

# **Fizyka Procesów Klimatycznych**

## **Wykład 10**

### **chmury**

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

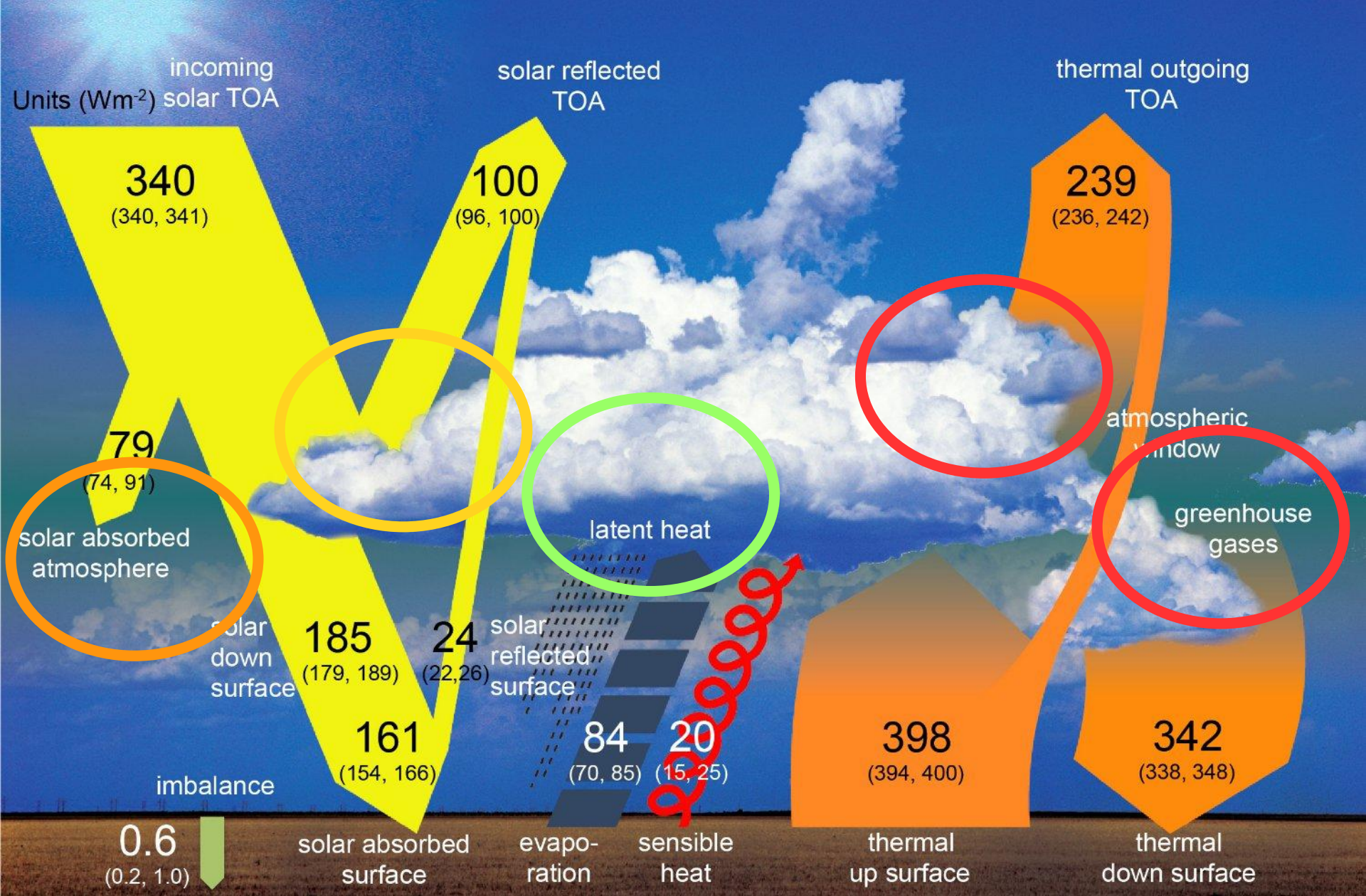
**dr hab. Krzysztof Markowicz**  
**Instytut Geofizyki, Wydział Fizyki**  
**Uniwersytet Warszawski**  
**kmark@igf.fuw.edu.pl**

**Wykorzystano slajdy dr Aleksandry Kardaś**

Chmury





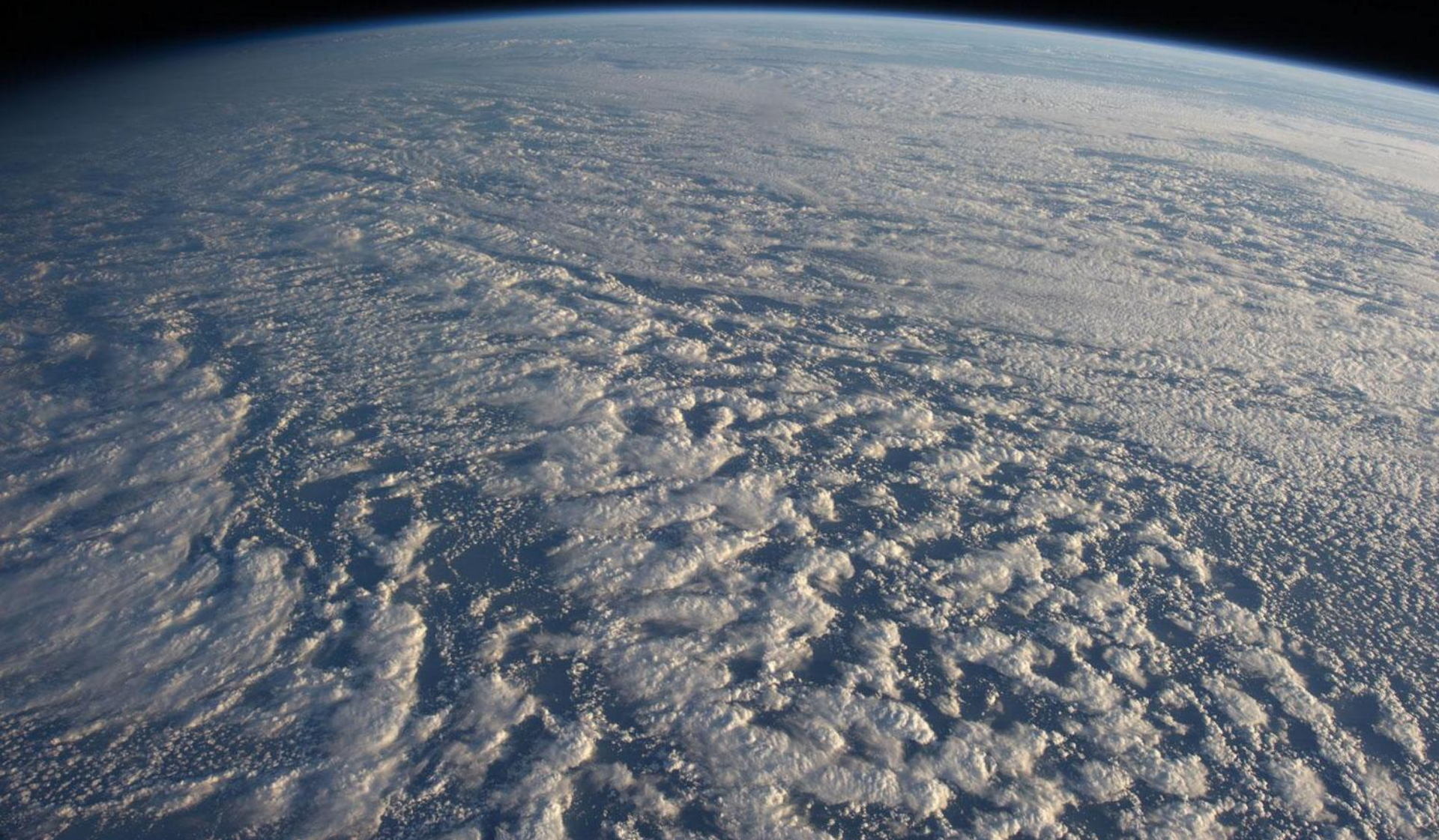


Uśredniony bilans energii systemu klimatycznego. Wartości w  $W/m^2$ .  
 W nawiasach zakres niepewności i zmienności.

<https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>

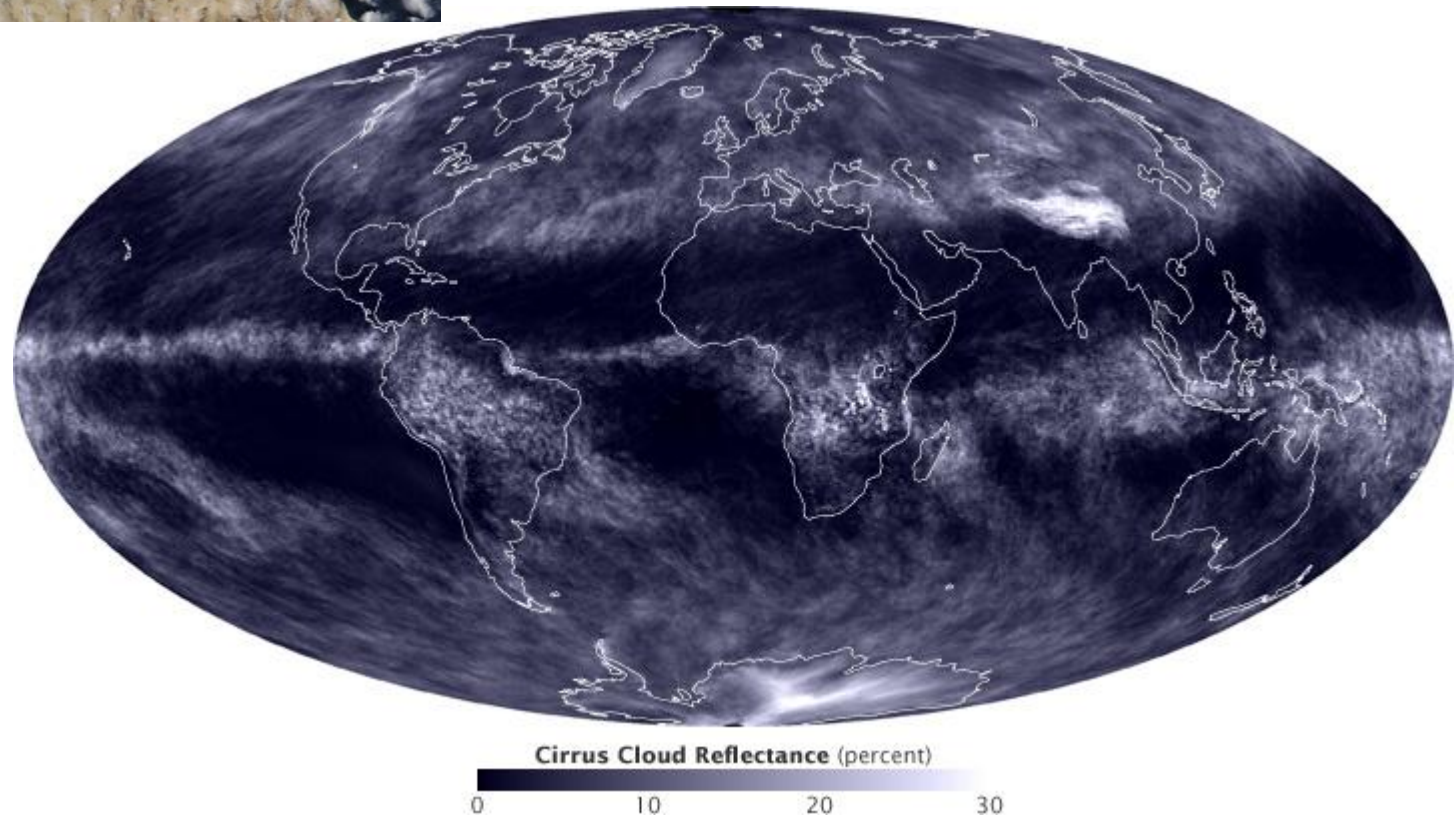


Chmury niskie:  
dominuje efekt albedo





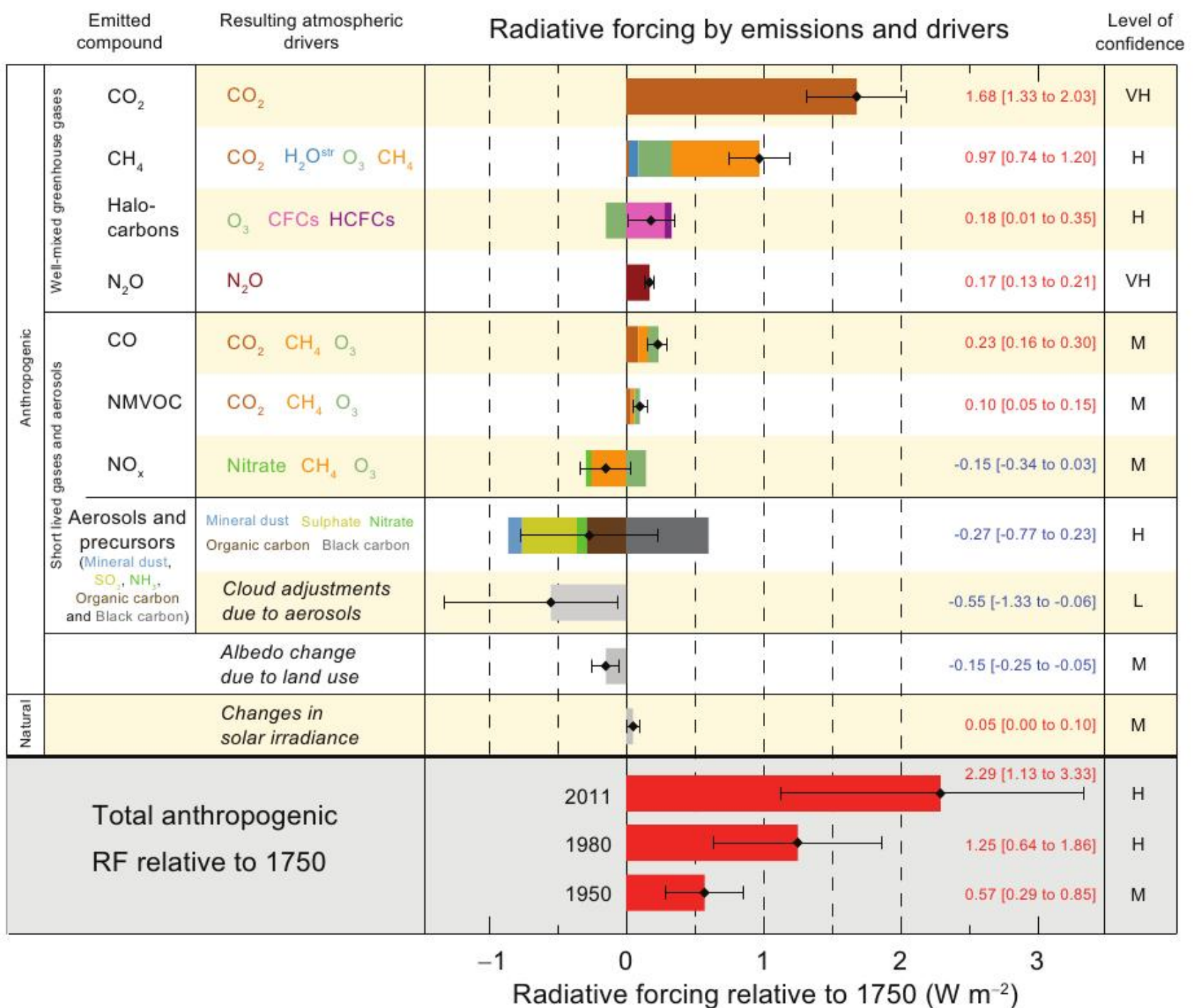
Chmury wysokie: ważny zarówno efekt cieplarniany jak i albedo



Chmury rozbudowane w pionie: ważne wszystkie efekty



# Radiative forcing by emissions and drivers



-1      0      1      2      3

Radiative forcing relative to 1750 (W m<sup>-2</sup>)



## Wróćmy do chmur...

Woda w atmosferze – domieszka do tzw. „powietrza suchego” występuje w trzech stanach skupienia - stałym, ciekłym i gazowym.

Przejścia pomiędzy tymi stanami mają swoje nazwy i tak - między stanem stałym i ciekłym topnienie i zamarzanie; między stanem ciekłym i gazowym - parowanie i kondensacja; między stanem gazowym a stałym - sublimacja i resublimacja.



Chmury powstają zawsze tam, gdzie temperatura powietrza ma niższą wartość niż temperatura punktu rosy, co umożliwia przemianę fazową – kondensację obecnej w powietrzu pary wodnej.

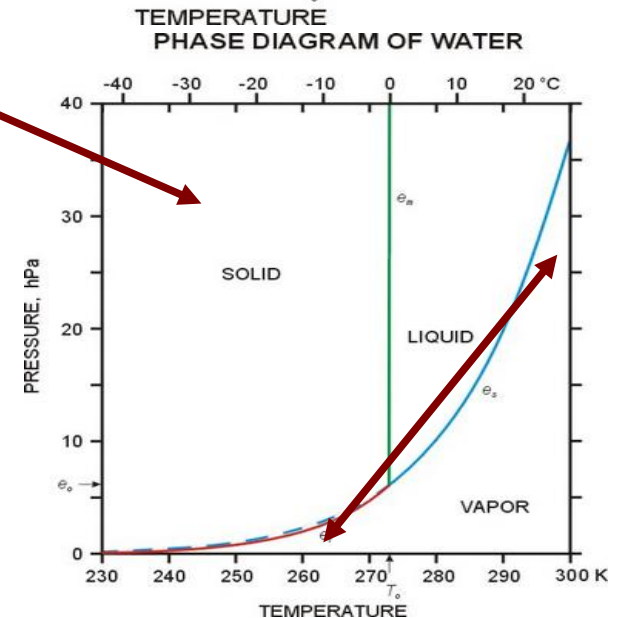
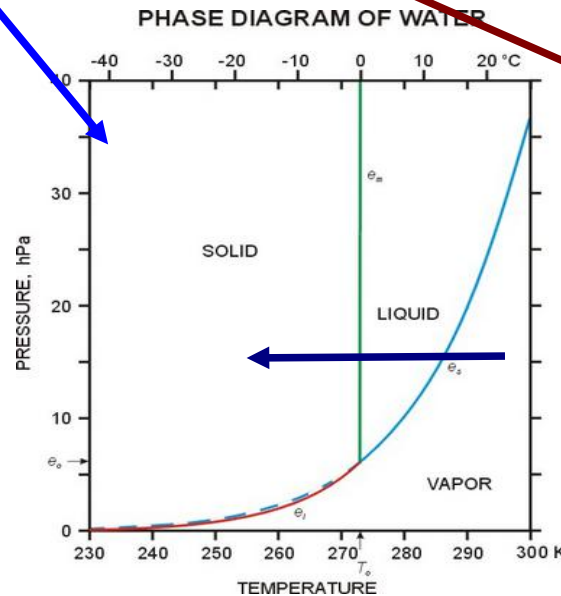
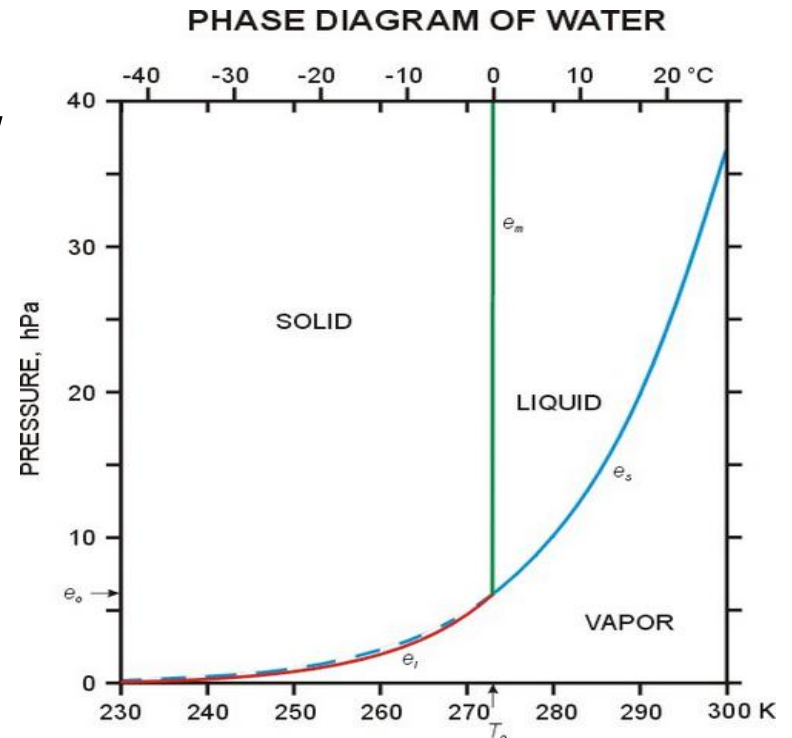
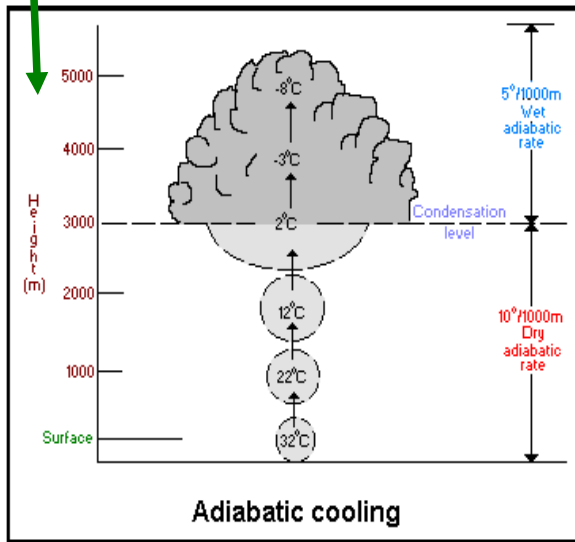


# Procesy fizyczne prowadzące do kondensacji pary wodnej obecnej w powietrzu:

rozprężanie adiabatyczne (np. w ruchach wstępujących);

ochładzanie izobaryczne (radiacyjne, przez przewodnictwo);

mieszanie izobaryczne.





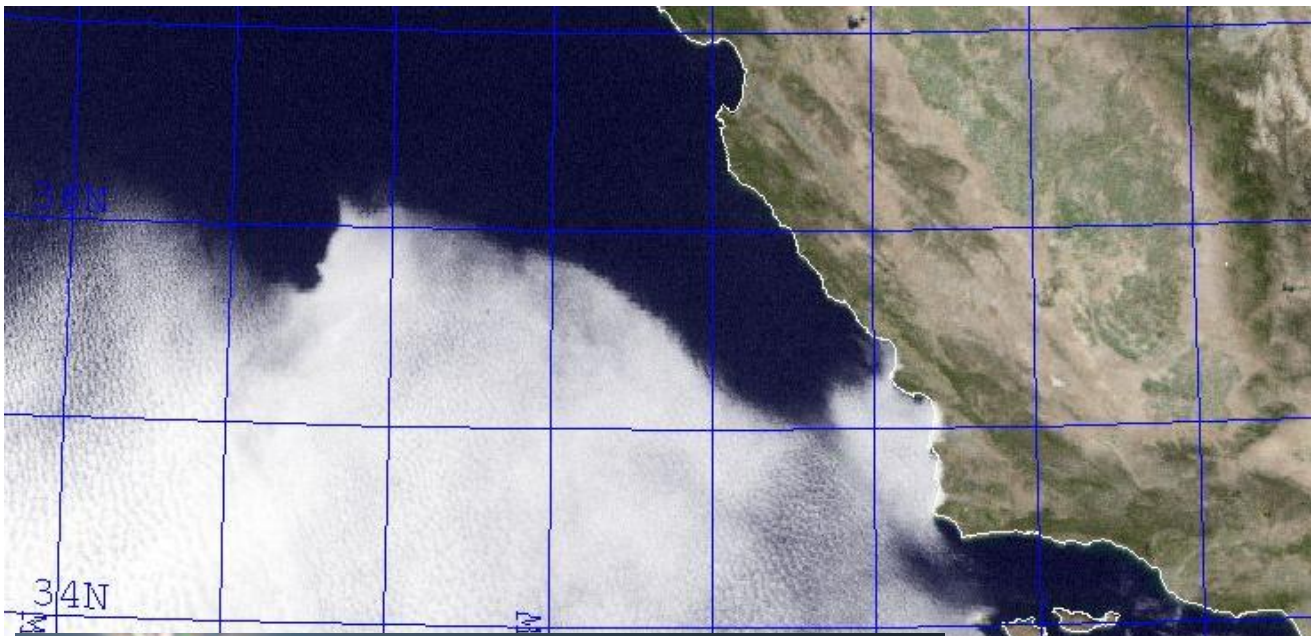
Formowanie się chmur wskutek adiabaticznego spadku ciśnienia.





Powstawanie  
chmur wskutek  
ochładzania  
izobarycznego

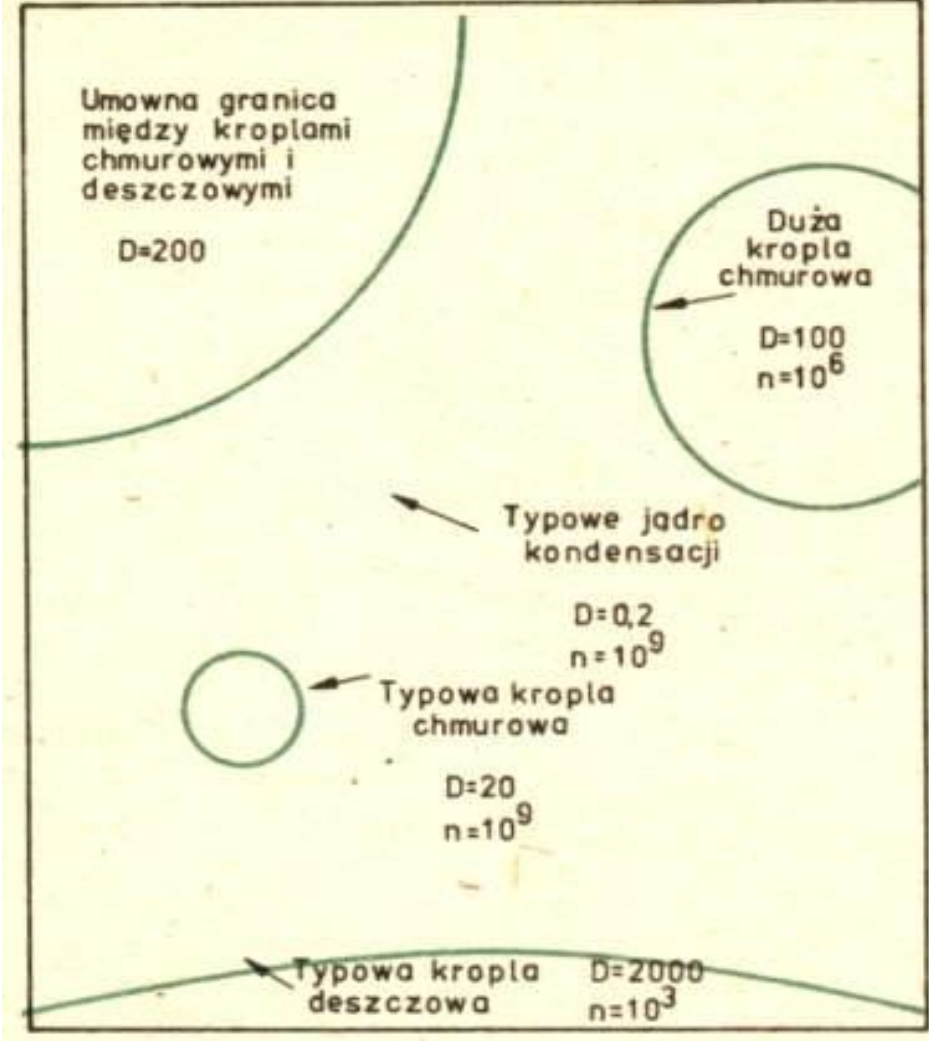
(na ogół wskutek  
wypromieniowania  
w podczerwieni).



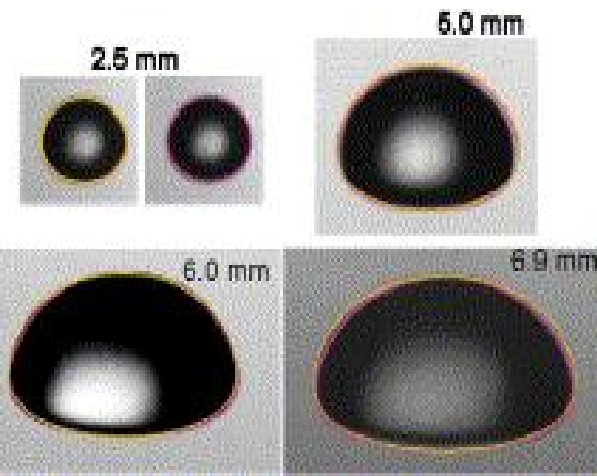
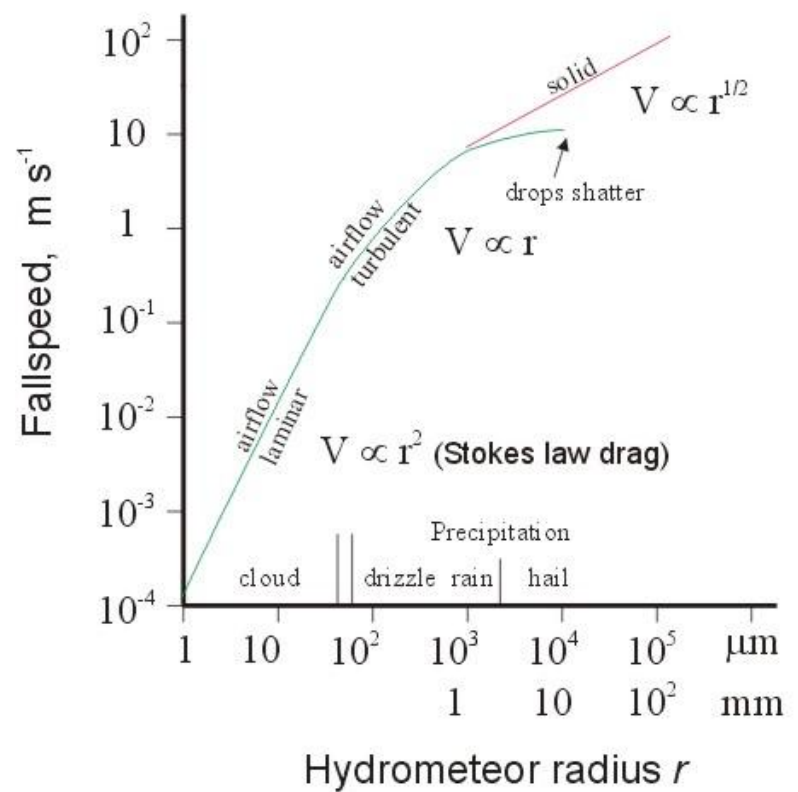
Powstawanie chmur wskutek mieszania izobarycznego dwóch mas powietrza o różnych temperaturach.



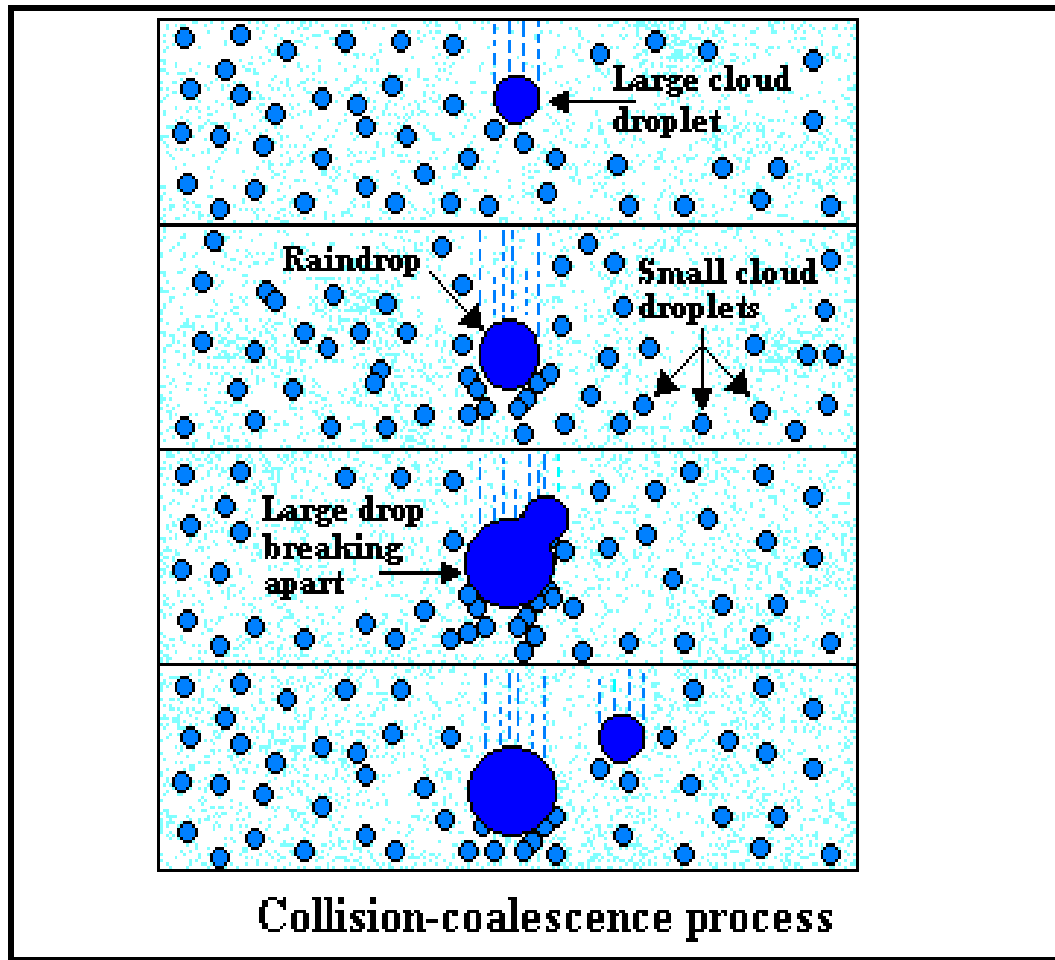




### CLOUD-PARTICLE FALLSPEEDS



# KROPLE CHMUROWE I OPADOWE

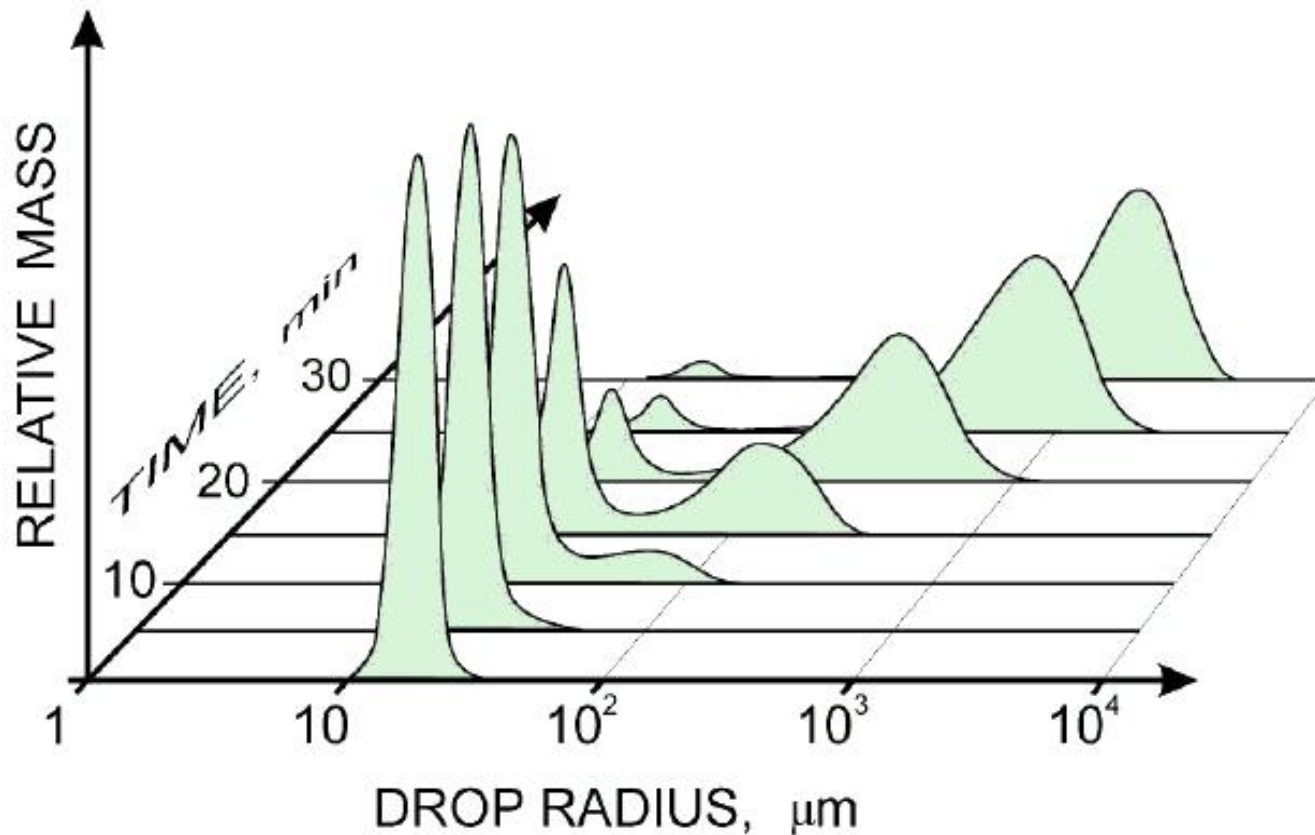


Masa typowej kropli deszczu jest MILION razy większa od masy kropli chmurowej powstałej w wyniku kondensacji.

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 zróżnicowanych rozmiarach (różnych prędkościach opadania)!

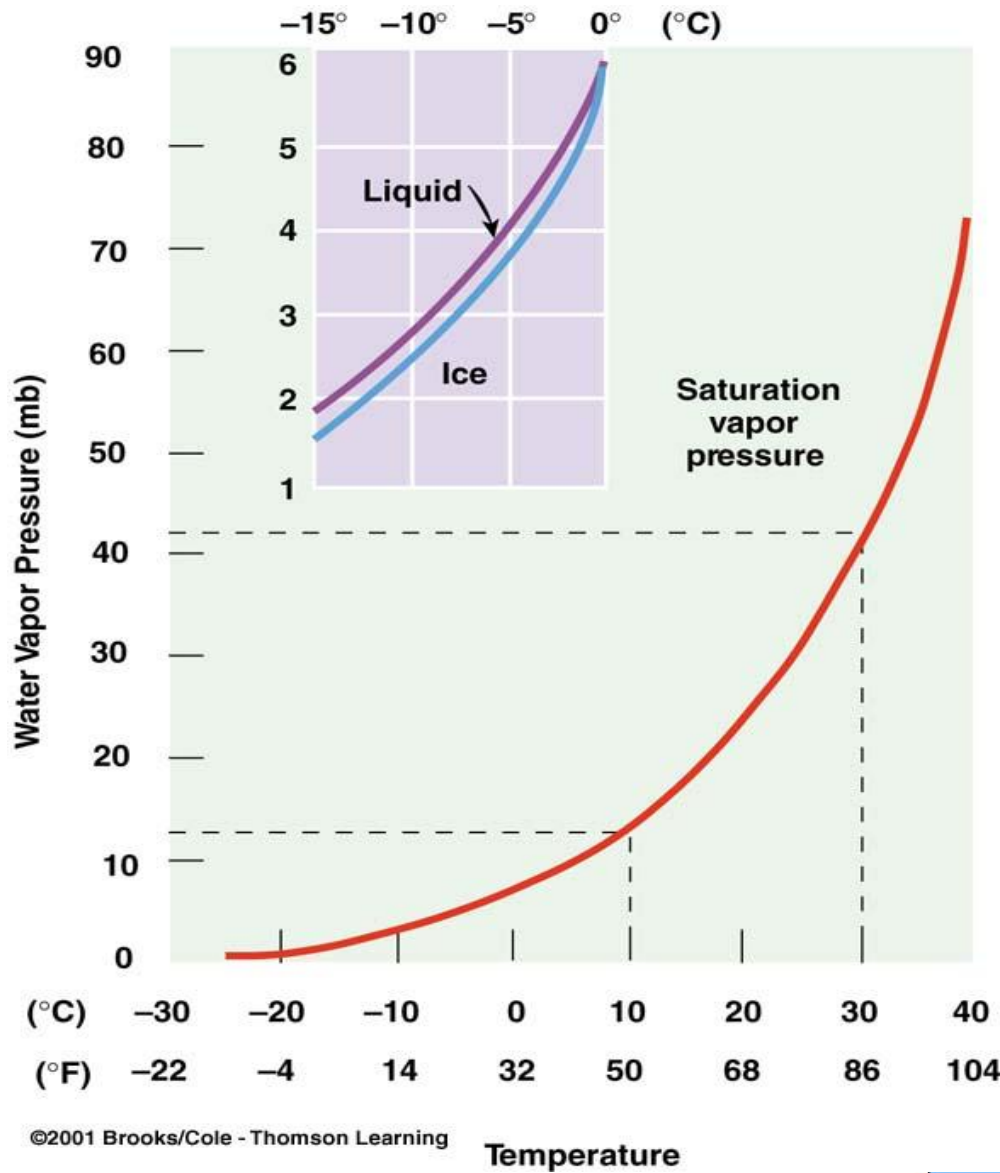


Powstawanie opadu w chmurze – ewolucja rozmiarów kropelek w wyniku koalescencji/koagulacji (zderzeń i zlewania się kropli)



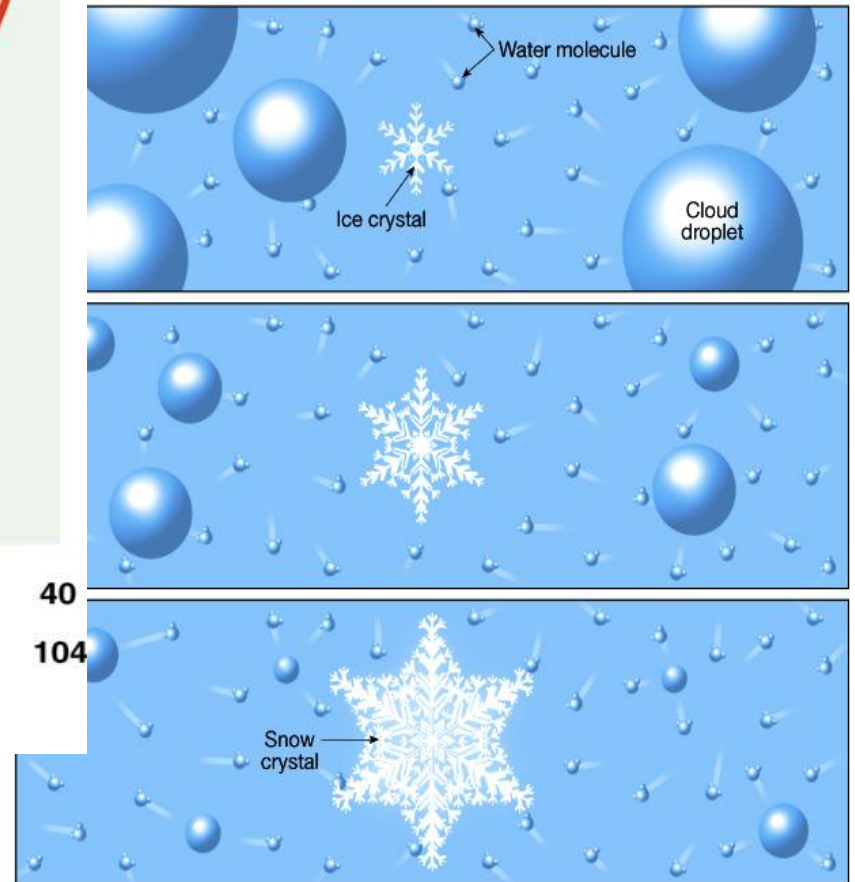
**Figure 3** Illustration of the evolution of a droplet size distribution during the onset of the collision-coalescence process. Figure adapted from Berry & Reinhardt (1974) and Lamb (2001), courtesy of D. Lamb, Penn State University.

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



©2001 Brooks/Cole - Thomson Learning

Temperature





Wzrost kryształków  
przez resublimację  
kosztem parowania  
przechłodzonych  
krop

Wzrost kryształków  
wskutek  
zderzeń/wyłapywani  
a przechłodzonych  
kropelek

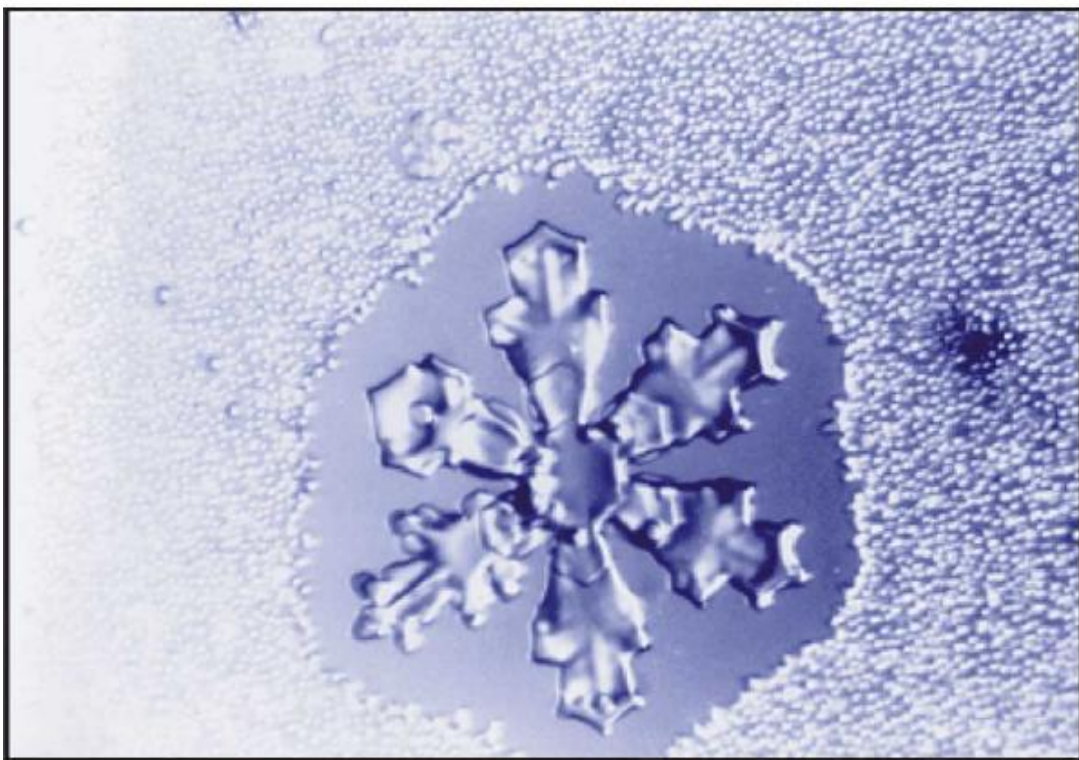
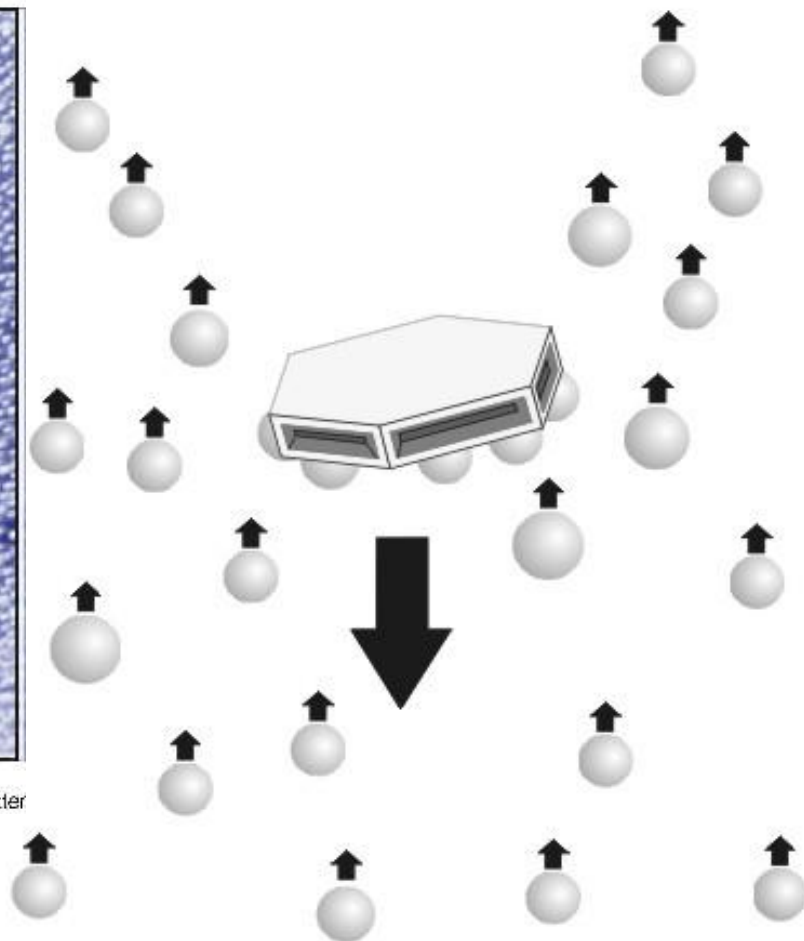
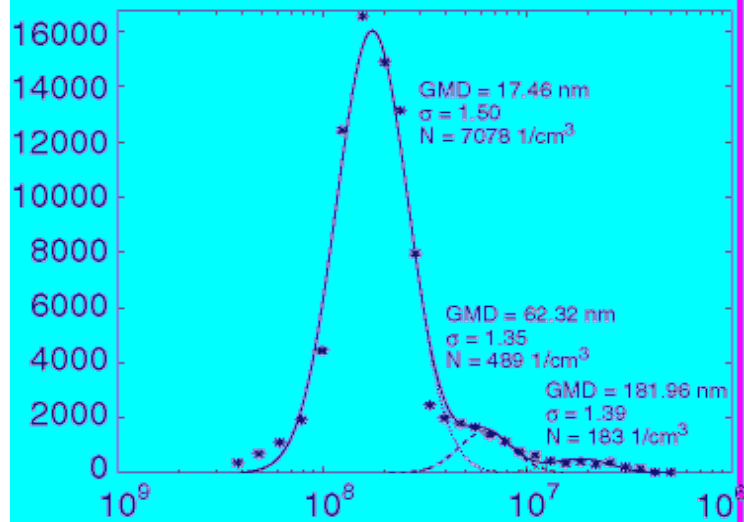


Photo by R. P. tier



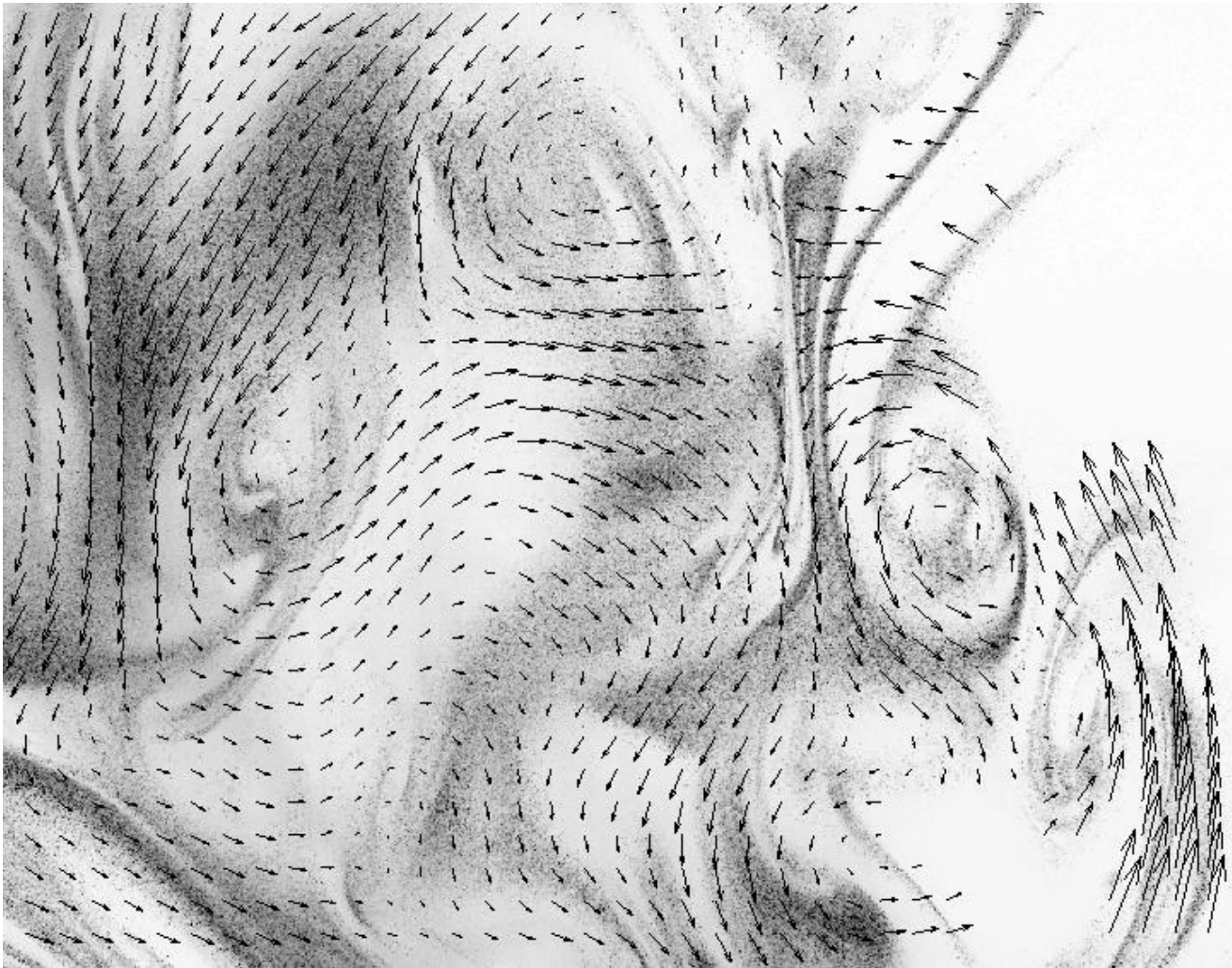
Hyytiälä 13.4.1996 15:39-15:49 p.m.



Jeszcze inny mechanizm:  
gigantyczne jądra kondensacji.



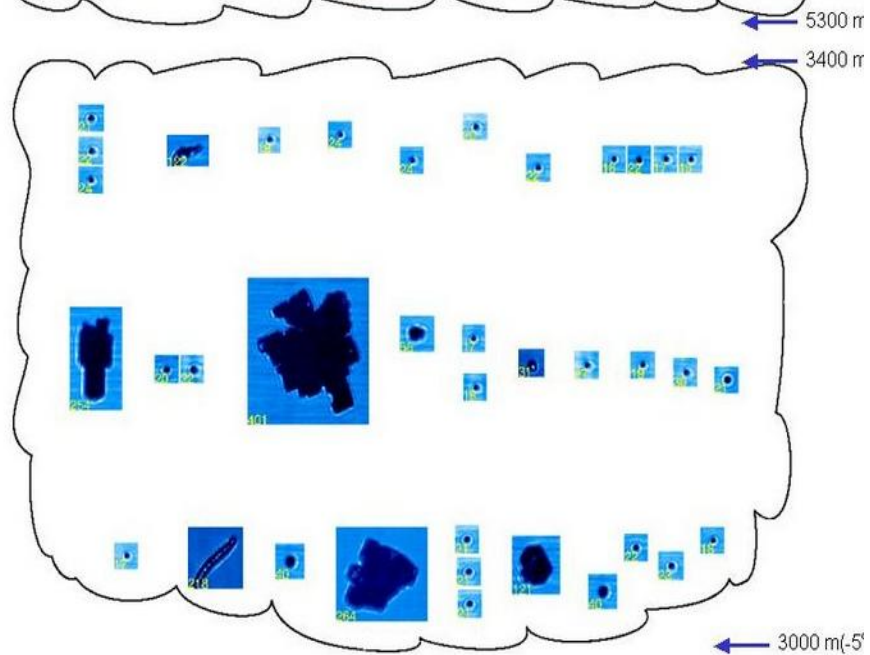
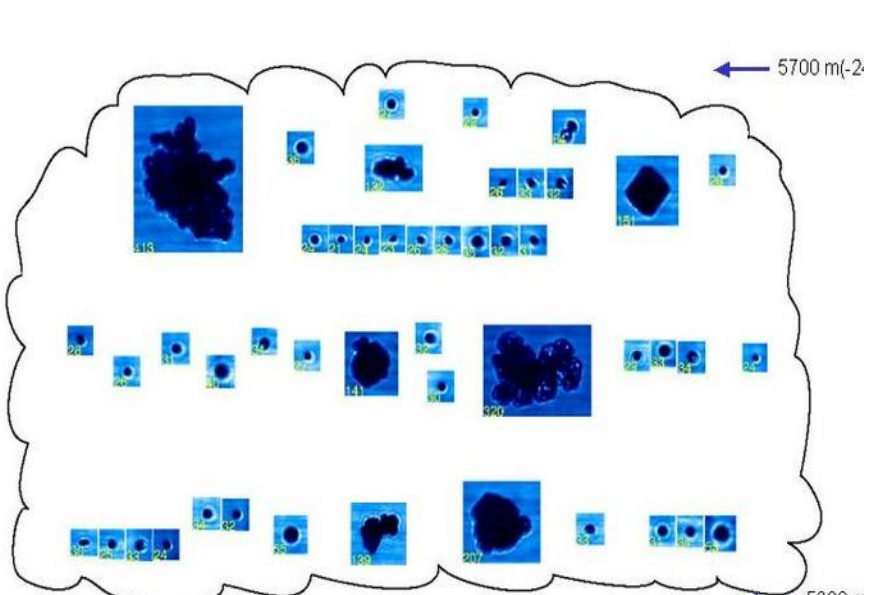




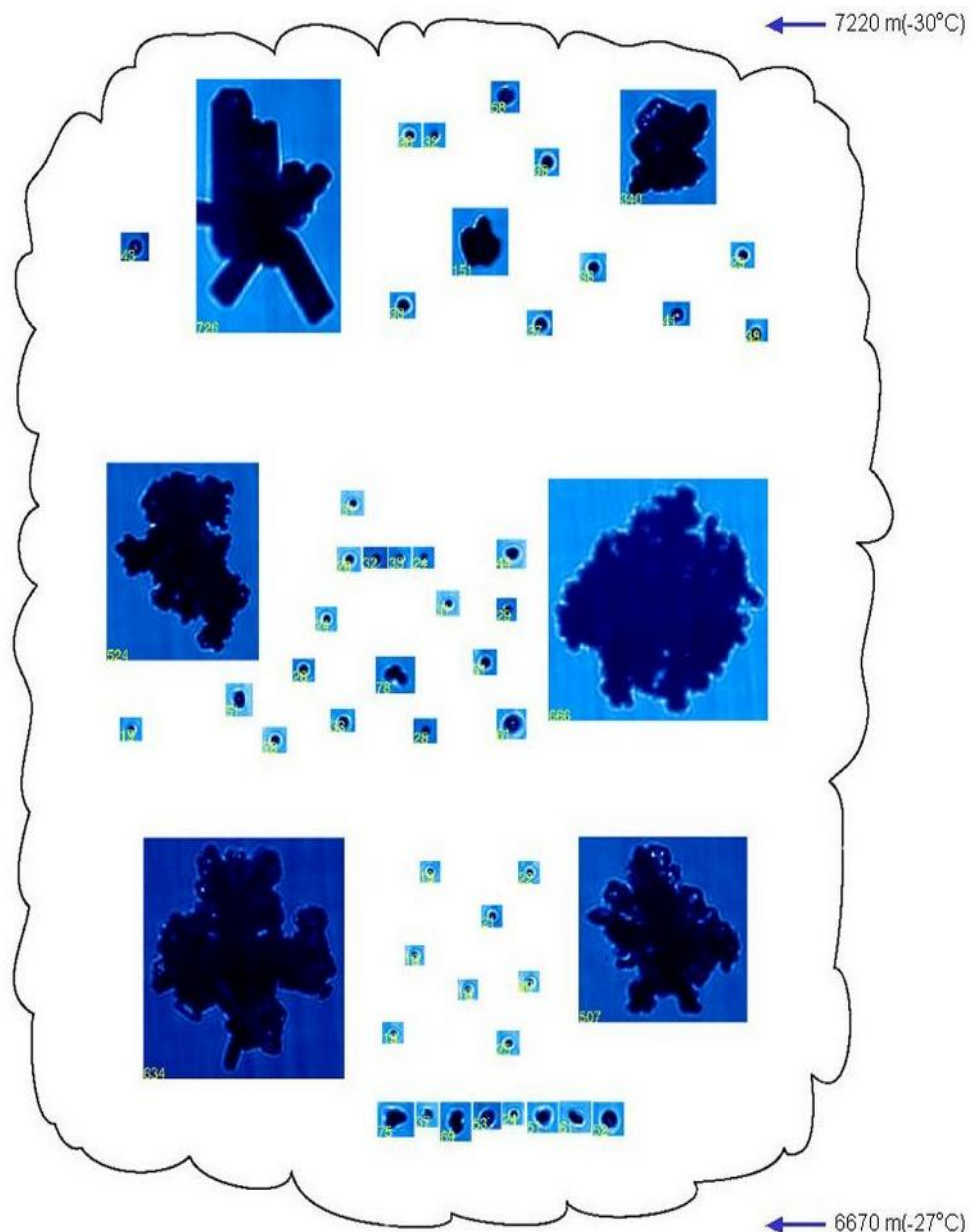
Jeszcze inne  
mechanizmy  
powstawania  
opadu związane  
z turbulencją:

preferential  
concentration,

mieszanie  
jednorodne i  
niejednorodne.



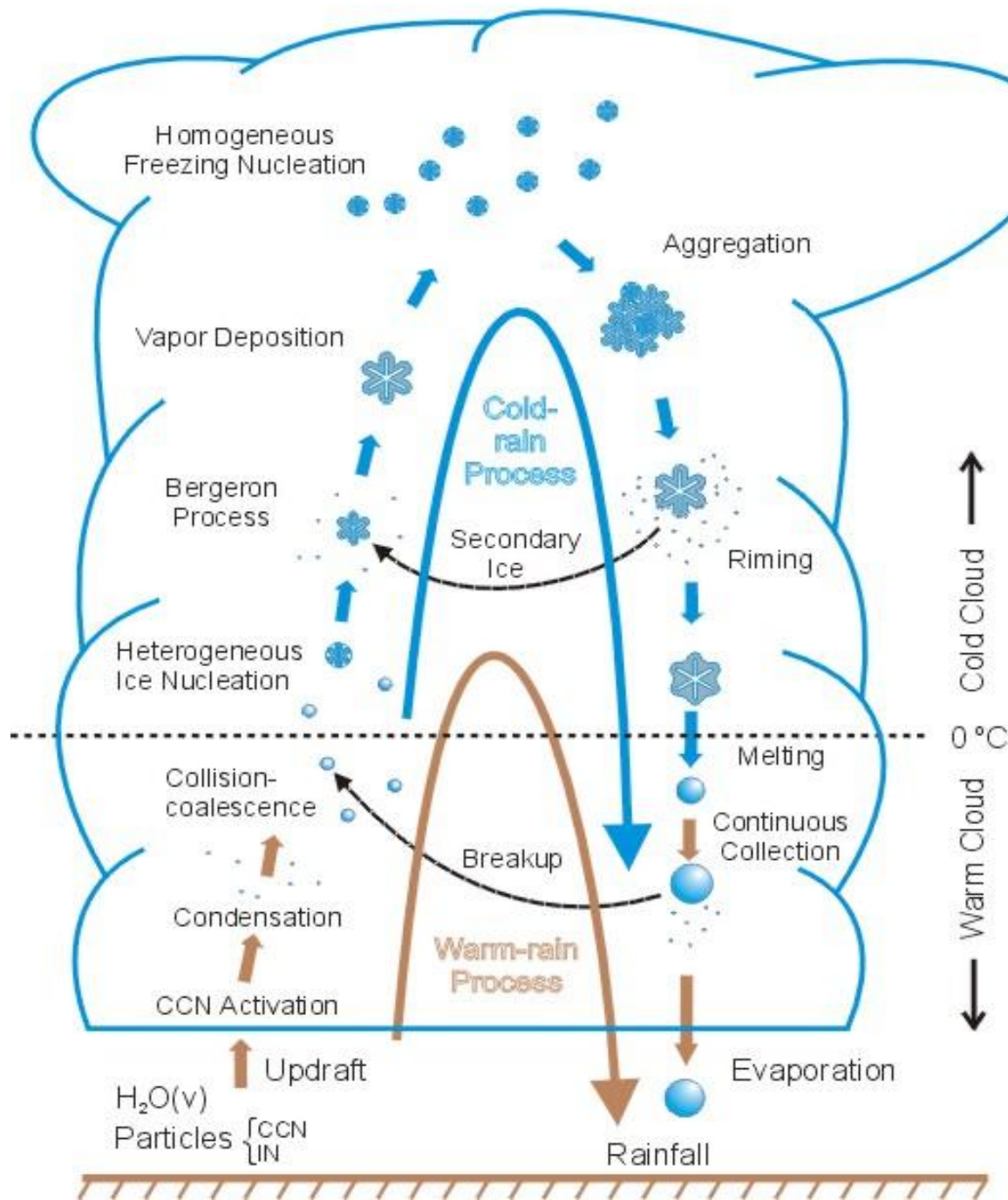
← 3000 m(-5°C)



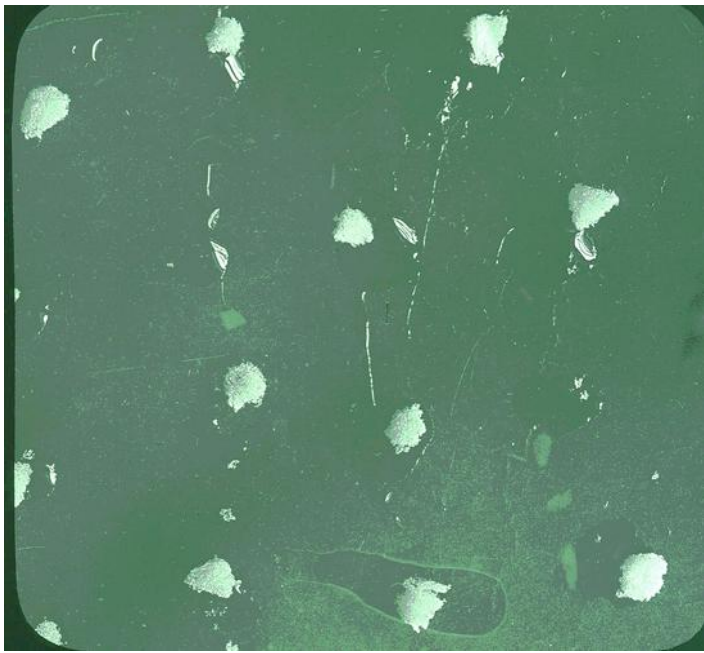
Cząstki chmurowe na różnych wysokościach zaobserwowane w warunkach naturalnych przyrządem CPI (Cloud Particle Imager, SPEC Inc.)



# PRECIPITATION MECHANISMS



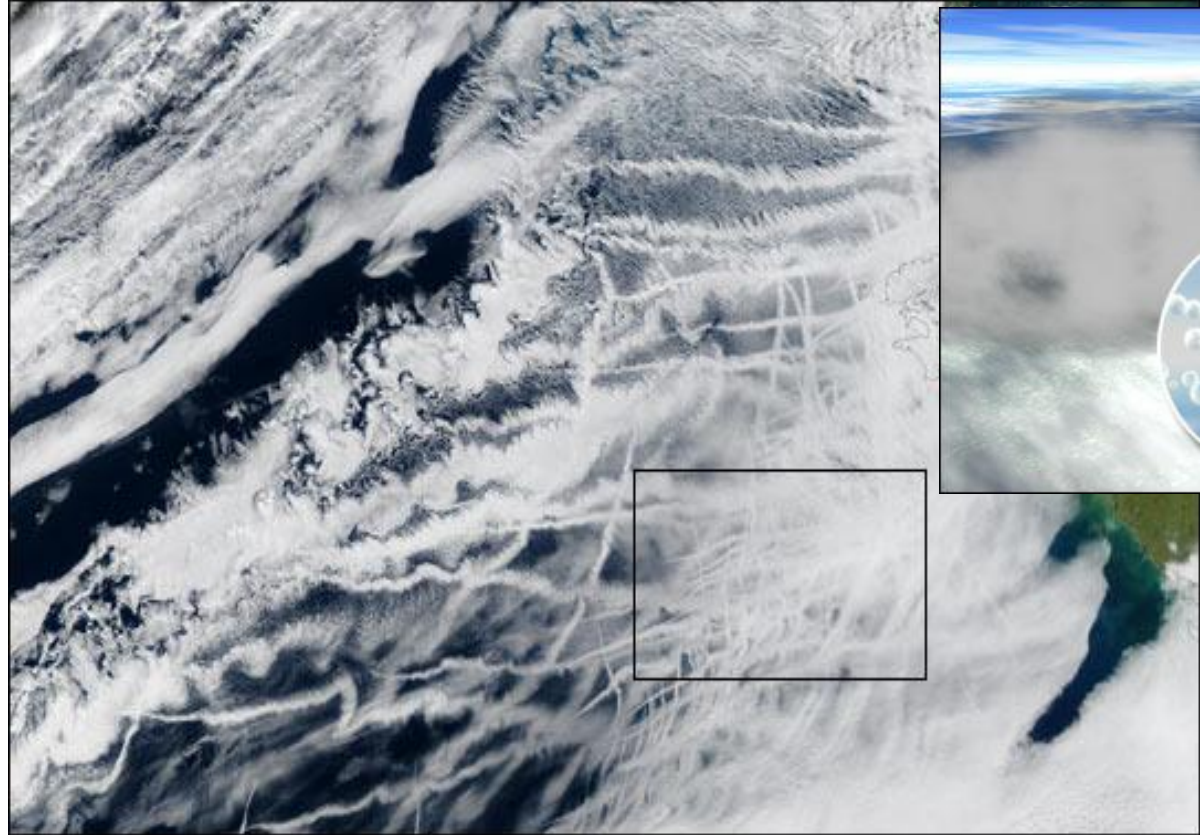
Mechanizmy opadowe



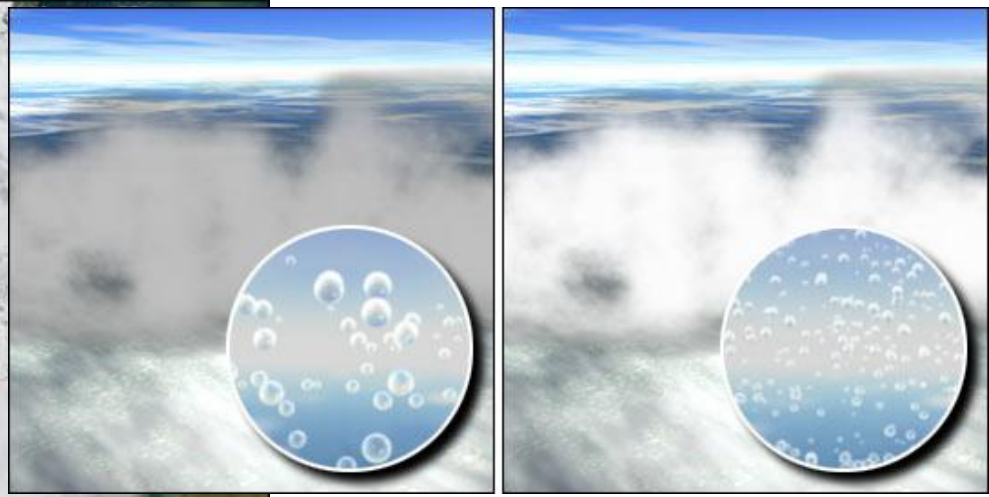
I co z  
tego  
wynika :)





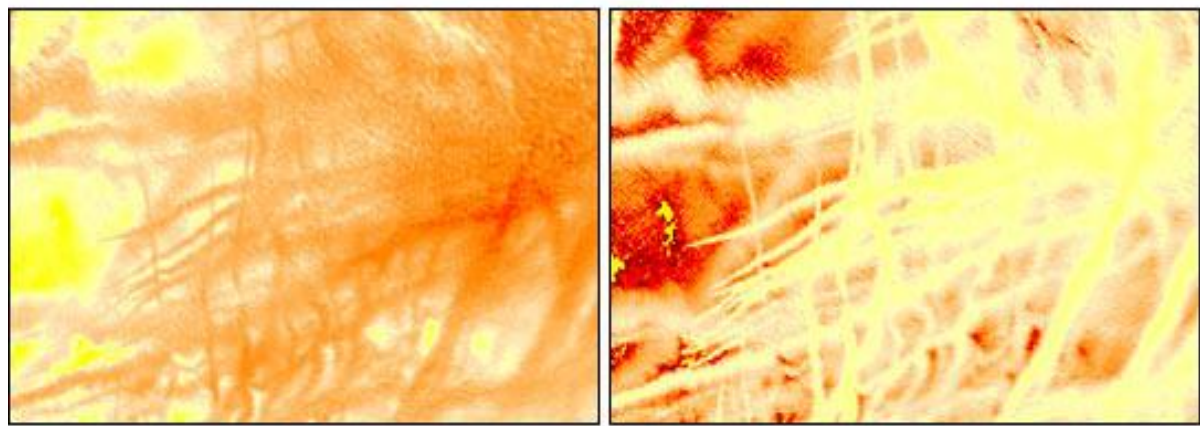


True Color



Wpływ aerozolu na budowę chmur (rozmiar kropelek) i w konsekwencji na ich własności radiacyjne:

tzw. pośrednie efekty aerozolowe:  
- pierwszy (albedo chmur)  
- drugi (czas życia chmur).

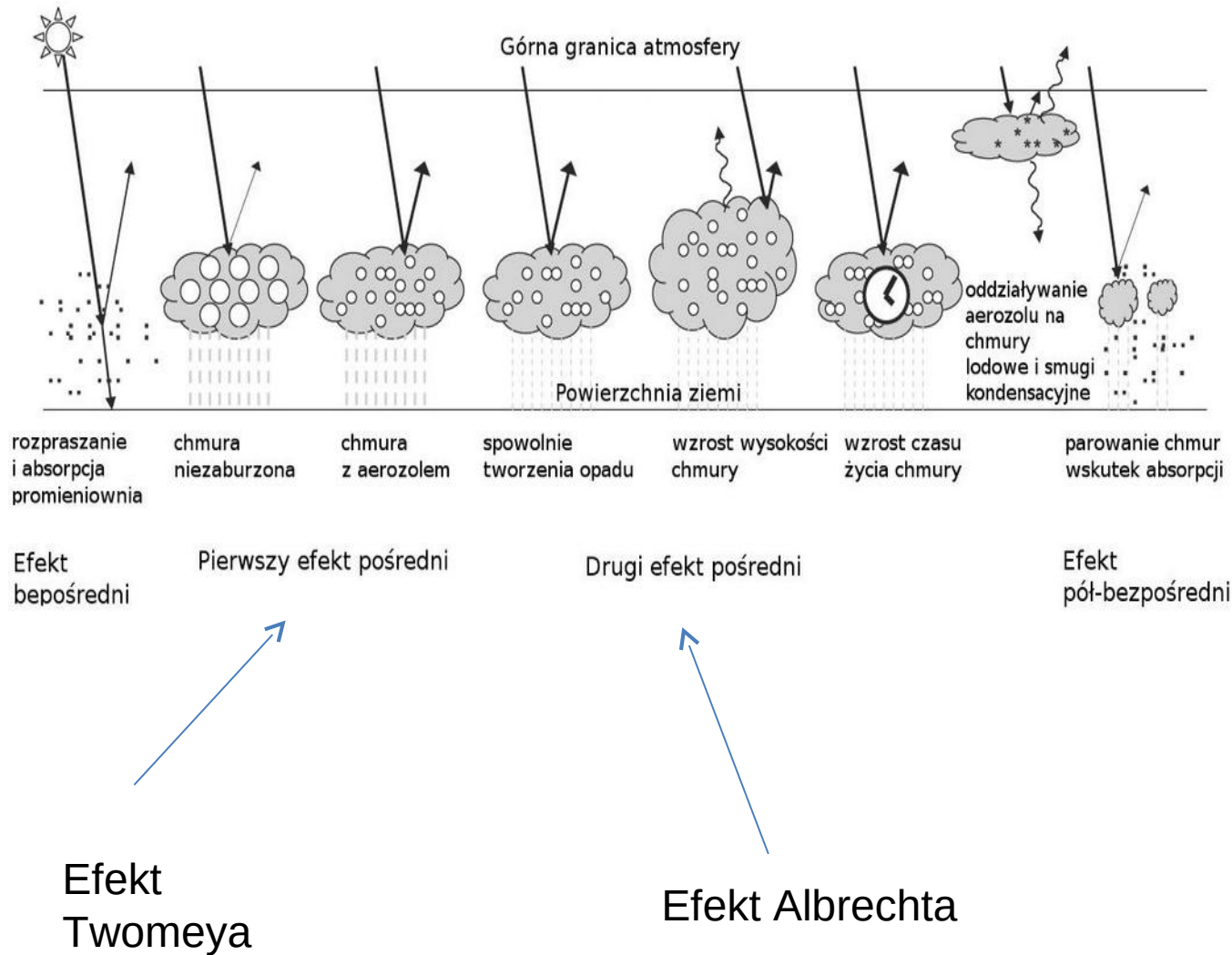


Optical Thickness

Effective Particle Radius ( $\mu\text{m}$ )

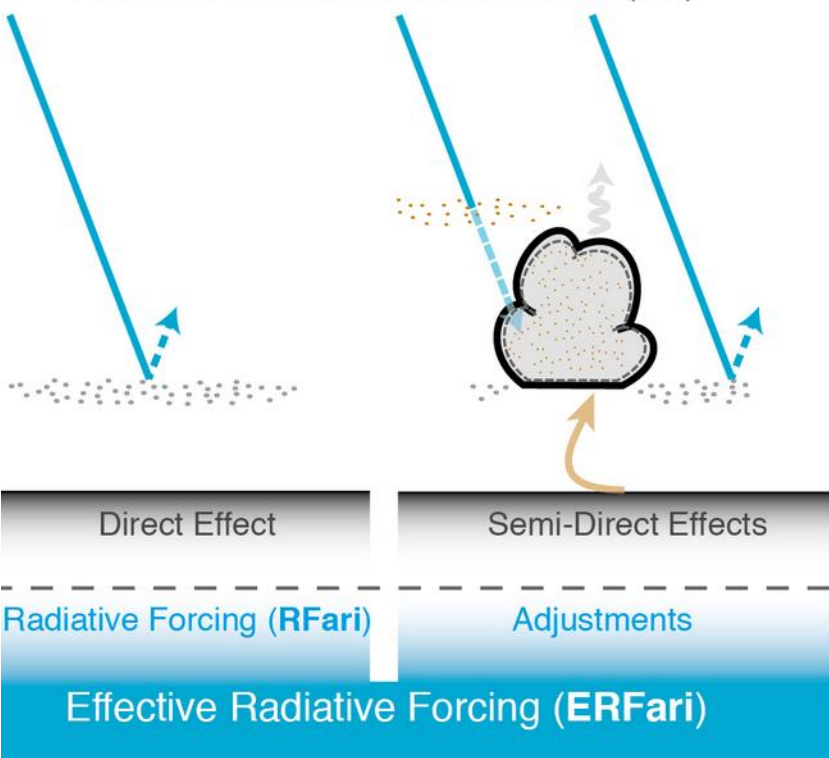


# Efekty aerozolowe

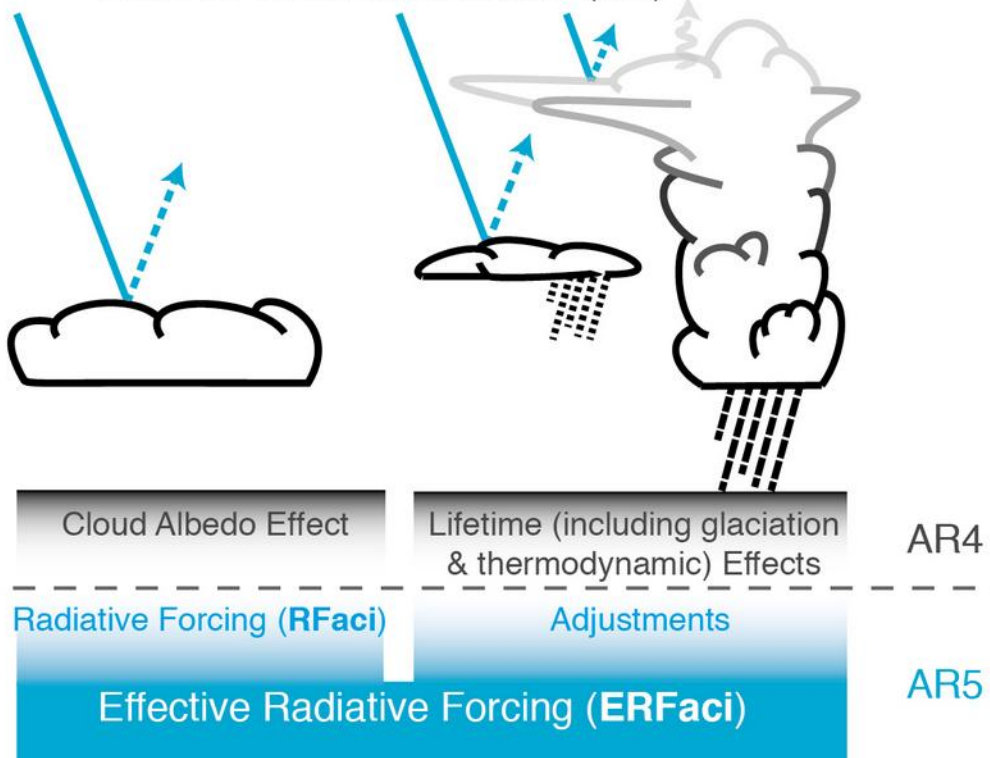


# Efekty aerozolowo-chmurowe wg. V Raportu IPCC

Irradiance Changes from  
Aerosol-Radiation Interactions (**ari**)



Irradiance Changes from  
Aerosol-Cloud Interactions (**aci**)



AR4

AR5



# Optyczny model chmury

Albedo chmury w przybliżeniu dwustrumieniowym:

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

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

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

Rozważmy jednorodną chmurę o grubości  $h$ , koncentracji kropeł  $N_0$  i promieniu kropeł  $r$ , wtedy grubość optyczna wynosi:

$$\tau = h\pi\bar{r}^2 Q_{\text{ext}} N_0$$

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

Wyznaczymy zależność albedo chmur  $R$  od koncentracji kropelek  $N_o$  przy stałej zawartości wody ciekłej (LWC)

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

Zakładając, że LWC nie zależy od wysokości

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

stąd  $\frac{1}{\bar{r}} = - \frac{dN_o}{3N_o}$  pamiętając że  $\tau = h\pi\bar{r}^2 Q_{ext} N_o$

obliczmy wielkość

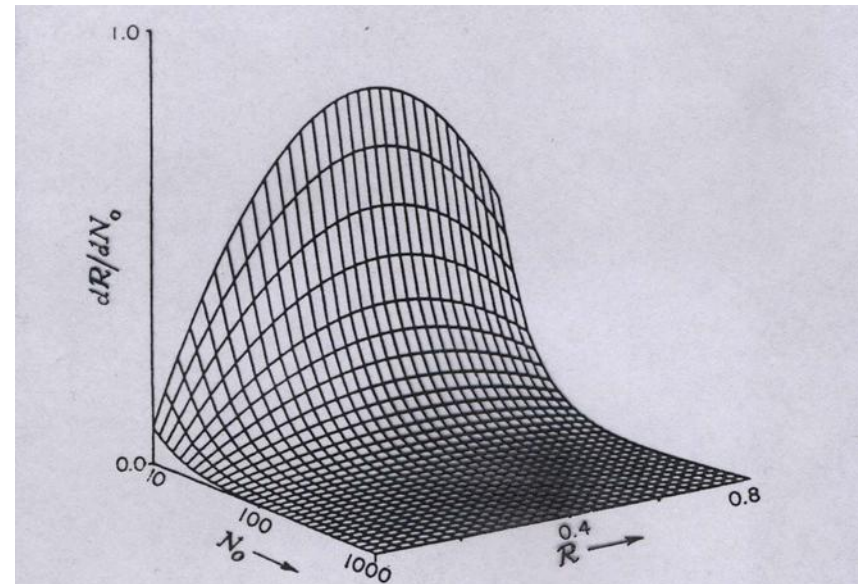
$$\frac{d\tau}{\tau} = \frac{2\pi h (dN_o \bar{r}^2 + 2\bar{r} N_o)}{2\pi h N_o \bar{r}^2} = \frac{dN_o}{N_o} + \frac{2}{\bar{r}} \quad \frac{d\tau}{\tau} = \frac{dN_o}{N_o} - \frac{2}{3} \frac{dN_o}{N_o} = \frac{1}{3} \frac{dN_o}{N_o}$$

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

ostatecznie  $\left(\frac{dR}{dN_0}\right)_{LWC} = \frac{dR}{d\tau} \frac{d\tau}{dN_0} = \frac{13}{(\tau + 13)^2} \frac{1}{3} \frac{\tau}{N_0} = \frac{13}{3N_0} R \frac{1}{\tau + 13}$

$$\left(\frac{dR}{dN_0}\right)_{LWC} = \frac{R}{3N_0} \frac{13R}{\tau} = \frac{R(1 - R)}{3N_0}$$

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  $dR/dN_0$  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 kropeł, grubości pionowej 400 metrów, przy czym pierwsza składa się z kropełek wody o promieniu  $r_1 = 10 \mu\text{m}$  i koncentracji  $N_1 = 1000 \text{ 1/cm}^3$ , zaś druga z kropeł o promieniu  $r_2 = 20 \mu\text{m}$ .

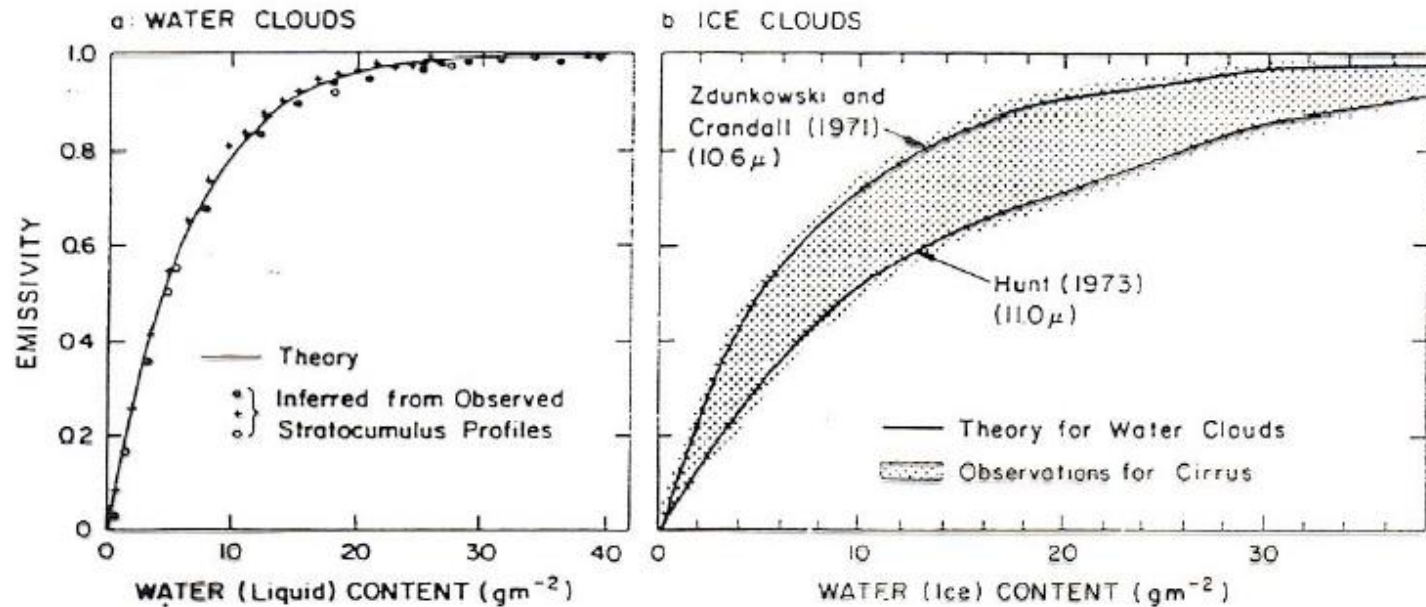
Zakładając, że wodność obu chmur jest identyczna możemy wyznaczyć koncentracje kropeł w drugiej chmurze na ( $N_2 = 125 \text{ 1/cm}^3$ )

- Stosując teorię rozpraszania Mie wyznaczamy parametry asymetrii dla obu chmur. Wynoszą one odpowiednio 0.86 i 0.87.
- Grubość optyczne chmur wynoszą odpowiednio: 188 i 94
- Albedo chmur wynosi odpowiednio: 0.93 i 0.86.

# Wpływ chmur na klimat

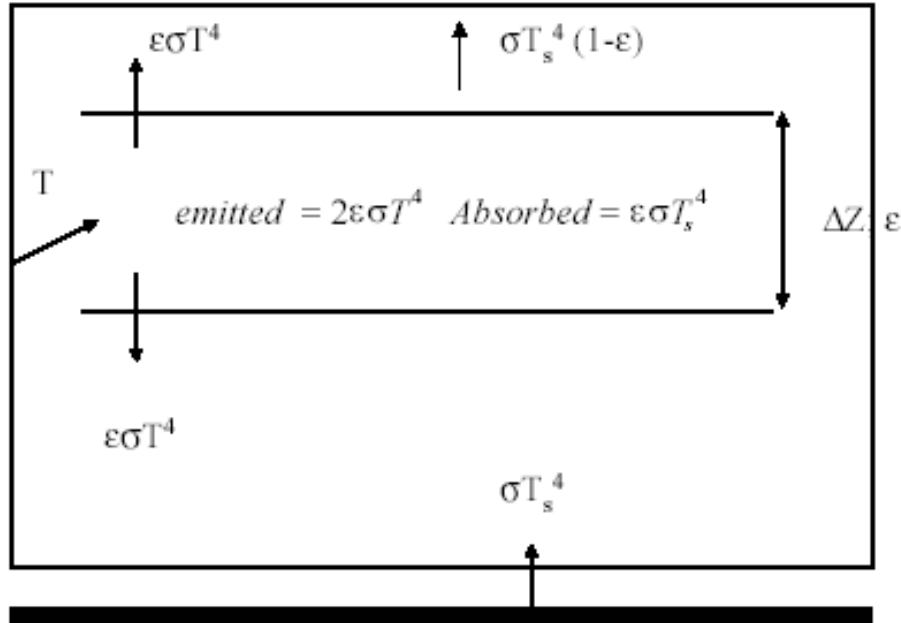
- Chmury pokrywają około 50% powierzchni Ziemi, dlatego, też są one bardzo ważne z klimatycznego punktu widzenia.
- Chmury zwiększają albedo planetarne od 14 do 30%.
- Z drugiej zmniejszają ucieczkę promieniowania długofalowego w przestrzeń kosmiczną zapobiegając w ten sposób utracie energii.
- Wpływ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

# Czy chmury są doskonale czarne w podczerwieni?





# 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  $T_{\text{base}}$  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 postawy 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

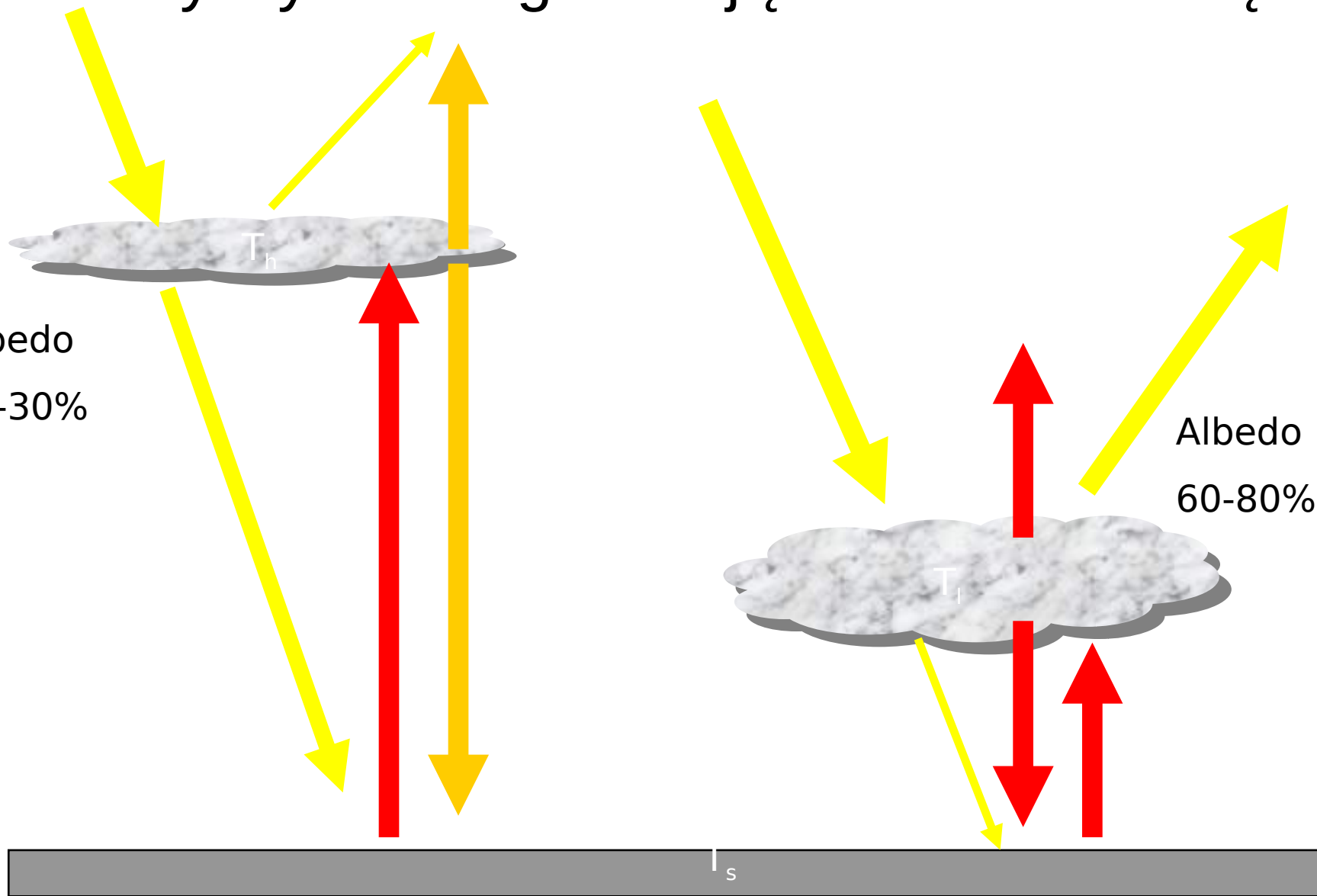
$$N_{\text{top}} \approx \sigma(T_{\text{top}}^4 - \epsilon T_a^4)$$

- Ponieważ w chmurze gradient temperatury z wysokością jest gradientem wilgotnoadiabaticznym (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/m<sup>2</sup>.
- Zauważmy, że z definicji strumieni netto wynika, że podstawa chmury jest słabo grzana (16 W/m<sup>2</sup>), zaś wierzchołek chmury silnie chłodzony (211 W/m<sup>2</sup>).
- Zatem, chmura jest silnie chłodzona jako całość (196 W/m<sup>2</sup>).
- 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...



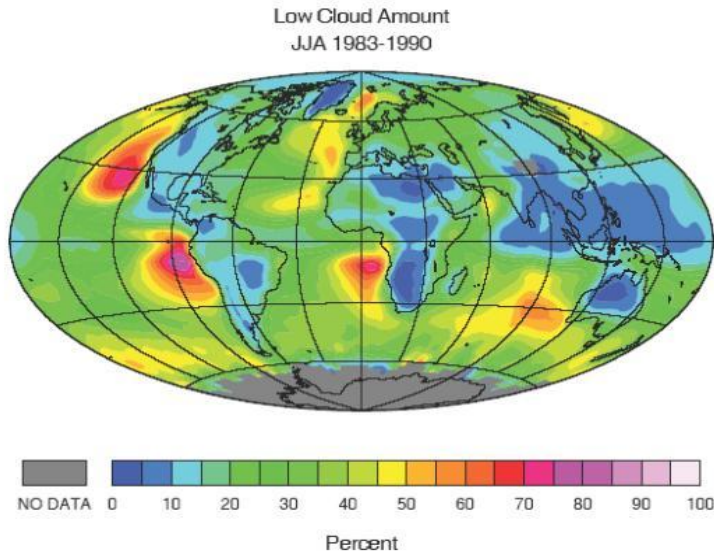
$$T_s \approx T_l \quad T_s \gg T_h$$

# Wpływ chmur Scu na globalny bilans radiacyjny

Występowanie Scu:

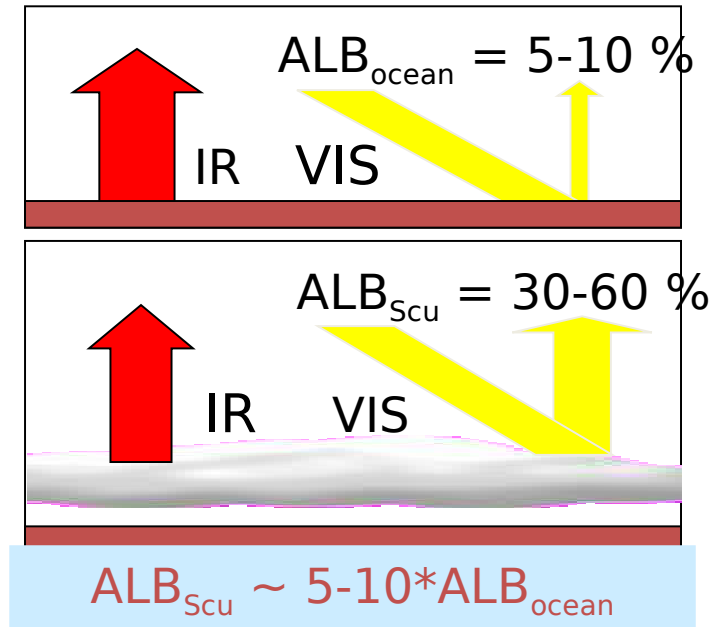
+

Własności radiacyjne :



Hartmann (1992)

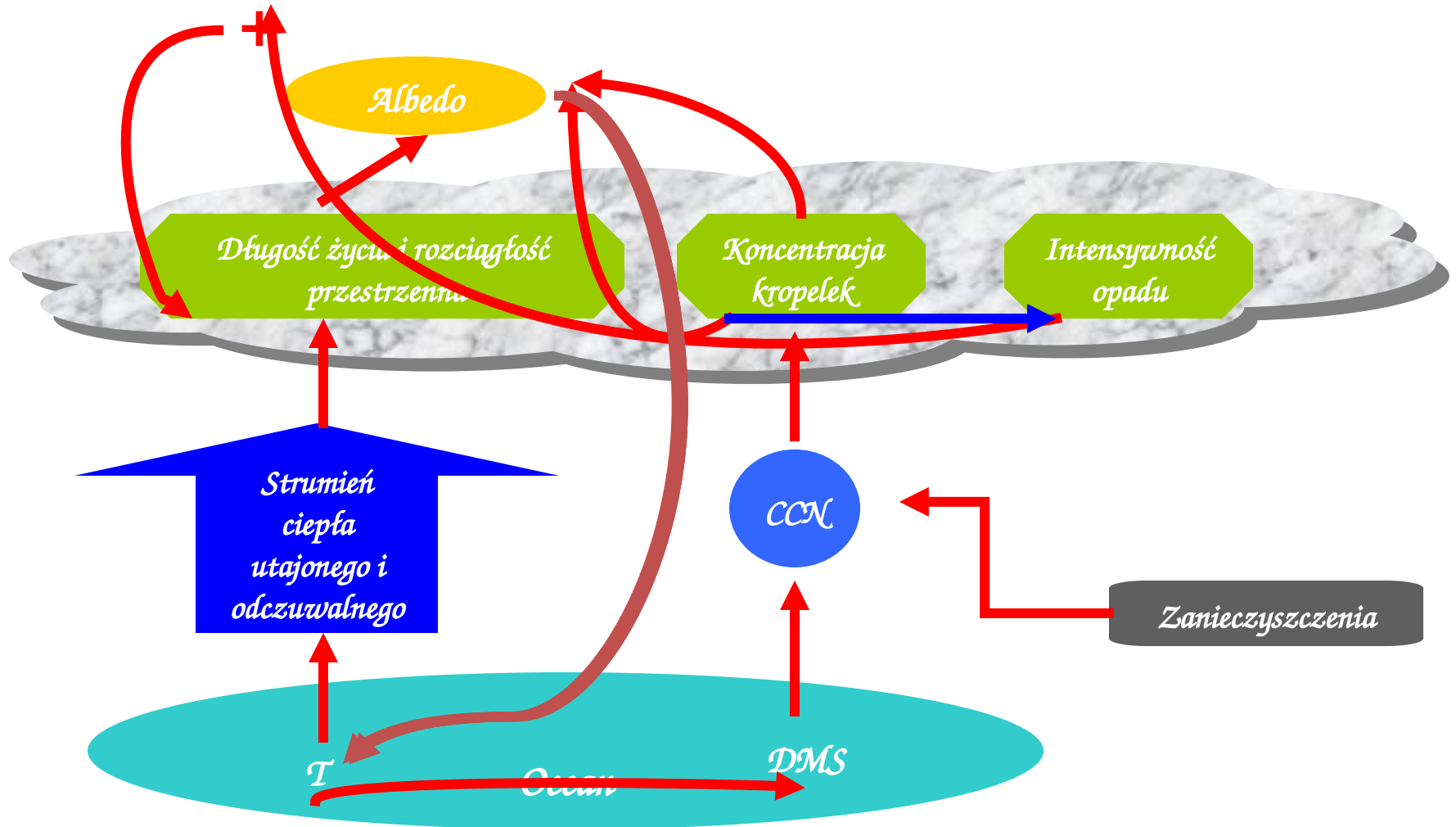
~ 20-30 % powierzchni oceanów  
(Warren et al., 1986)



→ Ujemne wymuszenie radiacyjne

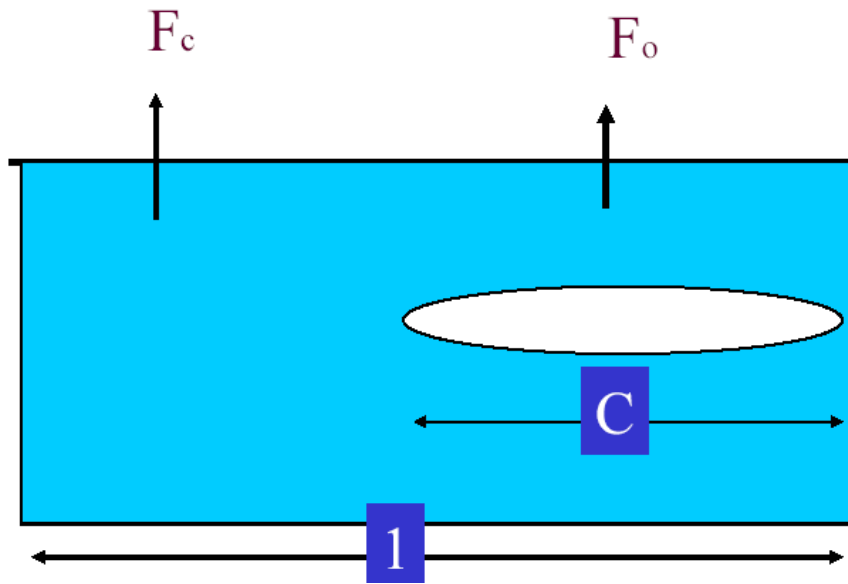
~ 3-4 % strumienia promieniowania słonecznego otrzymywanego średnio przez układ Ziemia-Atmosfera

# Sprzężenia zwrotne związane z oddziaływaniem aerozol chmura





# Wymuszanie radiacyjne chmur

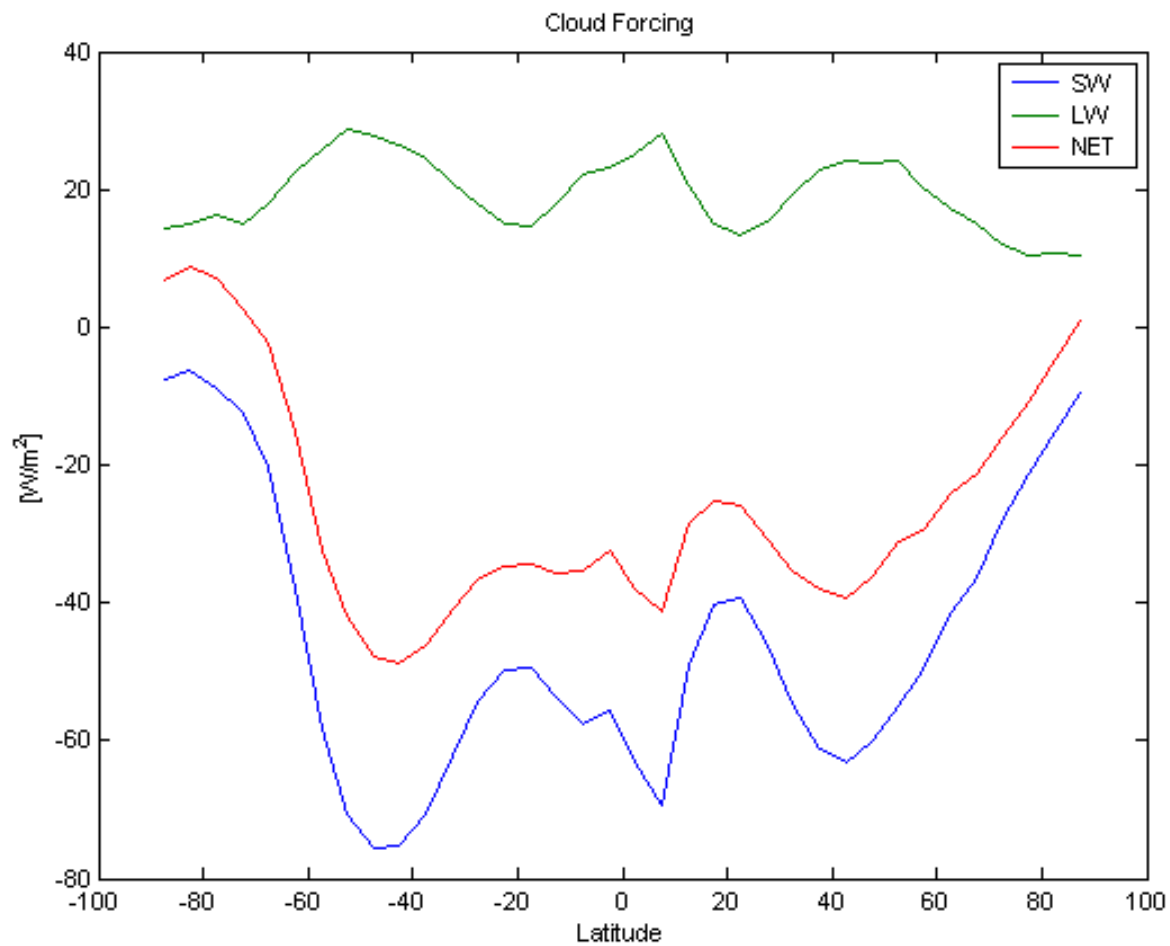


- Jeśli przez  $F$  oznaczymy strumień promieniowania zdefiniowany jako sumę promieniowania bezchmurnego nieba oraz obszaru pokrytego chmurami  $F = F_c(1 - C) + F_o C$  to wymuszenie radiacyjne chmur można zapisać w postaci

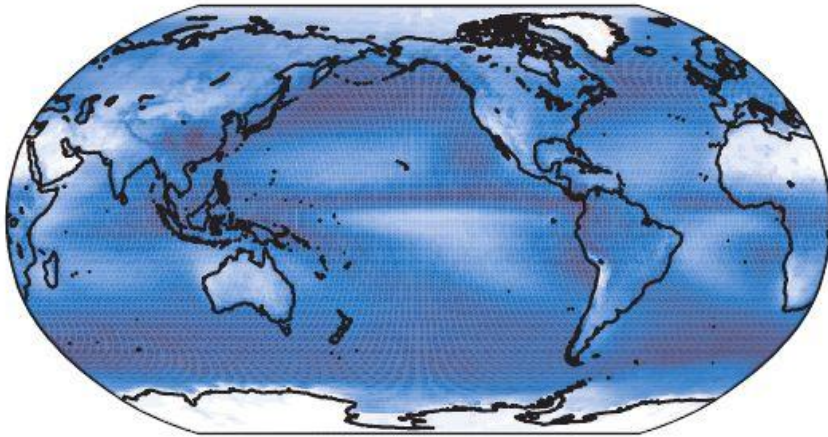
$$C_{\text{Forcing}} = F - F_c = C(F_o - F_c)$$

- gdzie  $C$  jest częścią obszaru pokrytego przez chmury,  $F_c$  strumieniem promieniowania czystego nieba, zaś  $F_o$  strumieniem promieniowania związanym z chmurami.

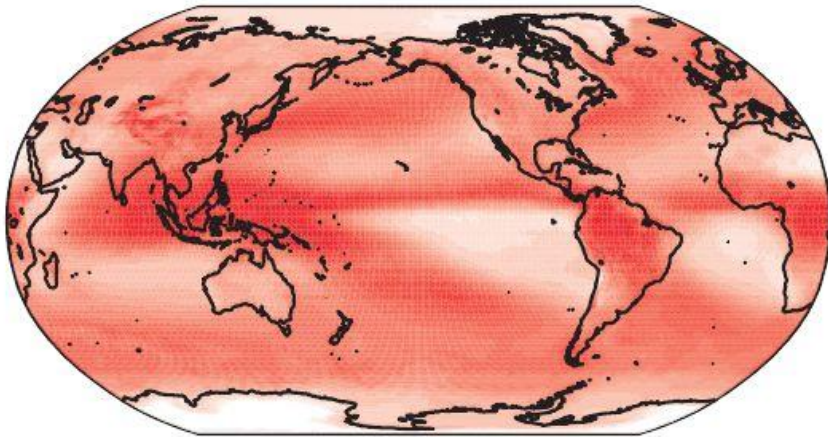
# Wymuszanie radiacyjne chmur



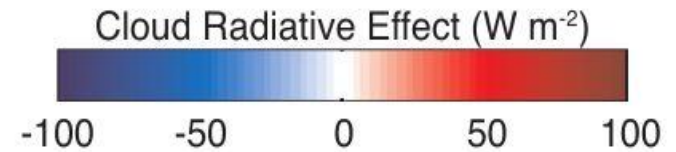
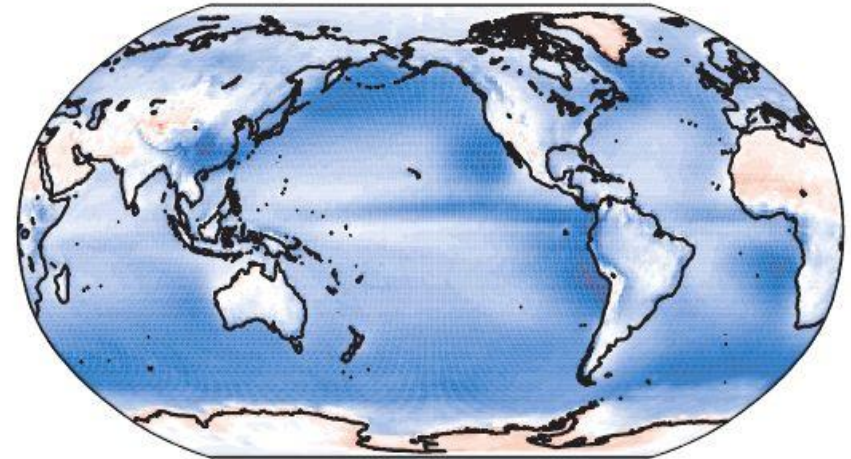
(a) Shortwave (global mean =  $-47.3 \text{ W m}^{-2}$ )



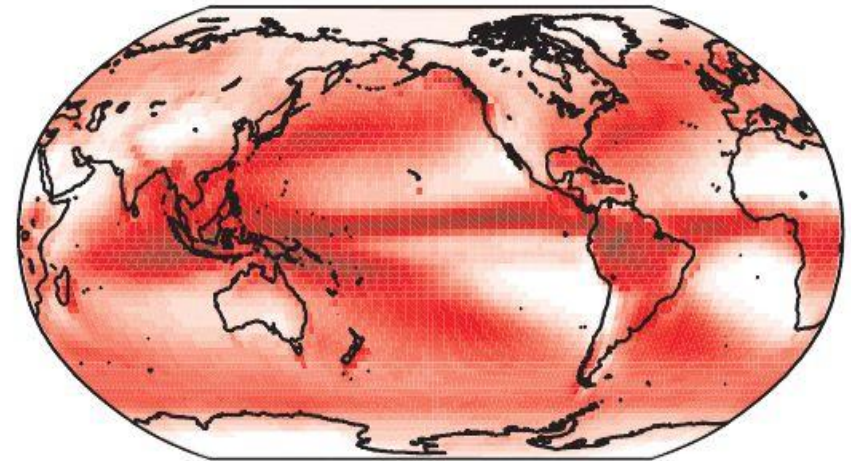
(b) Longwave (global mean =  $26.2 \text{ W m}^{-2}$ )



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



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

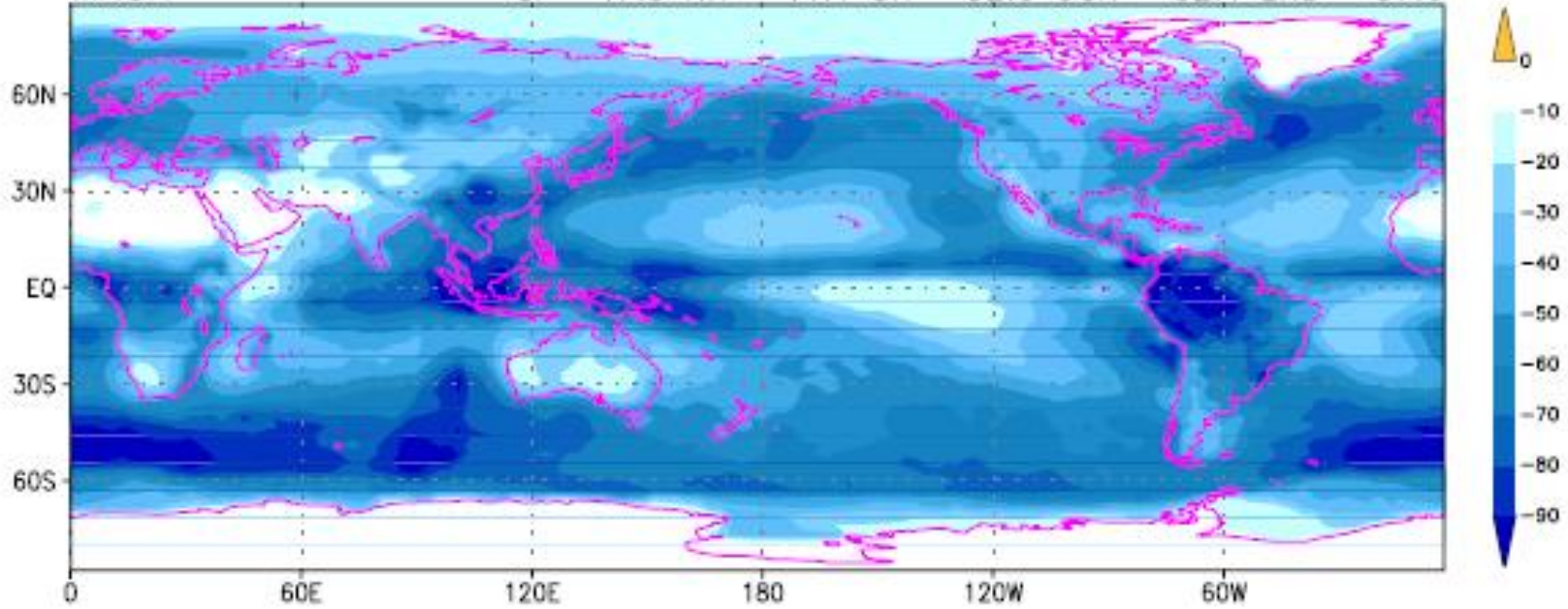


Chmury i ich rola w procesach radiacyjnych i klimatycznych



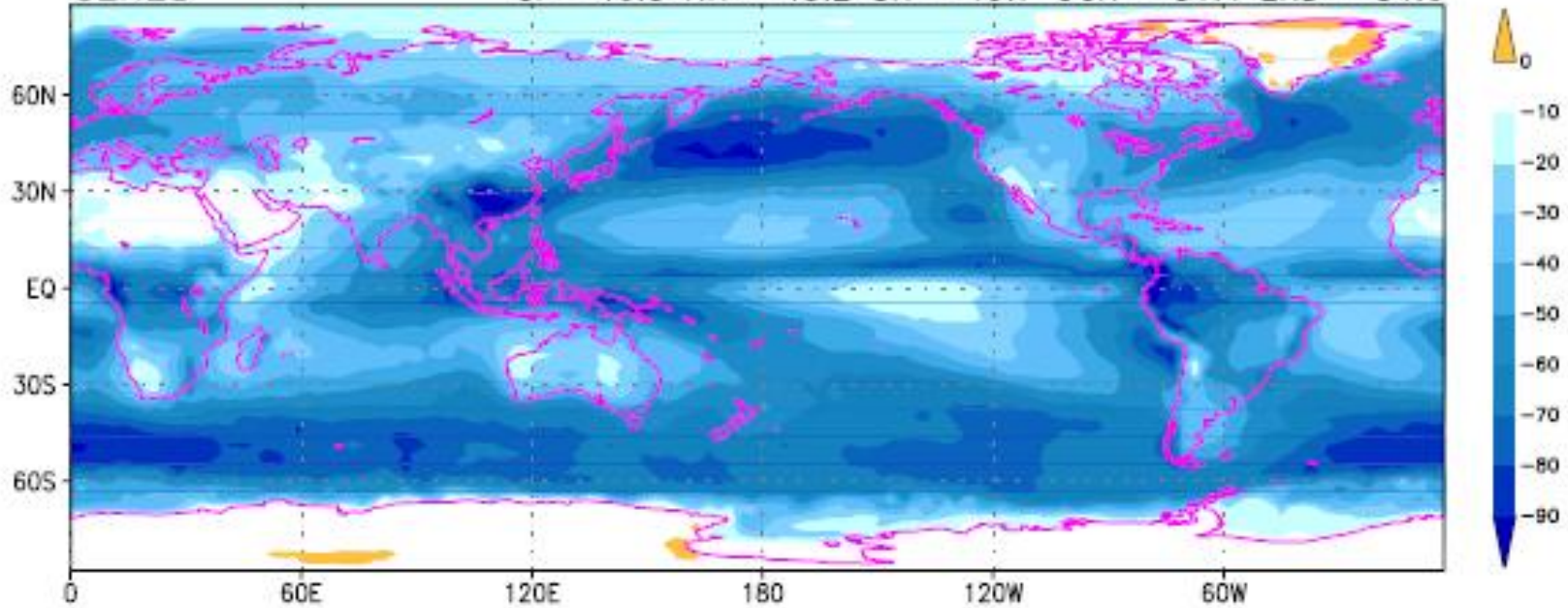
MACR

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



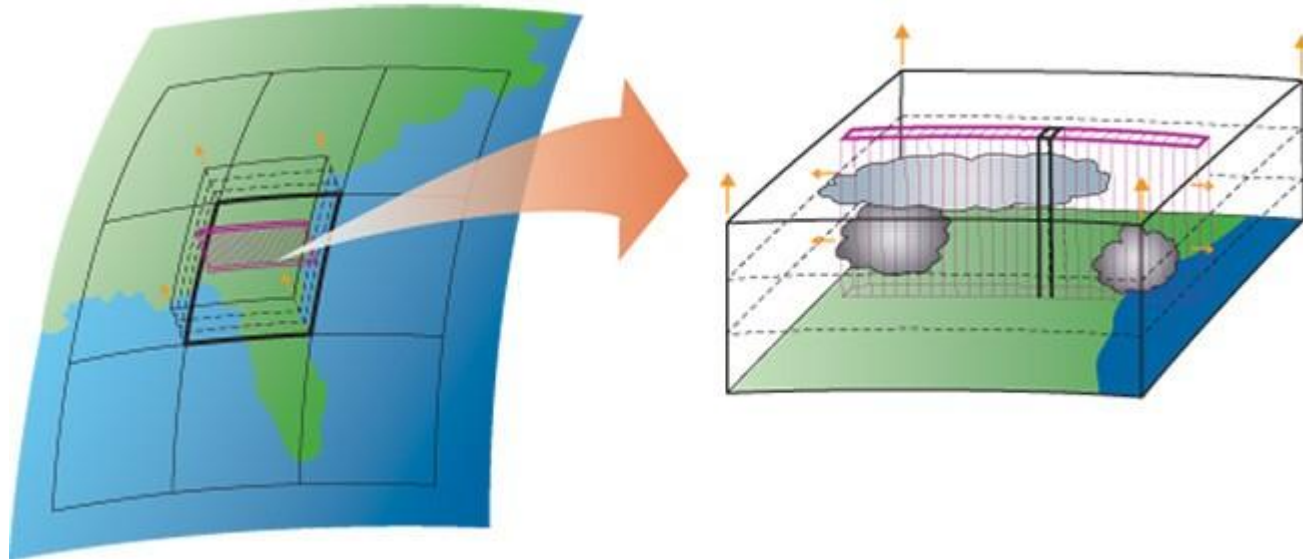
CERES

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





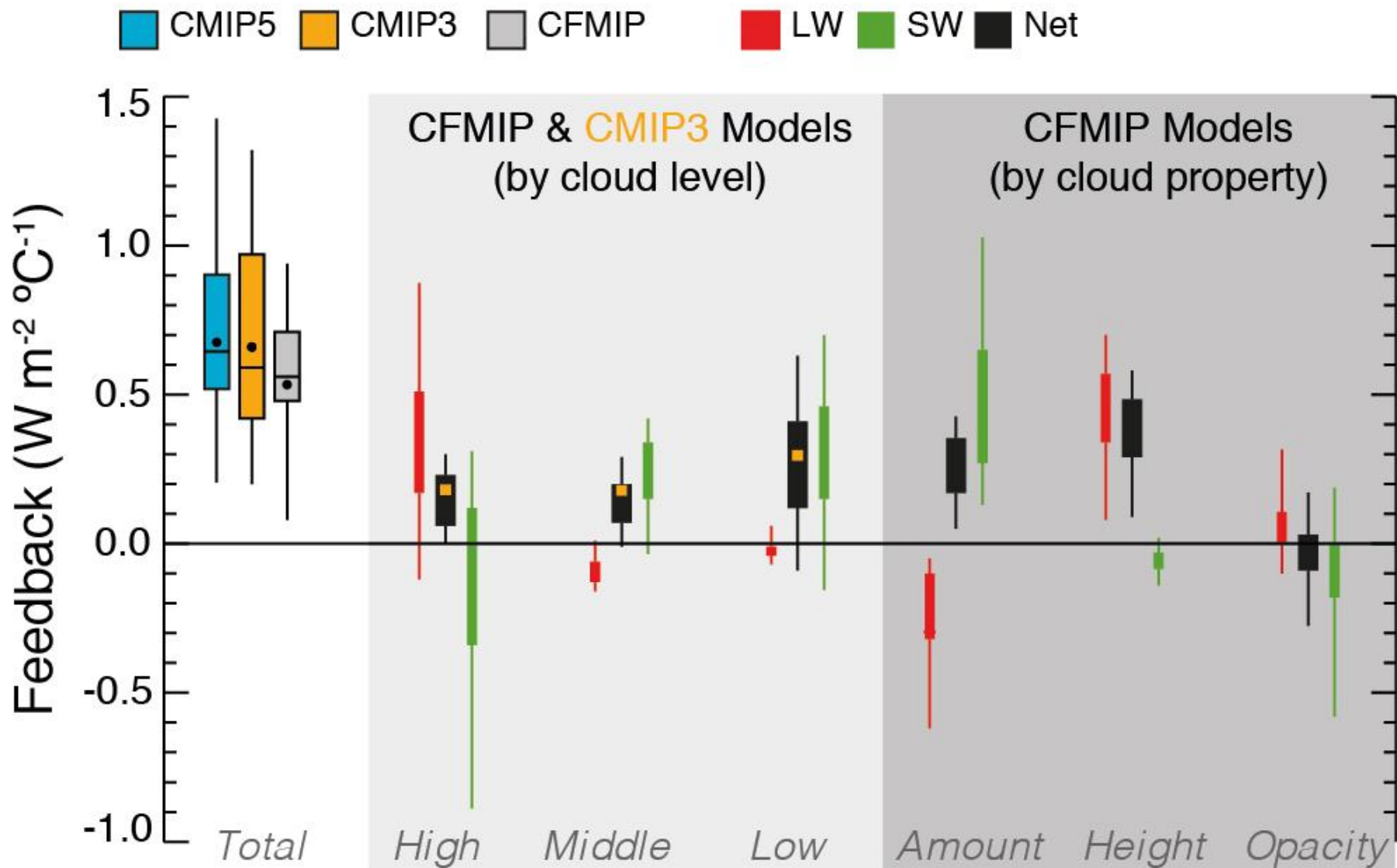
Jak sobie radzimy z problemami?  
 „Multiscale modeling” - modelowanie wieloskalowe,  
 superparametryzacje, GIGA-LES, ILES,  
 explicit cloud-resolving....



Bodenschatz, E., S.P. Malinowski, R.A. Shaw, F. Stratmann, 2010: Can We Understand Clouds without Turbulence? *Science*, **327**, 970 – 971.

Randall D.A., Khairoutdinov M, Arakawa A, Grabowski W.W., 2003: Breaking the cloud parameterization deadlock . *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **84**, 1547-1564.

I wiele wiele innych.....

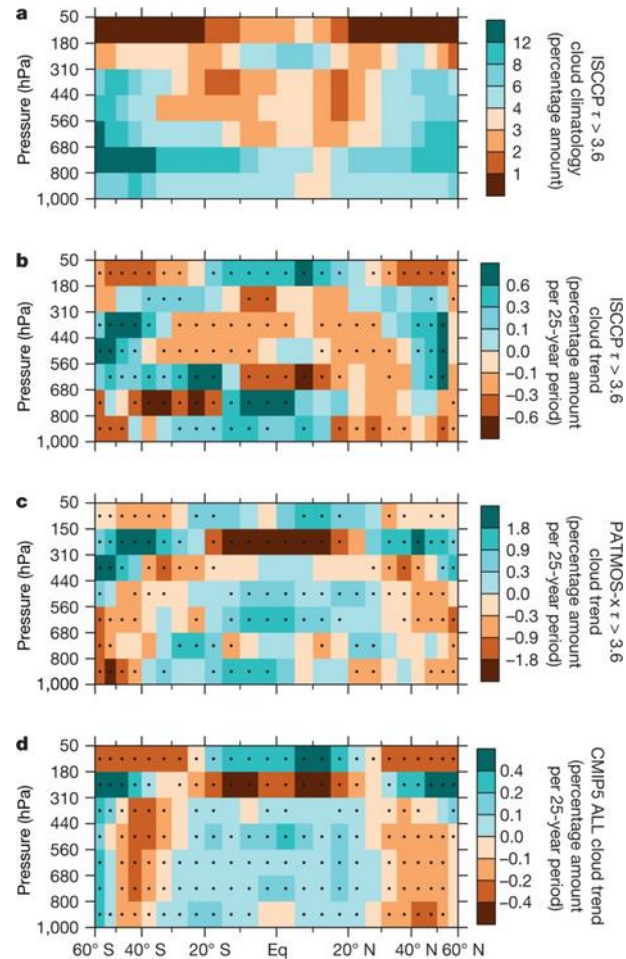


Efekty sprzężeń związanych z chmurami wskutek z zmian koncentracji CO<sub>2</sub> w atmosferze.



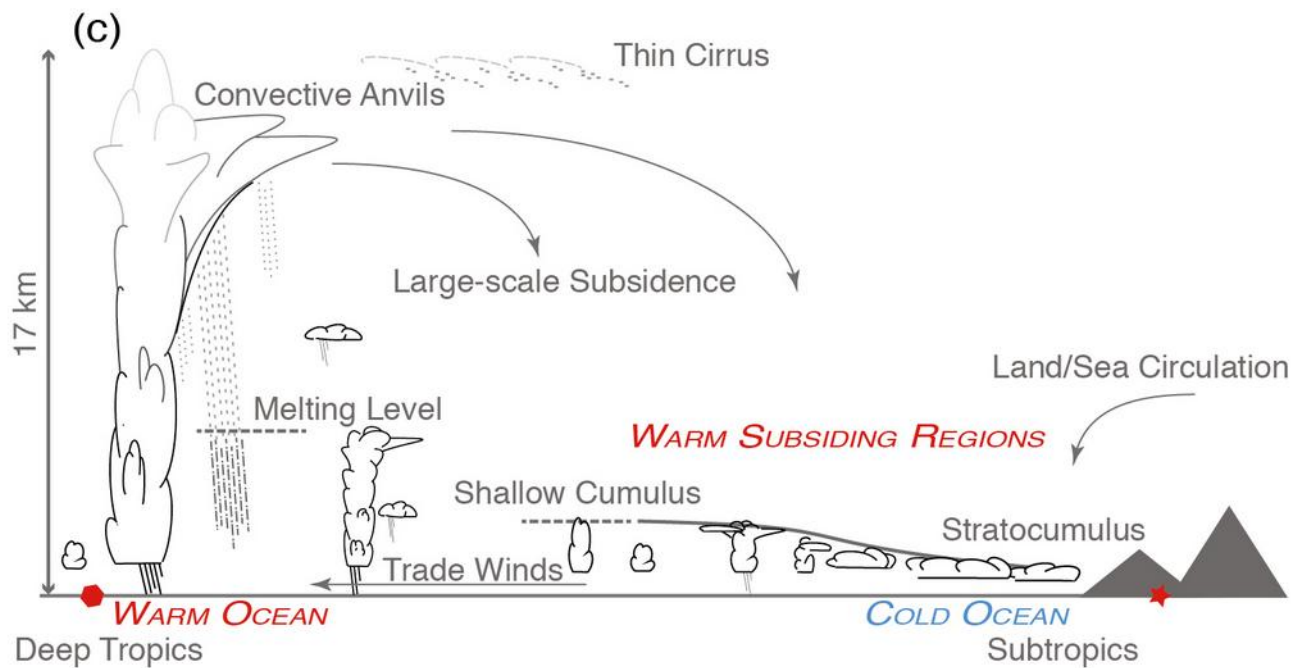
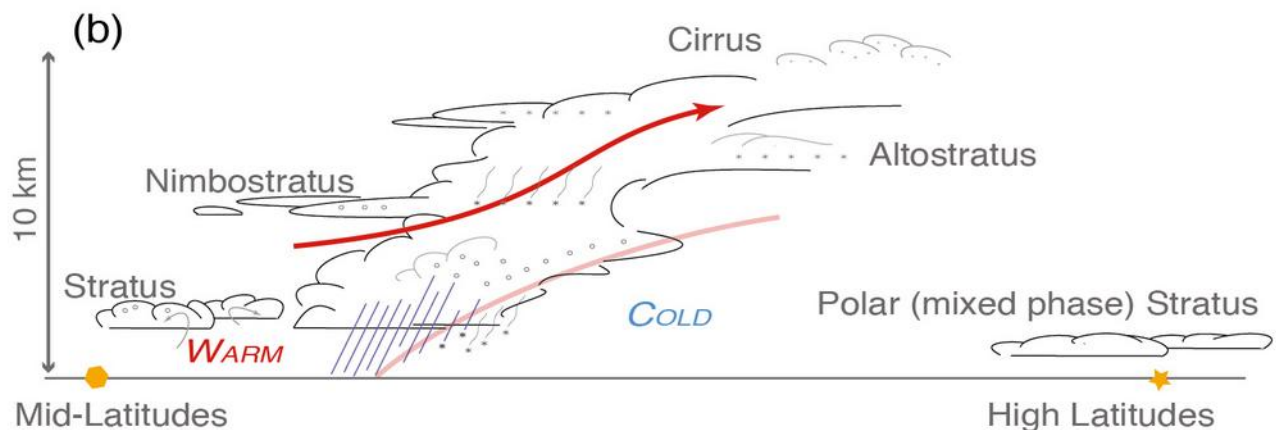
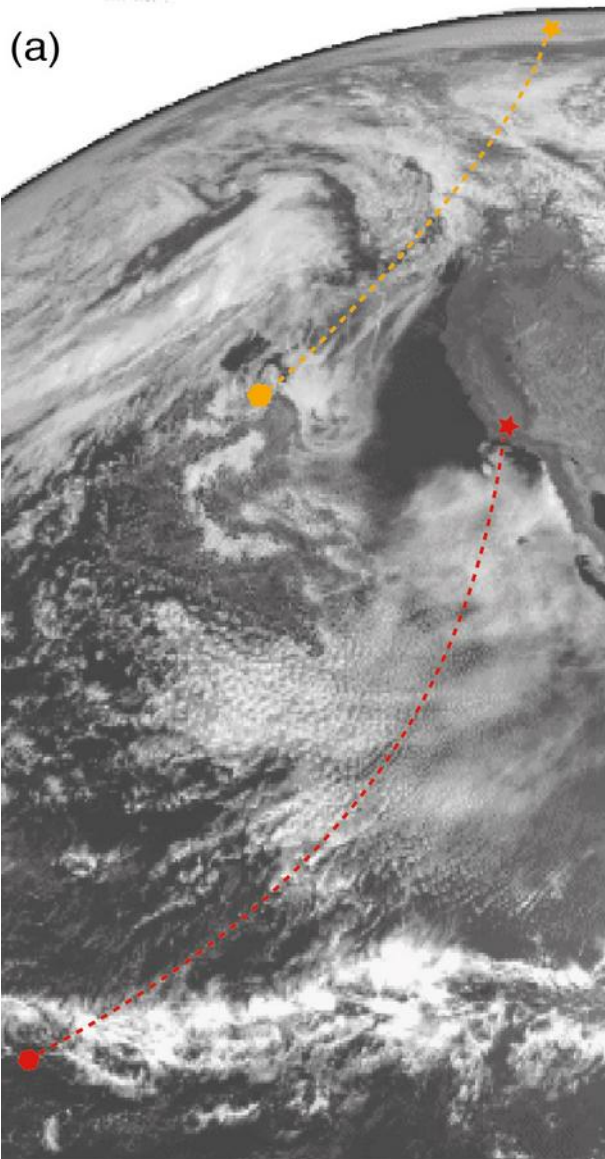
# Zonal mean change in observed and simulated cloud amount during the period 1983–2009 in seven pressure intervals

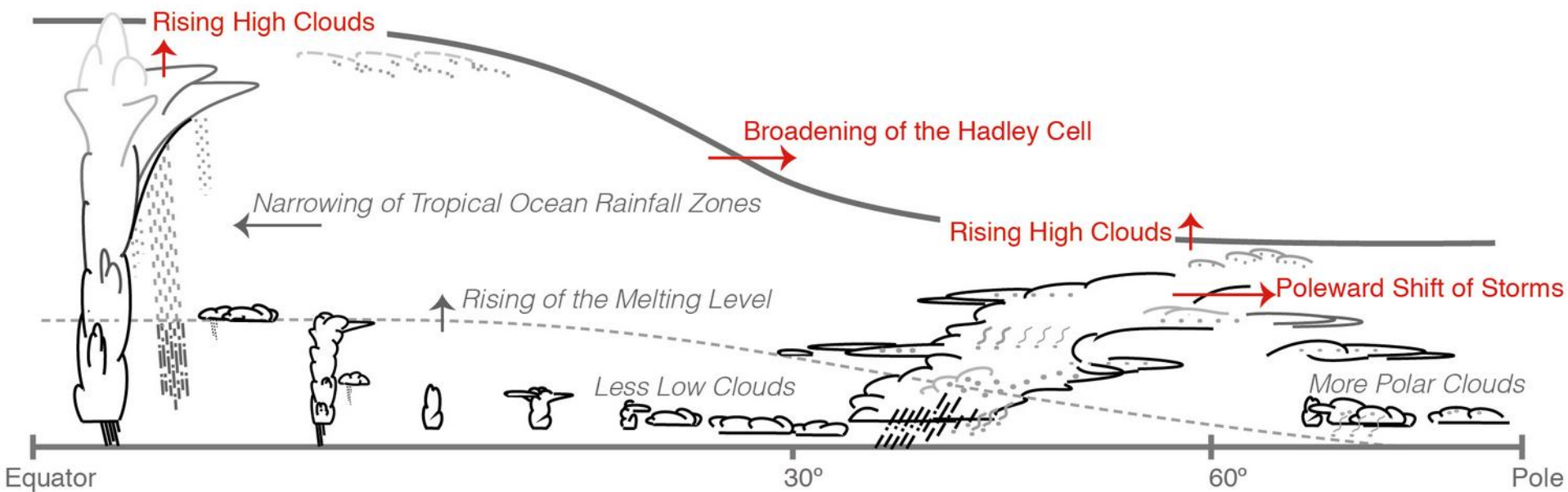
Układy chmur przesuwają się w kierunku biegunów i w górę, co wzmacnia ocieplenie klimatu.



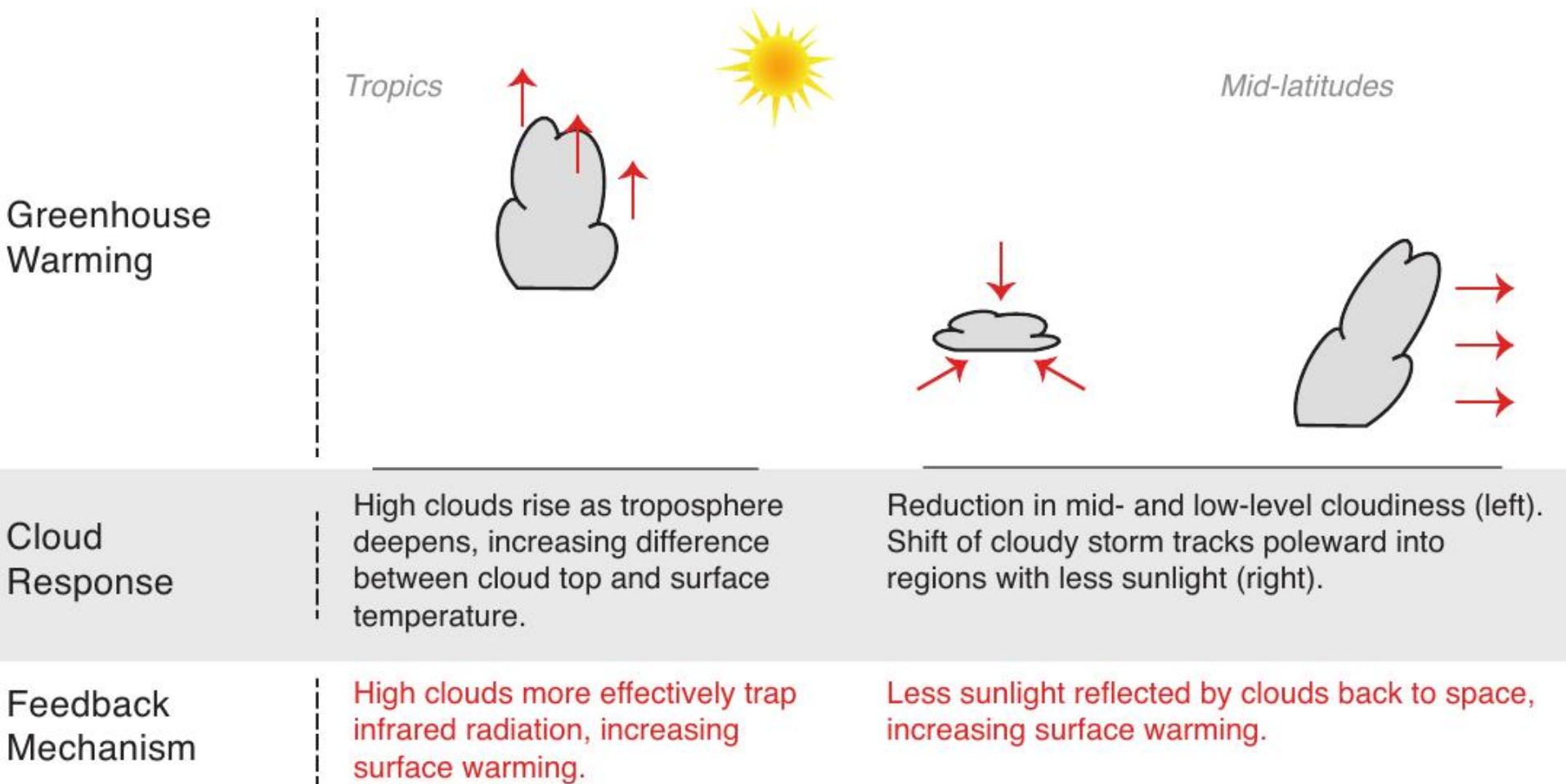
J R Norris *et al.* *Nature* 1–4 (2016) doi:10.1038/nature18273

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





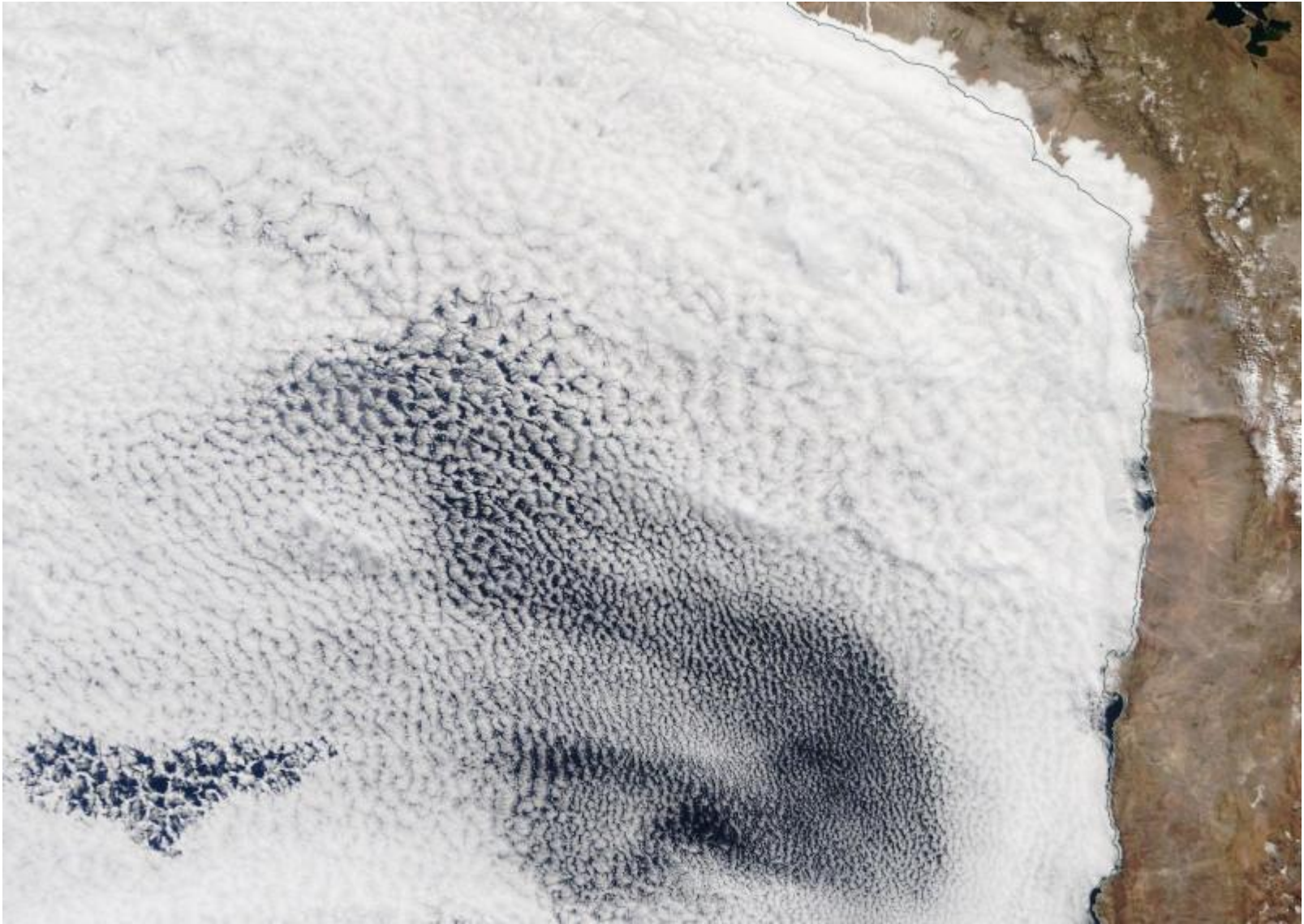
Zmiany w strukturze i dynamice atmosfery związane ze zmianami zachmurzenia na ocieplającej się Ziemi.

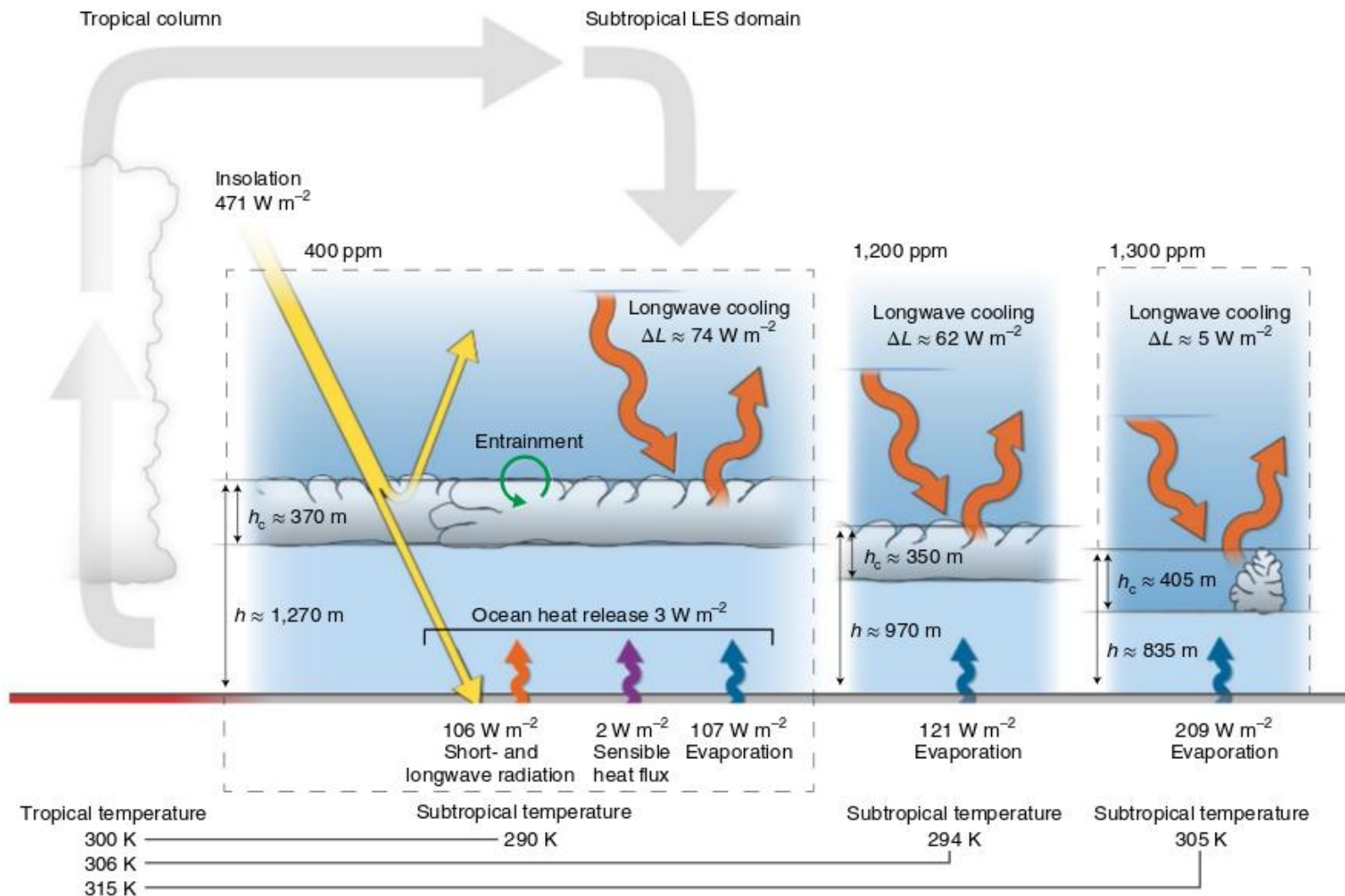


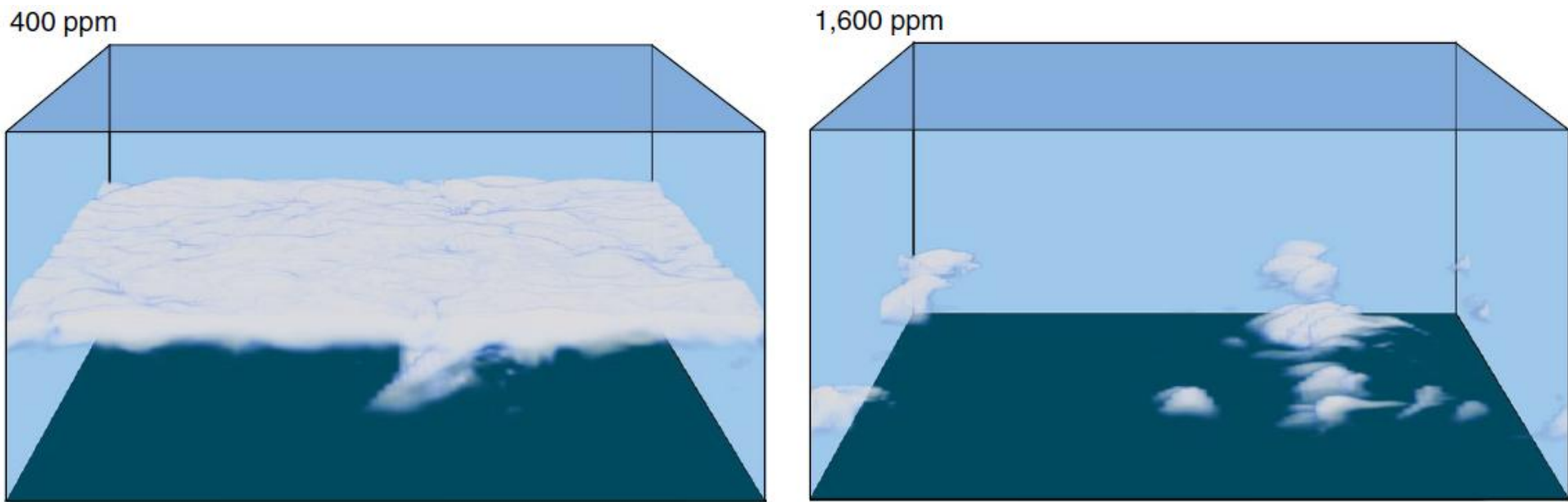
Zmiany w zachmurzeniu ocieplającej się planety – schematycznie.



Morskie chmury: nowo odkryte sprzężenie zwrotne destabilizujące klimat cieplarnianej Ziemi.

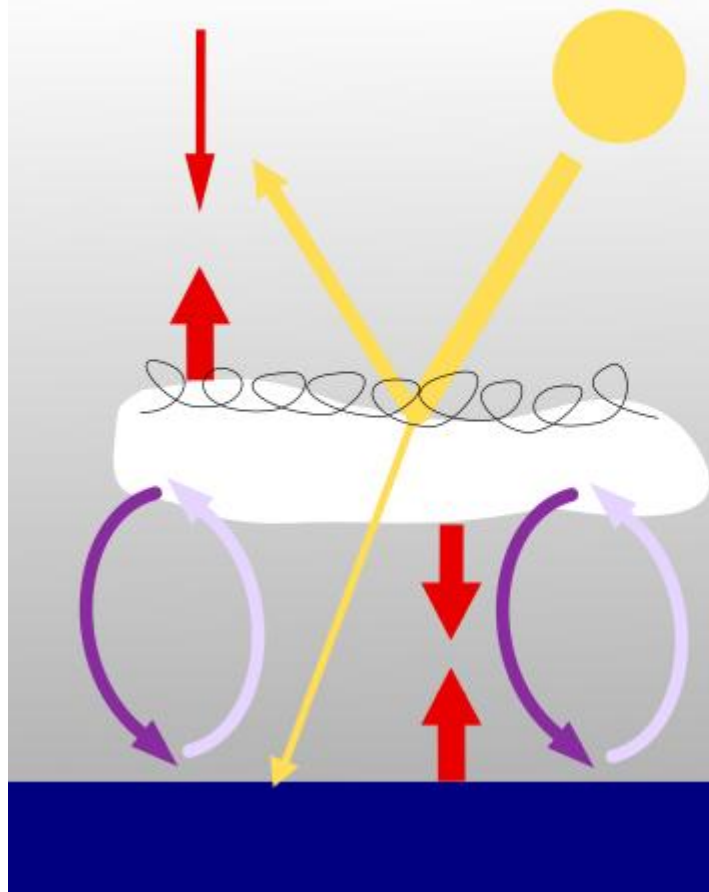




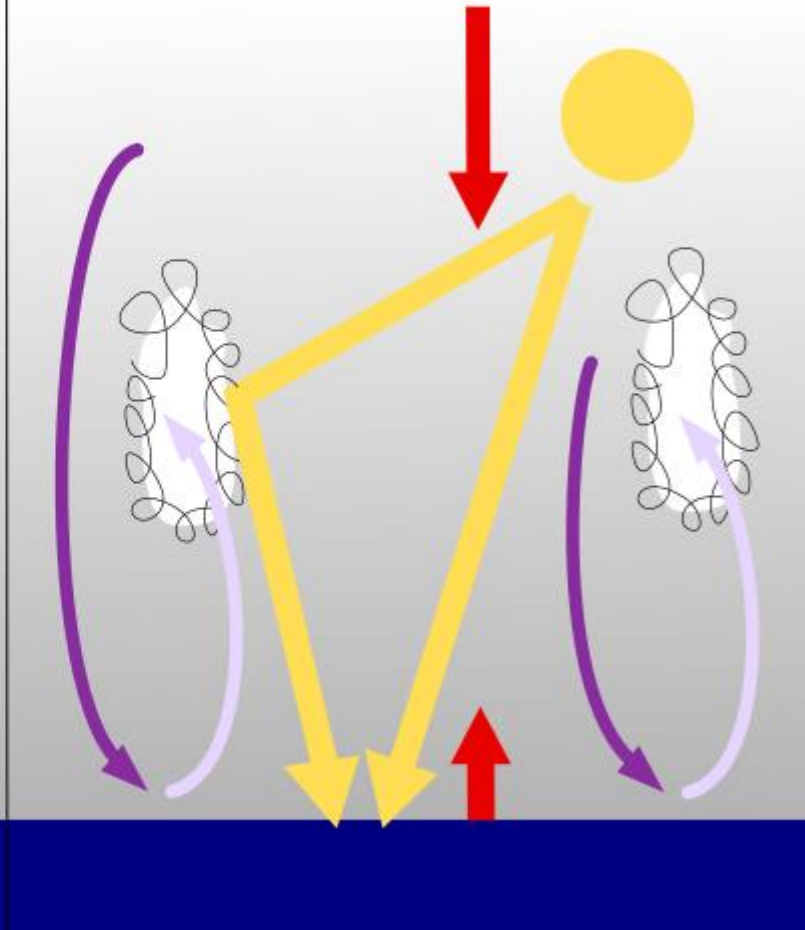


Wyniki symulacji zachmurzenia w rejonie podzwrotnikowym przy różnych średnich koncentracjach dwutlenku węgla. Po lewej – 400 ppm (stan obecny, ze średnią temperaturą powierzchni morza w tym rejonie ok.  $17^{\circ}\text{C}$ ), po prawej – 1600 ppm (możliwy stan przyszły, ze średnią temperaturą morza w tym rejonie ok.  $35^{\circ}\text{C}$ ). Źródło: Schneider i in. 2019

400 ppm CO<sub>2</sub>



1600 ppm CO<sub>2</sub>



Schemat zmian w bilansie energii i własnościach morskiej warstwy granicznej atmosfery nakrytej chmurą stratocumulus w sytuacji, gdy koncentracja CO<sub>2</sub> w atmosferze wzrośnie z wartości obecnych (ok. 400 ppm) do ok. 1600 ppm. (przyszłe stulecie w scenariuszu Biznes-jak-zwykle) Proste żółte linie ze strzałkami schematycznie pokazują bilans promieniowania słonecznego, czerwone – promieniowania podczerwonego (cieplnego). Fioletowe strzałki ilustrują transport konwekcyjny (mieszanie wskutek konwekcji) w dolnych warstwach atmosfery: pokazują, że przy konwekcji stratocumulusowej wymiana pary wodnej i wody ograniczona jest do płytkiej warstwy pokrytej chmurami, w przeciwieństwie do sytuacji z konwekcją cumulusową, gdzie mieszanie i transport pary wodnej z powierzchni oceanu obejmuje znacznie głębszy obszar..



# „Wybielanie” chmur stratocumulus dla schładzania planety?

