

Fizyka Procesów Klimatycznych

Wykład 13 Chmury

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

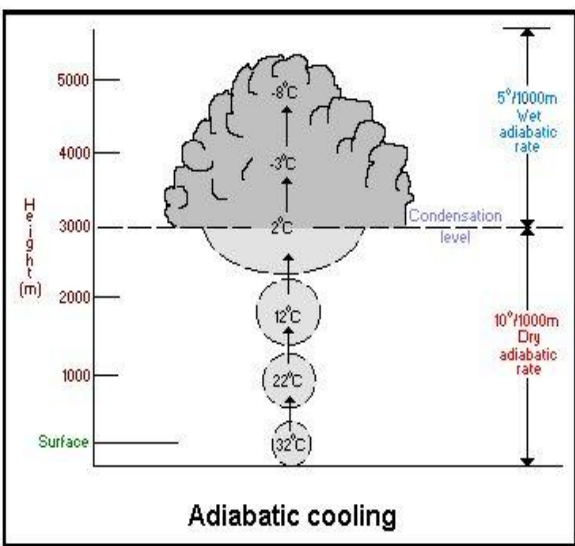
dr hab. Krzysztof Markowicz
Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki
Uniwersytet Warszawski
kmark@igf.fuw.edu.pl

Procesy fizyczne prowadzące do kondensacji pary wodnej obecnej w powietrzu:

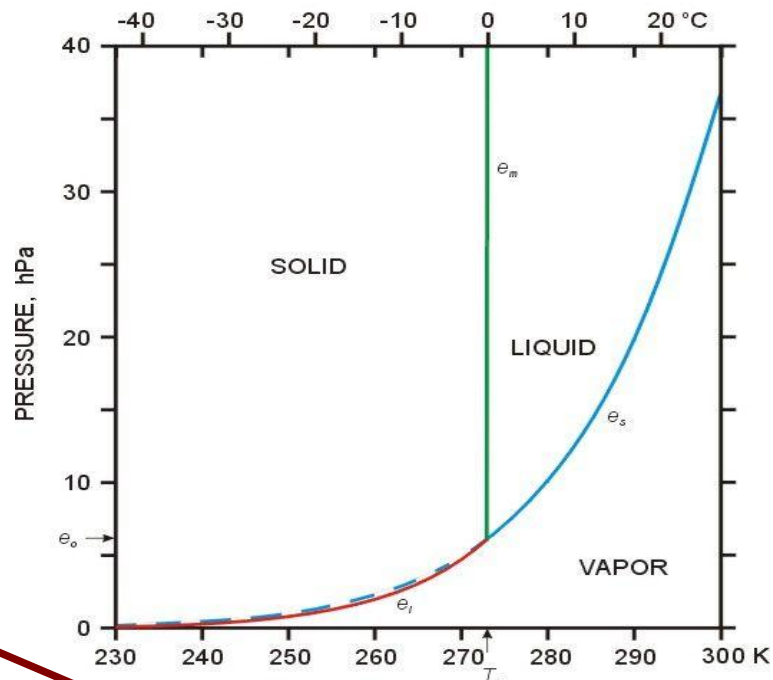
rozprężanie adiabatyczne (np. w ruchach wstępujących);

ochładzanie izobaryczne (radiacyjne, przez przewodnictwo);

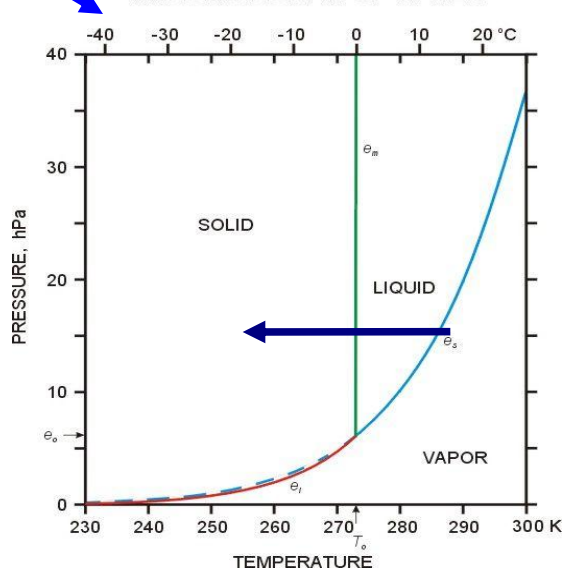
mieszanie izobaryczne.



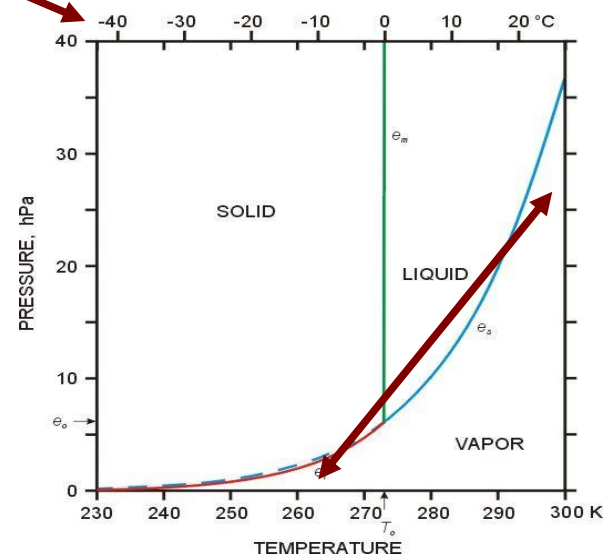
PHASE DIAGRAM OF WATER

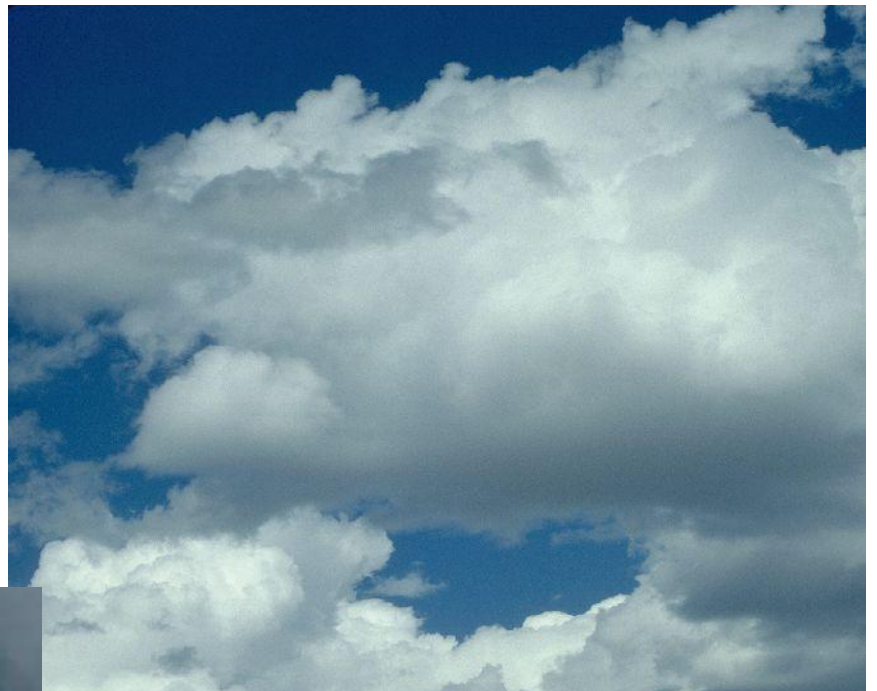


PHASE DIAGRAM OF WATER



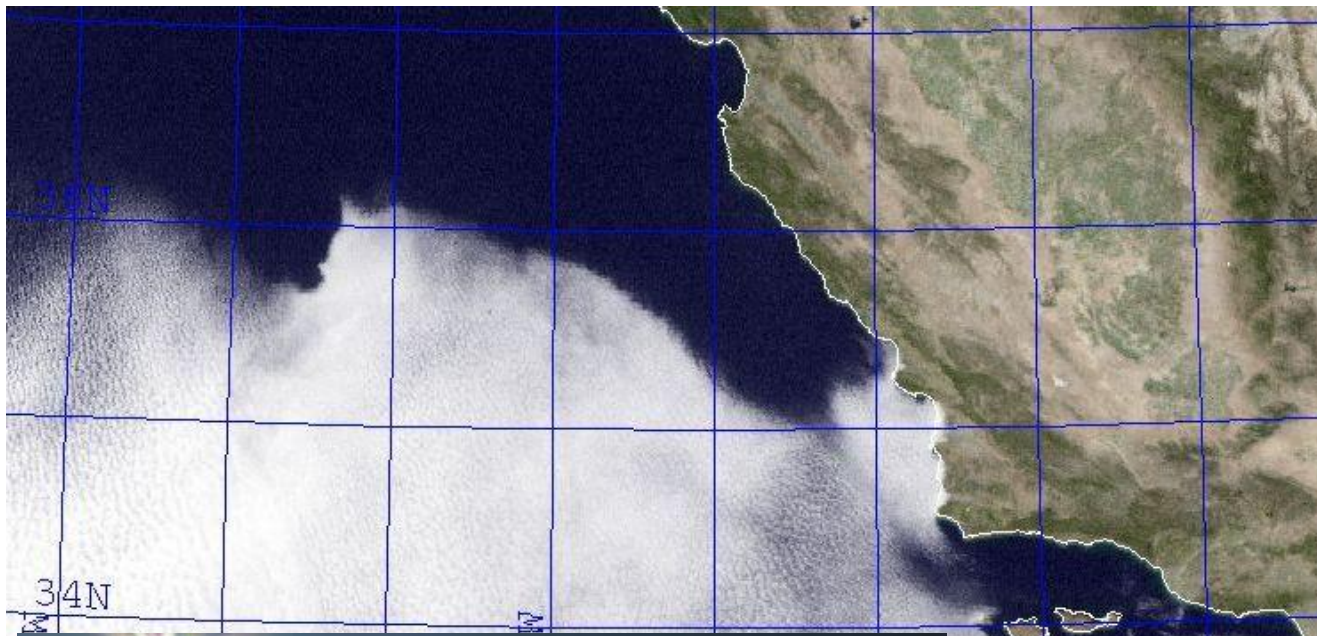
PHASE DIAGRAM OF WATER





Formowanie się chmur wskutek adiabaty cznego spadku ciśnienia.



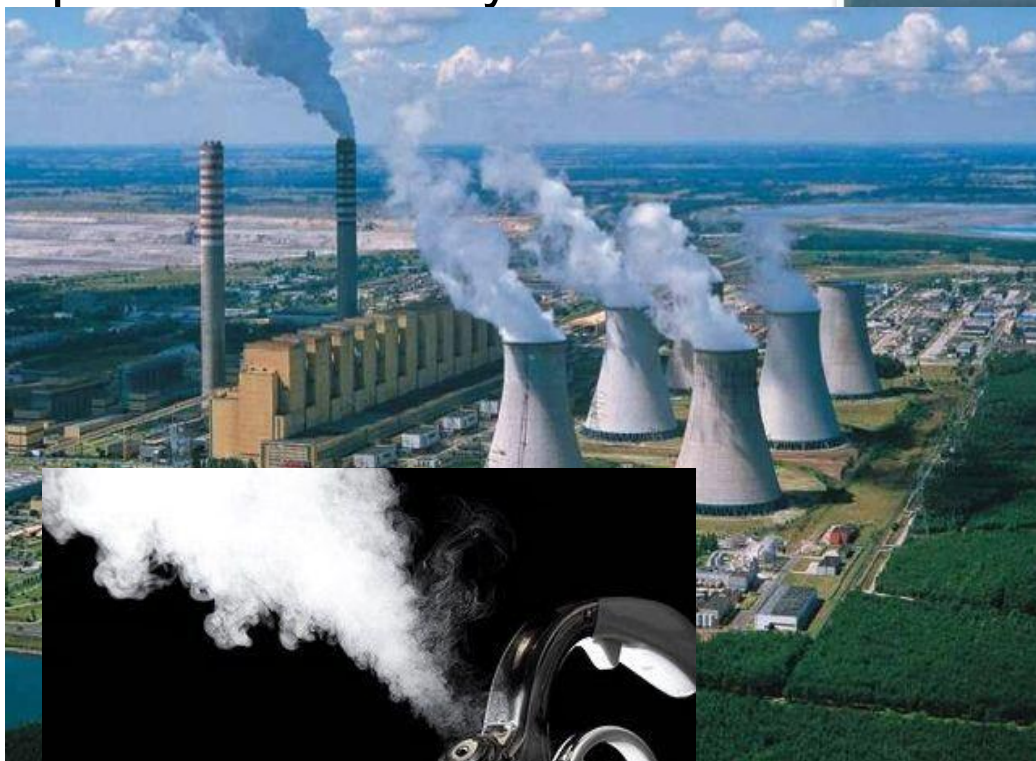


Powstawanie
chmur wskutek
ochładzania
izobarycznego

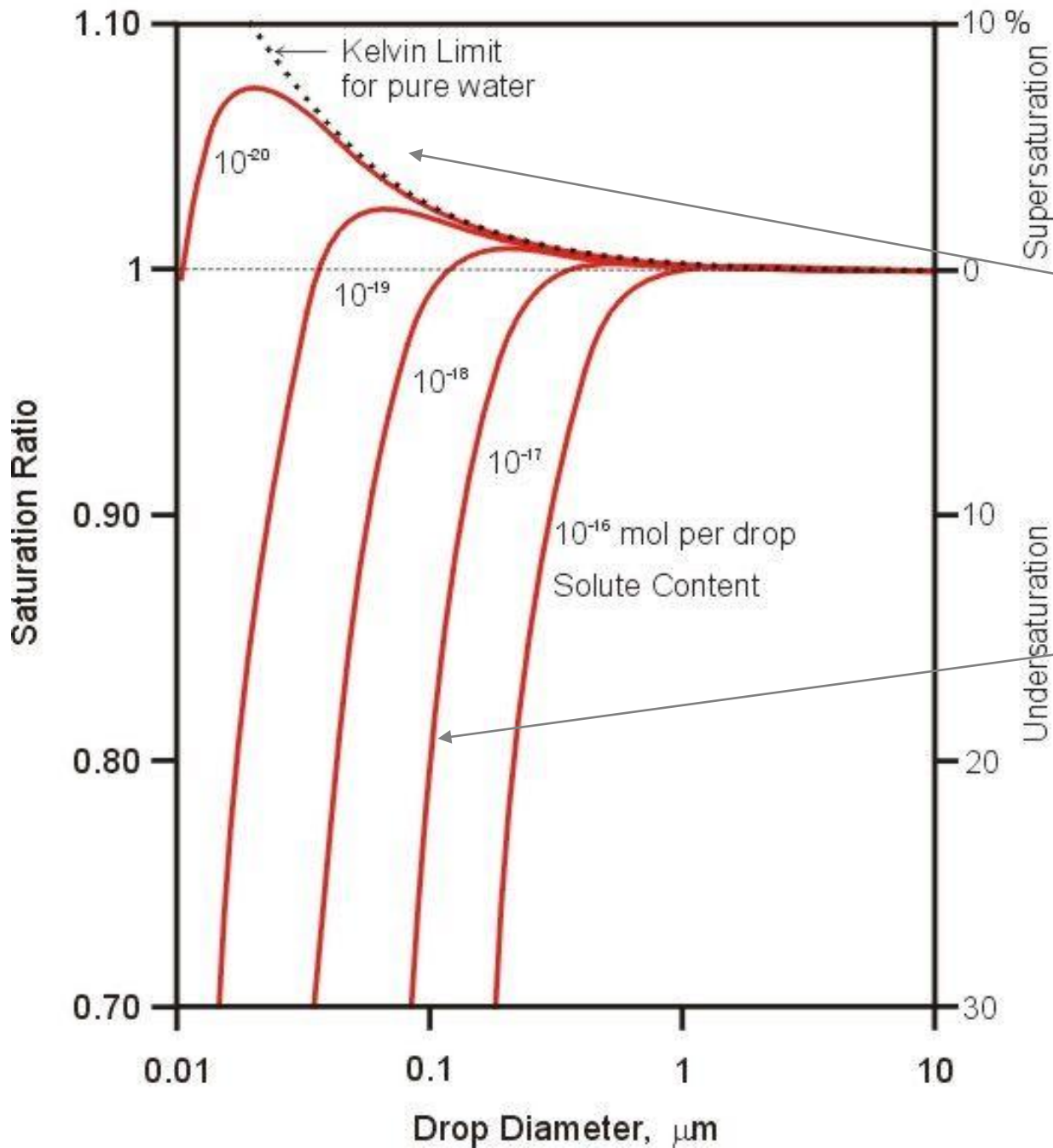
(na ogół wskutek
wypromieniowa
nia w



Powstawanie chmur
wskutek mieszania
izobarycznego dwóch mas
powietrza o różnych



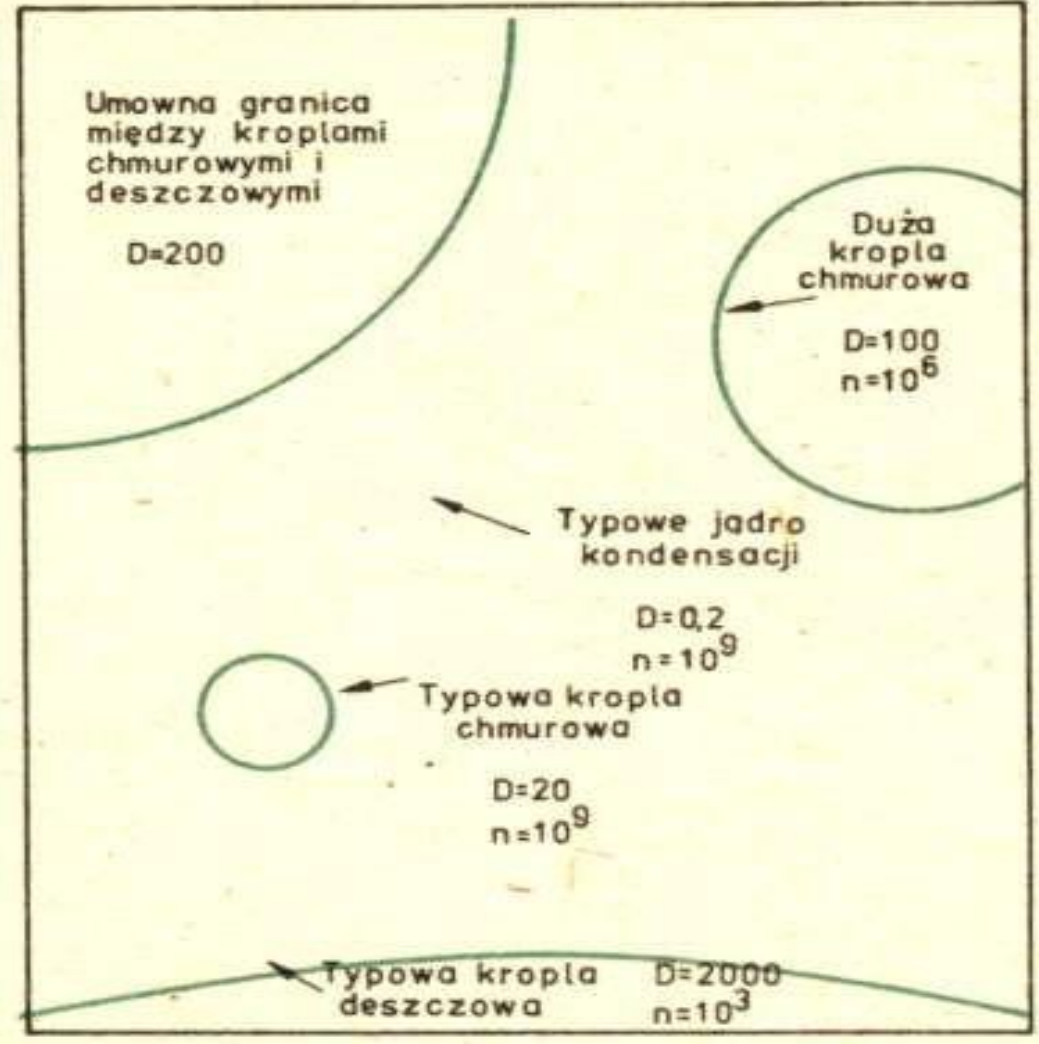
KOEHLER CURVES



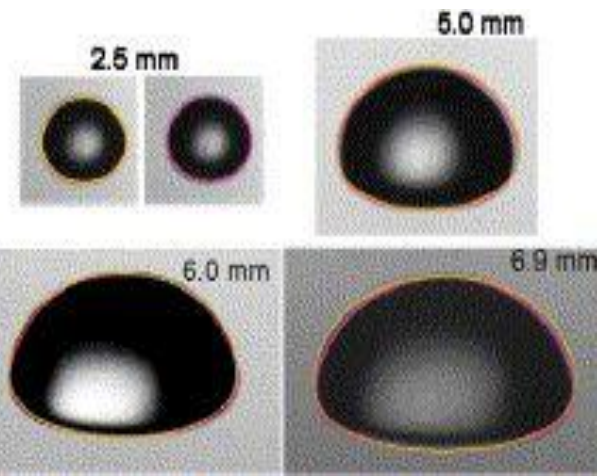
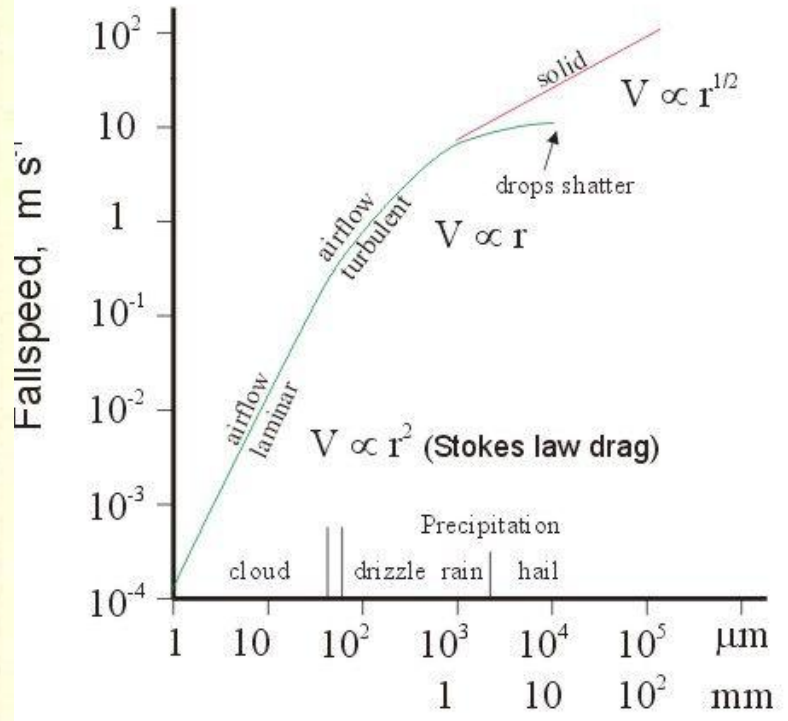
Kondensacja heterogeniczna:

-efekt zakrzywienia powierzchni – utrudnia kondensację (podwyższają ciśnienie nasycenia pary)

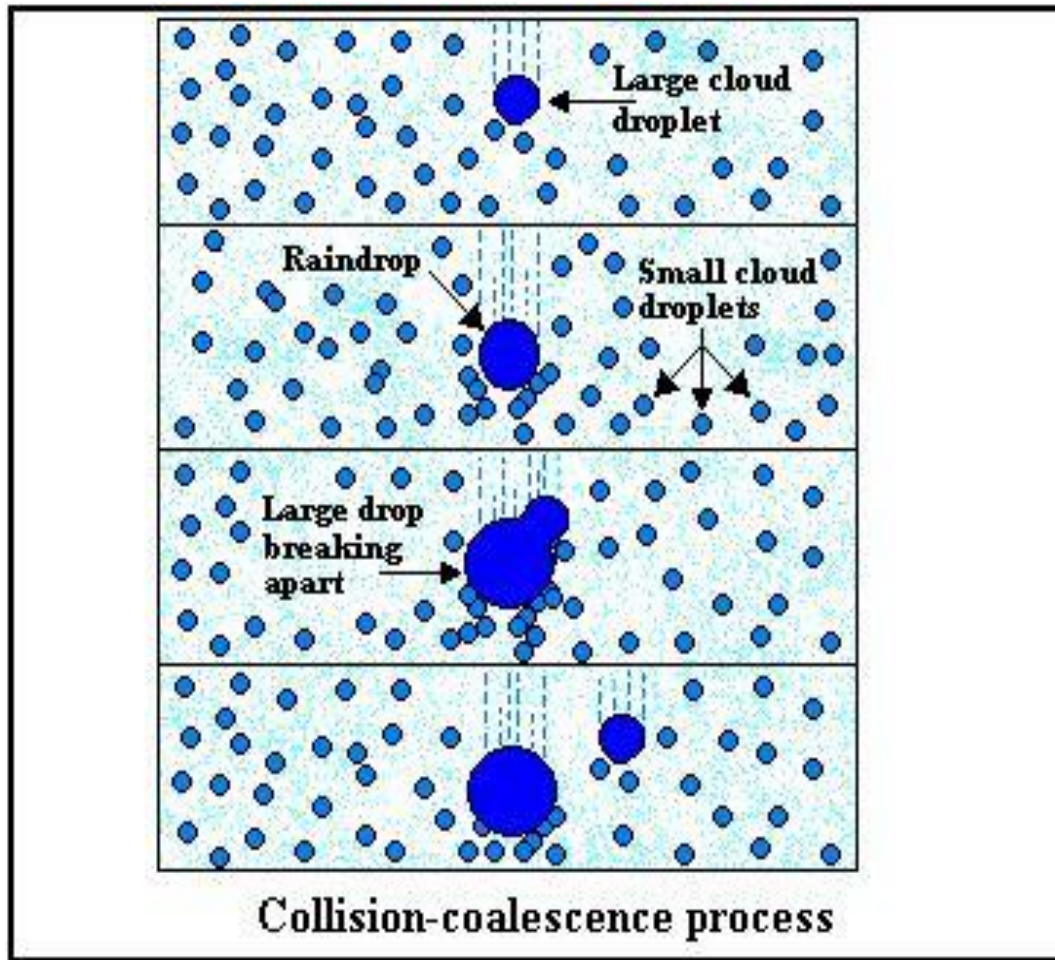
-efekty higroskopowe (sole rozpuszczalne) – obniżają ciśnienie nasycenia pary.



CLOUD-PARTICLE FALLSPEEDS



KROPLE CHMUROWE I OPADOWE



Masa typowej kropli deszczu jest MILION razy większa od masy kropli chmurowej powstałej w wyniku kondensacji.

Takie krople opadowe mogą powstać tylko w procesie zderzeń i zlewania się kropli (collision coalescence), ale żeby mógł on zajść potrzebne są na początku krople o

Powstawanie opadu w chmurze – ewolucja rozmiarów kropelek w wyniku koalescencji/koagulacji (zderzeń i zlewania się kropli)

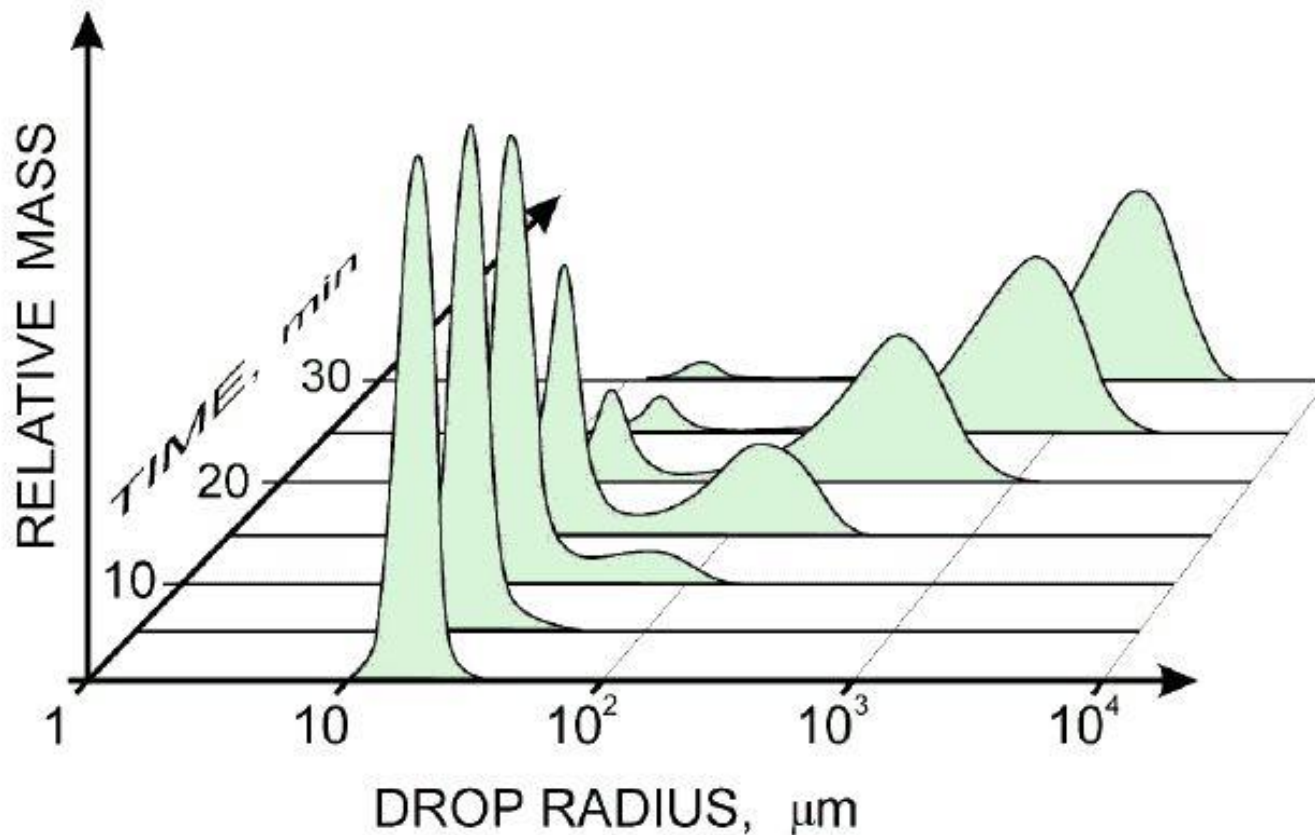
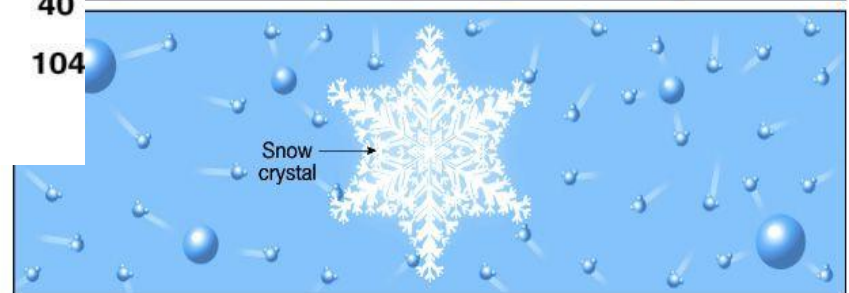
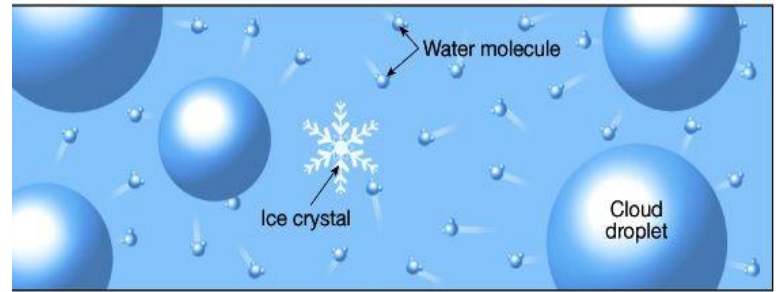
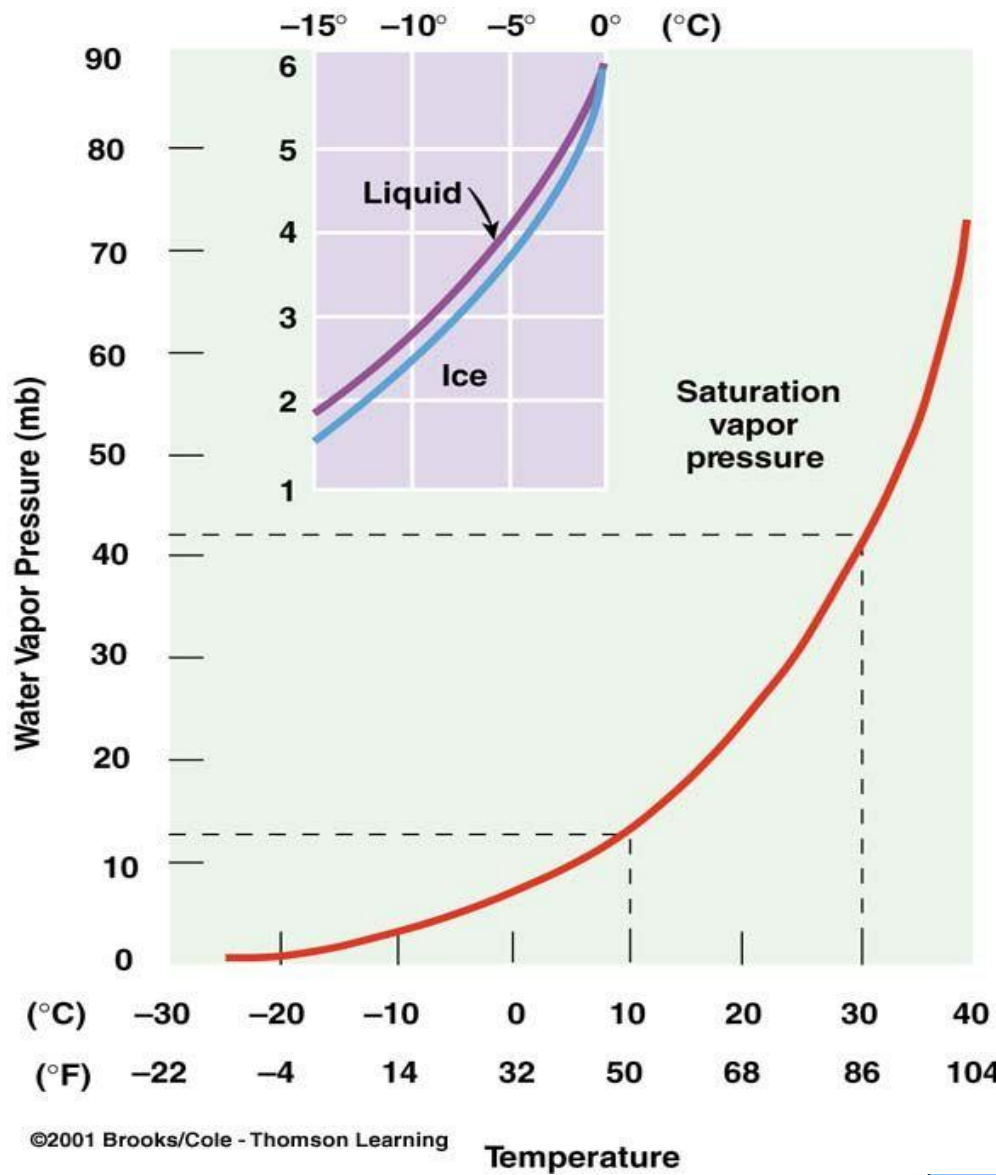
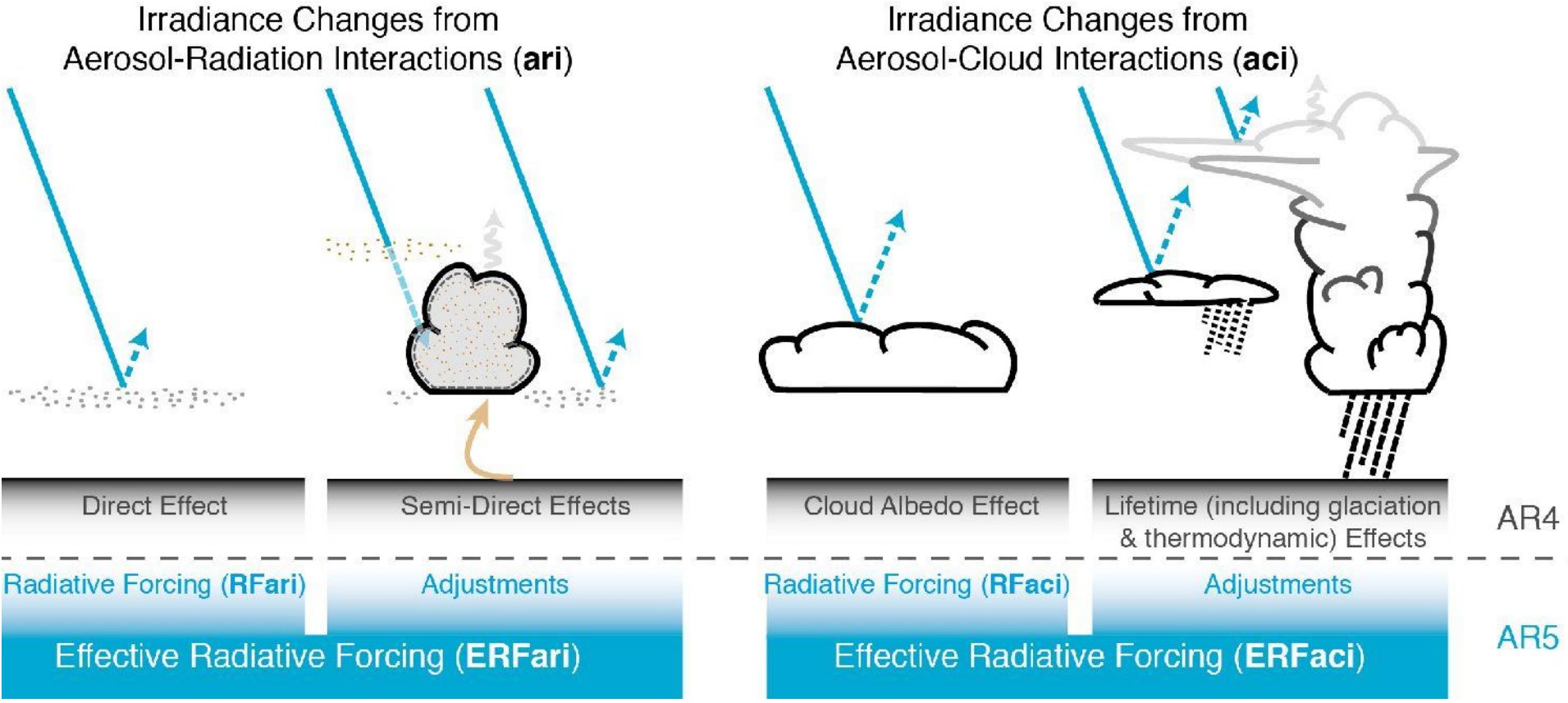


Figure 3 Illustration of the evolution of a droplet size distribution during the onset of the collision-coalescence process. Figure adapted from Berry & Reinhardt (1974) and Lamb (2001), courtesy of D. Lamb, Penn State University.

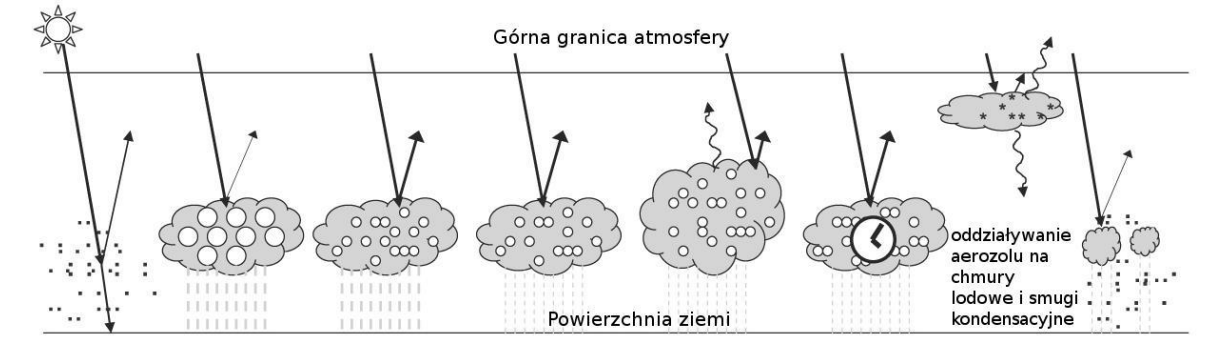
Inny mechanizm powstawania opadu: proces Bergerona (Wegenera, Findeisena)



Efekty aerozolowo-chmurowe wg. V Raportu IPCC



Efekty aerozolowe



rozpraszanie i absorpcja promieniownia

chmura niezaburzona

chmura z aerozolem

spowolnienie tworzenia opadu

wzrost wysokości chmury

wzrost czasu życia chmury

oddziaływanie aerozolu na chmury lodowe i smugi kondensacyjne

parowanie chmur wskutek absorpcji

Efekt bezpośredni

Pierwszy efekt pośredni

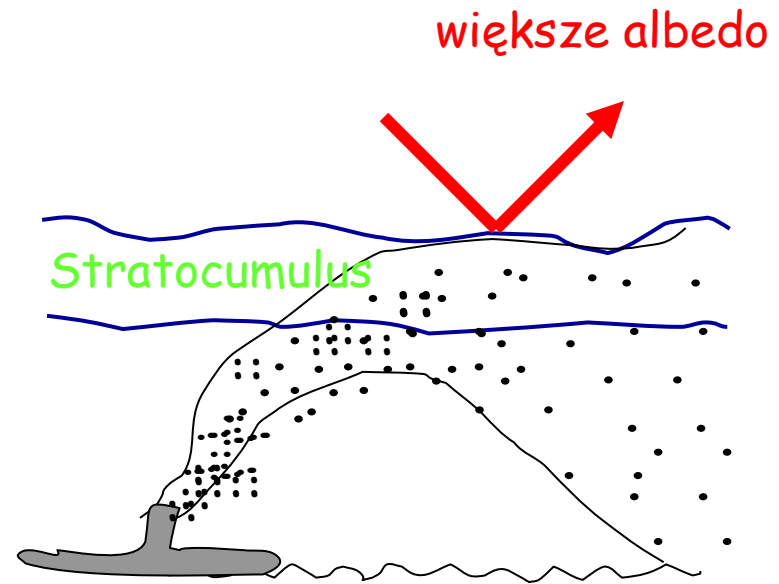
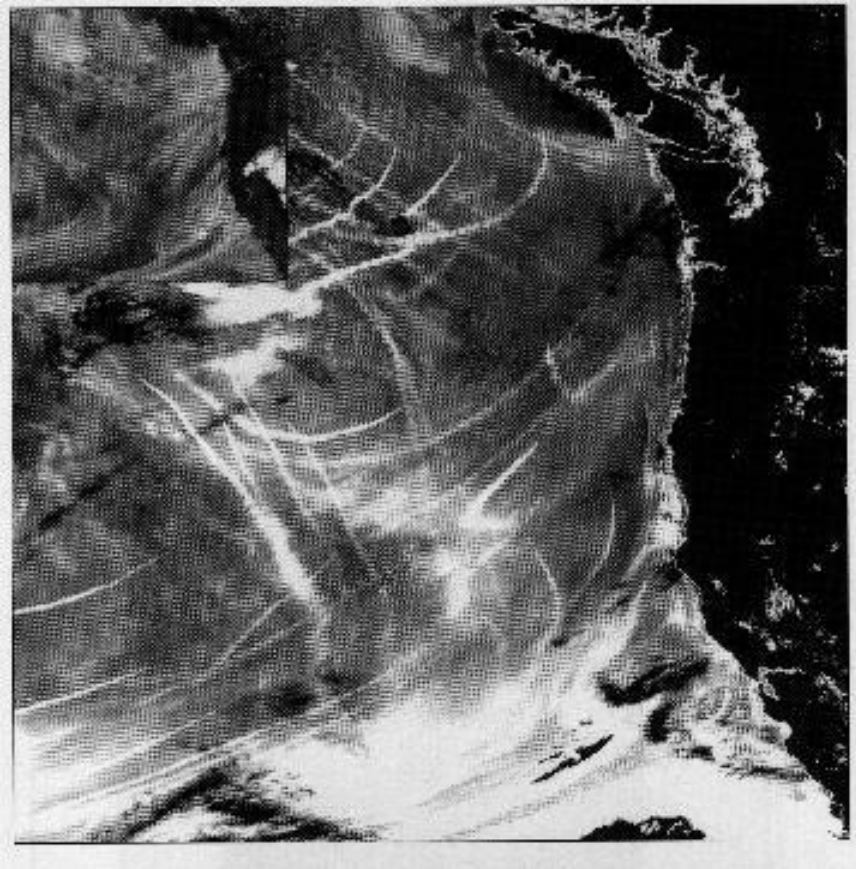
Drugi efekt pośredni

Efekt pół-bezpośredni

Efekt Twomey

Efekt Albrechta

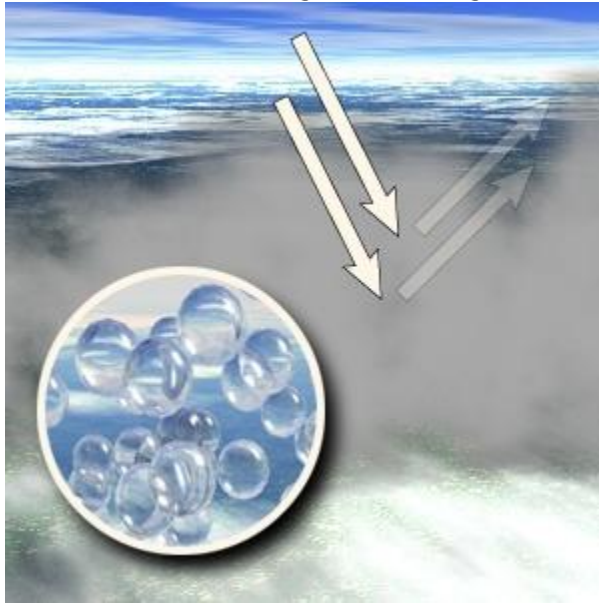
Pośredni wpływ aerozoli – ślady statków



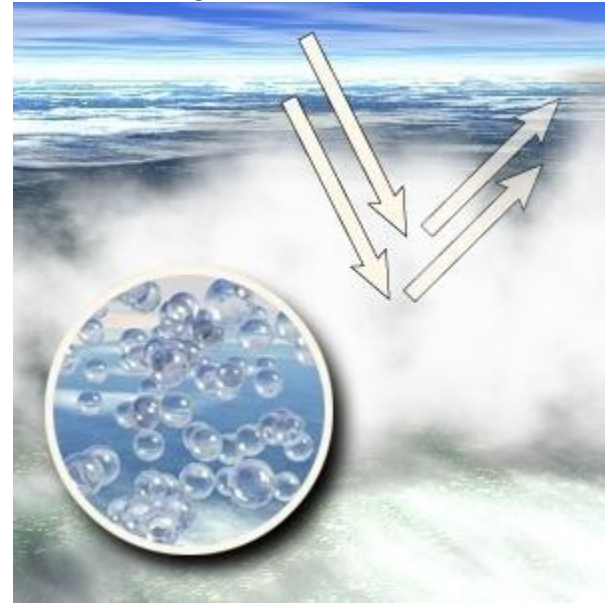
Większa koncentracja
kropel,
Mniejszy promień r_e

Pierwszy pośredni wpływ aerozoli

Chmury 'czyste' i 'zanieczyszczone'



**Czyste powietrze, mała ilość
jąder kondensacji.
Mała koncentracja.
Duże rozmiary kropelek.**



**Zanieczyszczone powietrze, duża
ilość jąder kondensacji.
Duża koncentracja.
Małe rozmiary kropelek.**

Optyczny model chmury

Albedo chmury w przybliżeniu dwu-strumieniowym

$$R = \frac{F^\uparrow}{F^\downarrow} = \frac{(1-g)\tau}{2 + (1-g)\tau} = \frac{\tau}{\tau + \frac{2}{1-g}}$$

gdzie g jest parametrem asymetrii związanym z rozpraszaniem promieniowania na kropelkach lub kryształach lodu, zaś τ grubością optyczną chmury. Przyjmując parametr asymetrii dla chmury równy około $g=0.85$ otrzymujemy

$$R \approx \frac{\tau}{\tau + 13}$$

Rozważmy jednorodną chmurę o monodispersyjnym rozkładzie wielkości

$$\tau = h\pi\bar{r}^2 Q_{\text{ext}} N_o$$

Przyjmując, że dla obszaru widzialnego parametr wielkości $x=2\pi r/\lambda \gg 1$ stąd $Q_{\text{ext}}=2$

Wyznaczamy zależność albedo chmur R od liczby kropelek N przy stałej zawartości wody ciekłej w pionowej kolumnie chmury (LWP)

$$\left(\frac{dR}{dN_o} \right)_{LWP} = \frac{dR}{d\tau} \frac{d\tau}{dN_o} \quad LWP = \frac{4}{3} \pi \bar{r}^3 \rho_w h N_o$$

Zakładając, że LWC nie zależy od wysokości

$$dLWP = 0 = \frac{4}{3} \pi h \rho_w (dN_o \bar{r}^3 + d\bar{r} 3N_o \bar{r}^2) = 0$$

stąd

$$\frac{d\bar{r}}{\bar{r}} = - \frac{dN_o}{3N_o}$$

Obliczmy wielkość

$$\frac{d\tau}{\tau} = \frac{2\pi h (dN_o \bar{r}^2 + d\bar{r} 2\bar{r} N_o)}{2\pi h N_o \bar{r}^2} = \frac{dN_o}{N_o} + \frac{2d\bar{r}}{\bar{r}} \quad \frac{d\tau}{\tau} = \frac{dN_o}{N_o} - \frac{2}{3} \frac{dN_o}{N_o} = \frac{1}{3} \frac{dN_o}{N_o}$$

$$\frac{dR}{d\tau} = \frac{\tau + 13 - \tau}{(\tau + 13)^2} = \frac{13}{(\tau + 13)^2}$$

ostatecznie

$$\left(\frac{dR}{dN_o} \right)_{LWC} = \frac{dR}{d\tau} \frac{d\tau}{dN_o} = \frac{13}{(\tau + 13)^2} \frac{1}{3} \frac{\tau}{N_o} = \frac{13}{3N_o} R \frac{1}{\tau + 13}$$

$$\left(\frac{dR}{dN_o} \right)_{LWC} = \frac{R}{3N_o} \frac{13R}{\tau} = \frac{R(1-R)}{3N_o}$$

Tylko w przypadku chmur zawierających małą liczbę kropeł $N < 100 \text{ cm}^{-3}$ albedo chmury zależy silnie od koncentracji, a tym samym od koncentracji aerozolu.

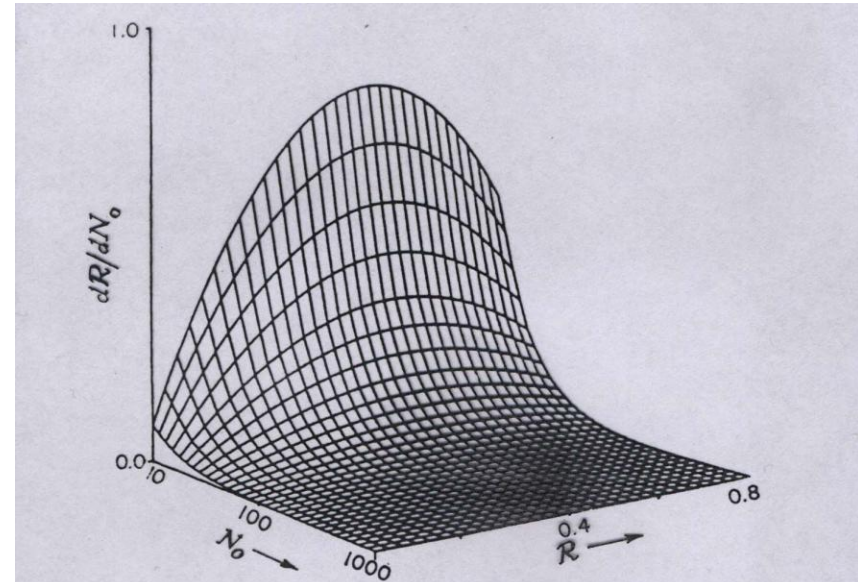


Figure 6.20 The susceptibility parameter dR/dN_o for different conditions. The vertical unit is the percentage of reflectance per additional droplet per cubic centimeter (from Twomey, 1991).

For cloud droplets under solar illumination, $g \approx 0.85$ and it follows from (6.59a) that

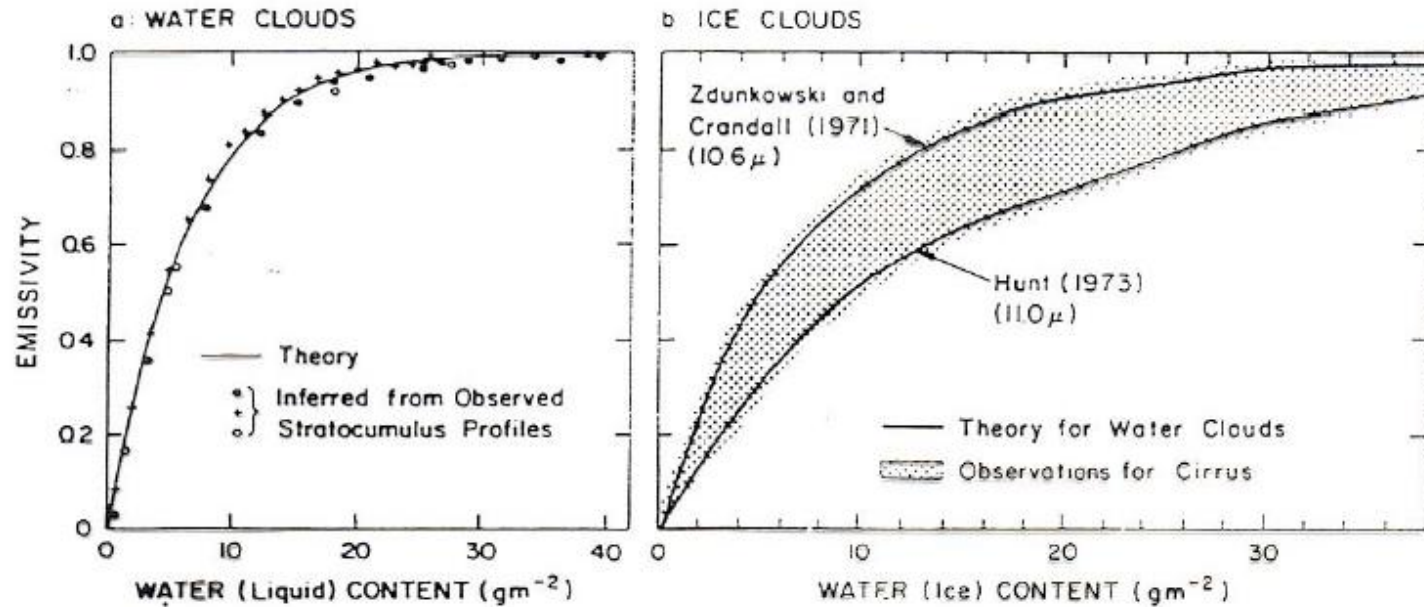
Przykład

- Rozważmy dwie chmury o monodispersyjnym rozkładzie kropel, grubości pionowej 400 metrów, przy czym pierwsza składa się z kropelek wody o promieniu $r_1 = 10 \mu\text{m}$ i koncentracji $N_1 = 1000 \text{ 1/cm}^3$, zaś druga z kropel o promieniu $r_2 = 20 \mu\text{m}$.
- Zakładając, że wodność obu chmur jest identyczna możemy wyznaczyć koncentracje kropel w drugiej chmurze ze wzoru (125 1/cm^3)
- Stosując teorię rozpraszania MIE wyznaczamy parametry asymetrii dla obu chmur. Wynoszą one odpowiednio 0.86 i 0.87.
- Grubość optyczny chmur wynosi: 188 i 94
- Albedo chmur: 0.93 i 0.86.

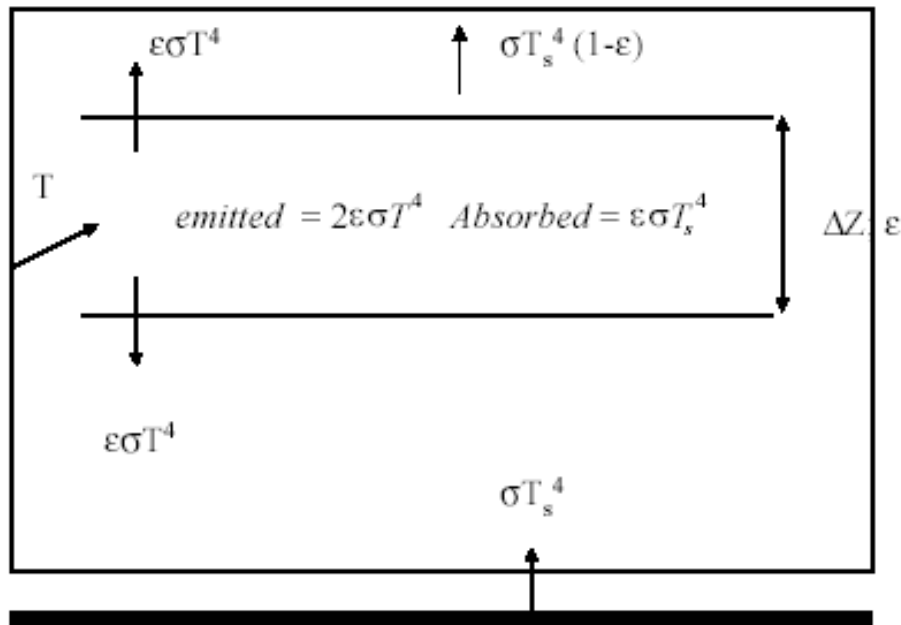
Wpływ chmur na klimat

- Chmury pokrywają około 50% powierzchni Ziemi, dlatego, też są one bardzo ważne z klimatycznego punktu widzenia.
- Chmury zwiększają albedo planetarne od 14 do 30%.
- Z drugiej zmniejszają ucieczkę promieniowania długofalowego w przestrzeń kosmiczną zapobiegając w ten sposób utracie energii.
- Wpływ chmur na klimat zależy od ich własności optycznych oraz temperatury.

Czy chmury są doskonale czarne?



Porosty radiacyjny model izotermicznej chmury



- Bilans energii całej chmury jest ujemny i wynosi

$$H = \epsilon\sigma T_s^4 - 2\epsilon\sigma T^4 = \epsilon\sigma T_s^4 \left[1 - 2\left(\frac{T}{T_s}\right)^4 \right]$$

Ochładzanie to jest tym silniejsze im wyższa jest temperatura chmury a zatem im bliżej ziemi znajduje się chmura.

- Rozważmy bilans promieniowania długofalowego na dolnej oraz górnej powierzchni chmury. Ograniczenie się tylko do promieniowania długofalowego odpowiada sytuacji nocnej. Strumień netto na dolnej granicy chmury wynosi

$$N_{\text{base}} = F^{\uparrow} - F^{\downarrow} \leq \sigma(T_s^4 - T_{\text{base}}^4)$$

gdzie T_{base} jest temperaturą podstawy chmury, zaś T_s temperaturą powierzchni ziemi

- Przy czym założyliśmy, że chmura jest na tyle gruba, że można ją traktować jak ciało doskonale czarne.
- Powyższy wzór jest tylko oszacowaniem górnym gdyż, nie całe promieniowanie emitowane przez powierzchnie ziemi osiąga podstawę chmury.
- Rozpatrzmy chmurę o grubości 700 m o podstawie znajdującej się na poziomie 300 m.
- Niech temperatura powierzchni ziemi wynosi 288 K, zaś do podstawy chmury panuje suchoadiabatyczny gradient temperatury.
- Zatem temperatura na wysokości podstawy chmury wynosi 285 K.
- W tym przypadku strumień netto na wysokości podstawy chmury wynosi $N_{\text{base}} \leq 16 \text{ W/m}^2$.

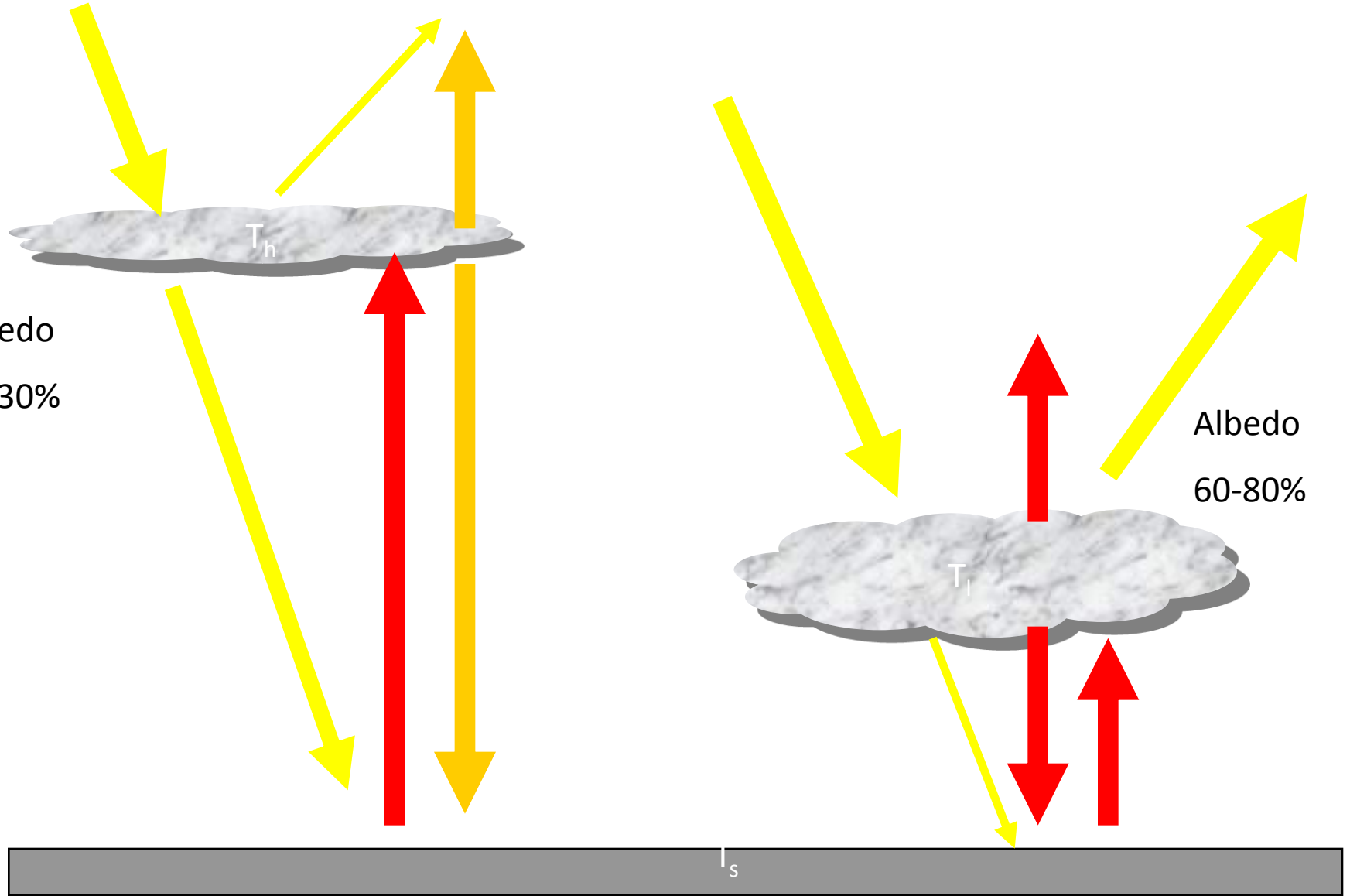
- Strumień netto na szczycie chmury można zapisać w postaci

$$N_{\text{top}} \approx \sigma(T_{\text{top}}^4 - \varepsilon T_{\text{a}}^4)$$

- Ponieważ w chmurze gradient temperatury z wysokością jest gradientem wilgotnoadiabatycznym (6 K/km), dlatego temperatura na szczycie chmury wynosi około 281 K.
- Ponadto, jeśli przyjmiemy, że zdolność emisyjna atmosfery powyżej chmury wynosi 0.8 (w rzeczywistej atmosferze zmienia się od 0.7 w Arktyce do 0.95 w rejonach tropikalnych) to strumień netto na szczycie chmury wynosi ok. 211 W/m².
- Zauważmy, że z definicji strumieni netto wynika, że podstawa chmury jest słabo grzana (16 W/m²), zaś wierzchołek chmury silnie chłodzony (211 W/m²).
- Zatem, chmura jest silnie chłodzona jako całość (196 W/m²).
- Obliczmy, jakie jest tempo ochładzania radiacyjnego chmury

$$\frac{dT}{dt_{\text{rad}}} \approx \frac{N_{\text{base}} - N_{\text{top}}}{C_p \rho \Delta Z} \approx -14 \text{ K/dzień}$$

Chmury wysokie ogrzewają a niskie chłodzą...



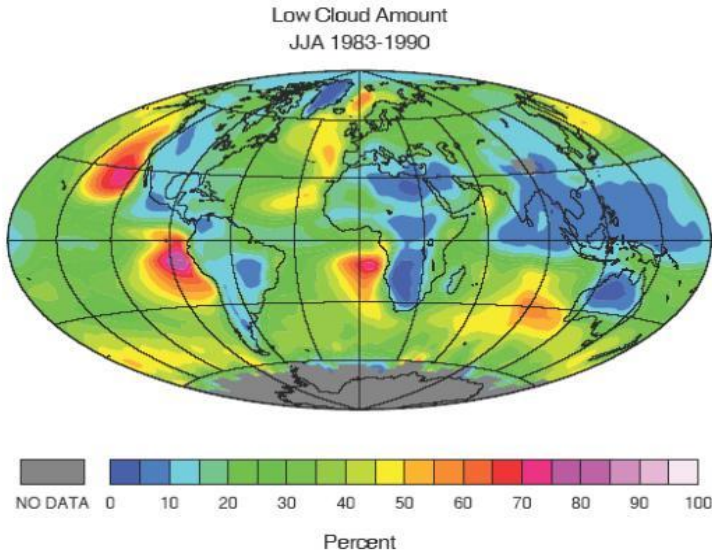
$$T_s \approx T_l \quad T_s \gg T_h$$

Wpływ chmur Scu na globalny bilans radiacyjny

Występowanie Scu:

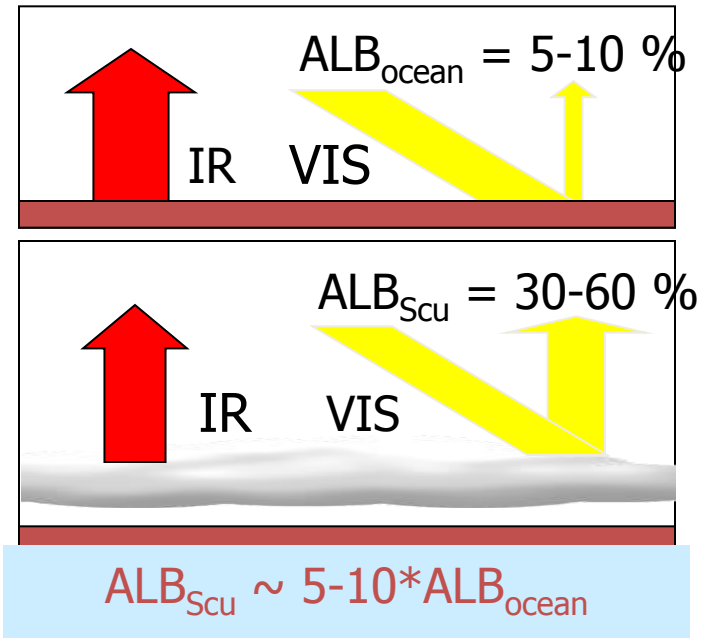
+

Własności radiacyjne :



Hartmann (1992)

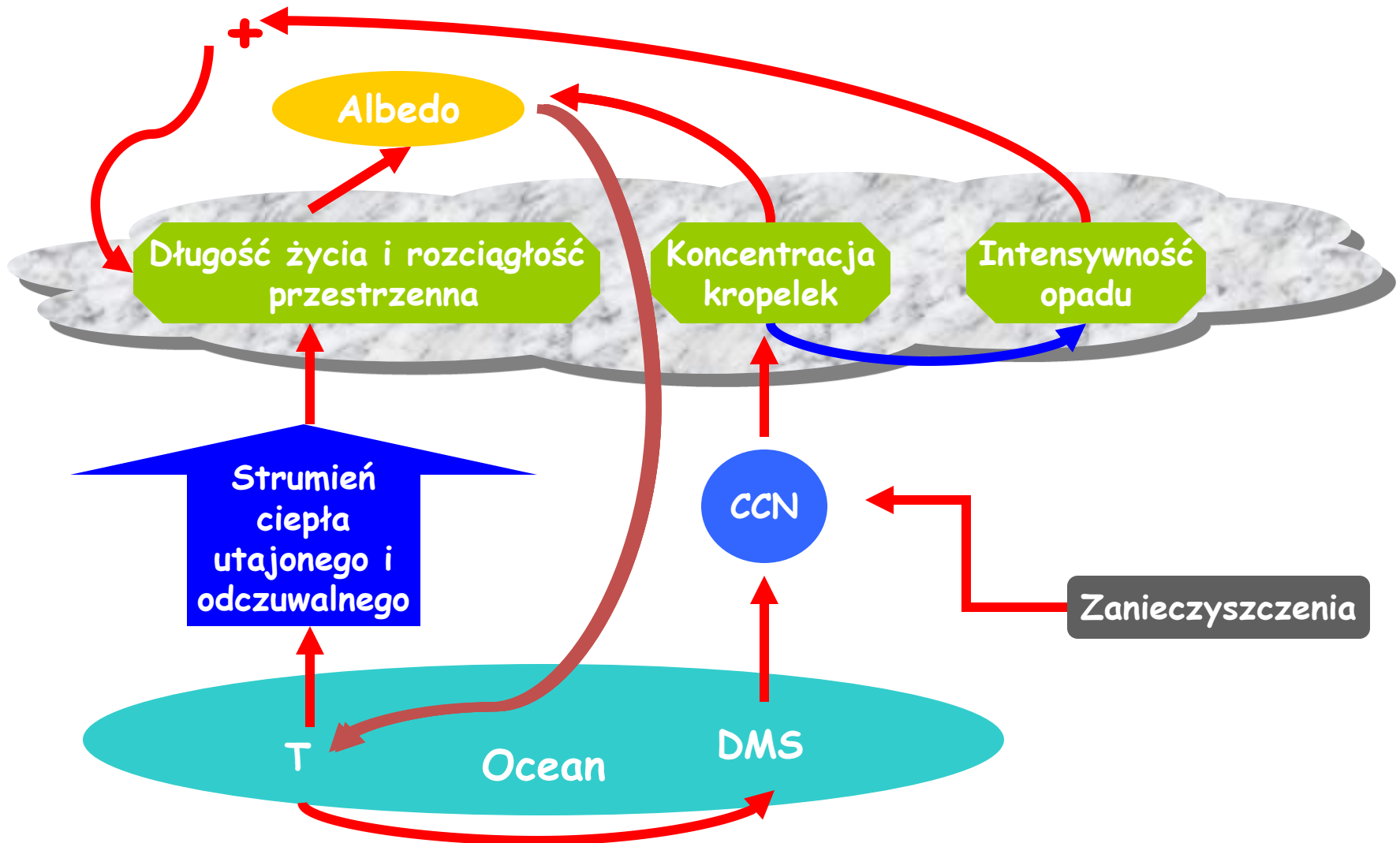
~ 20-30 % powierzchni oceanów
(Warren et al., 1986)



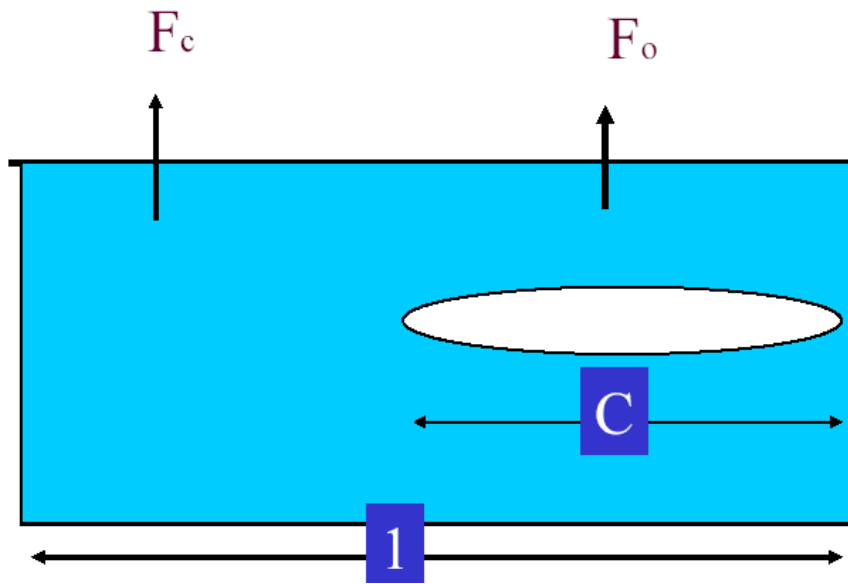
→ Ujemne wymuszenie radiacyjne

~ 3-4 % strumienia promieniowania słonecznego otrzymywanego średnio przez układ Ziemia-Atmosfera

Sprężenia zwrotne związane z oddziaływaniem aerozol chmura

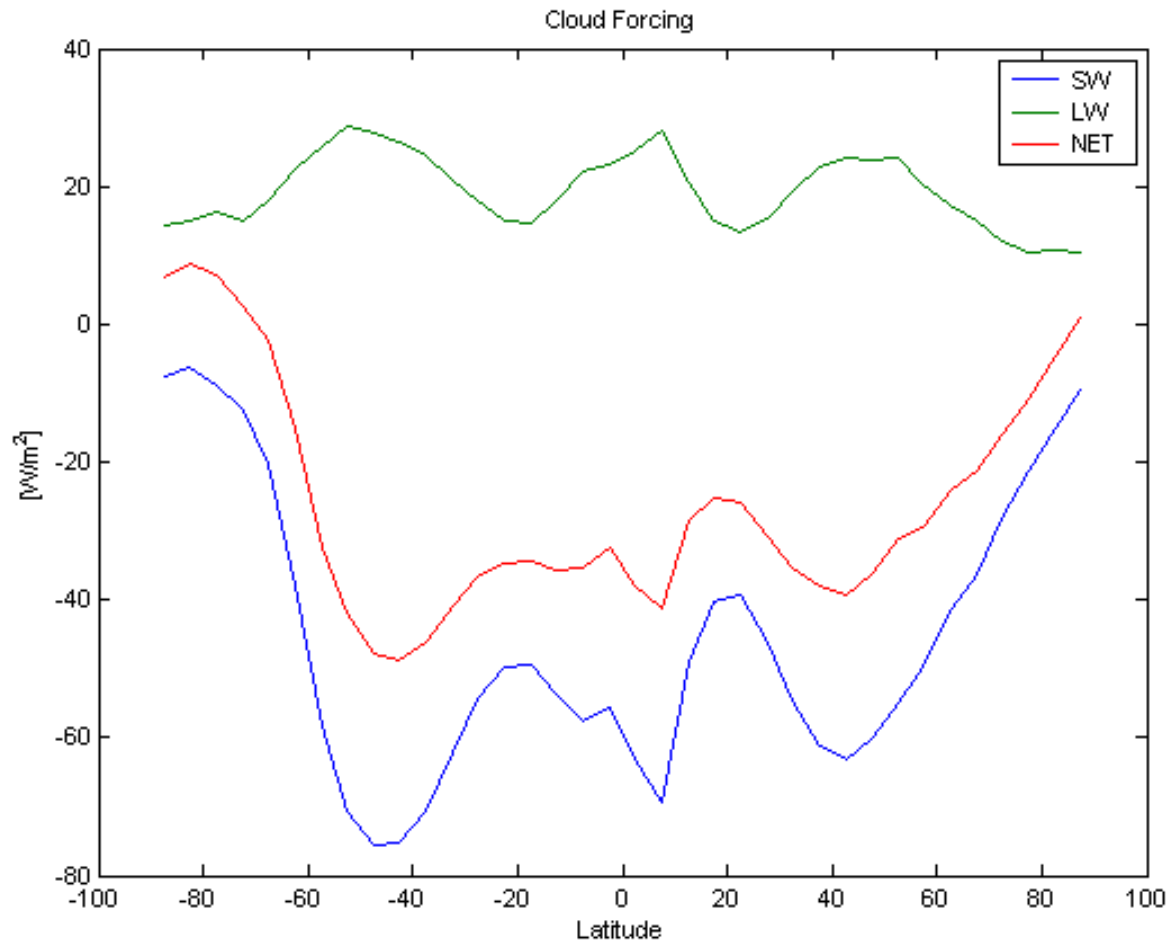


Wymuszanie radiacyjne chmur

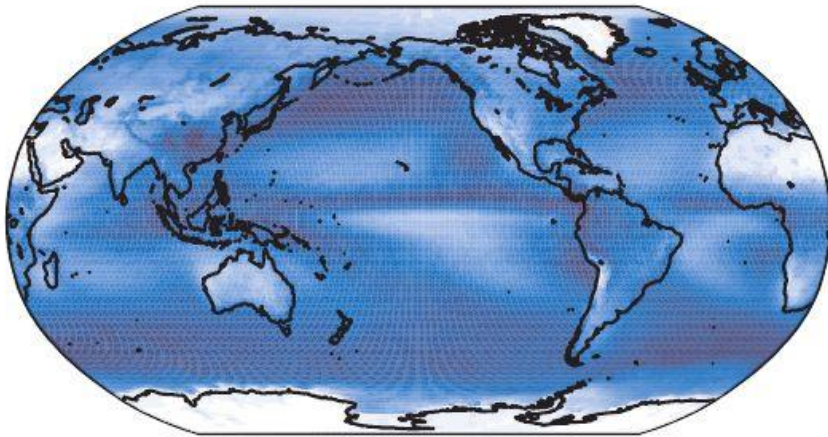


- Jeśli przez F oznaczymy strumień promieniowania zdefiniowany jako sumę promieniowania bezchmurnego nieba oraz obszaru pokrytego chmurami $F = F_c(1 - C) + F_o C$ to wymuszenie radiacyjne chmur można zapisać w postaci $C_{\text{Forcing}} = F - F_c = C(F_o - F_c)$
- gdzie C jest częścią obszaru pokrytego przez chmury, F_c strumieniem promieniowania czystego nieba, zaś F_o strumieniem promieniowania związany z chmurami.

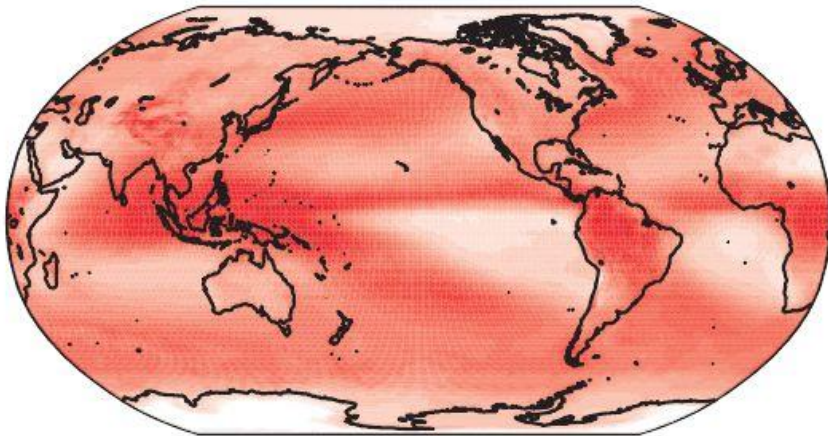
Wymuszanie radiacyjne chmur



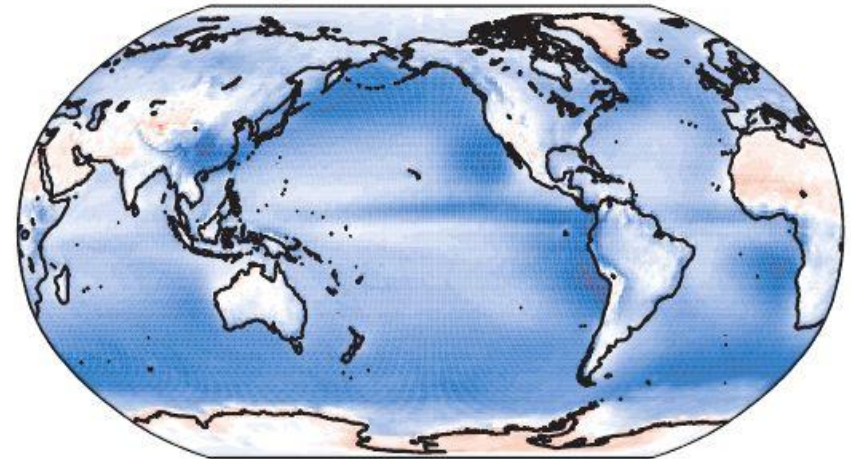
(a) Shortwave (global mean = -47.3 W m^{-2})



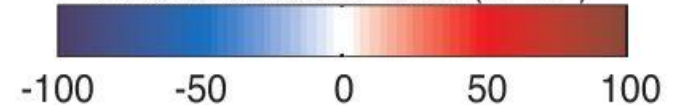
(b) Longwave (global mean = 26.2 W m^{-2})



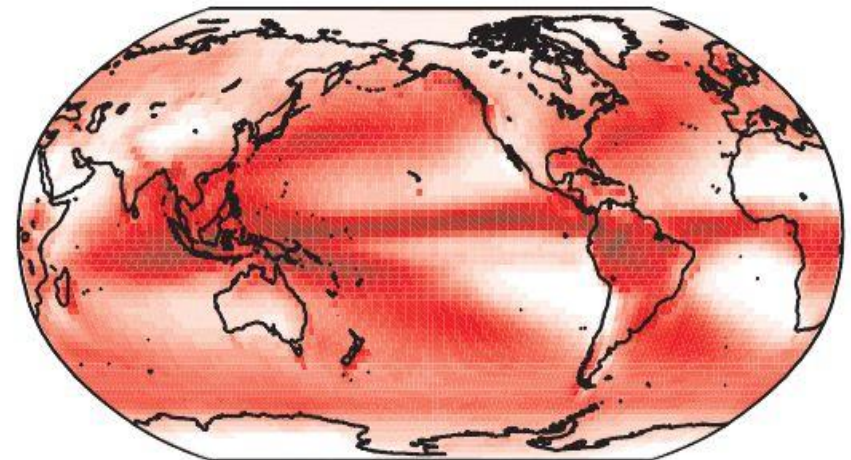
(c) Net (global mean = -21.1 W m^{-2})



Cloud Radiative Effect (W m^{-2})



(d) Precipitation (global mean = 2.7 mm day^{-1})



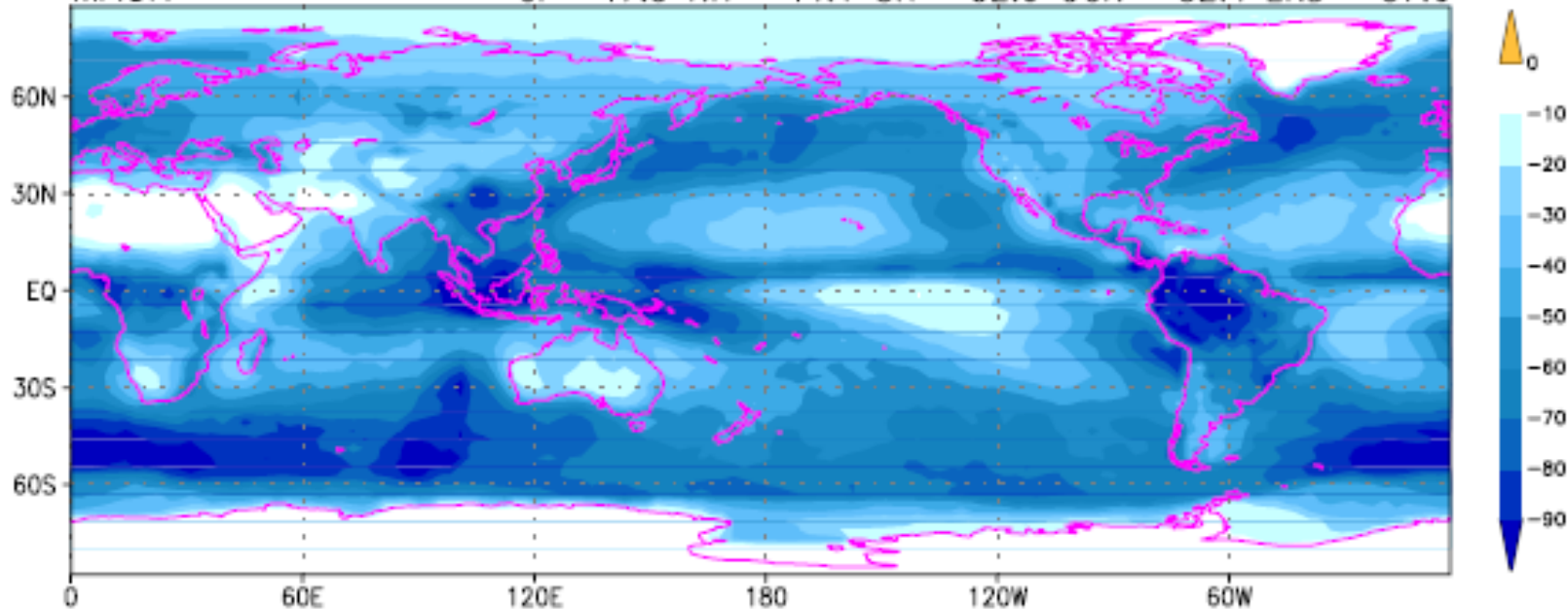
(mm day⁻¹)



Chmury i ich rola w procesach radiacyjnych. Jak zmiany w zachmurzeniu wpływają na bilans energii?

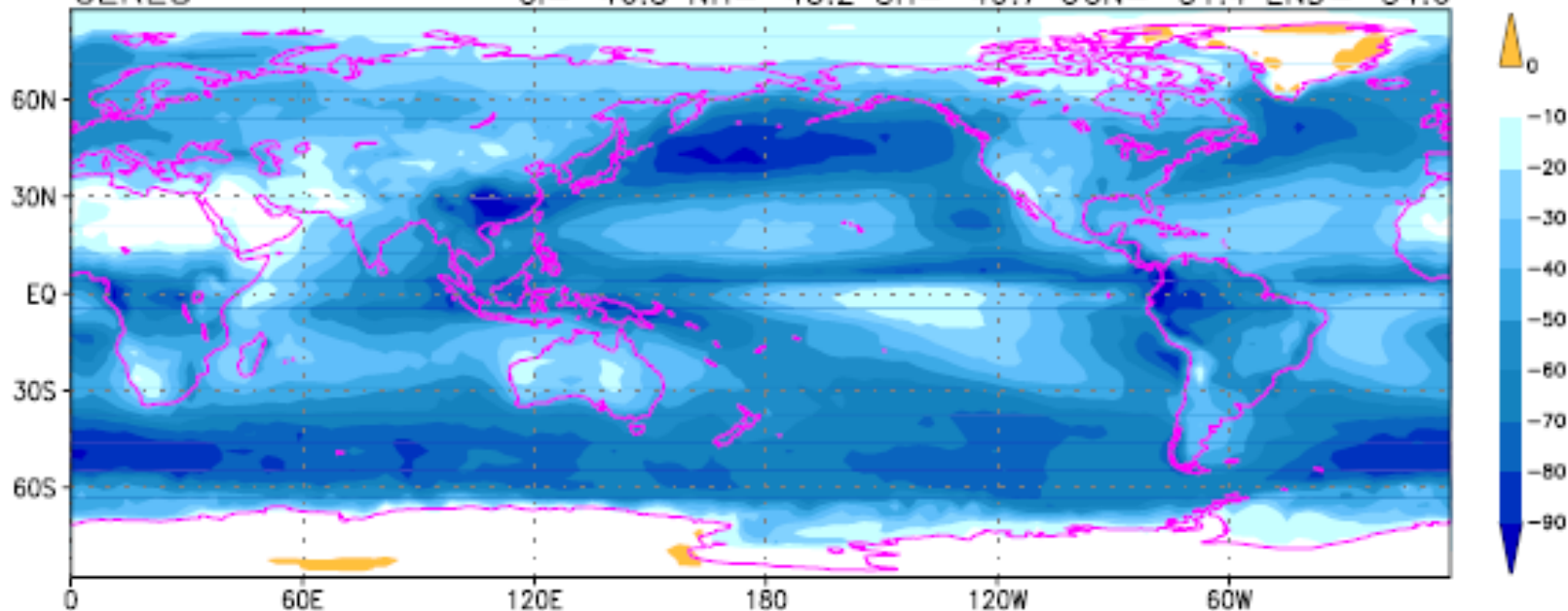
MACR

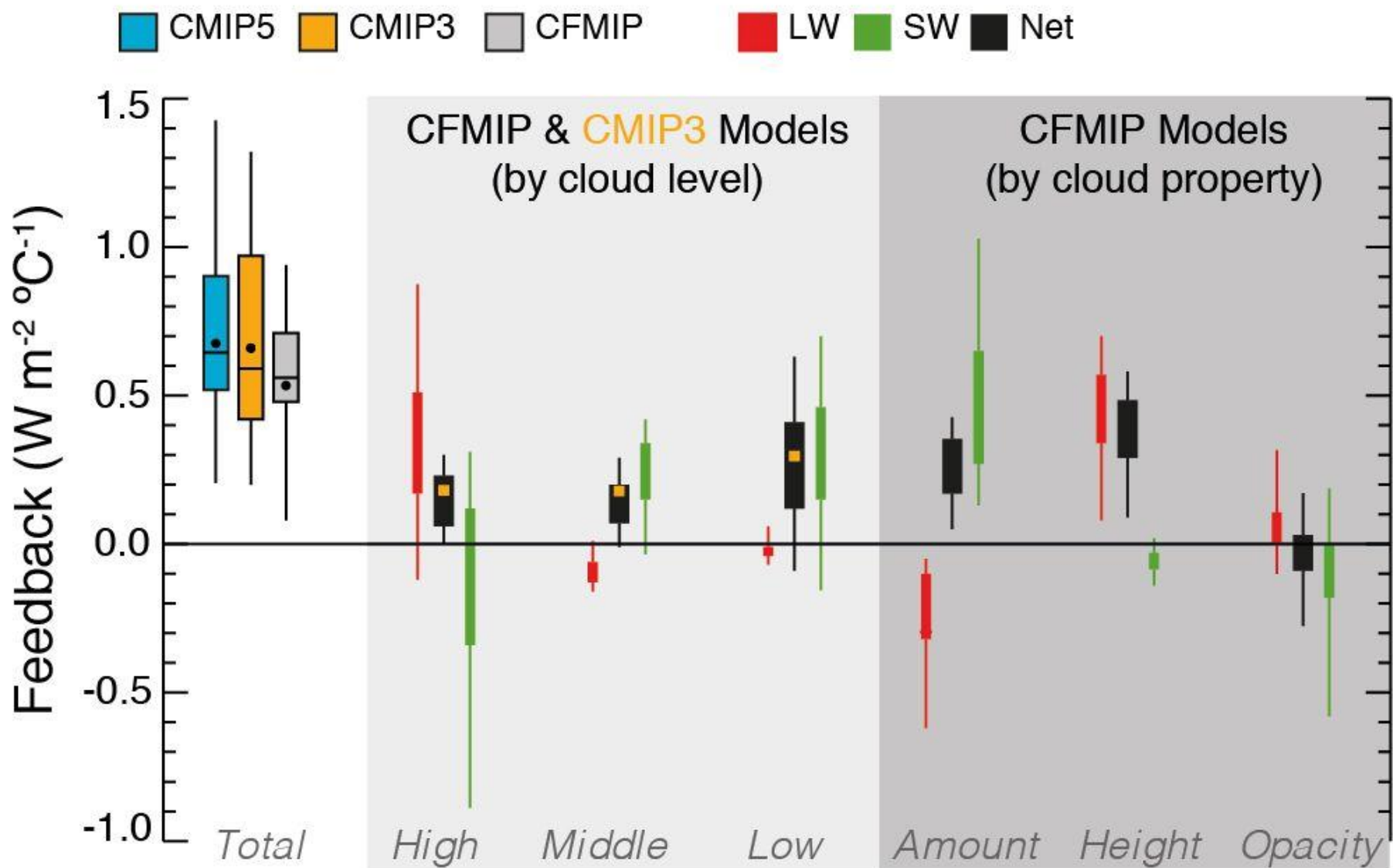
GI=-47.5 NH=-44.1 SH=-52.0 OCN=-52.4 LND=-37.6



CERES

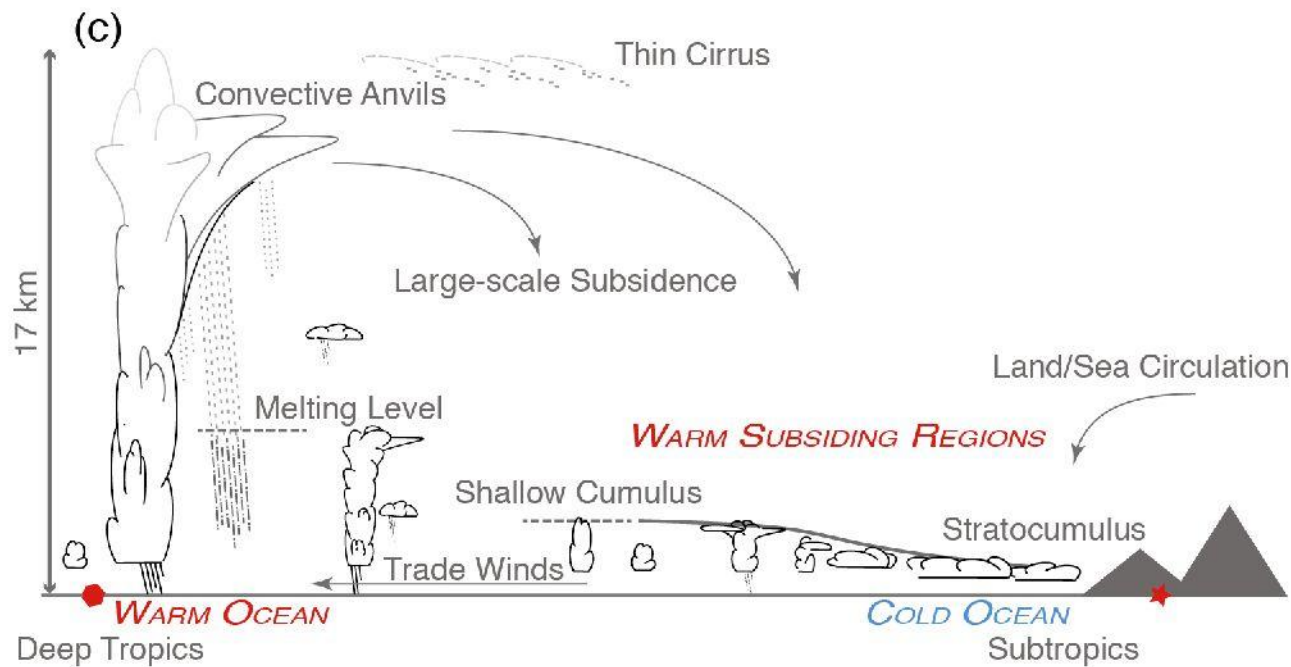
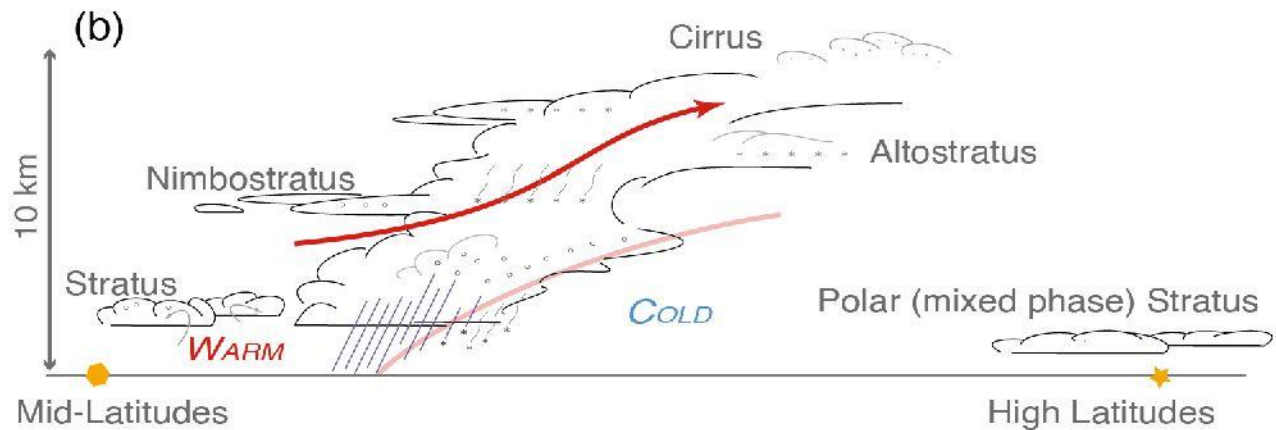
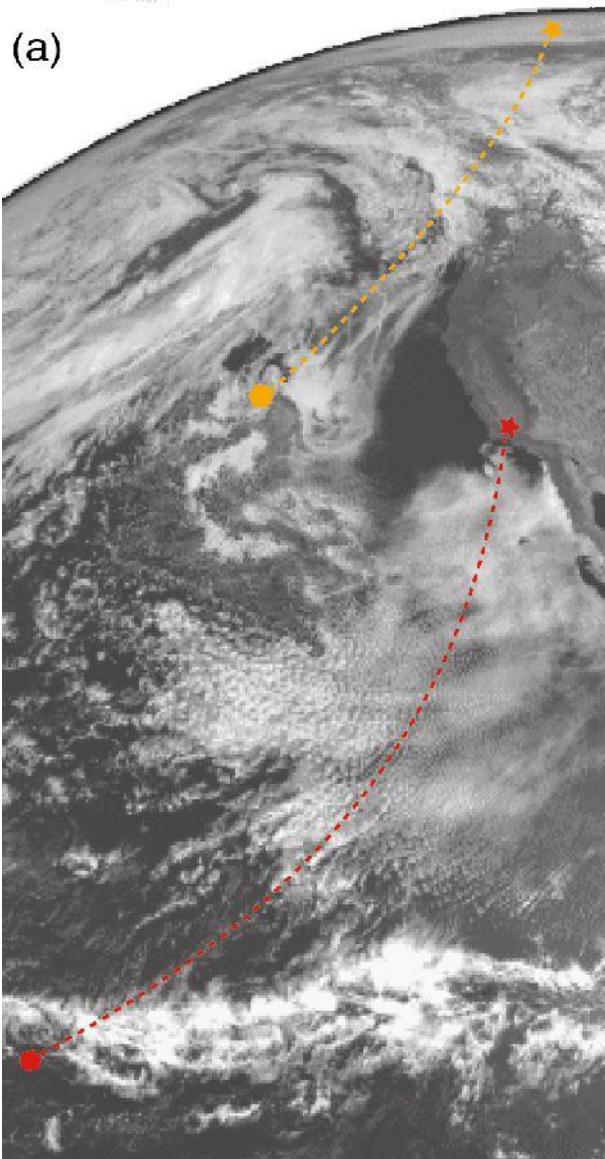
GI=-46.5 NH=-43.2 SH=-49.7 OCN=-51.4 LND=-34.6

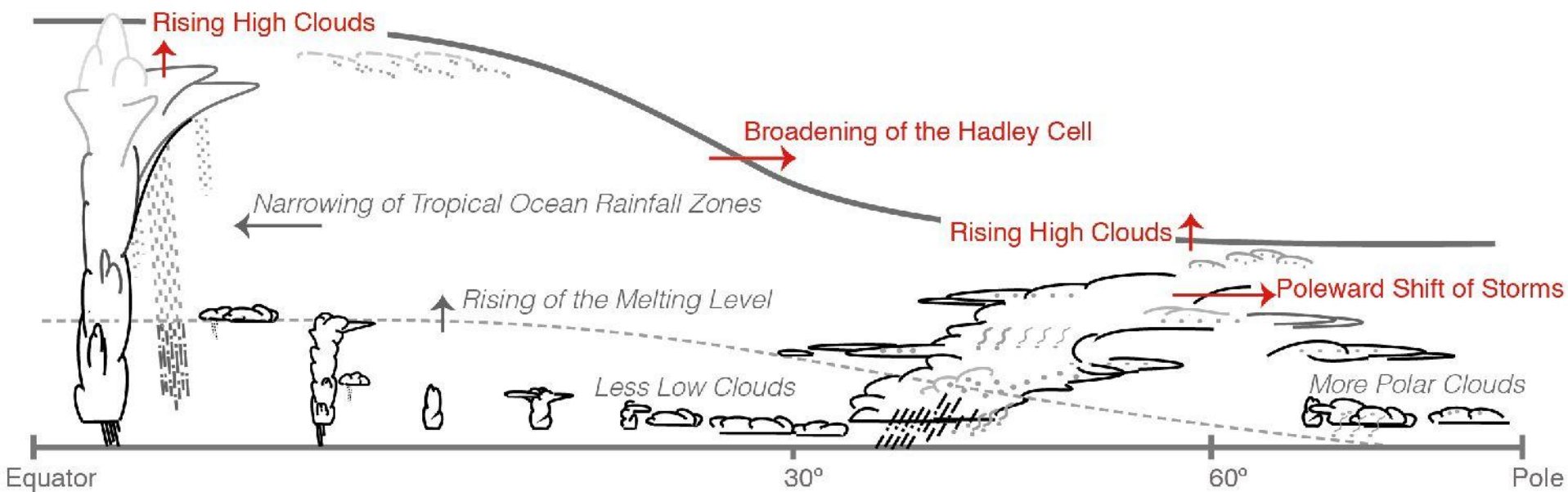




Efekty sprzężeń związanych z chmurami wskutek z zmian koncentracji CO₂ w atmosferze.

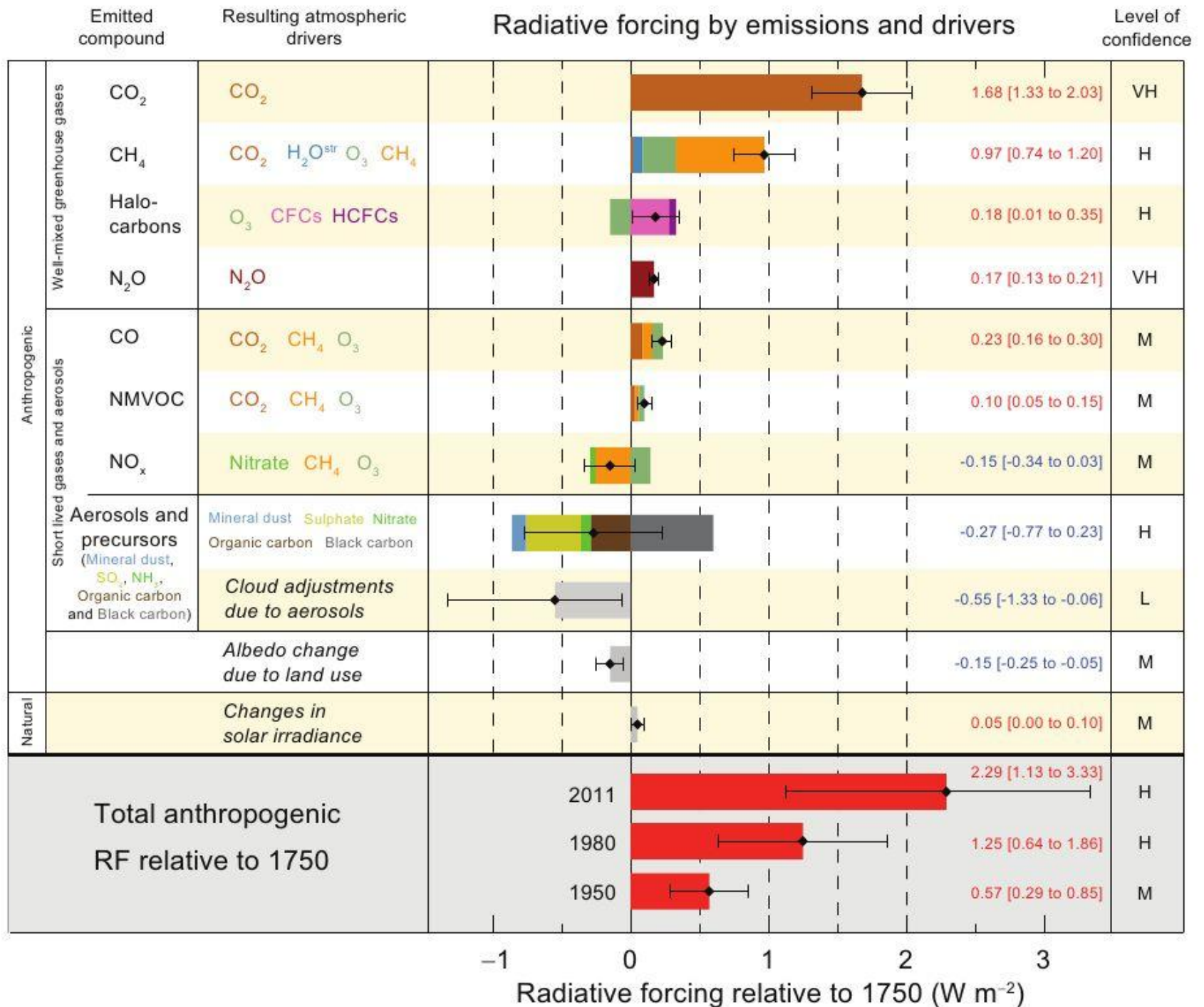
Chmury i aerozole, a ściślej cykl hydrologiczny wpływają nie tylko na strumienie radiacyjne, ale i na dynamikę atmosfery i oceanu.



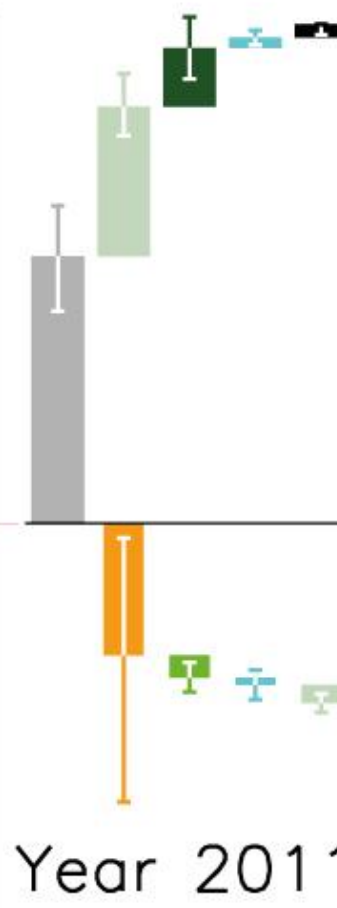
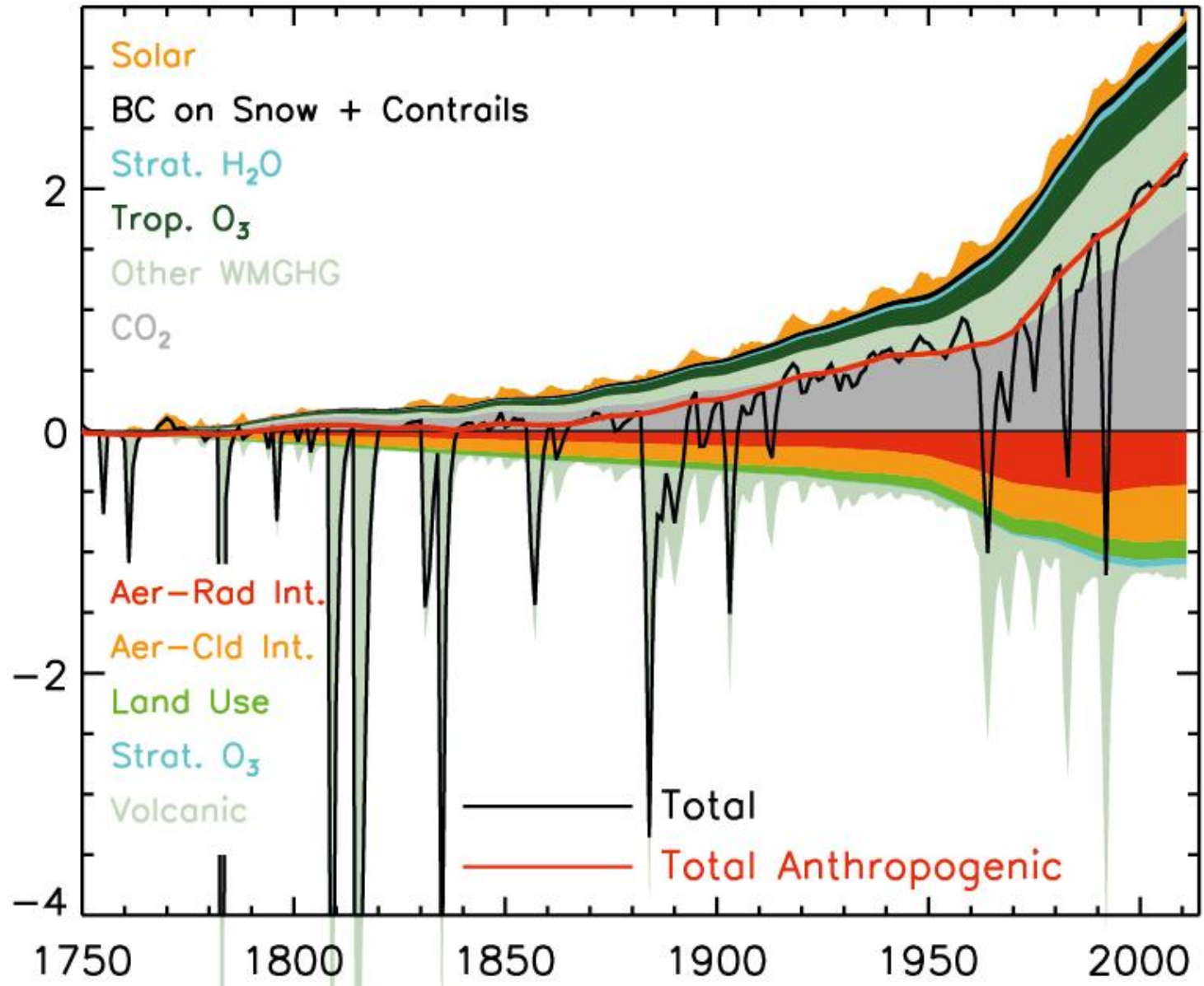


Zmiany w strukturze i dynamice atmosfery związane ze zmianami zachmurzenia na ocieplającej się Ziemi.

Radiative forcing by emissions and drivers



Effective Radiative Forcing (W m^{-2})



Zaliczenie przedmiotu

IPCC, 2013

1. Introduction
2. Observations: Atmosphere and Surface
3. Observations: Ocean
4. Observations: Cryosphere
5. Information from Paleoclimate Archives
6. Carbon and Other Biogeochemical Cycles
7. Clouds and Aerosols
8. Anthropogenic and Natural Radiative Forcing
9. Evaluation of Climate Models
10. Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional
11. Near-term Climate Change: Projections and Predictability
12. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility
13. Sea Level Change
14. Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change