$$\alpha = \left(\frac{\partial F_L}{\partial T_s} \right)^{-1} = \frac{T_s}{4F_L}$$

- Zmiana temperatury powietrza wyrażamy wzorem

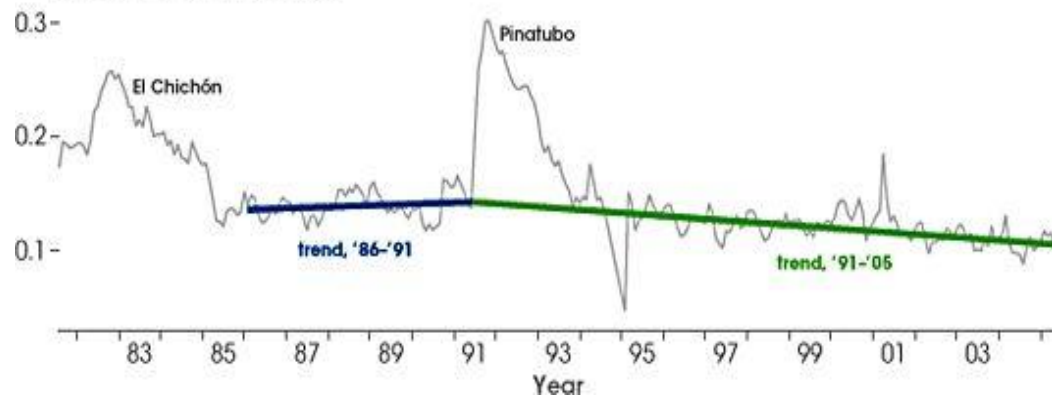
$$\Delta T_s = \alpha \Delta N = -\frac{T_s}{4F_L} \Delta R_s F_s$$

Po uwzględnieniu bilansu promieniowania na górnej granicy atmosfery w postaci otrzymujemy

$$F_s (1 - R_s) = F_L \qquad \Delta T_s = -\frac{T_s}{4} \frac{\Delta R_s}{1 - R_s}$$

- Zakładając zmianę globalnego albedo związaną z obecnością aerozoli, na poziomie 1% otrzymujemy zmianę temperatury ok. 1K.
- Z przedstawionych wykresów wynika, że zmiany albedo mogą być większe niż 1% zatem chłodzenie aerozolowe może być lokalnie znacznie większe.
- W obszarach silnie zanieczyszczonych wymuszanie aerozolowe może być zbliżone a nawet większe wpływu gazów cieplarnianych.

Aerosol Optical Thickness



Zmiany globalne aerozolowej grubości optycznej

http://www.giss.nasa.gov/research/features/200711_temptracker/page2.html

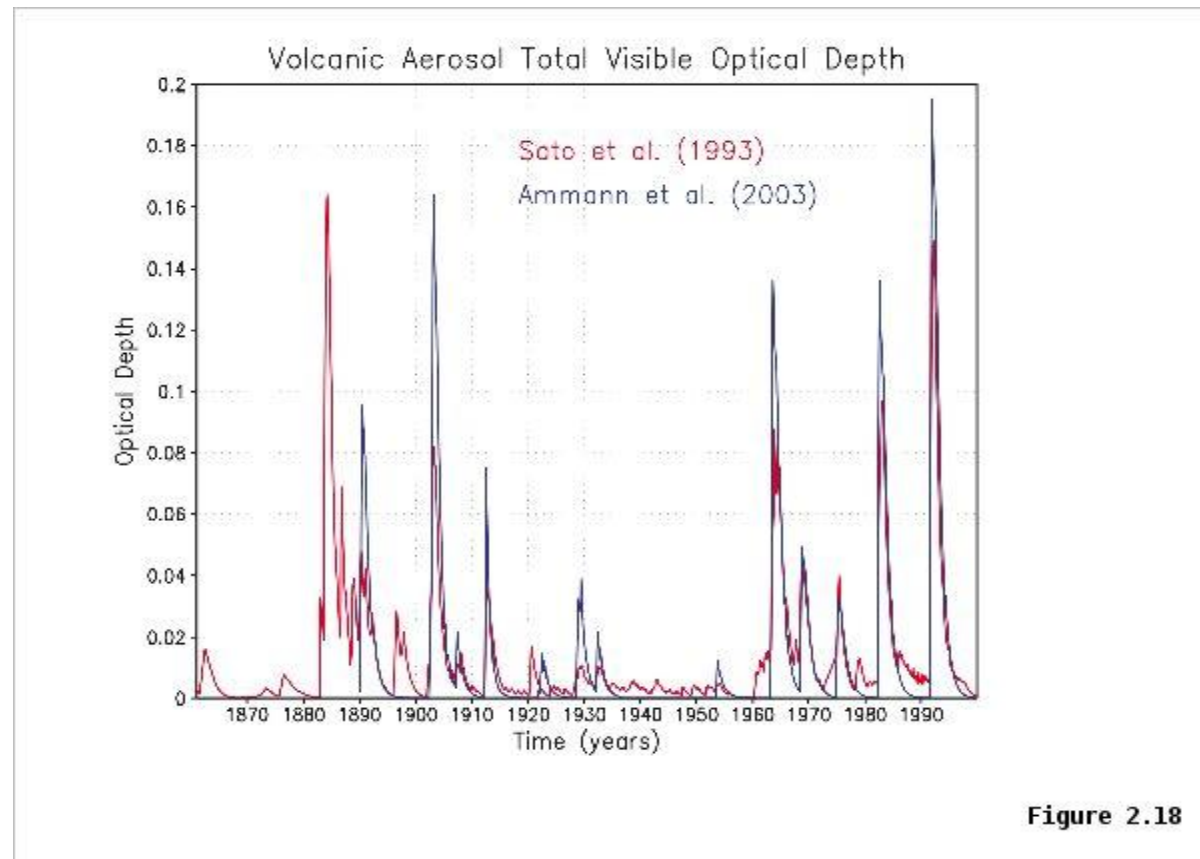
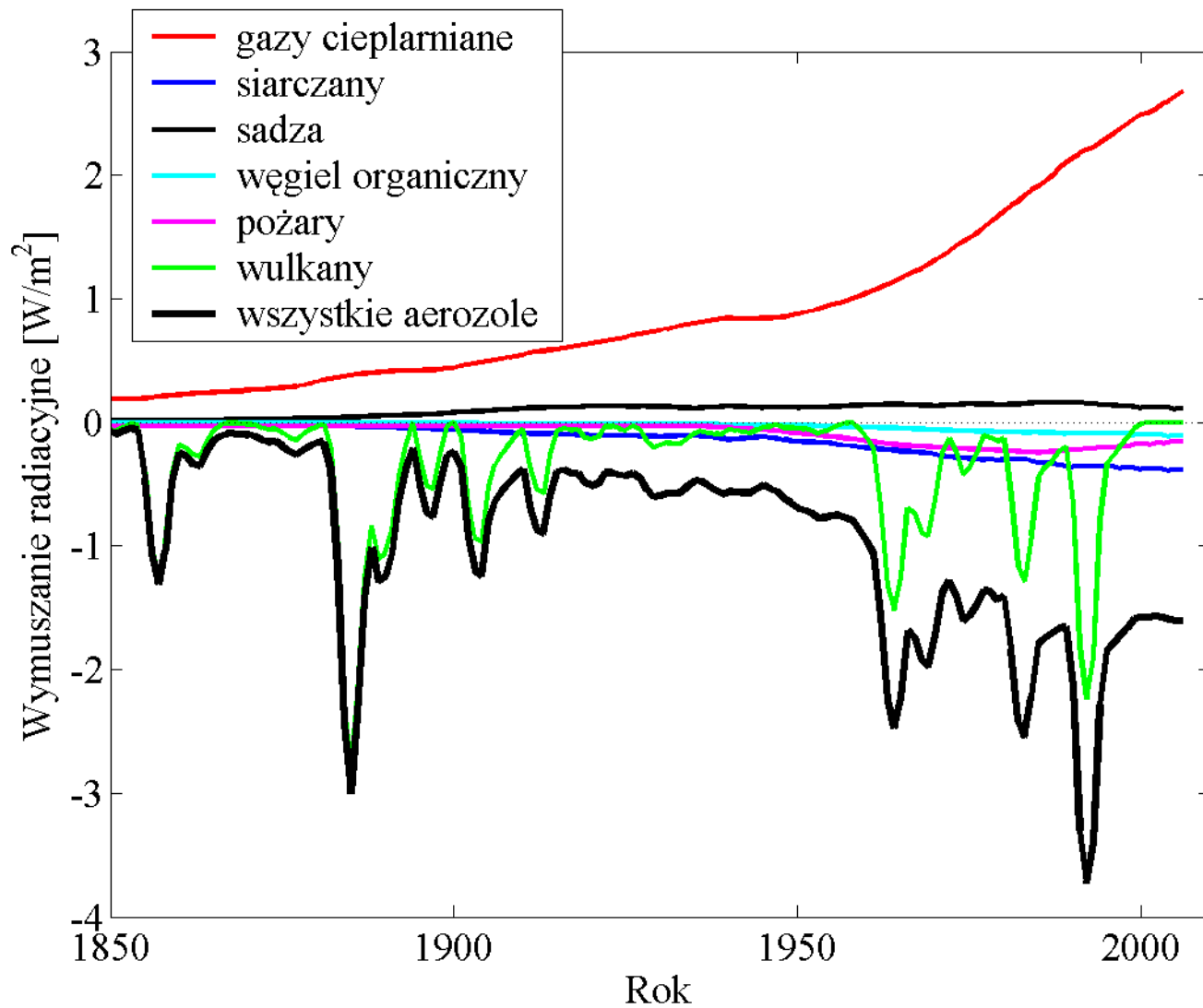
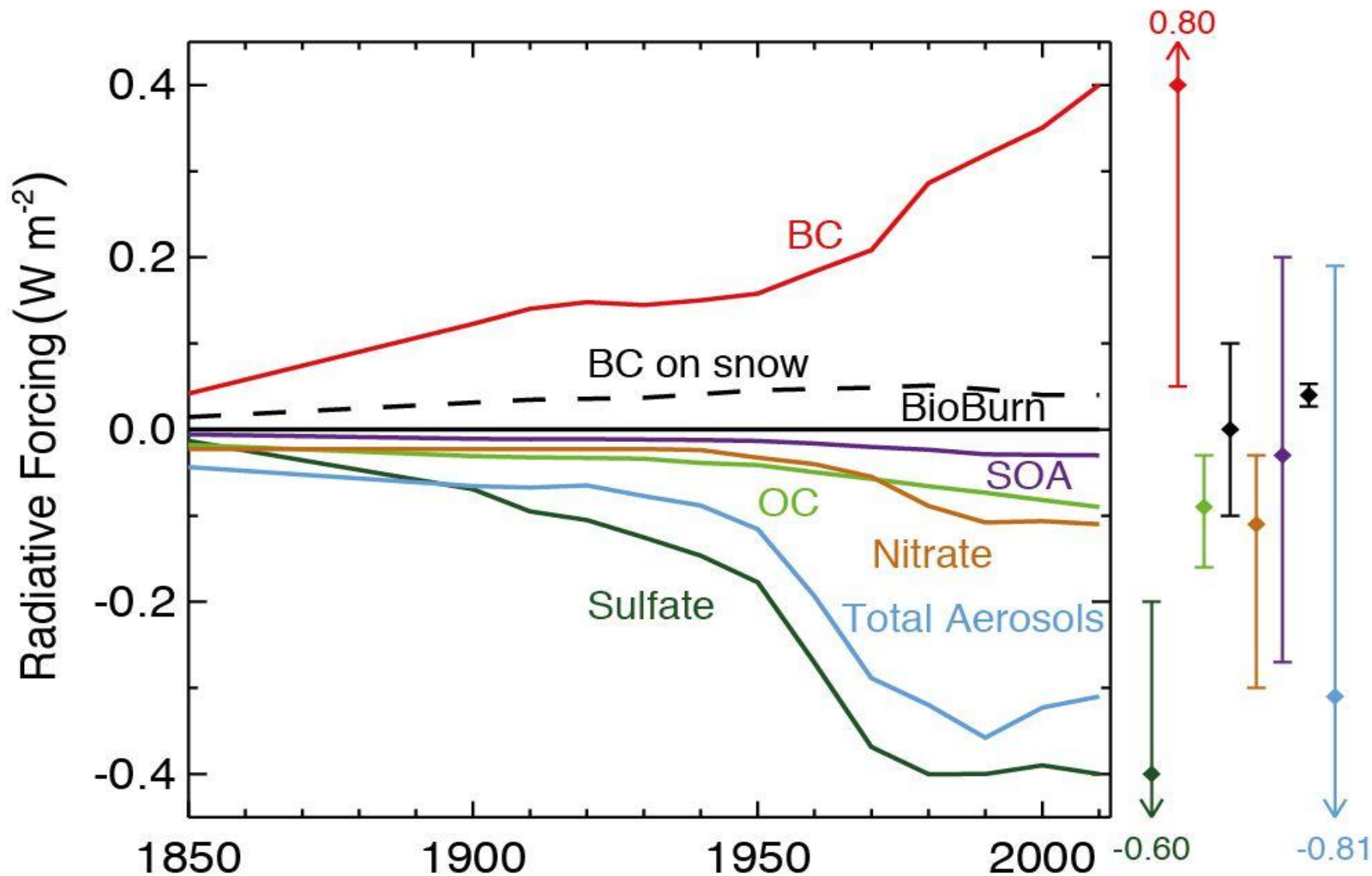


Figure 2.18

Zmiany wymuszania radiacyjnego w długiej skali czasowej

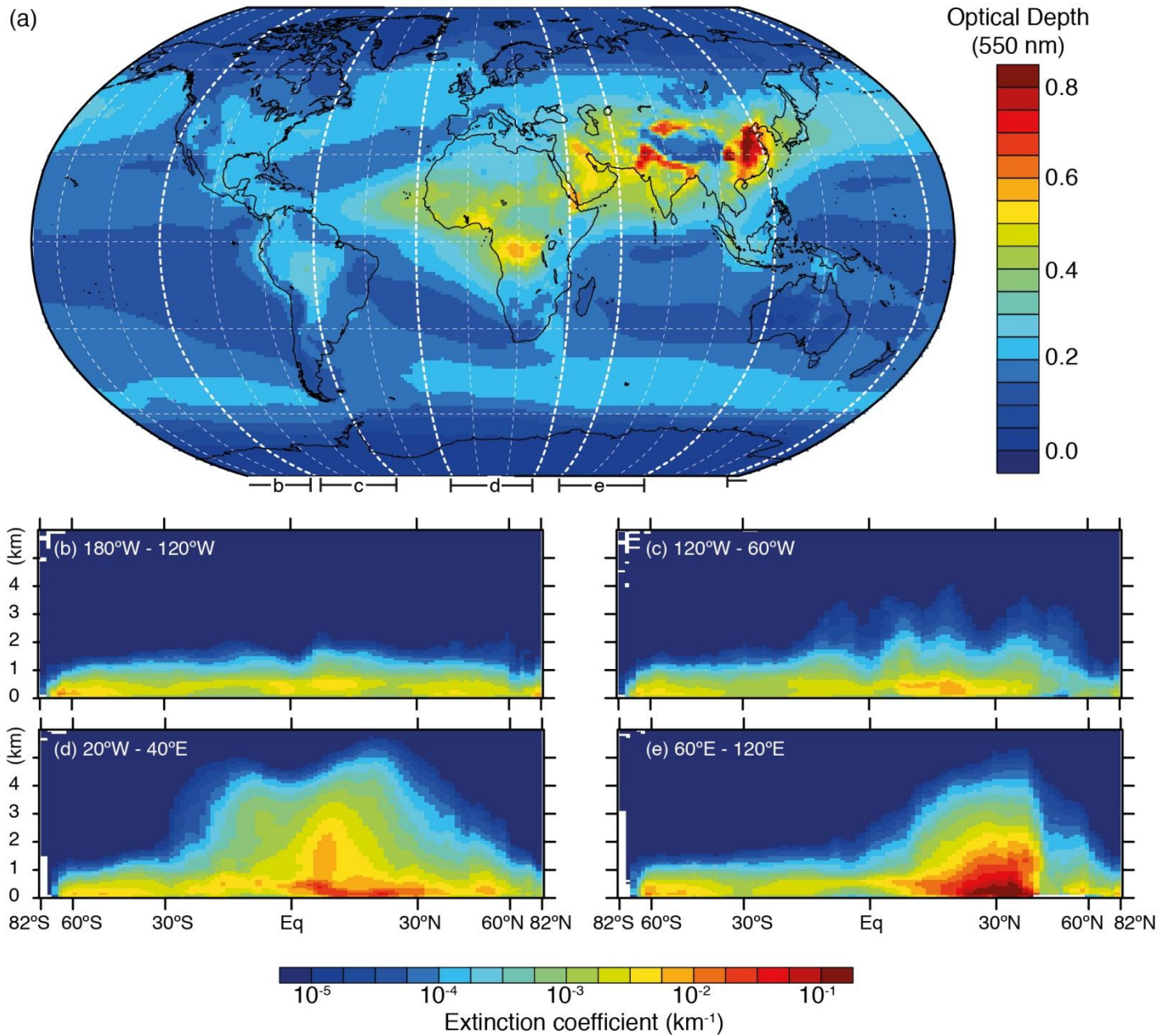


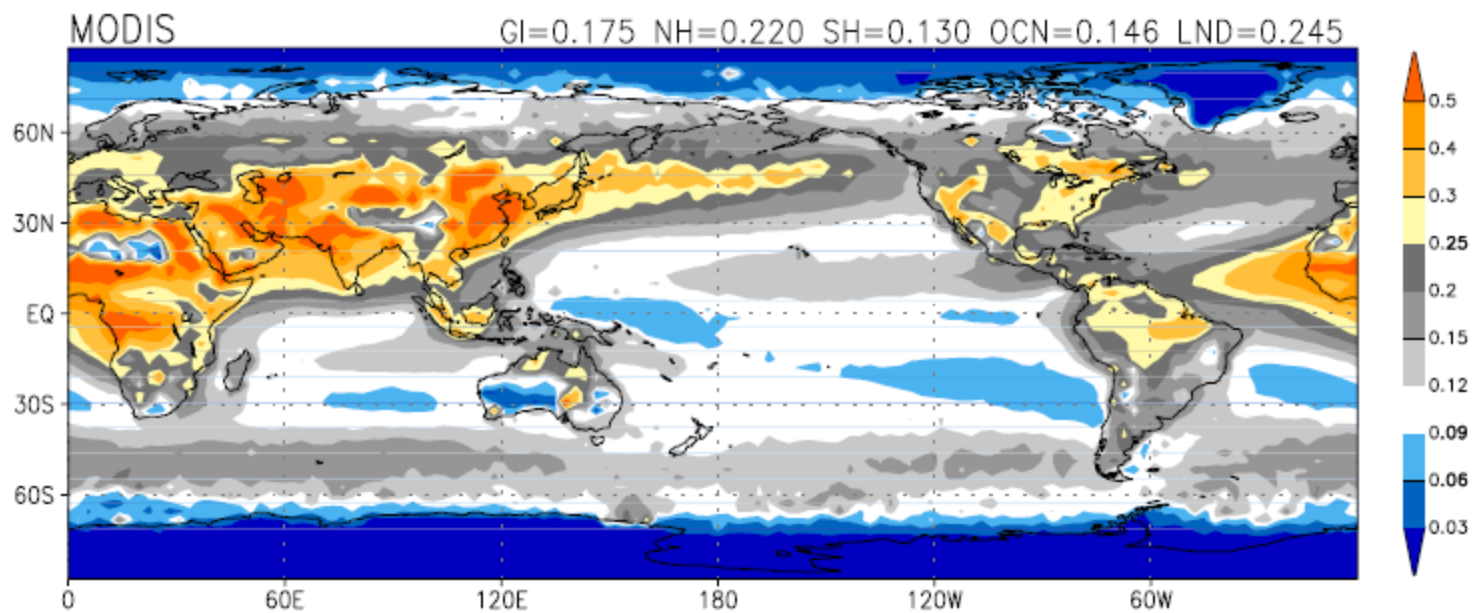
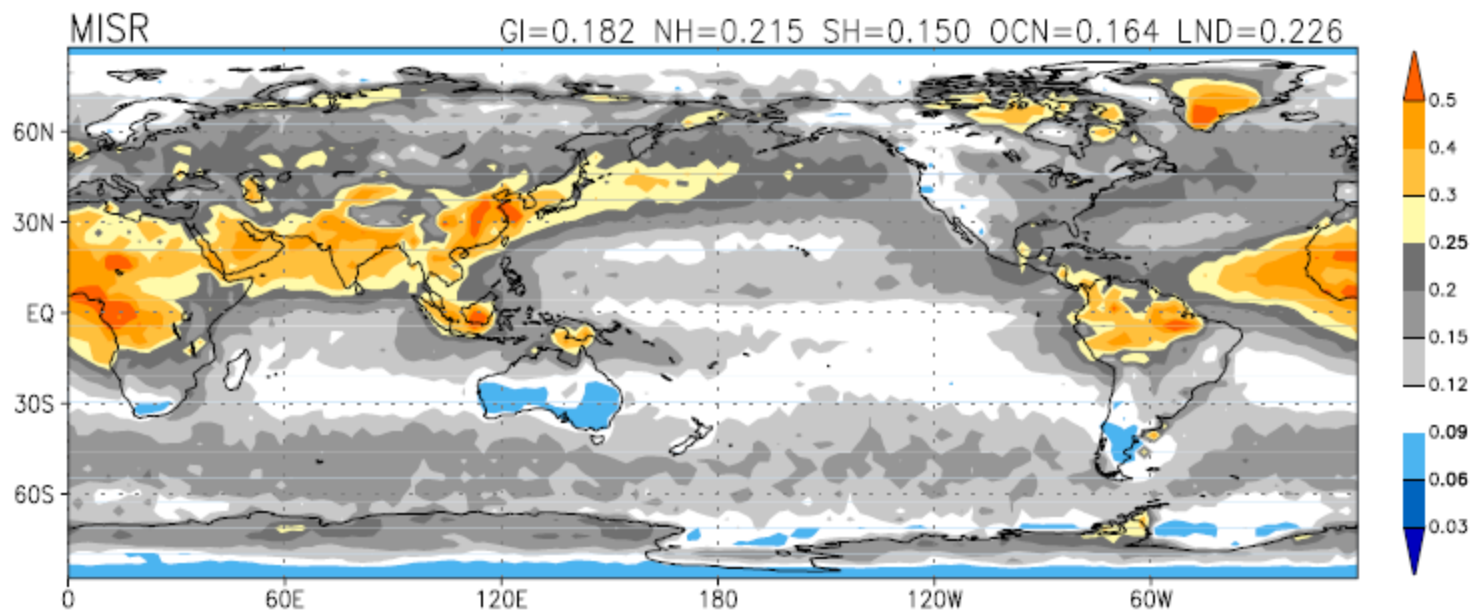


Zmiany w wymuszaniu radiacyjnym przez aerozole:

BC – sadza (Black Carbon), Sulfate – aerozole siarkowe, Nitrate – aerozole azotowe, OC – organiczne (Organic Carbon), SOA – Secondary Organic Aerosol

Średnia grubość optyczna aerozolu oraz współczynnik ekstynkcji



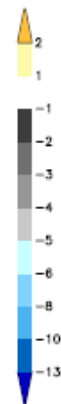
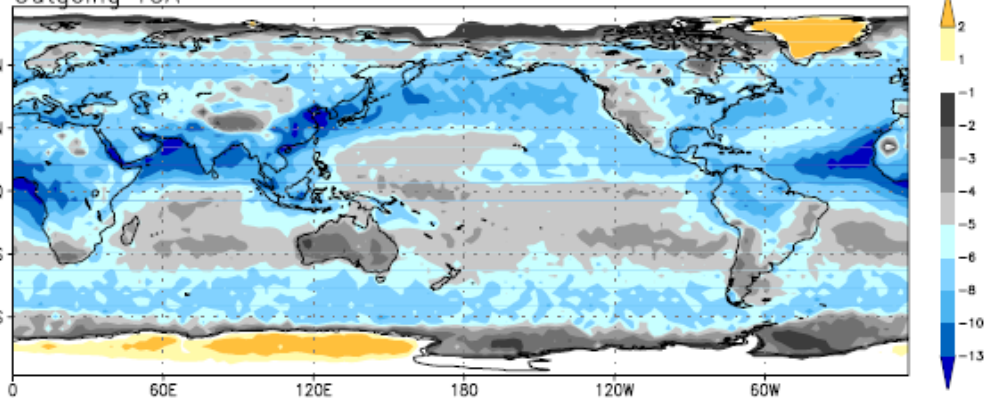


Kim and Ramanathan (2008)

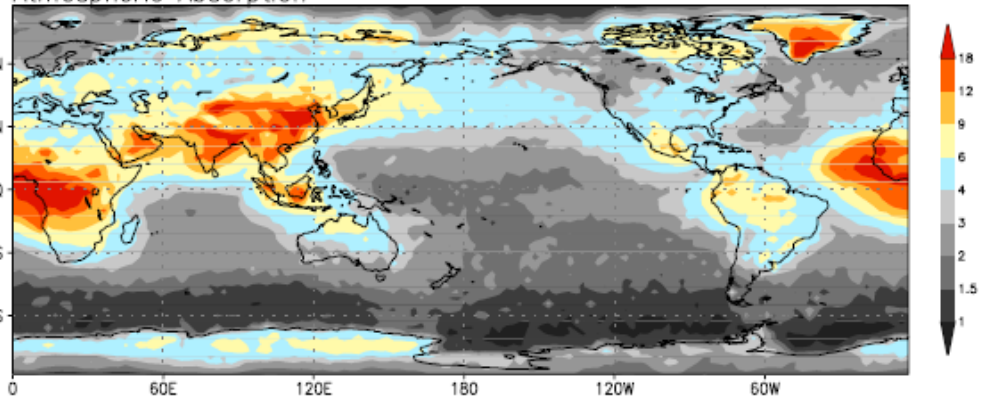
Grubość optyczna aerozolu

a) Total aerosol radiative forcing (without cloud)

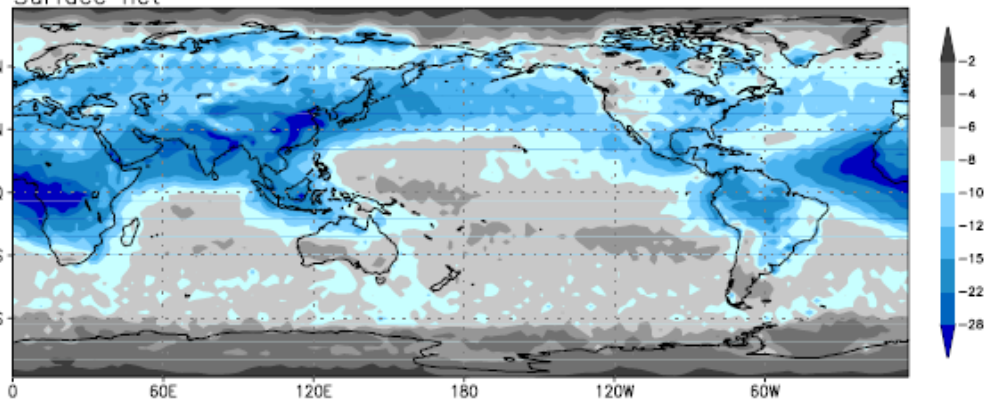
Outgoing TOA



Atmospheric Absorption



Surface net



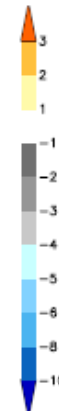
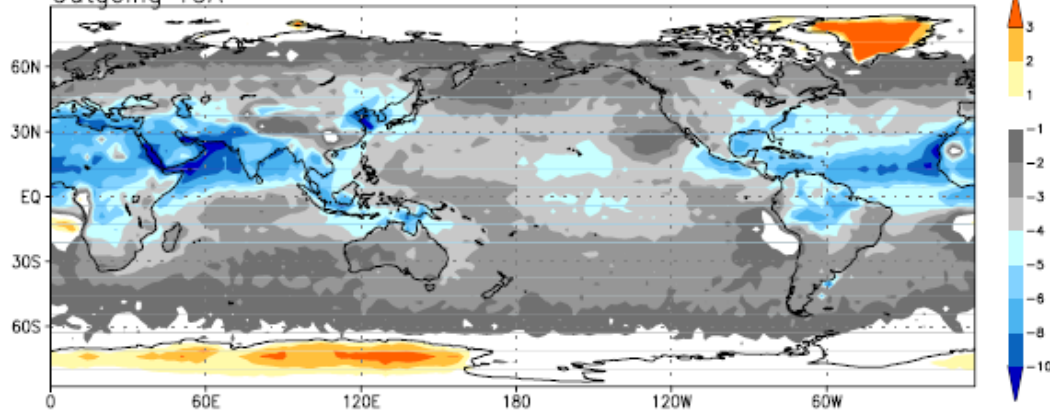
Wymuszanie radiacyjne aerozolu
wyznaczone
na podstawie pomiarów
satelitarnych

Kim and Ramanathan (2008)

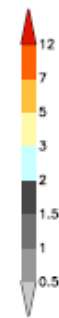
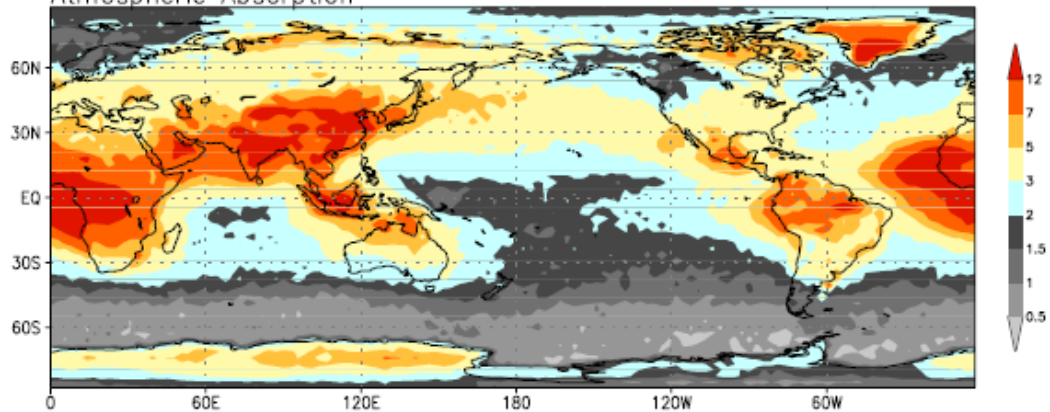
Figure 9a. (top) Annual mean clear-sky aerosol radiative forcing at the TOA, (middle) vertically integrated forcing in the atmosphere, and (bottom) forcing at the surface. The forcing is calculated without cloud effects (clear-sky forcing) given in $W m^{-2}$.

b) Total aerosol radiative forcing (with cloud)

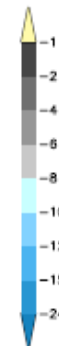
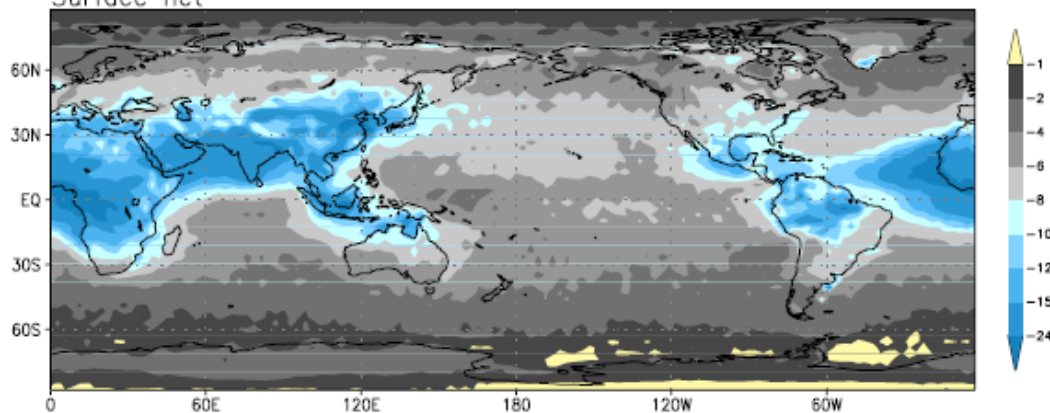
Outgoing TOA



Atmospheric Absorption



Surface net

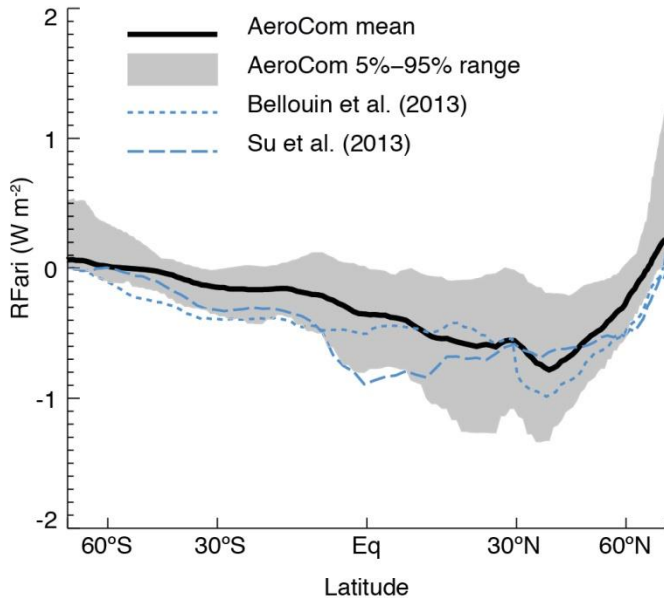
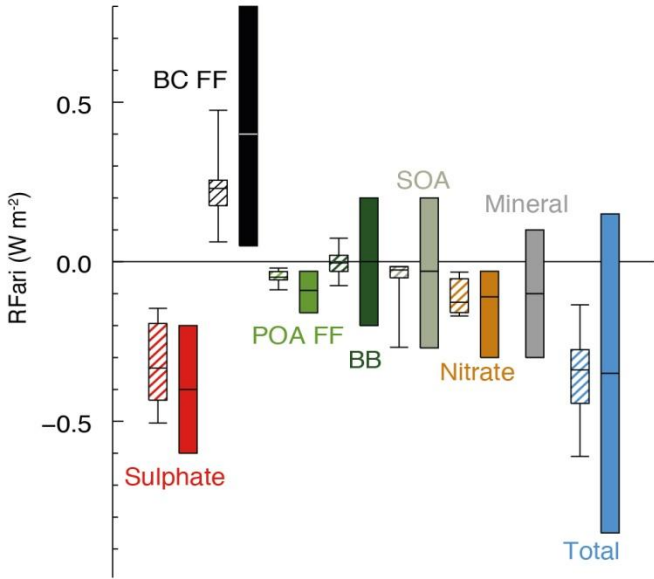


Wymuszanie radiacyjne aerozolu
wyznaczone
na podstawie pomiarów
satelitarnych

Kim and Ramanathan (2008)

Figure 9b. Same as Figure 9a except aerosol radiative forcing with cloud effect (all-sky forcing).

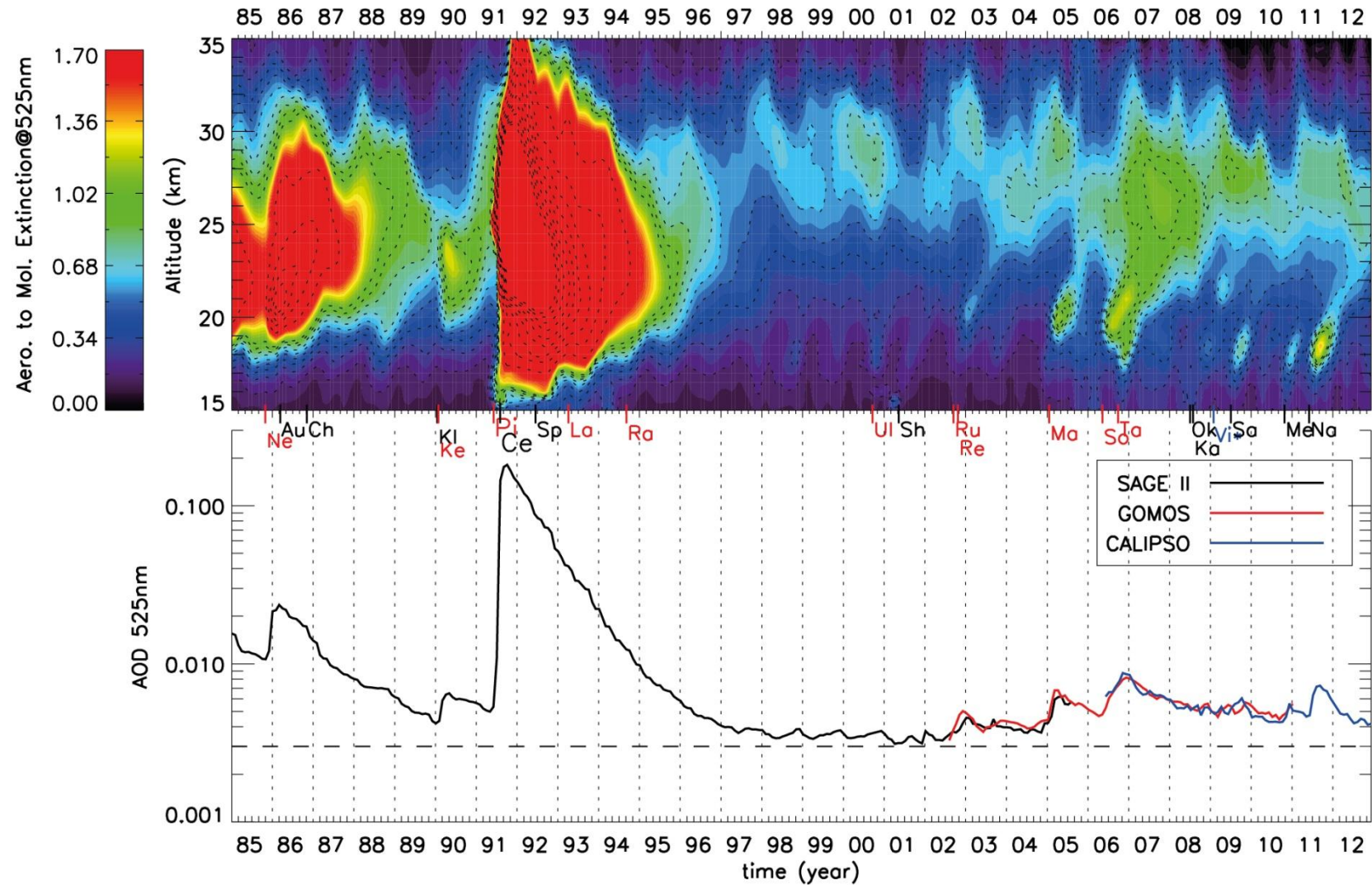
Bezpośrednie wymuszanie radiacyjne dla różnych typów aerozolu antropogenicznego dla okresu 1750-2010. Kreskowane słupki odpowiadają średnim wynikom symulacji wykonanych w ramach projektu AeroCOM II, zaś pozostałe słupki oznaczają średnie i 90% błędy wymuszeń radiacyjnych oszacowane w ramach pracy nad raportem IPCC, (2013) kolejno dla: dla siarczanów (Sulphate), węgla cząsteczkowego emitowane podczas spalania paliw kopalnych (BC FF), organicznego aerozolu emitowanego podczas spalania paliw kopalnych i biopaliw (POA FF), aerozolu emitowanego podczas pożarów (BB), azotanów (Nitrate), aerozolu mineralnego (Mineral) oraz zbiorczo dla wszystkich typów aerozolu. Źródło, rozdział 7 raportu IPCC (2013).



Przekrój południkowy bezpośredniego wymuszania radiacyjnego aerozolu antropogenicznego dla okresu 1850-2000. Linia czarna przedstawia średnią z modeli projektu AeroCOM II, zaś kolorem szarym zaznaczono 5 i 95 percentyl. Pozostałe krzywe, niebieska kropkowana i przerywana linia, oznaczają wyniki uzyskane odpowiednio przez Bolleuin i in., (2013) oraz Su i in., (2013). Źródło: rozdział 7 raportu IPCC, (2013).

Wpływ wulkanów stratosferycznych

28 years of Stratospheric Aerosol from Satellites [20N–20S]



Globalne zaciemnienie w XX wieku.

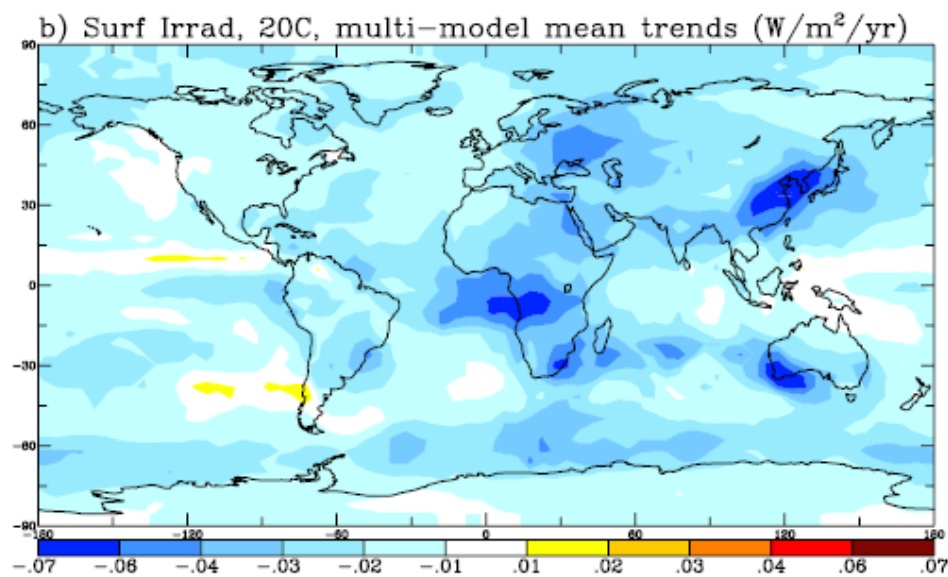
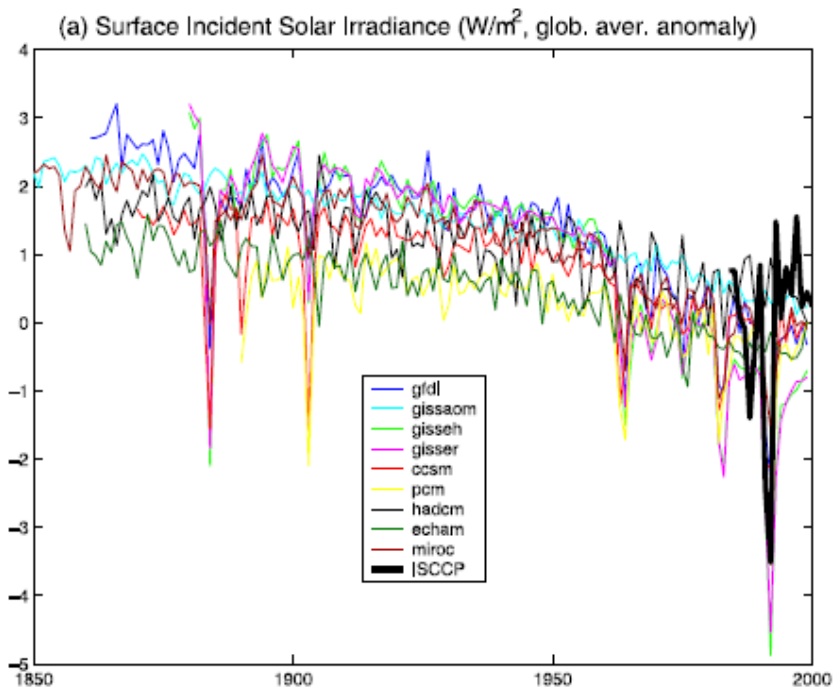
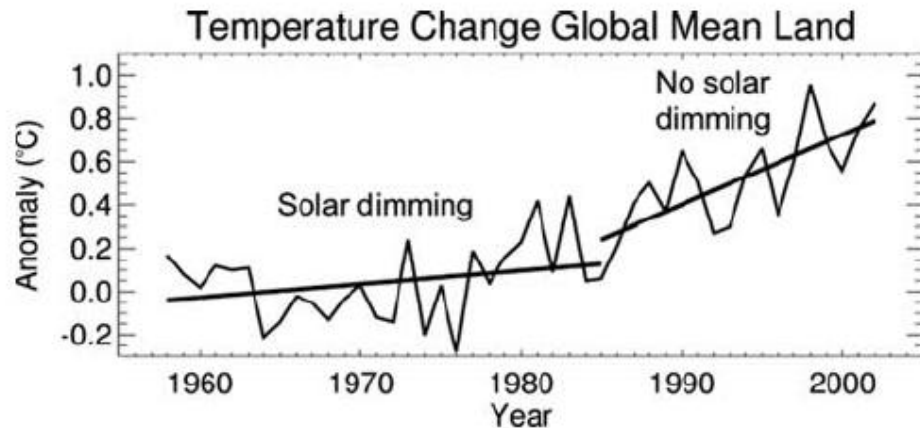


Figure 1. (a) Simulated global averages of the 20th Century SWD anomalies (W/m^2 , mean 1990s seasonal cycle removed) and linear trends ($W/m^2/yr$) in the nine IPCC climate models. (b) Linear trends based on the multi-model mean monthly anomalies over the 20th century. Trends are statistically significant at the 95% confidence level everywhere except in the range $[-0.01, 0.02] W/m^2/yr$.

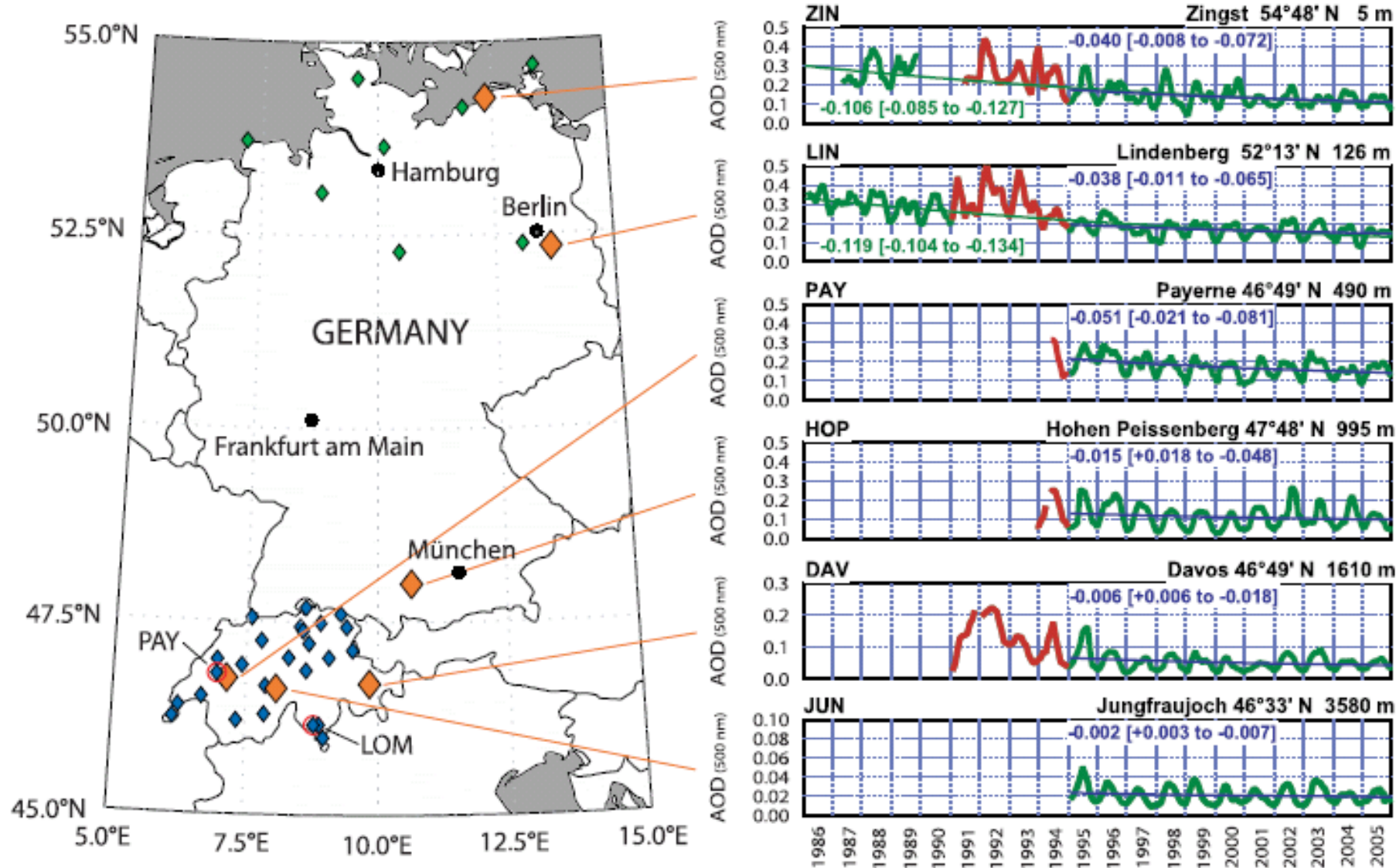


Figure 1. (left) Location of surface observation sites in Germany and Switzerland used in this study. *AOD* sites are shown in orange, DWD (German Weather Service) sites in green, MeteoSwiss sites in blue, and ASRB stations in red. (right) Monthly mean *AOD* are smoothed with a three month running mean and shown in green, except the Pinatubo affected years 1991–1994 that are not included in trend analyses and are shown in red. Trends in *AOD* are given per decade and are shown for different time periods (green 1986–2005, blue 1995–2005), while square brackets denote the 95% confidence interval.

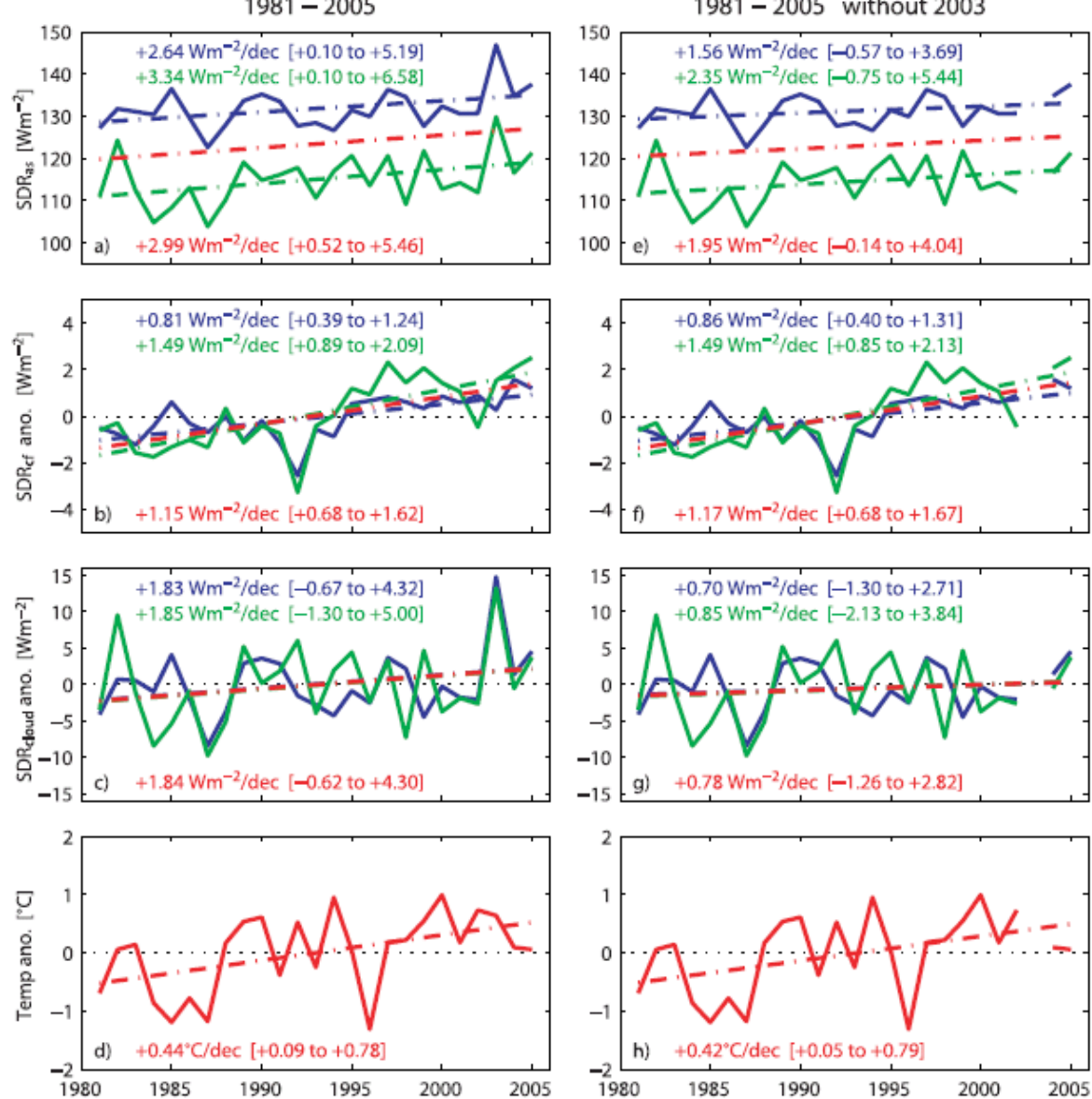
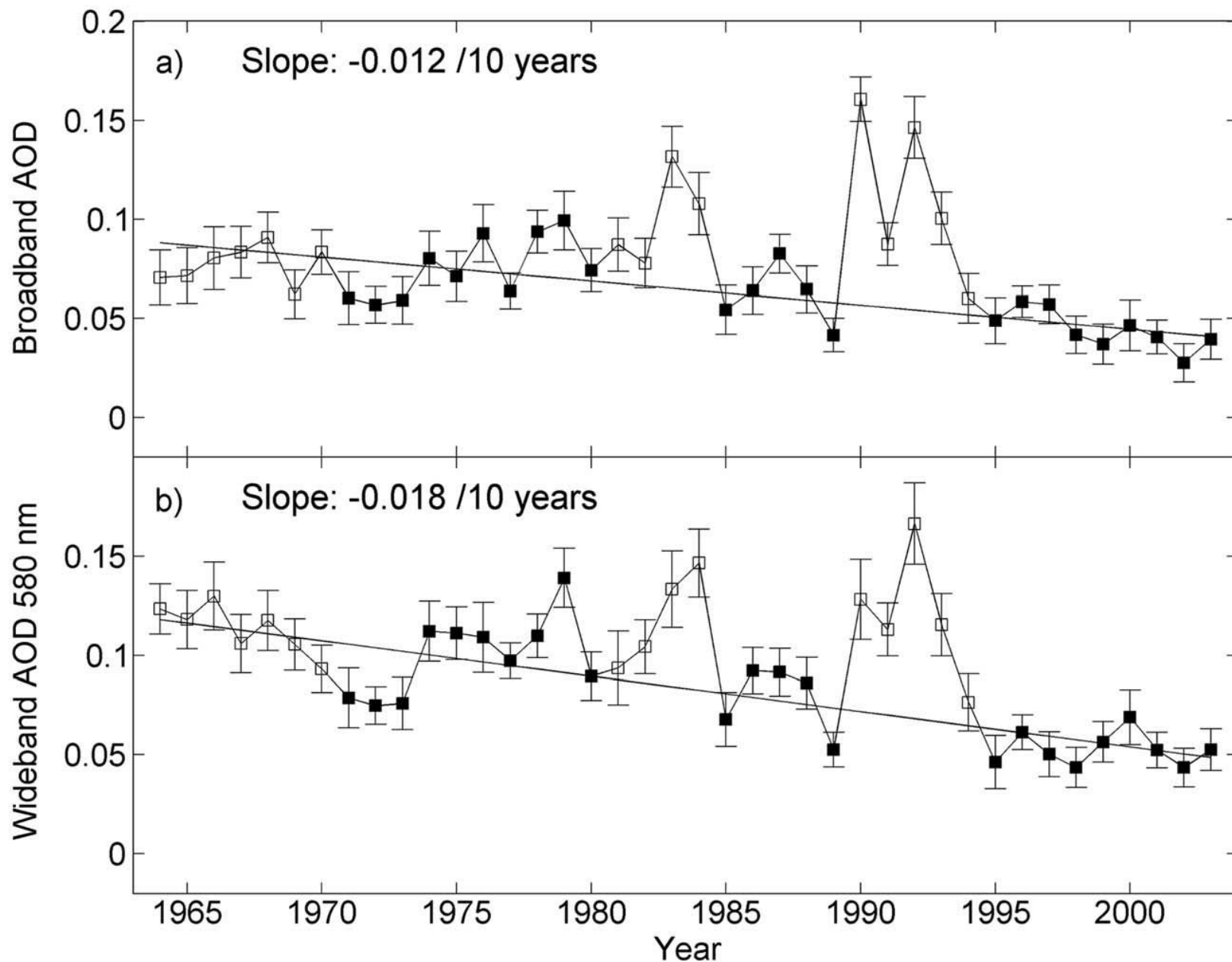


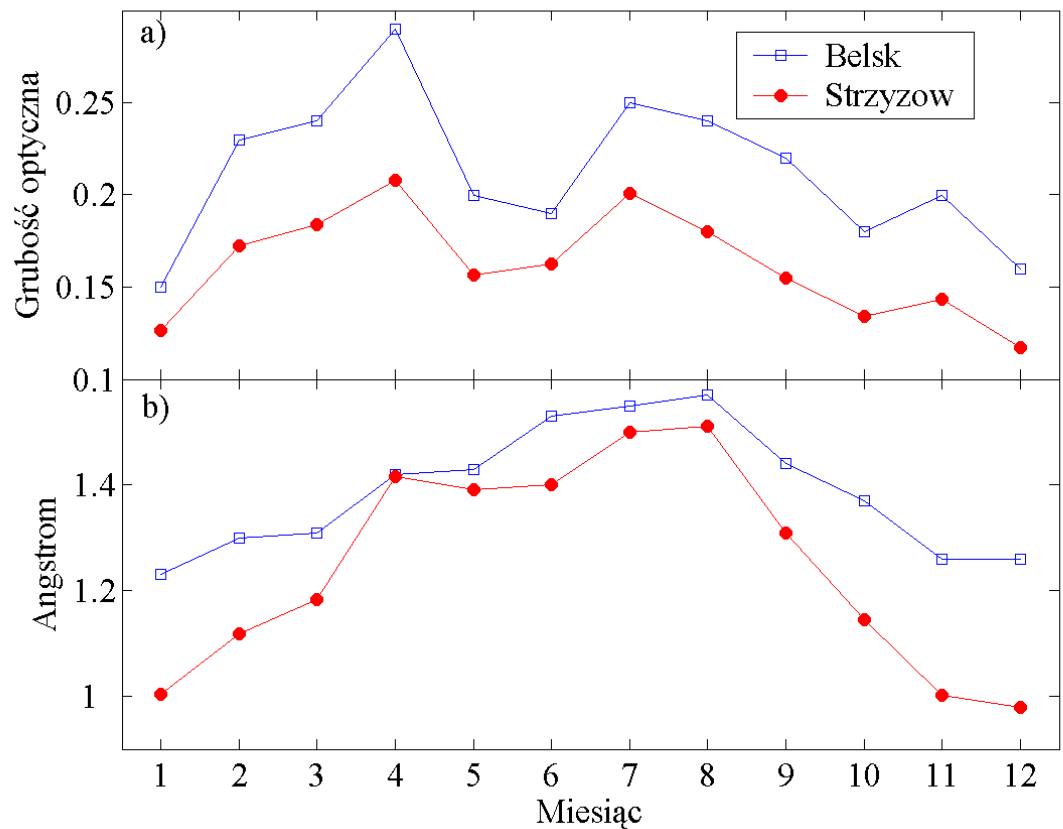
Figure 2. Time series of (a) and (e) all-sky *SDR*, (b) and (f) anomaly of cloud-free *SDR*, (c) and (g), anomaly of *SDR* for cloudy skies, and (d) and (h) the temperature anomaly. Figures 2a–2d indicate the times series of all years from 1981 to 2005. Figures 3e–2h illustrate the same time period but exclude the year 2003 with the exceptional summer. The blue lines and numbers represent average values for all 25 sites in Switzerland, green represents average values at all 8 sites in Northern Germany, and red represents the grand average and the temperature anomaly (Crutem2 data from CRU/UEA) for Central Europe (45°–55°N; 5°–15°E). Numbers indicate decadal trends in Wm^{-2} with 95 % confidence interval in square brackets.

- Wzrost promieniowania słonecznego w Europie jest w głównej mierze związany z bezpośrednim efektem aerozolowym. Efekt pośredni ma mniejsze znaczenie.
- Niewielki efekt pośredni przy spadku koncentracji aerozolu o ok. 60% jest zaskakujący. Możliwe, że jest to związane ze zmianą cyrkulacji w dużej skali, która spowodowała „kompensacyjny” wzrost zachmurzenia.
- Oszacowana wartość wymuszania radiacyjnego aerozoli i chmur wynosi dla Europy ok. $+1\text{W/m}^2$ (1981-2005) co miało prawdopodobnie duży wpływ na szybki wzrost temperatury w tym okresie.
- Przy czym wymuszanie bezpośrednio wynosi $+0.84\text{W/m}^2$, zaś dla chmur jedynie $+0.16\text{W/m}^2$ ze względu na kompensację przez efekt długofalowy.

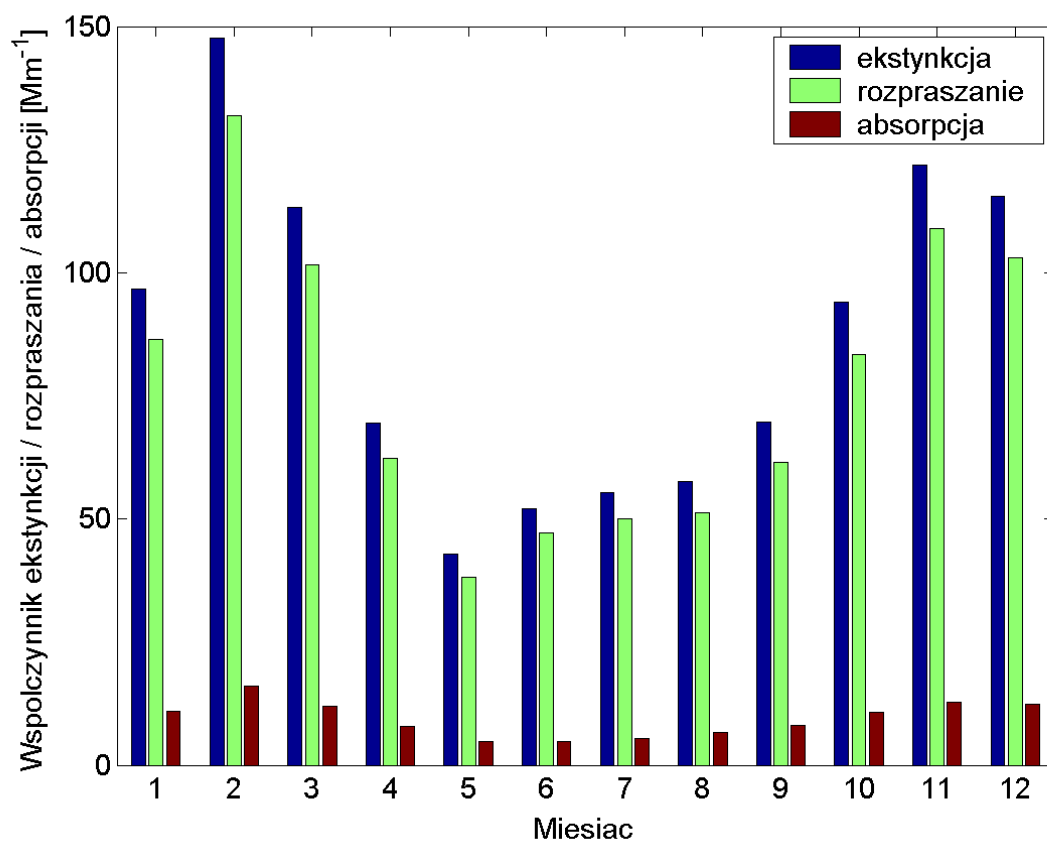
Zmiany grubości optycznej aerozolu na Kasprowym Wierchu



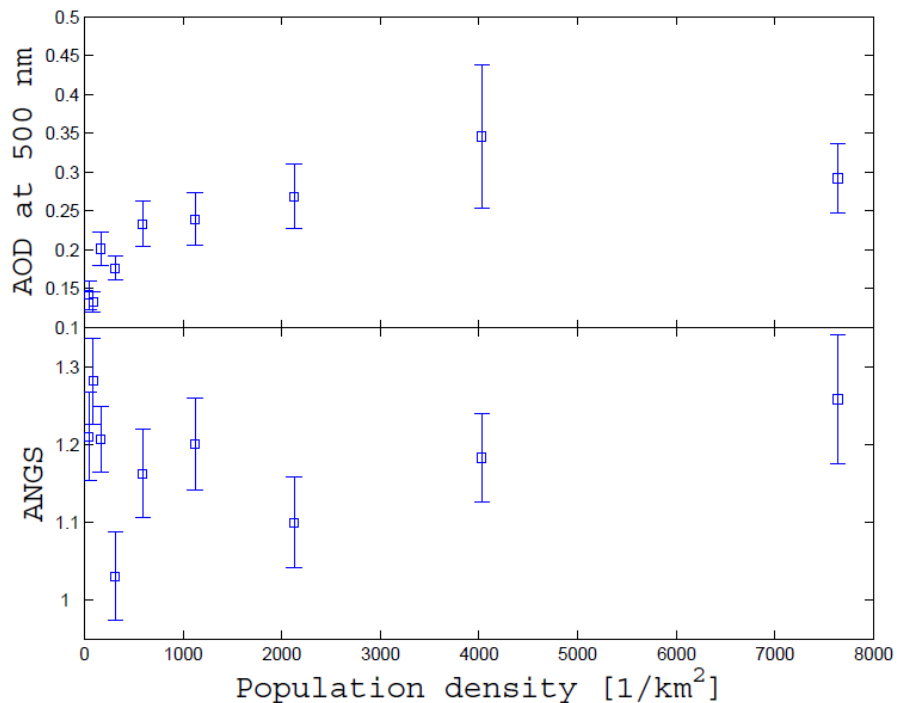
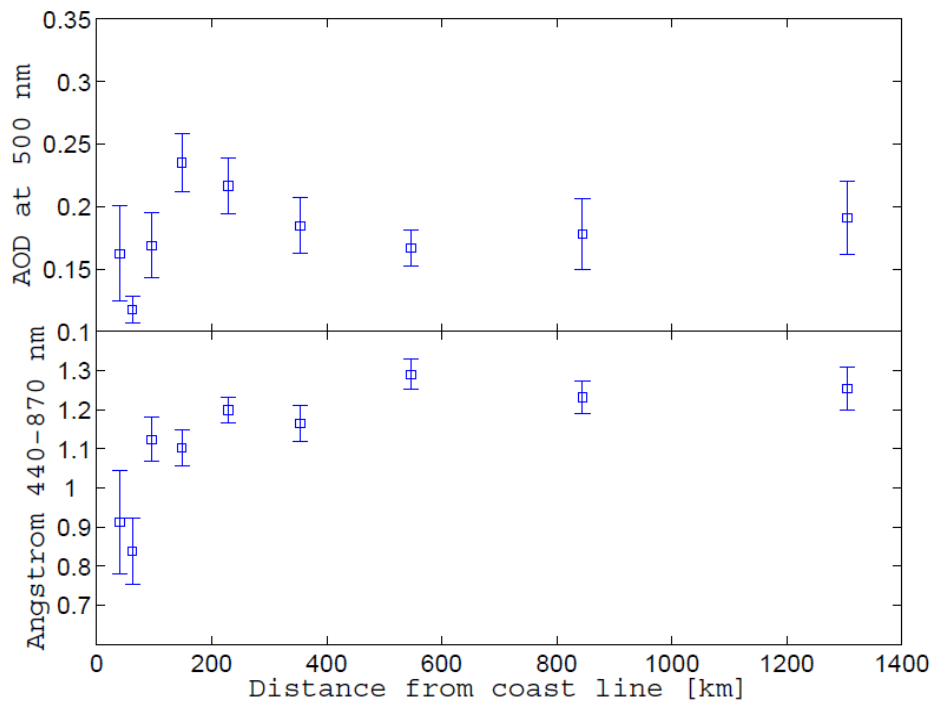
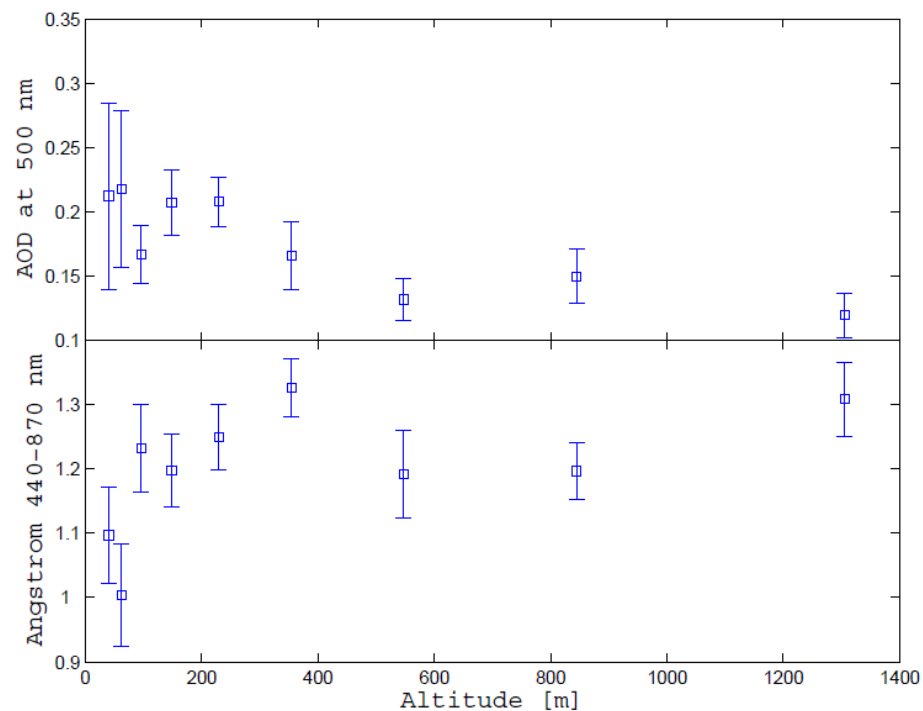
Zmiany grubości optycznej w krótszej skali czasowej

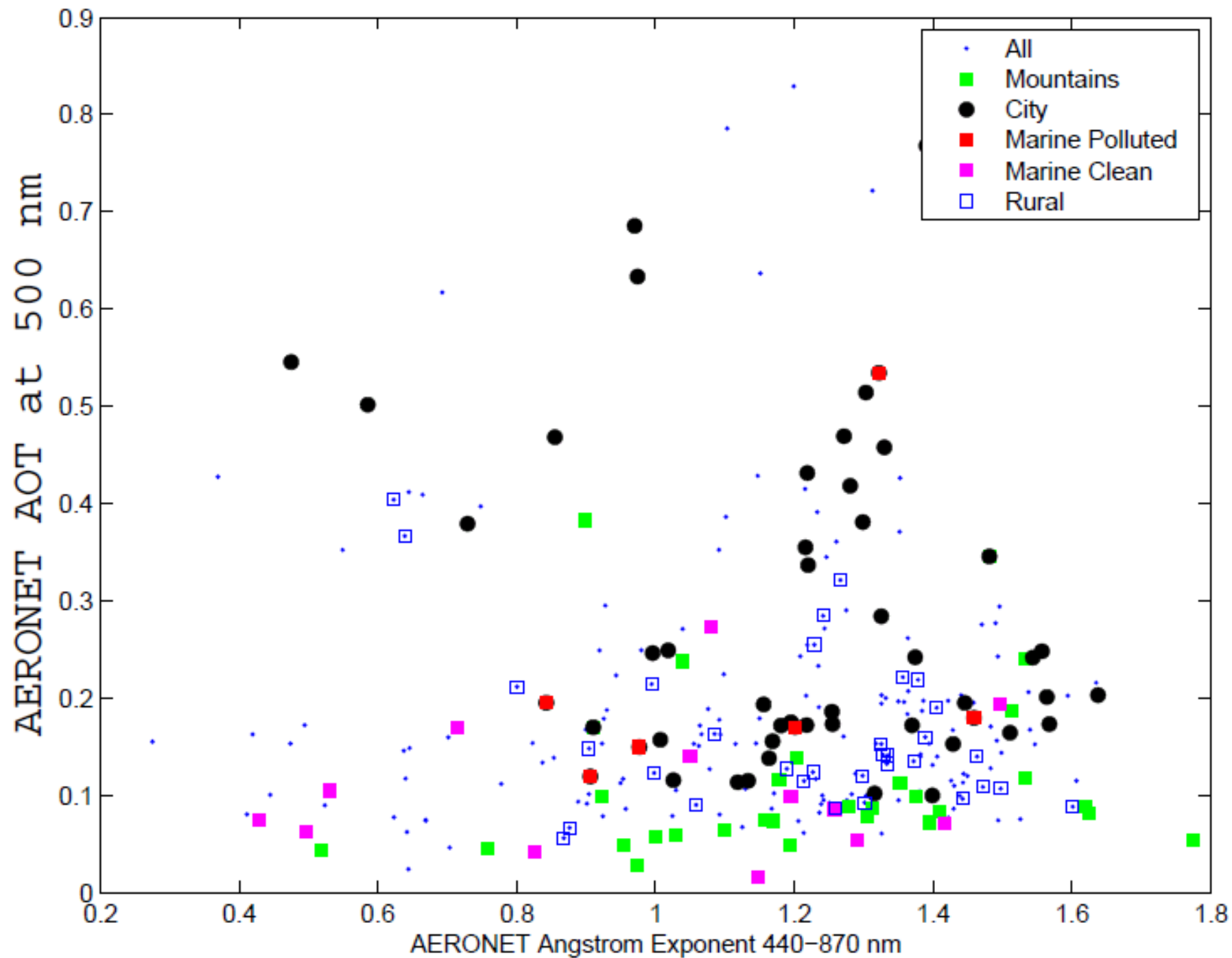


Zmiany własności optycznych aerozolu przy powierzchni ziemi




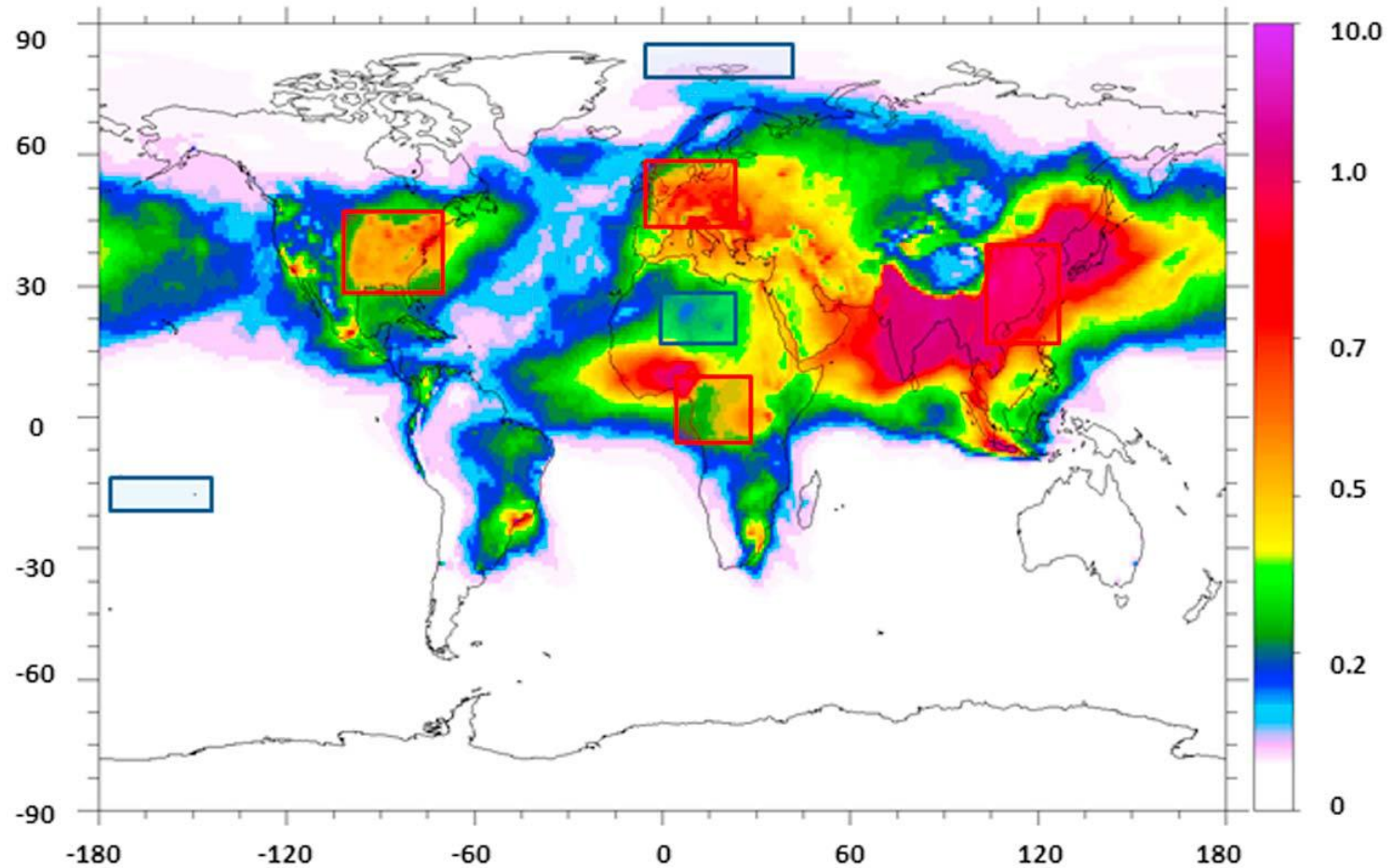
Analiza danych ze stacji AEONETU Od jakich parametrów zależy grubość optyczny aerozolu?



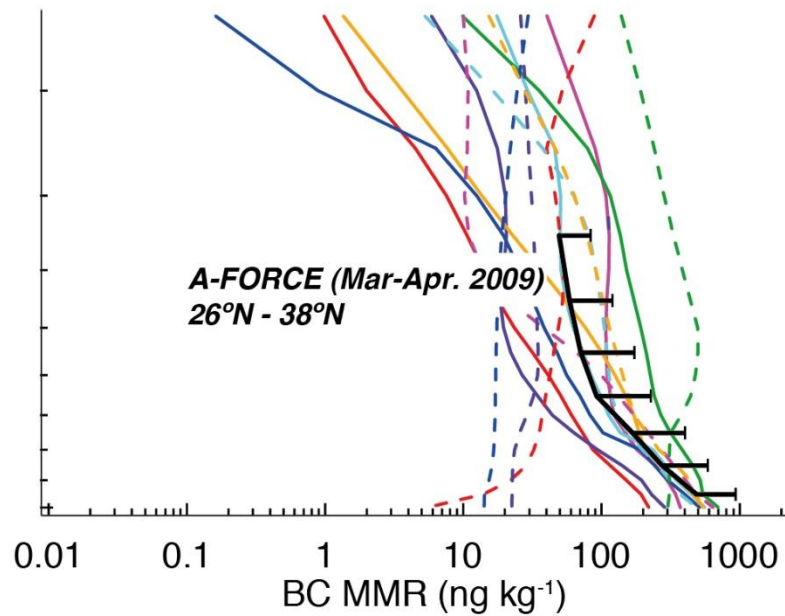
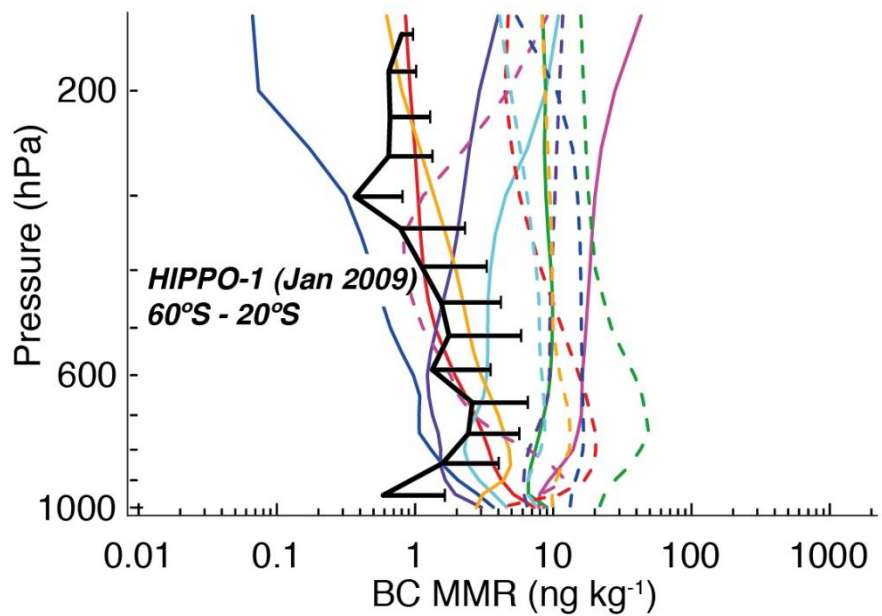
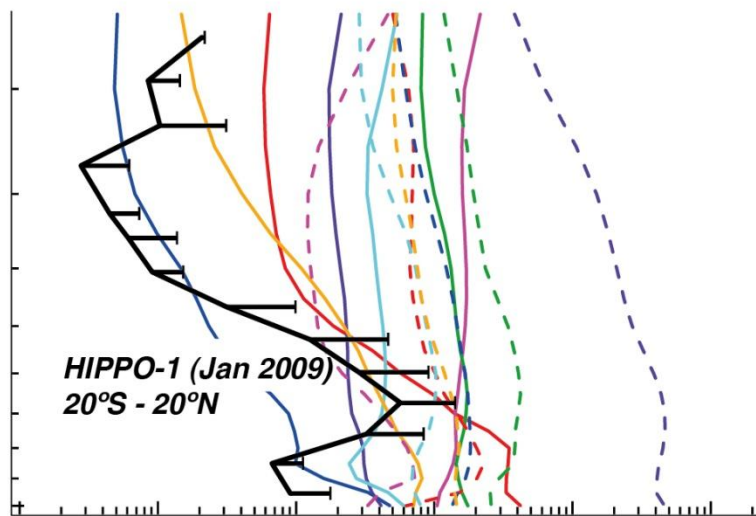
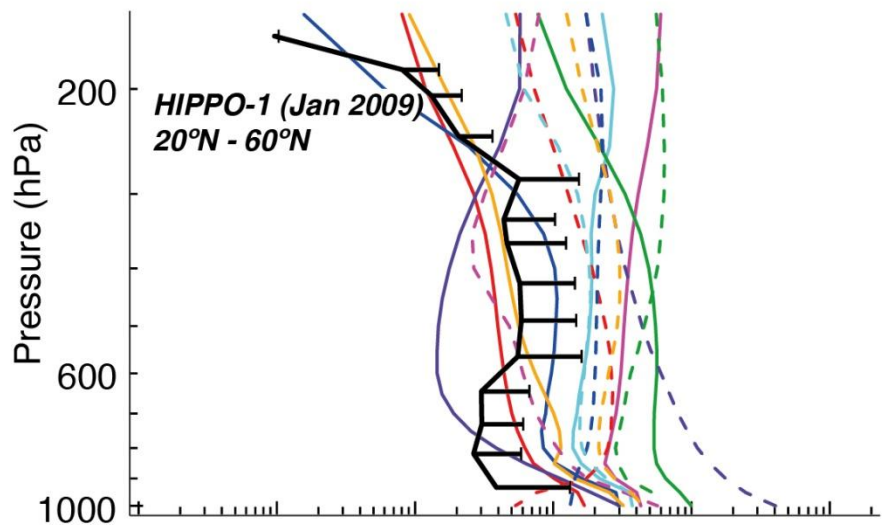


Stan wiedzy: Wymuszanie radiacyjne cząstek absorbujących

- TOA: 0.9 W/m^2 (30% GH RF)
 - Powierzchnia ziemi: -1.7 W/m^2 (Ramanathan and Carmichael, 2008)
 - Atmosfera: $+2.6 \text{ W/m}^2$
 - Dodatnia wartość RF (TOA) wynika z :
 - redukcji albedo planetarnego poprzez absorpcję promieniowania słonecznego (jasne powierzchnie)
 - depozycji BC na śniegu i lodzie
 - pochłaniania promieniowania przez BC w chmurach (efekt pół-bezpośredni)
 - Ujemnie RF na powierzchni przez BC stanowi ok. 40% całego RF przez aerozole
 - Grzanie dolnej atmosfery na poziomie 2.6 W/m^2 redukuje konwekcję i opady
 - Błędy oszacowania RF w przypadku BC sięgają 50% (Chung et al., 2005)
- 

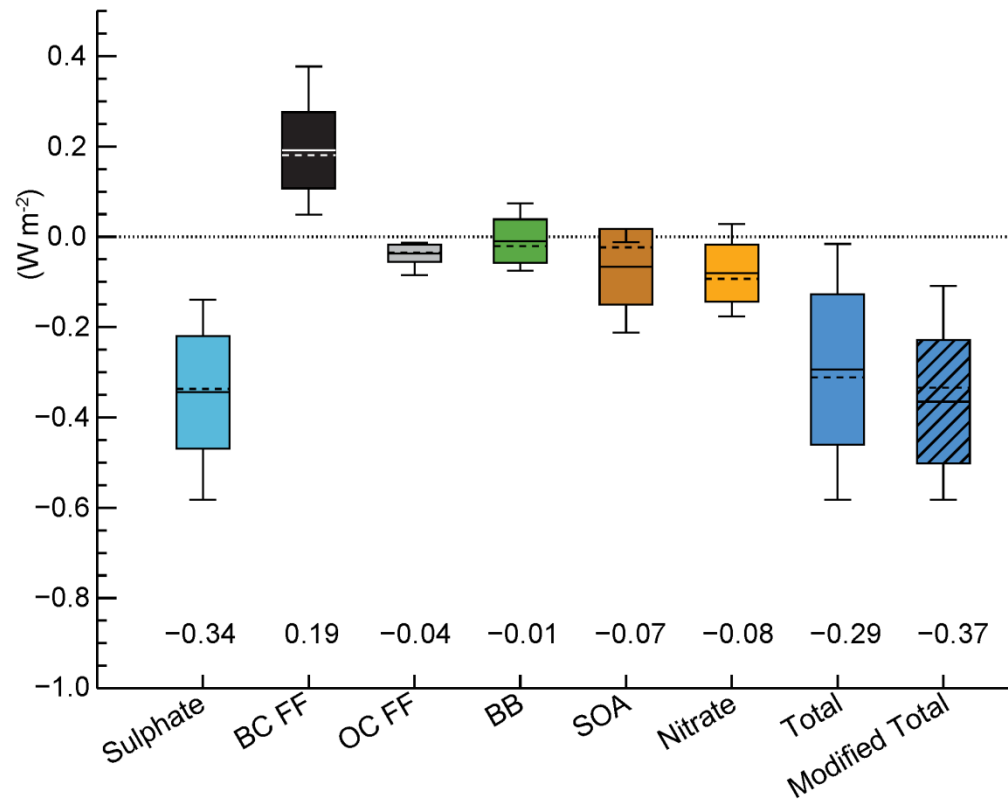


- Annual mean BC aerosol burden (in mg/m²) for the background fields used, and regions selected for the regional study (boxes), Samset and Myhre 2011.

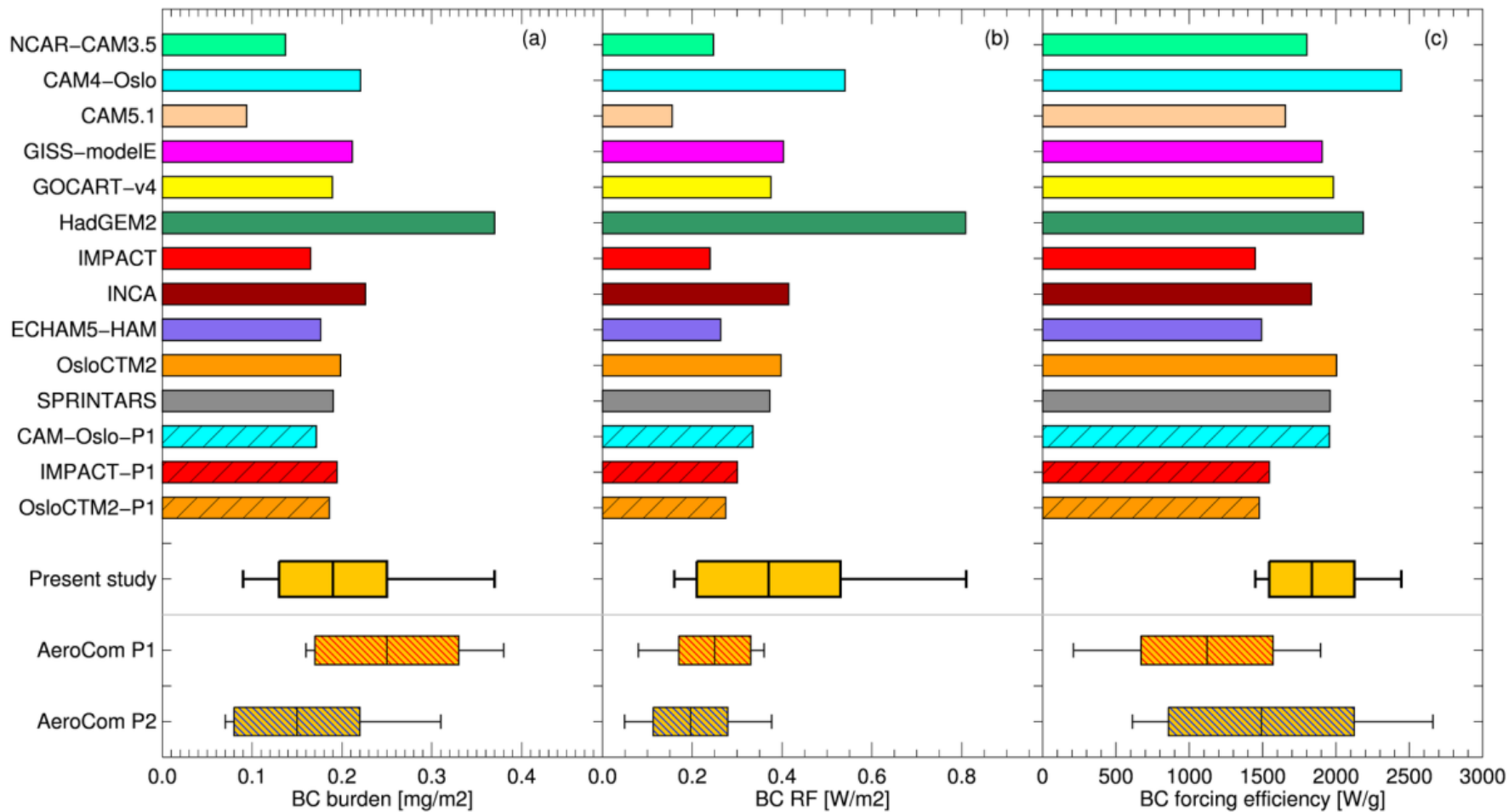


Wymuszanie radiacyjne cząstek absorbujących cd

- Wymuszanie radiacyjne oszacowane przez Myhre et al., 2012 w przypadku cząstek silnie absorbujących emitowanych podczas spalania paliw kopalnych wynosi tylko 0.24 W/m^2 (AeroComII models) i $0.34 \pm 0.25 \text{ W/m}^2$ (IPCC, 2007), $+0.3$ ($+0.1$ to $+0.5$) W/m^2 (IPCC, 2013)



Mean (solid line), median (dashed line), one standard deviation (box) and full (min-4 max) range (whiskers) for RF (W/m^2) from different aerosol types from AeroCom II models. The forcings are for the 1850 to 2000 period. Adapted from Myhre et al. (2012).



Modeled BC global mean (a) burden, (b) RF and (c) forcing efficiency (RF per gram of BC). Yellow boxes with whiskers indicate mean, one standard deviation and max/min values. Mean values and spreads for AeroCom P1 and P2 (hatched whisker boxes) are taken from Schulz et al 2006 and Myhre et al 2012 respectively.

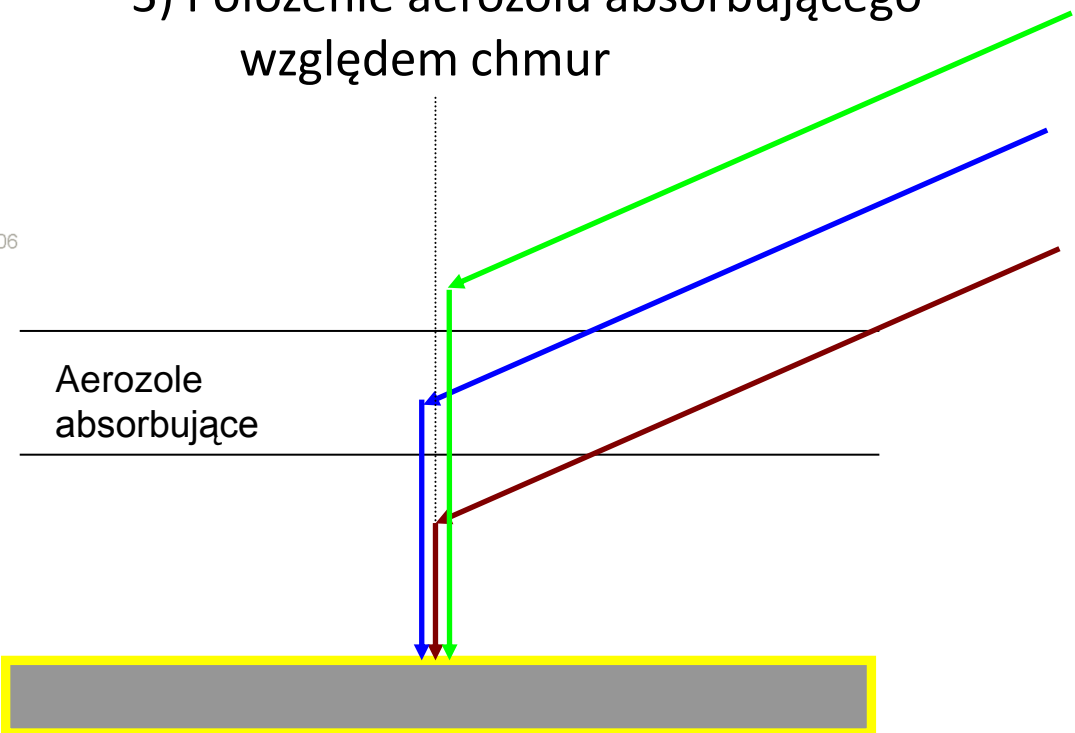
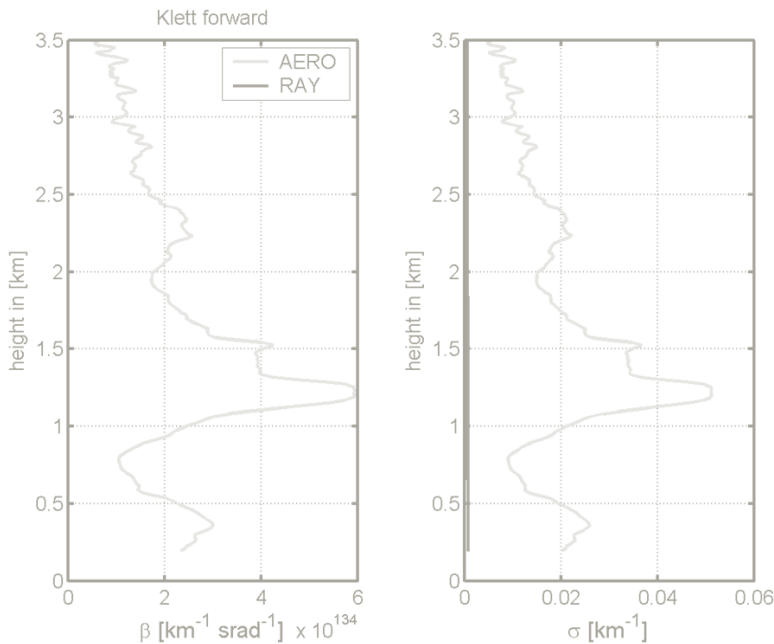
Główne przyczyny dużych błędów w oszacowaniu RF BC.

- niska jakość emisji aerozoli absorbujących
- niewielka liczba pomiarów (brak wiarygodnych metod pomiarowych profili pionowych absorpcji)
- duże rozbieżność pomiędzy pomiarami i wynikami symulacji numerycznych
- silna zależność RF od wysokości BC
- uproszczenia w procesach mikrofizycznych chmur
- problem z definicją wymuszania radiacyjne w przypadku cząstek silnie absorbujących

Dlaczego potrzebujemy pionowe profile własności absorbujących aerozolu?

Głównie z następujących:

- 1) Lokalne ogrzewanie przez aerozol absorbujący
- 2) Wpływ wysokości warstwy aerozoli absorbujących na strumienie radiacyjne i wymuszanie radiacyjne
- 3) Położenie aerozolu absorbującego względem chmur



Aerozol silnie absorbujący i chmury

- Badania Koch et al. [2010] wskazują, że wpływ aerozolu absorbującego na system klimatyczny zależy od względnego położenia chmur i aerozoli.
- Cząstki absorbujące w chmurach powodują klasyczny efekt parowania chmury (semi-direct effect)
- Cząstki absorbujące poniżej podstawy chmury wzmacniają konwekcję i zachmurzenie
- Cząstki absorbujące powyżej chmury stabilizują niższe warstwy atmosfery co prowadzi do wzrostu (w przypadku Sc) oraz spadku (w przypadku Cu) zachmurzenia.

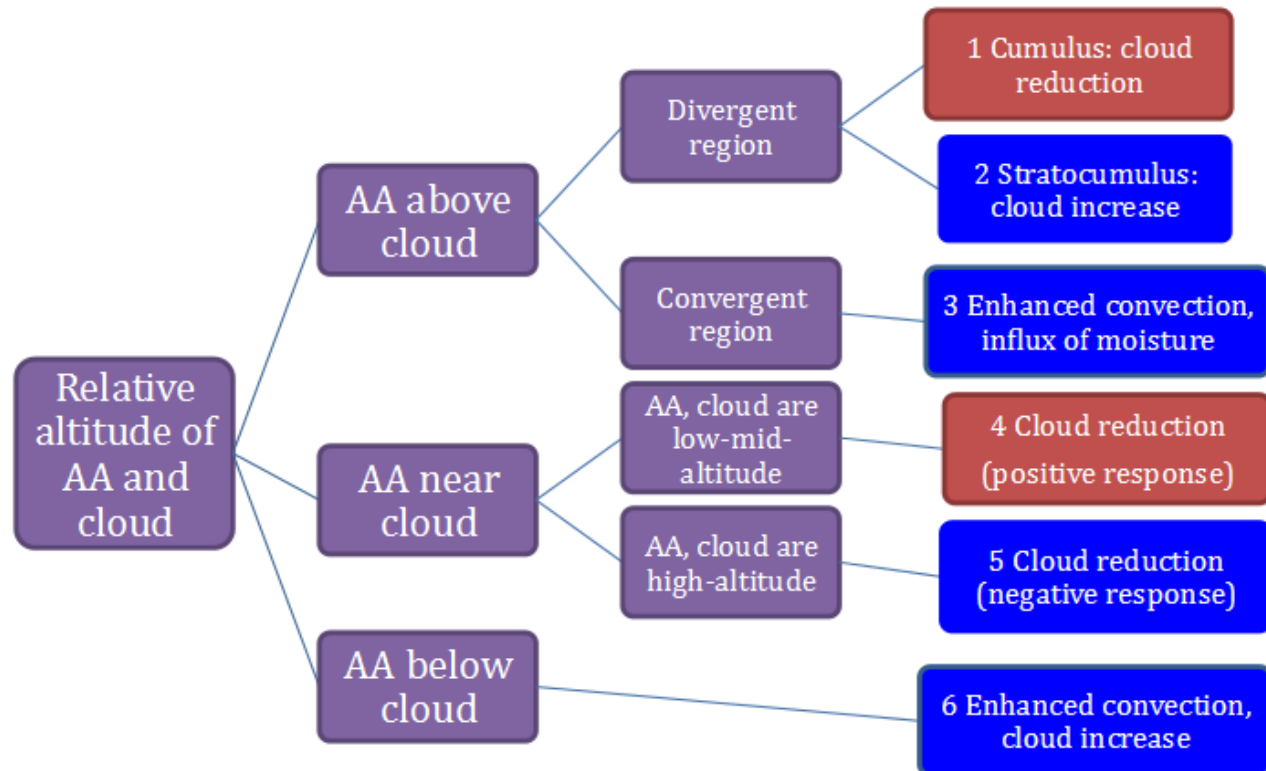
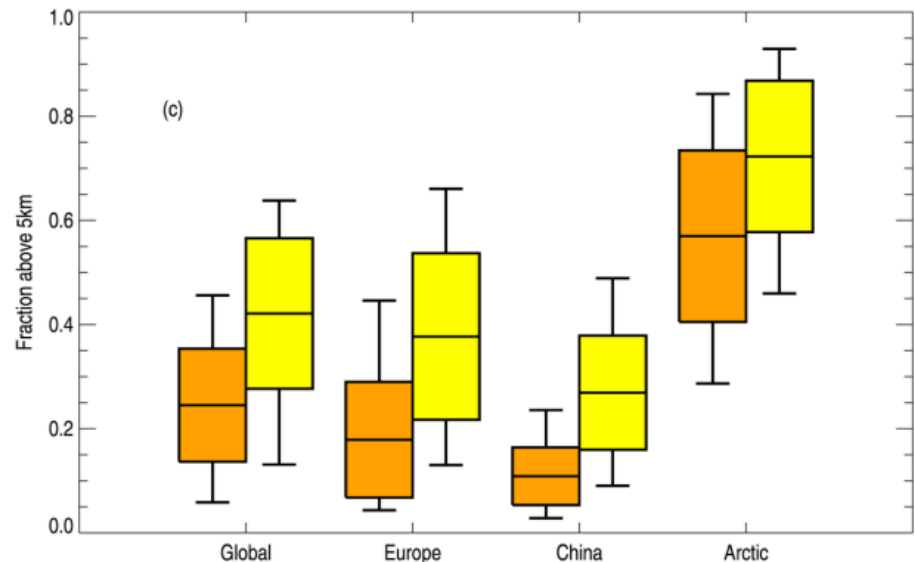


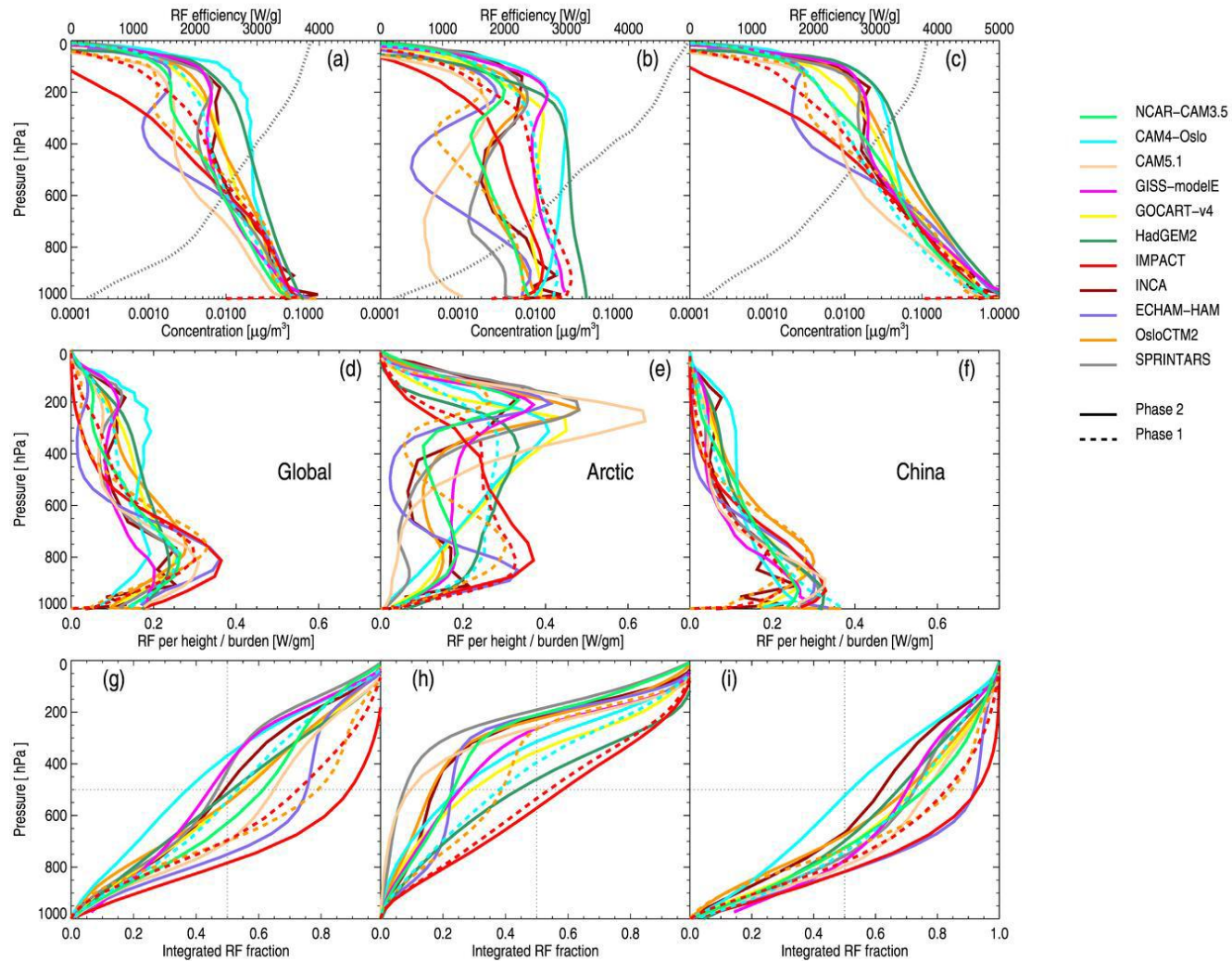
Fig. 1. Suggested framework to organize aerosol absorption effects on cloud cover. Red and blue indicate positive and negative semi-direct effects.

Wpływ wysokości cząstek absorbujących na wymuszanie radiacyjne

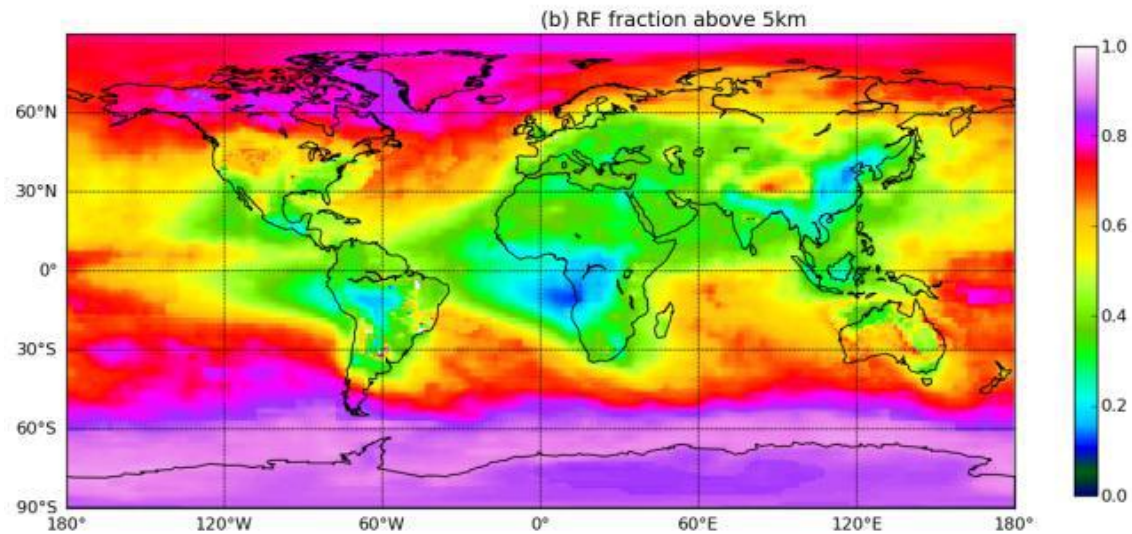
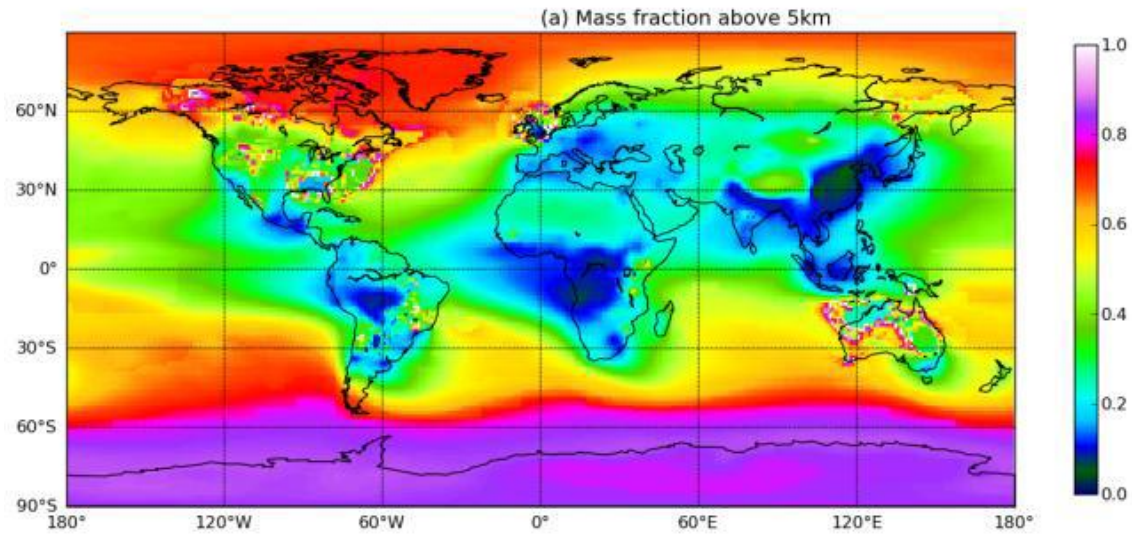
Region	Burden [mg/m ²]	RF [W/m ²]	NRF [W/g]	RF fraction [%]	MASS>5km [%]	RF>5km [%]
GLOBAL	0.19	0.37	1835	100	23.8	42.2
ARCTIC	0.10	0.39	3806	2.85	61.5	73.0
EUROPE	0.37	0.52	1401	1.51	16.6	37.0
CHINA	1.10	1.42	1270	7.41	10.4	26.9

Modeled BC burden, RF calculated by use of full 3D efficiency profiles (RF) and forcing per gram (NRF). All numbers shown for global mean and for three selected regions. RF_fraction shows the fraction of the total BC forcing simulated within the stated region. M>5km and RF>5km show the fractions of aerosol mass and RF, respectively, simulated above an altitude of 5km (500hPa)

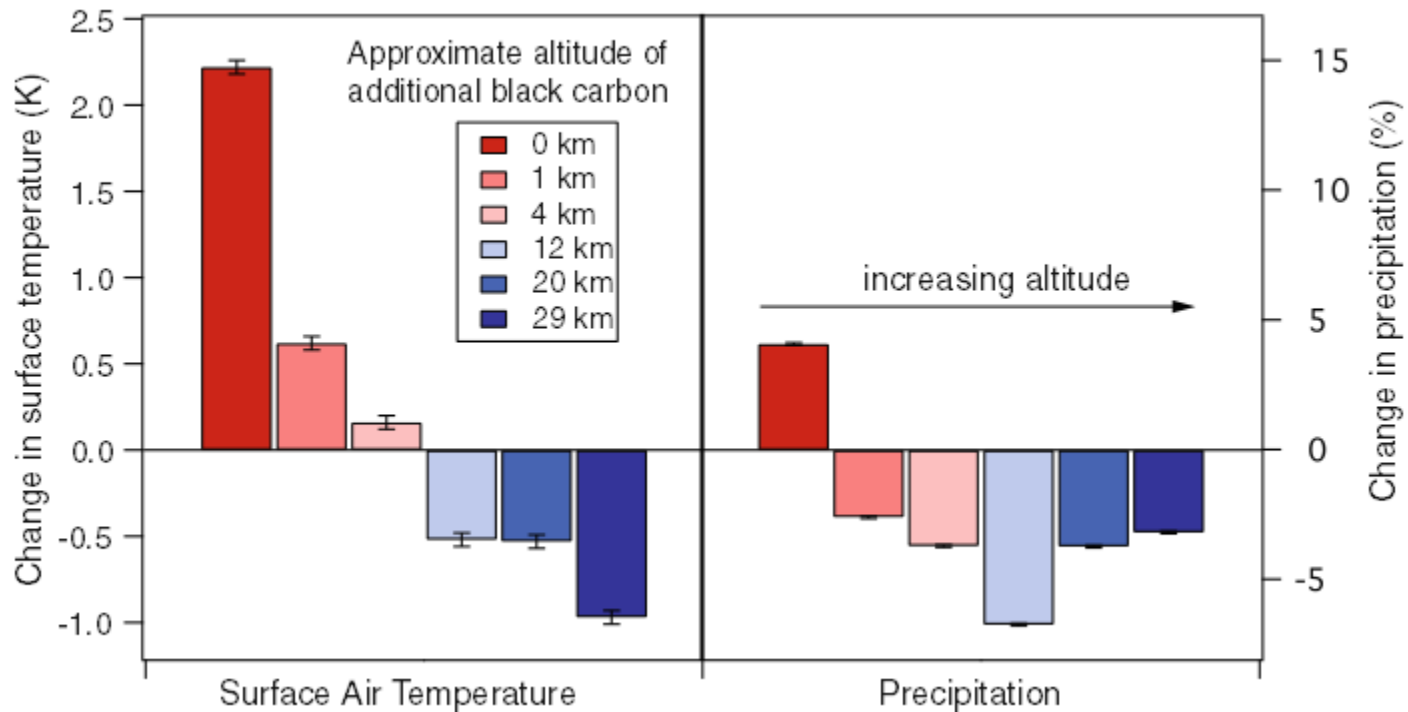




- Comparison of modeled concentration and RF profiles. (a-c) BC concentration vertical profiles, global mean and for two selected regions. Overlain is the annual mean forcing efficiency profile for the selected region (grey dashed line). Solid lines show AeroCom P2 submissions, dashed lines show P1. (d-f) BC RF per height, divided by the modeled global mean BC burden, globally and for three selected regions. (g-i) Vertical profile of integrated absolute BC RF. Lines indicate the 50% mark and 500hPa altitude.



- Black carbon mass and induced forcing at high altitudes. (a) Fraction of modeled BC mass above 5km. (b) Fraction of modeled BC RF originating above 5km.



Wpływ wysokości warstwy BC na zmiany temperatury powietrza przy powierzchni ziemi oraz opadów (George et al., 2011). Symulacje wykonane modelem klimatu CAM3.1 poprzez dodanie 1Mt BC na różnych wysokościach.

Wpływ cząstek absorbujących na albedo śniegu i RF

W raporcie IPCC z 2007 stwierdzono (rozdział 2, AR4, Forster et al., 2007), że wymuszenie radiacyjne związane z depozycją cząstek silnie absorbujących na śniegu wynosi $+0.1 \pm 0.1 \text{ W/m}^2$.

Depozycja sadzy zmniejsza albedo śniegu i lodu o 1.5% w Arktyce i 3% na całej półkuli północnej. Prowadzi to do wymuszenia radiacyjnego 0.3 W/m^2 na półkuli północnej (Hansen and Nazarenko, 2004)

Ponadto, że wymuszenie radiacyjne ma ok. 2-4 razy większą efektywność (liczoną względem zmian temperatury powietrza) niż CO_2 .

W najnowszym raporcie efekt radiacyjny cząstek absorbujących został oszacowany na 0.04 (0.02 to 0.09) W/m^2 .

Zmiany albedo śniegu

Table 1. Measured BC amount and calculated visible snow albedo change

Location	Observed A_w , %	BC amount, ppbw	Calculated ΔA_v , %			
			New snow		Old snow	
			Ext	Int	Ext	Int
Arctic, 1980s	≈90–97	10 (low)	0.8	1.5	2.5	4.5
		30 (mean)	1.9	3.2	6.0	9.5
NH land	≈88–95	20 (low)	1.5	2.5	4.5	7.7
		60 (high)	3	5	9	14
Greenland		2 (low)	0.3	0.5	0.7	1.2
		6 (high)	0.5	0.9	1.7	3.0
Antarctica		0.2 (South Pole)	.05	0.1	0.1	0.2
		2.5 (Ross Shelf)	0.3	0.5	0.8	1.5

NH, Northern Hemisphere; Ext, external mixing; Int, internal mixing.

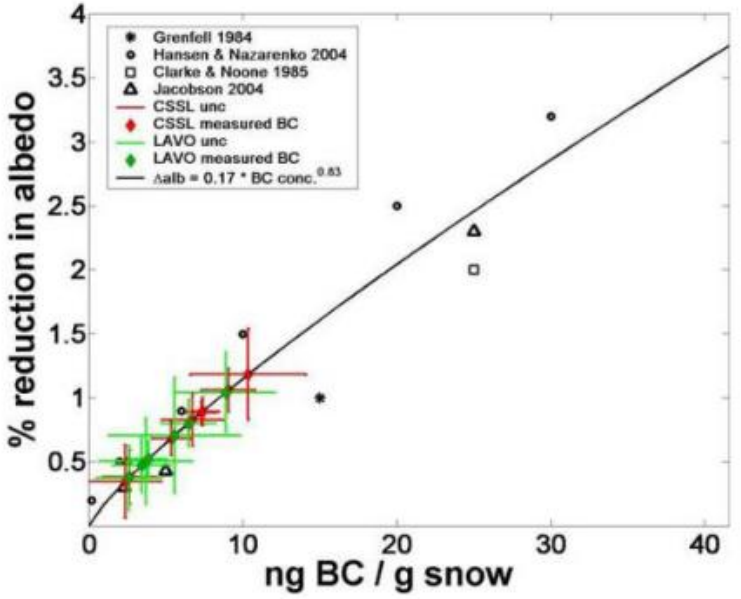


Fig. 2. Model results for BC induced albedo reduction on snow and subsequent potential for measured BC concentrations in falling snow at LAVO and CSSL to reduce snow surface albedo.

Różnice pomiędzy mierzonym i symulowanym albedem śniegu przy założeniu mieszanki zewnętrznej i wewnętrznej. Model mieszanki zewnętrznej wykazuje 2 razy mniejszy błąd w porównaniu do modelu mieszanki wewnętrznej

Zarówno ilość cząstek absorbujących zdeponowanych na śniegu jak i wielość kryształów/wiek pokrywy śnieżnej powoduje redukcję albedo (Flanner et al., 2007)

- Hadley et al., 2010.

Symulacje numeryczne zmian albedo śniegu

Table 2. Specified snow and ice albedo changes

Experiment	Arctic, %	NH land, %	Antarctica, %	Rest of SH, %
Case 1	2.5 (vis λ)	5 (vis λ)	0	1 (vis λ)
Case 2	2.5 (vis λ)	5 (vis λ)	0	0
Case 3	0	5 (all λ)	0	0
Case 4	2.5 (all λ)	0	0	0

NH, northern hemisphere; SH, southern hemisphere.

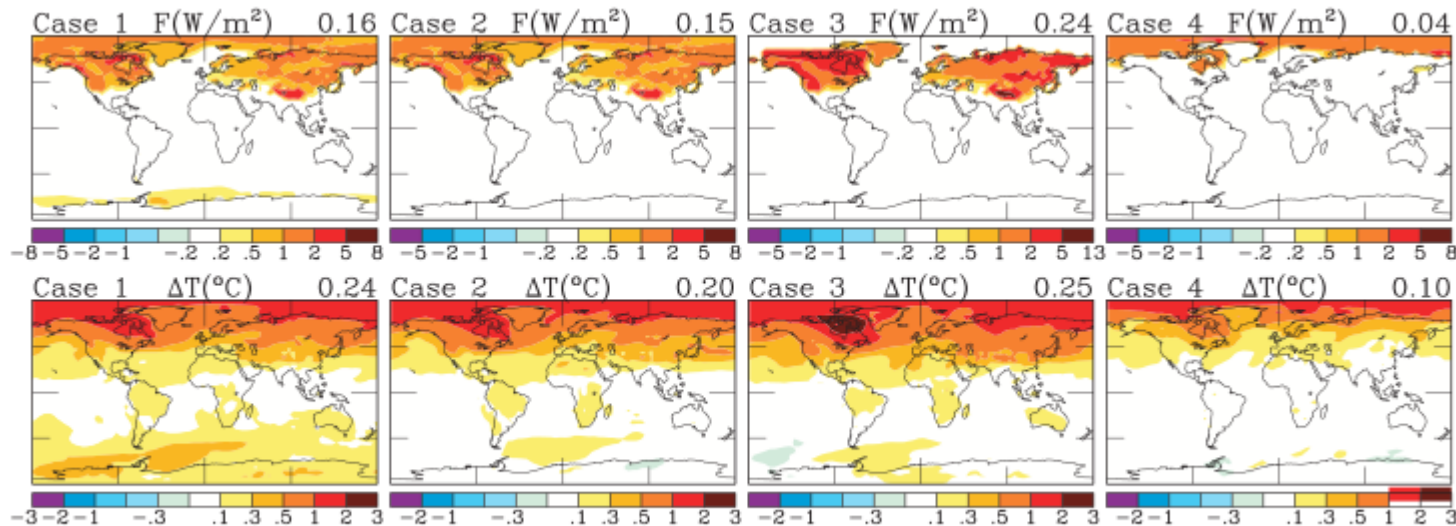


Fig. 1. Climate forcing in W/m^2 (Upper) and equilibrium annual-mean T_s response in $^{\circ}C$ (Lower) for changes of snow and ice albedos specified in Table 2. Numbers on the upper right are global means.

Hansen and Nazarenko, 2004

Efektywność wymuszania radiacyjnego w przypadku sadzy zdeponowanej na śniegu jest dwukrotnie większa niż CO_2 .

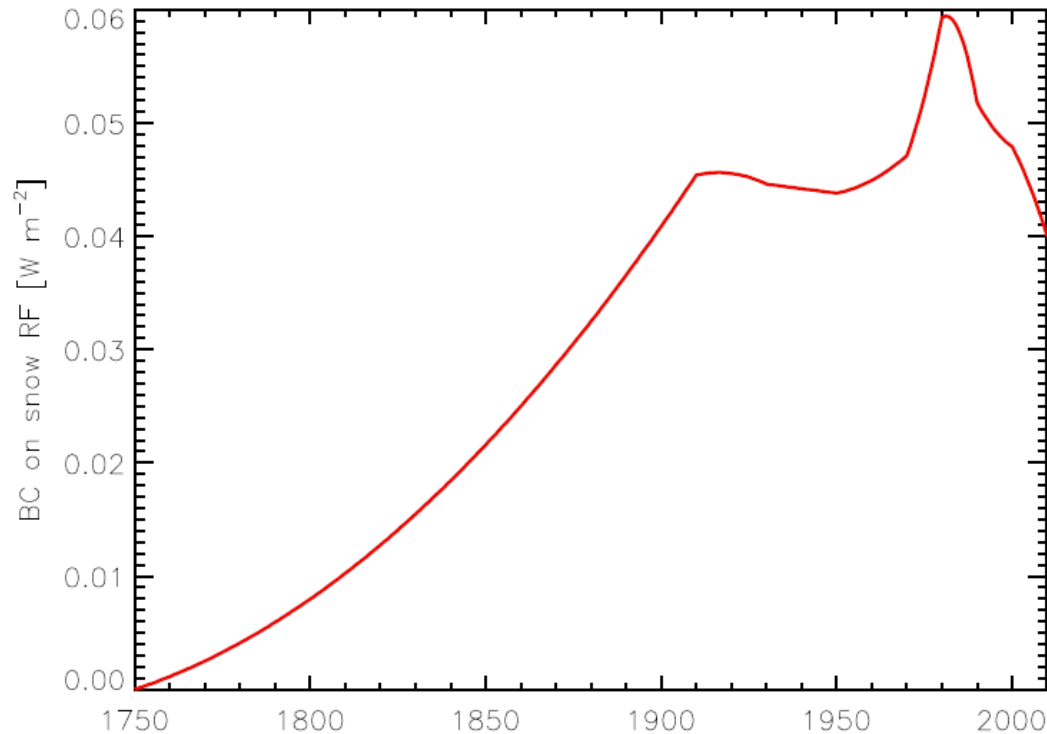
Table 3. Climate forcings and their efficacies

Experiment	Forcing, W/m^2		Response, ΔT , $^{\circ}C$	Efficacy		F_c , W/m^2
	F_i	F_a		E_i	E_a	
$2 \times CO_2$	4.05	3.63	2.57	1.00	1.00	3.63
Case 1	0.17	0.16	0.24	2.22	2.12	0.34
Case 2	0.16	0.15	0.20	1.97	1.88	0.28
Case 3	0.23	0.24	0.25	1.71	1.47	0.35
Case 4	0.04	0.04	0.10	3.94	3.53	0.14

Instantaneous RF

adjusted RF

Zmiany czasowe wymuszania radiacyjnego związanego ze zmianą albedo śniegu wskutek depozycji sadzy.



- Time evolution of RF due to BC on snow and ice. The simulations are mainly based on the ACCMIP multi-model study by Lee et al. for the years 1850, 1930, 1980, and 2000. Additional simulations with one model were performed for the years 1750, 1950, 1970, 1990 and 2010.

Wymuszanie radiacyjne wszystkich aerozoli znajdujących się w atmosferze

D02203

KIM AND RAMANATHAN: SOLAR RADIATION BUDGET AND FORCING

D02203

Table 5. Annual Mean Clear-Sky Aerosol Radiative Forcing at TOA and the Surface Over Global Ocean Derived With Different Methods and Data

Case	TOA	Surface	Period/Region	Sources
MACR_BL	-6.0 ± 1.0	-9.7 ± 1.5	2000–2002	present study: MACR simulations from MISR AOD
MODIS	-5.6 ± 1.0	-9.0 ± 1.5	2000–2002	present study: MACR simulations from MODIS AOD
MISR+AERONET	-5.0 ± 0.8	-8.2 ± 1.3	2000–2002	present study: MACR simulations from MISR+AERONET AOD
MODIS_A	-5.9	-	2001–2002	<i>Remer and Kaufman</i> [2006]
MODIS_B	-6.4	-8.9	2002 (60°S~60°N)	<i>Bellouin et al.</i> [2005]; the latitudinal mean between 60°S and 60°N for the present study ranges from -5.3 to -6.2.
CERES_A	$-3.8 \sim -5.5$	-	2000–2001	<i>Loeb and Manalo-Smith</i> [2005]
CERES_B	$-3.6 \sim -5.6$	-	2000–2003 (35°S~35°N)	<i>Loeb and Kato</i> [2002]; the latitudinal mean between 35°S and 35°N for the present study ranges from -5.5 to -6.0.
MODIS_CERES	-5.3 ± 1.7	-	2000–2001	<i>Christopher and Zhang</i> [2004], <i>Zhang et al.</i> [2005a, 2005b]
MODIS_GO	-4.5	-9.9	2000–2001	<i>Yu et al.</i> [2004]: MODIS+ GOCART AOD
POLDER	$-5.0 \sim -6.0$	-	1996–1997	<i>Boucher and Tanre</i> [2000]
SeaWiFS	-5.4	-5.9	1997–1998	<i>Chou et al.</i> [2002]